



HAL
open science

**Métamorphismes et déformations des séries
cristallophylliennes du Chavanon, de la Sioule et d’Ussel
(Massif Central français). Discussion du modèle de
nappes du Massif Central.**

Vincent Thiery

► **To cite this version:**

Vincent Thiery. Métamorphismes et déformations des séries cristallophylliennes du Chavanon, de la Sioule et d’Ussel (Massif Central français). Discussion du modèle de nappes du Massif Central.. Sciences de la Terre. Université de Franche-Comté, 2010. Français. NNT: . tel-00715792

HAL Id: tel-00715792

<https://theses.hal.science/tel-00715792>

Submitted on 9 Jul 2012

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

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

Thèse

Présentée à

L'U.F.R. des sciences et techniques de l'université de Franche-Comté

Pour obtenir le

GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ
DE FRANCHE-COMTÉ
Spécialité : Sciences de la Terre

**Métamorphismes et déformations
des séries cristallophylliennes
du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel
(Massif Central français).
Discussion du modèle de nappes du Massif Central.**

Par

Vincent THIÉRY

Soutenue le 30 avril 2010 devant la commission d'examen :

Président du jury	M. Olivier FABBRI, professeur des universités, Université de Franche-Comté, Besançon, examinateur.
Directeur de thèse	M. Patrick ROLIN, D.E., Maître de conférences, Université de Franche-Comté, Besançon.
Co-directeur de thèse	M. Philippe ROSSI, ingénieur au B.R.G.M, Orléans.
Rapporteurs	M. Michel FAURE, professeur des universités, Université d'Orléans. M. Karel SCHULMANN, professeur des universités, Université de Strasbourg.
Examinateur	M. Didier MARQUER, professeur des universités, Université de Franche-Comté, Besançon.

AVANT-PROPOS

Ce travail de thèse a été réalisé en parallèle des levés de terrain de la carte géologique d'Ussel (n°715) et de la rédaction de sa notice explicative (1^{ère} édition). Les frais de mission et d'analyse ont été pris en charge par le BRGM dans ce cadre.

Remerciements

Au terme de ces trois ans et quelques mois passés à étudier les mystères de la géologie de cette partie du Massif Central, je tiens à remercier un grand nombre de personnes que j'ai pu côtoyer, que ce soit au cours de discussions « cailloux » ou pour un coup de main technique...

Un immense merci à Patrick ROLIN et Philippe ROSSI pour avoir rendu ce sujet possible et pour m'avoir pris sous leur aile durant cette expérience unique qu'est la thèse. Dès ma licence, sous leur égide et avec Charles CARTANNAZ, j'ai attrapé le virus du Massif Central et de la cartographie en zone herbeuse et non affleurante.

Je remercie les rapporteurs et membres du jury d'avoir accepté de se pencher sur ce travail. Tout particulièrement, je remercie Michel FAURE, croisé par hasard lors d'une ultime campagne de terrain dans la série de la Sioule, et grâce à qui j'ai réussi à mettre la main sur les fameuses granulites à disthène de Saugère...

Merci également à Olivier FABBRI, pour m'avoir permis d'étudier de près des ~~pseudotachily~~ ~~pseudotachily~~ pseudotachylytes (et par la même occasion de me rendre compte de la différence de qualité - et de quantité... - des affleurements entre les Alpes et le Massif Central...).

ファブリ先生、本研究の終盤期に理解あるサポートをしていただき、ありがとうございます。
(merci Ueda pour la traduction...)

Je n'oublie pas non plus Didier MARQUER avec qui nous avons pu réfléchir sur le Sillon Houiller.

Je tiens à adresser mes remerciements sincères à M. Michel ROSSY, qui m'a pris sous son aile dès mon DEA pour me remettre à niveau en microscopie optique, avec toujours beaucoup de disponibilité, de gentillesse, et avec un œil extérieur souvent source de débats intéressants.

Sans Philippe GONCALVES, mes pseudosections auraient sans doute été inexistantes...

Je n'oublie pas les conseils, de même que dans certains cas les ressources informatiques ou bibliographiques que j'ai pu obtenir sur divers problèmes auprès de chercheurs étrangers : M. BROWN, B. CESARE (au passage : son site de pétrographie est absolument fabuleux : <http://www.microckscopica.org/>), B. SCHULZ, E. SAWYER.

Mme Monique TEGYEY, bien qu'ayant fait valoir ses droits à la retraite, a pris la peine de se replonger dans la géologie (presque) profonde de la France profonde (sic) par le biais des micaschistes du Chavanon... qu'elle en soit remerciée. A ce sujet, je me permets de citer sa remarque sur « mes » micaschistes, qui ne lui ont pas réellement rappelé ceux de la Sioule... Alors, Chavanon et Sioule, est-ce la même chose ? La suite au prochain épisode...

Sans la bibliothèque universitaire science/staps, je ne serai pas allé bien loin : Mmes Lucile NICOLAS et Bernadette HARTER m'ont permis d'obtenir en prêt entre bibliothèques des documents introuvables, Emilie DOUADI et Agnès MACQUIN ont sans doute encore mal au dos d'être allées me chercher au sous-sol de vieux Bulletins de la Société Géologique de France assez épais... Dans le même contexte, je n'oublie pas Mmes BOISSON Josette et THOR Gisèle, techniciennes au département de géosciences, pour avoir rendu la bibliothèque du labo ordonnée.

Sans les étudiants de Besançon qui se sont rendus dans le Massif Central, le travail de cartographie géologique n'aurait jamais abouti. Ils ont sévi sur les cartes de Felletin, Royère et Ussel :

- Cuvée 2006 : Florian BARRAULT, Florian CATIMEL, Flavien CHOLET, Nicolas DUMONT, Aurélien « Glinglin » Églinger, Joris MAVEL, Étienne MOREAU, Barnabé NICEY.
- Cuvée 2007 : Pierre « Bellou » BELLE, Julien BOUCLY, Étienne JUPPÉ, Romain LAFAY.
- Cuvée 2008 : Marie RAVIER, Benoît REILÉ.

Merci à Alain COCHERIE et à Pierre JEZEQUEL du BRGM pour la préparation et la datation des monazites, xénotimes et autres zircons de mes échantillons... et pour la prose issue des rapports.

Je n'oublie pas Philippe CHÈVREMONT du BRGM pour les nombreuses discussions sur le Limousin en général et la carte d'Ussel en particulier. Au BRGM, je n'oublie pas non plus Robert WYNS et Florence QUESNEL pour des conseils sur les altérites, ainsi que Guillaume MARTELET pour avoir tenté, à ma demande, une carte de l'anomalie de Bouguer sur la série du Chavanon... comment ça, y'a pas de données ?

Une pensée affectueuse pour Serge ANDRÉ, notre dessinateur et fournisseur officiel de « matériel de cartographie que je gardais au fond du tiroir et qui pourrait servir un jour », que j'ai pu obtenir grâce à sa grande perspicacité. Merci et bonne retraite !

Grâce à Igor VILLA (Berne) j'ai pu travailler sur un spectromètre et tout un tas d'appareils complexes pour dater mes amphiboles, et découvrir la ville de Berne par la même occasion...

Merci à Serge NENERT de m'avoir indiqué quelques coins à « cailloux » qui m'ont permis de joindre l'agréable à l'agréable grâce à quelques trouvailles minéralogiques sympathiques sur mes lieux de travaux...

Mme Mireille BRETON, au BRGM, a subi l'envoi répété de factures justificatives de mes déplacements et a toujours géré ceci, ainsi que mes venues au BRGM, de main de maître. Un grand merci.

Un immense merci à M. Louis RAIMBAULT (ENSMP) pour l'envoi de ses minutes sur la partie ouest de la feuille Ussel (granite de Meymac, série d'Ussel et Millevaches) ainsi que sur les nombreux conseils qu'il m'a prodigués. Sans lui, la carte ne serait pas ce qu'elle est... vu que les affleurements jouent à cache-cache depuis son passage dans la région.

Merci à Mme Marie-José MANFREDI pour la gestion des tracasseries administratives en tout genre, inhérentes à chaque mission de terrain. Je n'oublie pas non plus Céline GUILLEMOT, secrétaire du master pro de Besançon.

Sans notre litholamelleur, Didier CONVERT-GAUBIER, je n'aurais pas eu de lames minces et ce mémoire n'aurait donc pas pu exister.

Le laboratoire, c'est aussi une grande famille. De professeurs, beaucoup sont passés collègues de travail. Merci à tous de m'avoir formé en tant que géologue lors de mes études.

Je n'oublie pas les thésards et tous les étudiants que j'ai côtoyé au cours de ces années à donner des cours, à aller sur le terrain et à m'occuper de l'association des géologues de Besançon : les 3 membres de la « -227 L team » Emilien OLIOT, Pierre TRAP et Benjamin BRIGAUD pour l'ambiance de fin de thèse, et puis, pêle-mêle, Nicolas CARRY, Brice LACROIX, Aurélie LEROUX, Latifa

BOURAGBA, François « Souki » SOUQUIÈRE, Laure BRIOSCHI, Jean-Pierre CHRÉTIEN, Henri LECLÈRE, Pierre-Antoine MONNIER, Marika BOUTRY, Marie-Anne HÉRAN...

Merci à Mariette JOBARD et Rachel LANGLAIS, du bureau de la scolarité des écoles doctorales, pour leur compréhension et leur soutien moral et administratif lors de la phase de préparation académique et administrative de la soutenance...

Christian GILLES et Guillaume WILLE au BRGM m'ont fait découvrir les joies de la microsonde électronique (comment ça, elle est en panne ?) et grâce à eux, j'ai plein de grossulaire, d'almandin, de pyrope, de magnésiohastingsite, alors que je ne voyais que des grenats et des amphiboles...

Merci à Mlle Nathalie VIDAL de la société d'histoire naturelle d'Auvergne pour l'envoi de documents historiques introuvables ailleurs.

Enfin, un immense merci à Chantal WACKENHEIM pour les innombrables discussions sur l'industrie minière, et également pour autre chose...

Je n'oublie pas mes parents, grâce à qui j'ai pu faire des études dans la voie qui m'intéressait, qui ont toujours été là en période de doute et puis... si je me suis mis à la géologie, je pense que les minéraux et fossiles qu'ils ont toujours eu n'y sont pas étrangers... Ah, cette fluorine verte... ☺ Je n'oublie pas non plus mon frère et ma belle-sœur pour leur soutien. Mes 2 nièces qui sont nées durant ma thèse liront peut-être un jour ce mémoire... ou pas.

Merci à la famille RAVIER d'avoir été derrière moi... et enfin, at last but not least, pour Marie : « Battles are fought by those with the courage to believe, they are won by those who find a heart to share » ;o)

Ce manuscrit est dédié à la mémoire du Professeur Jean-Michel Quénardel (1946-2009), parti trop tôt des suites d'une longue maladie. Jean-Michel a été le premier à me sensibiliser aux séries inverses du Massif Central lorsque j'étais étudiant en licence. « La vie, ça finit toujours mal » (Marcel Aymé).

Introduction

De nombreuses études géologiques ont été réalisées sur le massif Central : géologie structurale, pétrographie, géochronologie... Toutefois, la géodynamique de cette branche de l'orogénèse Varisque est toujours mal comprise. La succession des événements tectonométamorphiques y est toujours sujette à débat, notamment en ce qui concerne un schéma monocyclique (ouverture et fermeture d'un seul domaine océanique) ou polycyclique (plusieurs microblocs limités par des domaines océaniques réduits).

Ce mémoire se propose d'apporter de nouvelles données sur des secteurs centraux du Massif Central : séries métamorphiques du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel.

Les outils mis en œuvre au cours de ce travail sont les suivants : la réalisation d'une carte géologique sur les séries du Chavanon et d'Ussel (feuille Ussel au 1/50 000, 1^{ère} édition), une étude pétrographique détaillée couplée à une étude structurale. A ce travail « classique » viennent s'ajouter des données géochronologiques, géochimiques et de la modélisation pétrologique (voir l'annexe « Méthodes et Outils »).

L'objectif est de vérifier la validité des modèles classiquement admis pour cette partie du Massif Central (modèle de nappes) dans ces secteurs, afin de pouvoir les discuter et d'en proposer de nouveaux.

Cette thèse s'articule en 9 chapitres :

1. Historique - Contexte géologique et problématique. Le métamorphisme dans le cadre du Massif Central.
2. Les unités métamorphiques occupant le cœur du Massif Central : série du Chavanon, série de la Sioule, série d'Ussel. Présentation d'ensemble.
3. L'unité parautochtone : micaschistes et roches incluses.
4. L'unité supérieure et l'unité inférieure des gneiss : terrains anatectiques et lithologies incluses dans ces unités.
5. Géochimie comparative des différentes lithologies de la série du Chavanon.
6. Géochronologie.
7. Le Sillon Houiller.
8. Analyse structurale des formations métamorphiques.
9. Synthèses, discussion et conclusions. Modèles.

Table des matières

CHAPITRE 1	HISTORIQUE - CONTEXTE GEOLOGIQUE ET PROBLEMATIQUE - LE METAMORPHISME DANS LE CADRE DU MASSIF CENTRAL	19
1.1	CONTEXTE TECTONIQUE DU MASSIF CENTRAL DANS LA CHAINE HERCYNIE	20
1.2	LES GRANDS TRAITs GEOLOGIQUES DU MASSIF CENTRAL	25
1.2.1	<i>La reconstitution des évènements anté-métamorphiques</i>	25
1.2.2	<i>Le complexe de nappes crustales dévoniennes (Zone Moldanubienne)</i>	26
1.2.2.1	L'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G.)	29
1.2.2.2	Les ultrabasites entre l'USG et l'UIG	29
1.2.2.3	Les complexes leptyno-amphibolitiques (CLA)	30
1.2.2.4	L'Unité Inférieure des Gneiss (UIG)	31
1.2.2.5	L'Unité des micaschistes Para-Autochtones (UPA)	32
1.2.3	<i>L'anatexie au sein des grandes unités lithotectoniques</i>	32
1.2.4	<i>Cadre du modèle de nappes. Les grands chevauchements. Le modèle Himalayen. Cinématique de mise en place des nappes et exhumation des unités HP. Trajets P-T-t</i>	36
1.2.4.1	Le « Massif Central Thrust » par analogie au « Main Central Thrust » d'Himalaya	36
1.2.4.2	Contraste du métamorphisme : des éclogites au parautochtone micaschisteux	36
1.2.4.3	Cinématique et nature de la déformation à la base des unités	37
1.2.5	<i>Problèmes posés par le modèle de nappes</i>	40
1.2.5.1	Linéations et sens de cisaillement. Ampleur des déplacements	41
1.2.5.2	Le problème de l'ophiolite du Limousin	41
i	Les arguments en faveur d'une interprétation ophiolitique	41
ii	Les autres arguments	42
1.2.5.3	Les roches basiques et ultrabasiques dans les séries métamorphiques du massif Central	42
1.2.6	<i>Les unités supérieures épi-métamorphiques</i>	43
1.2.6.1	Les unités volcano-détritiques	43
1.2.6.2	L'unité de Génis	43
1.2.6.3	Origine de ces unités épimétamorphiques	43
1.2.7	<i>Les intrusions de granitoïdes au cœur du Massif Central (Guéret)</i>	44
1.2.8	<i>Les séries dévono-carbonifères du nord du Massif Central : transgression marine et rift de la Brévenne</i>	46
1.2.9	<i>Les grandes fractures du NW Massif Central affectant l'unité de Guéret</i>	47
1.2.9.1	Les cisaillements dextres Famenco-Viséens inférieurs de direction armoricaine (N100-N130)	48
i	La zone de Cisaillement de la Courtine – Nord Millevaches (ZCCNM) et la faille d'Arrènes (FA)	48
1.2.9.2	Les zones de cisaillement Viséo-Namuriennes dextres et sénestres	49
i	La zone de cisaillement N150-N160 dextre des Pradines	49
ii	Le système faillé dextre de la Creuse (CFS)	49
1.2.9.3	La zone de cisaillement N80-N100 de la Marche-Boussac	51
1.2.9.4	La Faille d'Argentat d'orientation N160	52
1.2.9.5	Le Sillon Houiller d'orientation N20 (voir également la publication au chapitre 7)	52
1.2.10	<i>Les bassins Viséens</i>	54
1.2.10.1	Ouest du Sillon Houiller	54
1.2.10.2	Bassins Viséens en relation avec le Sillon Houiller	55
1.2.10.3	Est du Sillon Houiller	55
1.2.11	<i>Les bassins Stéphaniens et Permiens</i>	55
1.3	EVOLUTION MAGMATIQUE ET TECTONO-METAMORPHIQUE DU MASSIF CENTRAL	57
1.3.1	<i>La distension Cambro-Ordovicienne</i>	57
1.3.2	<i>L'évènement D0 (HP-UHP) : Convergence et subduction Silurienne (~430-400 Ma)</i>	58
1.3.3	<i>L'évènement D1 (MP/MT) NE-SW : Stade de collision. Exhumation des unités HP. Migmatisation (~400-375 Ma)</i>	58
1.3.4	<i>L'évènement D2 (MP/MT) Carbonifère précoce (~375-360 Ma) NW-SE. Ouverture du rift de la Brévenne/Beaujolais</i>	58
1.3.5	<i>Le métamorphisme granulitique « tardif » du plateau de Millevaches</i>	59
1.3.6	<i>L'effondrement post-orogénique de la chaîne : bassins houillers Stéphano-Permiens et « Metamorphic core complexes »</i>	59
1.4	HISTORIQUE DES ETUDES REALISEES SUR LES REGIONS ETUDIEES	60
1.4.1	<i>Modèles géologiques et évolution des concepts dans la série de la Sioule</i>	60
1.4.1.1	Les précurseurs	60

1.4.1.2	L'émergence du concept de nappes	63
1.4.1.3	Un chevauchement de type himalayen	64
1.4.2	<i>La série du Chavanon</i>	64
1.4.3	<i>Lorsque Sioule et Chavanon ne formaient qu'un seul ensemble – Le glissement gravitaire du bloc de Guéret</i>	65
1.4.4	<i>La série d'Ussel</i>	66
1.5	PROBLEMATIQUES	66
CHAPITRE 2 LES UNITES METAMORPHIQUES OCCUPANT LE CŒUR DU MASSIF CENTRAL - SERIE DU CHAVANON, SERIE DE LA SIOULE, SERIE D'USSEL - PRESENTATION D'ENSEMBLE		69
2.1	CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL. DEFINITION DES SECTEURS D'ETUDE. COUPES GEOLOGIQUES	70
2.1.1	<i>L'unité de Guéret</i>	70
2.1.2	<i>Relations entre les séries d'Ussel, du Chavanon et de la Sioule</i>	71
2.1.3	<i>La série du Chavanon (voir carte hors texte)</i>	73
2.1.4	<i>La série de la Sioule (voir carte hors texte)</i>	75
2.1.5	<i>La série d'Ussel (voir carte hors-texte)</i>	75
2.2	PETROGRAPHIE DES SERIES : PRESENTATION D'ENSEMBLE ET COMPARAISONS	76
2.2.1	<i>Comparaison des séries de la Sioule et du Chavanon</i>	78
2.2.2	<i>La série d'Ussel</i>	79
CHAPITRE 3 L'UNITE PARAUTOCHTONE : MICASCHISTES ET ROCHES INCLUES		81
3.1	LES MICASCHISTES DE LA SERIE DU CHAVANON	82
3.1.1	<i>Aspect de terrain. Pétrographie</i>	82
3.1.2	<i>Les grenats des micaschistes du Chavanon</i>	84
3.1.2.1	Description	84
3.1.2.2	Caractérisation des phases minérales : analyses à la microsonde électronique (grenat) et au MEB-EDS (inclusions)	87
3.1.2.3	Origine des inclusions	88
3.1.2.4	Discussion	89
3.1.2.5	Évidences possibles de fusion partielle (inclusions de « nanogranite »)	89
3.1.2.6	Conclusions et perspectives d'étude sur les grenats des micaschistes de la série du Chavanon	90
3.1.3	<i>Existence de l'évènement thermique à 300 Ma dans les micaschistes ?</i>	91
3.1.4	<i>Evaluation des conditions du métamorphisme : modélisation thermodynamique</i>	92
3.1.4.1	Choix du système chimique de modélisation et des modèles de solution solide. Composition chimique de la roche	93
3.1.4.2	Résultats	94
3.2	CONCLUSION A L'ETUDE DES MICASCHISTES DU CHAVANON : ETABLISSEMENT D'UN TRAJET PRESSION-TEMPERATURE-TEMPS	95
3.3	LES AMPHIBOLITES INCLUES DANS LES MICASCHISTES DE LA SERIE DU CHAVANON	96
3.3.1	<i>Pétrographie</i>	96
3.3.2	<i>Caractérisation des phases à la microsonde électronique</i>	97
3.3.3	<i>Géothermométrie plagioclase-amphibole</i>	98
3.4	LES MICASCHISTES DE LA SERIE DE LA SIOULE	98
3.5	SYNTHESE SUR L'UNITE PARAUTOCHTONE DANS LES SERIES DE LA SIOULE ET DU CHAVANON	100
CHAPITRE 4 L'UNITE SUPERIEURE ET L'UNITE INFERIEURE DES GNEISS : TERRAINS ANATECTIQUES ET LITHOLOGIES INCLUES DANS CES UNITES		101
4.1	RAPPELS : QU'EST-CE QU'UNE MIGMATITE ?	102
4.2	DIFFICULTES DE L'ETUDE DES MIGMATITES	102
4.2.1	<i>Des roches hétérogènes</i>	102
4.2.2	<i>Les évidences macro- et microscopiques de la fusion partielle</i>	102
4.2.3	<i>« Nanogranite » et inclusions de melt</i>	103
4.2.4	<i>Quelle étape de la migmatisation est figée à l'affleurement ?</i>	103
4.3	LES DIFFERENTES PARTIES D'UNE MIGMATITE	103
4.4	LES DIFFERENTS TYPES DE MIGMATITES	105
4.5	MIGMATISATION ET DEFORMATION. MOBILITE DU MELT	106
4.5.1	<i>Le « First Percolation Threshold » (FPT) ou « Liquid Percolation Threshold » (LPT)</i>	107
4.5.2	<i>Le « Second Percolation Threshold » (SPT) ou « Melt Escape Threshold » (MET)</i>	107
4.6	LES GNEISS METATECTIQUES S.L. DANS LES SERIES DU CHAVANON, DE LA SIOULE ET D'USSEL	107

4.6.1	Généralités - Aspect de terrain	108
4.6.2	Etude au microscope, à la microsonde et au MEB	110
4.7	LES MIGMATITES A CORDIERITE	111
4.8	LES DIATEXITES GRENUES HETEROGENES A NODULES DE CORDIERITE (DGHC) OU « AUBUSSONITES » : PETROGRAPHIE, GEOCHIMIE, RELATIONS STRUCTURALES	112
4.8.1	Précisions sémantiques	112
4.8.2	Introduction et historique	112
4.8.3	Problématiques pétrologiques et structurales	113
4.8.4	Lithologie	113
4.8.5	Etude d'un échantillon de DGHC par orientation préférentielle de forme	117
4.8.5.1	Théorie	117
4.8.5.2	Application	117
4.8.5.3	Résultats	118
4.8.6	Hypothèses génétiques	121
4.8.6.1	Les DGHC : un gneiss hypercordiéritique démembré par fusion partielle ?	121
4.8.6.2	Les DGHC : un granite d'anatexie ? Quel niveau structural pour la genèse des nodules ?	123
4.8.6.3	Naissance de nodules à cordiérite dans les diatexites de la série du Chavanon	123
4.8.6.4	Imbrications entre les DGHC et les autres migmatites	124
4.8.6.5	Pour aller plus loin dans l'étude des DGHC	127
4.8.7	Synthèse sur les migmatites à nodules de cordiérite (« DGHC »)	127
4.9	LES DIATEXITES LEUCOCRATES (TYPE LA CELLETTE)	127
4.10	LES MARBRES	129
4.11	LES CORDIERITITES DE RIBIERAS (SERIE DU CHAVANON)	129
4.11.1	Chimie des phases minérales	131
4.11.2	Crystal size distribution (CSD) : théorie et application	132
4.11.3	Hypothèse génétique pour la formation de ces roches	134
4.12	LES AMPHIBOLITES INCLUES AU SEIN DES TERRAINS MIGMATITIQUES DANS LA SERIE DU CHAVANON	135
4.12.1	Pétrographie et localisation	135
4.12.2	Caractérisation des phases minérales à la microsonde électronique	136
4.12.3	Géothermométrie plagioclase-amphibole	137
4.13	LES AMPHIBOLITES INCLUES DANS LES MIGMATITES DE LA SERIE DE LA SIOULE	138
4.14	LES AMPHIBOLITES DE LA SERIE D'USSEL	138
4.15	LES MIGMATITES A AMPHIBOLE DANS LES SERIES DU CHAVANON ET DE LA SIOULE	139
4.16	SYNTHESE SUR LA PRESENCE DE NIVEAUX BASIQUES DANS CES SERIES METAMORPHIQUES	140
4.17	LE METAMORPHISME DE HAUTE PRESSION	140
4.17.1	Les granulites à grenat-sillimanite-kyanite de la série du Chavanon	141
4.17.1.1	Hypothèse « autochtone »	142
4.17.1.2	Hypothèse « restitutive » : granulites résiduelles	142
4.17.1.3	Chimie des phases minérales	144
4.17.2	Les roches de haute pression : grenatites à kyanite de Saugère (série de la Sioule)	145
4.17.3	Les granulites à grenat-kyanite de Breuilly-Cesset (Sioule)	148
4.17.4	Les roches à spinelle	148
4.17.4.1	Synthèse sur les roches de haute pression dans les séries de la Sioule et du Chavanon	149
4.18	LE GRANITE SYN-CINEMATIQUE DE SAVENNES	149
4.18.1	Pétrographie	149
4.18.2	Déformation	150
4.19	CONCLUSION A L'ETUDE DES MIGMATITES RATTACHEES A L'UNITE INFERIEURE DES GNEISS ET A L'UNITE SUPERIEURE DES GNEISS	152
CHAPITRE 5 GEOCHIMIE COMPARATIVE DES DIFFERENTES LITHOLOGIES DE LA SERIE DU CHAVANON		153
5.1	REPRESENTATIVITE DES ANALYSES GEOCHIMIQUES	154
5.2	CHOIX DES ELEMENTS QUI SERONT COMPARES LORS DES COMPARAISONS ENTRE LES LITHOLOGIES	154
5.3	MIGMATITES : ELEMENTS MAJEURS	154
5.4	ELEMENTS EN TRACES	155
5.5	COMPARAISON GEOCHIMIQUE DE L'INTEGRALITE DES LITHOLOGIES PRESENTES DANS LA SERIE DU CHAVANON	156
CHAPITRE 6 GEOCHRONOLOGIE		159
6.1	AVANT-PROPOS	160
6.2	METHODE DE DATATION DES AMPHIBOLES (SERIE DU CHAVANON)	160

6.3	LES DIATEXITES	160
6.3.1	<i>Les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite</i>	160
6.3.2	<i>Les diatexites leucocrates (type la Cellette, série du Chavanon)</i>	160
6.4	LES GNEISS METATECTIQUES ET LES ROCHES INCLUES	161
6.4.1	<i>Les cordiérites de Ribieras</i>	161
6.4.2	<i>Chavanon : échantillon DH 68 (amphibolite de Savennes)</i>	162
6.4.3	<i>Sioule : âges ³⁹Ar/⁴⁰Ar sur micas et ThO₂*-PbO sur monazite</i>	162
6.5	LES MICASCHISTES ET LES ROCHES INCLUES	162
6.5.1	<i>Chavanon : âges ³⁹Ar/⁴⁰Ar sur micas</i>	162
6.5.2	<i>Chavanon : échantillon DI 35 (amphibolite de Pradelles)</i>	163
6.5.3	<i>Sioule : âges ³⁹Ar/⁴⁰Ar sur micas et U/Th/Pb sur monazite</i>	163
6.6	LE GRANITE DE SAVENNES (SERIE DU CHAVANON)	164
6.6.1	<i>Monazite</i>	164
6.6.2	<i>Xénotime</i>	164
6.6.3	<i>Zircons</i>	165
6.6.4	<i>Synthèse sur les datations du granite de Savennes</i>	165
6.7	SYNTHESE ET DISCUSSION SUR LES DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES	166
6.7.1	<i>Les âges de la série de la Sioule</i>	168
6.7.2	<i>Synthèse sur les âges obtenus pour les amphiboles (série du Chavanon) : discussion sur l'évènement thermique 330-300 Ma</i>	168
CHAPITRE 7	LE SILLON HOULLER	173
7.1	COMPLEMENTS A LA PUBLICATION	174
7.1.1	<i>Le problème des trajectoires de foliation</i>	174
7.1.2	<i>Quelle est la nature du couloir de mylonites ?</i>	175
7.1.3	<i>Existe-t-il des évidences d'un jeu autre que sénestre ?</i>	175
7.1.4	<i>Quelles conditions de déformation ?</i>	176
7.2	PUBLICATION	178
CHAPITRE 8	ANALYSE STRUCTURALE DES FORMATIONS METAMORPHIQUES	207
8.1	PRESENTATION DES RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LES UNITES ET AU SEIN DES UNITES (VOIR CARTES GEOLOGIQUES HORS TEXTE)	208
8.2	STRUCTURES VISIBLES DANS LES FORMATIONS GNEISSO-MIGMATITIQUES ET GNEISSIQUES DES SERIES DU CHAVANON, DE LA SIOULE ET D'USSEL	208
8.2.1	<i>Structures visibles dans les gneiss migmatitiques de la série du Chavanon et de la série d'Ussel</i>	209
8.2.1.1	<i>Attitude de la foliation et de la linéation</i>	209
8.2.1.2	<i>L'originalité des diatexites de la Cellette (série du Chavanon)</i>	213
8.2.1.3	<i>Les plis P2 et la linéation LC2 post S1, localement associés à une schistosité S2</i>	214
8.2.1.4	<i>Présence de veines tardives de leucosomes, syn à post S2</i>	219
8.2.1.5	<i>Les plis et la linéation de crénelation Lc, post S2, des métatexites de la série du Chavanon et de la série d'Ussel</i>	221
8.2.1.6	<i>Relation entre structures et paragenèses métamorphiques</i>	222
8.2.2	<i>Structures dans les gneiss diatectiques et les gneiss métatectiques de la série de la Sioule</i>	223
8.2.2.1	<i>Attitude de la foliation et de la linéation</i>	223
8.2.2.2	<i>Les plis P2 syn S2</i>	224
8.2.2.3	<i>La linéation N210-N10</i>	229
8.2.2.4	<i>Les plis P3 (N140) post S2</i>	230
8.2.3	<i>Structures dans les gneiss migmatitiques de la série d'Ussel</i>	232
8.3	STRUCTURES DANS LES MICASCHISTES DES SERIES DU CHAVANON ET DE LA SIOULE	234
8.3.1	<i>Structures visibles dans les micaschistes du Chavanon</i>	234
8.3.1.1	<i>Les structures visibles dans les amphibolites</i>	236
8.3.1.2	<i>Plissement post S2 : P3</i>	237
8.3.1.3	<i>Structures extensives post S2</i>	239
8.3.1.4	<i>La torsion de la S2 à proximité du Sillon Houiller</i>	239
8.3.2	<i>Structures visibles dans les micaschistes de la Sioule</i>	241
8.4	SYNTHESE STRUCTURALE	242
8.5	LES CRITERES DE CISAILLEMENT VISIBLES SUR LE TERRAIN	242
8.6	ÉTUDE DES CONTACTS SUR LE TERRAIN	244
8.6.1	<i>Contacts dans la série du Chavanon</i>	244
8.6.1.1	<i>Le contact migmatites à cordiérite de type diatexites grenues hétérogènes à cordiérite/gneiss métatectiques ou « contact de Coussat »</i>	245

i	Présentation	245
ii	Structures observées	247
8.6.1.2	Le contact gneiss métatectiques/micaschistes ou « contact de Savennes »	247
i	Structures observées à proximité du contact entre les gneiss et les micaschistes du Chavanon	248
ii	Le granite de Savennes déformé par la cinématique du chevauchement	248
iii	Un chevauchement syn S2	250
8.6.2	<i>Les contacts dans la série de la Sioule</i>	250
8.6.2.1	Contact entre les migmatites de l'USG et les gneiss de l'UIG : le Pont de Menat	250
8.6.2.2	Contact entre les migmatites de l'USG et les gneiss de l'UIG : falaise de Navoirat	251
8.6.2.3	Contact entre les migmatites de l'USG et les gneiss de l'UIG : le bois Boulard (affleurement DJ 68)	253
8.6.2.4	Contact entre les gneiss de l'UIG et les micaschistes du parautochtone à Chouvigny	256
8.6.2.5	Contact entre les migmatites de l'USG et les gneiss de l'UIG au nord de Menat (DK 44)	257
8.6.3	<i>Synthèse sur les contacts dans les séries de la Sioule et du Chavanon</i>	258
8.7	LA ZONE DE CISAILEMENT DUCTILE DE LA COURTINE	259
8.7.1	<i>Présentation d'ensemble</i>	259
8.7.2	<i>La déformation dans les diatexités grenues hétérogènes à nodules de cordiérite le long de la zone de cisaillement</i>	260
8.7.3	<i>Gneiss mylonitiques rubanés</i>	261
8.7.4	<i>Micaschistes mylonitiques</i>	261
8.7.5	<i>Données microstructurales</i>	262
8.7.6	<i>Les lames granitiques de la Zone de Cisaillement de la Courtine</i>	262
8.7.7	<i>Monzogranite à tendance granodioritique</i>	263
8.7.8	<i>Le cisaillement dextre symmétamorphe dans les gneiss de la Courtine</i>	264
8.7.9	<i>Les granites syn-cinématiques</i>	264
8.7.10	<i>Reconstitution dynamique du fonctionnement de la zone de cisaillement de la Courtine</i>	265
8.7.10.1	Jeux précoces de la zone de cisaillement	265
8.7.10.2	Rejeux tardifs inverses de la zone de cisaillement	265
8.8	LA ZONE DE CISAILEMENT DUCTILE DE SAINT-GERVAIS - L'HERMITAGE (DECROCHEVAUchement DE SAINT-CHRISTINE)	265
8.8.1	<i>Présentation de l'accident</i>	265
8.8.2	<i>Géologie structurale. Conditions de la déformation</i>	267
8.8.3	<i>Géochronologie</i>	268
CHAPITRE 9	SYNTHESES, DISCUSSION ET CONCLUSIONS. MODELES.	269
9.1	BREF RAPPEL DES CONCEPTIONS SUR LE MASSIF CENTRAL FRANÇAIS	270
9.2	RAPPEL DE LA PROBLEMATIQUE A L'ORIGINE DE CE TRAVAIL ET DE QUELQUES RESULTATS OBTENUS	270
9.3	SYNTHESE DES DONNEES NOUVELLES ACQUISES DANS LES SERIES DU CHAVANON, DE LA SIOULE ET D'USSEL. DISCUSSIONS	271
9.3.1	<i>Synthèse des données sur le métamorphisme</i>	271
9.3.2	<i>Synthèse des données géochronologiques</i>	273
9.3.3	<i>Synthèse des données structurales</i>	274
9.4	DISCUSSION DES DIFFERENTS MODELES DE STRUCTURATION POUR LES SERIES ETUDIEES	277
9.4.1	<i>Le modèle du flanc inverse de pli couché</i>	277
9.4.2	<i>Le modèle himalayen du « fer à repasser »</i>	278
9.4.3	<i>Le modèle de nappes : discussion de ce modèle au sein du Massif Central s.s.</i>	279
9.4.4	<i>Discussion élargie : nappes, channel flow et géodynamique</i>	280
9.4.5	<i>Les similitudes entre le Massif Central et les « hot orogens »</i>	282
9.5	VERS DE NOUVEAUX MODELES POUR LE MASSIF CENTRAL. APPORTS DE LA MODELISATION (ANALOGIQUE ET NUMERIQUE)	283
9.6	CONCLUSION GENERALE	290
RÉFÉRENCES		291
ANNEXES		303

Table des illustrations

<i>Figure 1 : étendue de la chaîne Varisque (Nance et al., 2010) de l'Amérique du nord à l'Europe.....</i>	<i>20</i>
<i>Figure 2 : position des continents au cours de l'évolution de la chaîne Varisque (Matte, 2001).....</i>	<i>21</i>
<i>Figure 3 : carte structurale du domaine Varisque d'Europe de l'ouest et du nord de l'Afrique au Permien d'après Matte (2002) laissant apparaître les zones de suture principales et l'extension des microplaques Avalonia et Armorica.....</i>	<i>22</i>
<i>Figure 4 : chaîne varisque d'Europe de l'ouest, redessiné d'après Faure et al. (2005).....</i>	<i>23</i>
<i>Figure 5 : modèle d'évolution de l'Ordovicien au Carbonifère de la chaîne Varisque d'Europe de l'ouest selon Matte (2002).....</i>	<i>24</i>
<i>Figure 6 : âge de mise en place anté tectonique de protolithes de diverses lithologies des unités tectonométamorphiques du Massif Central.....</i>	<i>25</i>
<i>Figure 7 : carte géologique du Massif Central (Von Gaertner, 1937).....</i>	<i>27</i>
<i>Figure 8 : carte géologique du Massif Central, Faure (2004) modifiée d'après Ledru et al. (1989a). Les séries étudiées dans ce mémoire sont mises en surbrillance.....</i>	<i>28</i>
<i>Figure 9 : coupe géologique à l'échelle du Massif Central d'après Matte (1986) présentant 2 modèles d'empilement de nappes : A) allochthonie minimale, B) allochthonie maximale.....</i>	<i>29</i>
<i>Figure 10 : âge de quelques CLA (protolithes et métamorphismes).....</i>	<i>31</i>
<i>Figure 11 : contenu lithologique des unités lithotectoniques du Massif Central.....</i>	<i>32</i>
<i>Figure 12 : récapitulatif des datations de migmatites et d'évènements de fusion crustale dans 4 secteurs du Massif Central d'après Be Mézème (2005).....</i>	<i>33</i>
<i>Figure 13 d'après Vanderhaeghe & Teyssier (2001) : coupe géologique à l'échelle du Massif Central montrant la répartition des terrains migmatitiques.....</i>	<i>34</i>
<i>Figure 14 : niveaux structuraux et fusion partielle (Downes et al., 1997).....</i>	<i>34</i>
<i>Figure 15 d'après Faure et al. (2008) : contexte géodynamique de l'anatexis au Dévonien Moyen.....</i>	<i>35</i>
<i>Figure 16 : coupe schématique du Massif Central parallèle aux linéations d'étirement, représentées par les projections stéréographiques, dans un modèle himalayen (Bouchez et Jover, 1986).....</i>	<i>36</i>
<i>Figure 17 : schéma évolutif de la formation du Limousin (Girardeau et al., 1986).....</i>	<i>37</i>
<i>Figure 18 : modèle de Bellot et Roig (2007) pour l'exhumation des roches de haute pression dans le cadre du massif Central.....</i>	<i>38</i>
<i>Figure 19 : trajets P-T-t pour les différentes unités du Massif Central d'après Bellot et Roig (2007).....</i>	<i>39</i>
<i>Figure 20 : trajets P-T-t pour les nappes de la série de la Sioule (Schulz, 2009).....</i>	<i>40</i>
<i>Figure 21 : Coupe à l'échelle crustale montrant la structure en grandes nappes du Massif Central, d'après Rolin & Colchen (2001).....</i>	<i>40</i>
<i>Figure 22 : carte du complexe magmatique de Guéret d'après Cartannaz (2006).....</i>	<i>45</i>
<i>Figure 23 : carte synthétique des grands décrochements et des intrusions au sein du Massif Central (modifiée d'après Rolin et al., 2009).....</i>	<i>47</i>
<i>Figure 24 : évolution au Carbonifère (360-300 Ma) de la zone de cisaillement du nord-Millevalches-la-Courtine (Cartannaz et al., 2007).....</i>	<i>50</i>
<i>Figure 25 : synthèse des décrochements de la chaîne de la Marche. Cartannaz (2006) d'après Lerouge et al. (1983), Rolin (1987) et Quénardel et al. (1988).....</i>	<i>51</i>
<i>Figure 26 : corrélations entre les massifs granitiques et les séries cristallophylliennes de part et d'autre du Sillon Houiller à l'échelle du Massif Central, d'après Grolier et Letourneur (1968).....</i>	<i>53</i>
<i>Figure 27 : carte des formations volcaniques, hypovolcaniques et sédimentaires Viséennes au cœur du Massif Central.....</i>	<i>54</i>
<i>Figure 28 : bloc diagramme schématique d'un bassin houiller dans son contexte géomorphologique (Becq-Giraudon et al., 1996).....</i>	<i>56</i>
<i>Figure 29 : tableau synoptique des évènements tectono-métamorphiques, magmatiques et sédimentaires du Massif Central (Faure et al., 2009).....</i>	<i>57</i>
<i>Figure 30 : carte géologique des bassins Stéphaniens et Permians.....</i>	<i>60</i>
<i>Figure 31 : carte géologique de la série de la Sioule d'après Richard (1938).....</i>	<i>61</i>
<i>Figure 32 : synthèse des modèles proposés par Grolier (1971) pour la série de la Sioule. 1 : tectonique en « blague à tabac », 2 : modèle de Lameyre (1963) sur les relations entre granite et séries renversées, 3 : modèle de glissement à la façon d'un « paquet de cartes », 4 : modèle d'obliquité entre la foliation et les isogrades du métamorphisme.....</i>	<i>62</i>
<i>Figure 33, d'après Audren et al. (1987) : 1) synthèse pétrostructurale des micaschistes de la série de la Sioule étudiés lors du forage d'Echassières, 2) trajets PT des micaschistes du toit et du mur du forage, avec en 1 le</i>	

<i>chemin PT calculé, 2 le chemin possible dans les niveaux du fond dépourvus de spinelle, 3 le trajet PT de type purement érosif dans un modèle 3) modèles conceptuels de mise en place de la série.....</i>	<i>63</i>
<i>Figure 34 : données géochronologiques sur la série de la Sioule</i>	<i>64</i>
<i>Figure 35 : modèle de glissement gravitaire vers le SE du bloc de Guéret selon Faure et Pons (1991, modifié).....</i>	<i>65</i>
<i>Figure 36 : choix des termes pour la nomenclature des unités.....</i>	<i>70</i>
<i>Figure 37 : localisation des 3 séries étudiées et des relations existant entre elles en annulant le jeu du Sillon Houiller</i>	<i>72</i>
<i>Figure 38 : schéma structural simplifié présentant les unités du Chavanon et d'Ussel dans le cadre de la feuille « Ussel » au 1/50 000.....</i>	<i>73</i>
<i>Figure 39 : coupes géologiques réalisées sur la feuille « Ussel », illustrant les relations entre les différentes unités.....</i>	<i>74</i>
<i>Figure 40 : logs lithostructuraux/lithologiques synthétiques pour les séries étudiées dans ce mémoire.....</i>	<i>77</i>
<i>Figure 41 : aspect à l'affleurement des micaschistes de la série du Chavanon.....</i>	<i>82</i>
<i>Figure 42 : variations minéralogiques au sein des micaschistes à l'échelle de la lame mince</i>	<i>83</i>
<i>Figure 43 : sillimanite (fibrolite) montant de probables reliques du plan de séparation (001) du kyanite (flèches)</i>	<i>84</i>
<i>Figure 44 : aspect des grenats des micaschistes de la série du Chavanon.....</i>	<i>85</i>
<i>Figure 45 : inclusions ceinturées d'un halo.....</i>	<i>86</i>
<i>Figure 46 : caractérisation des phases minérales dans un grenat.....</i>	<i>87</i>
<i>Figure 47 : caractérisation des phases minérales dans un grenat des</i>	<i>88</i>
<i>Figure 48 : étude au MEB et spectre EDS d'une inclusion polyphasée d'un grenat, représentant probablement une inclusion de type « nanogranite »</i>	<i>90</i>
<i>Figure 49 : probable développement de biotite après chlorite, affleurement AA27</i>	<i>92</i>
<i>Figure 50 : a) pseudosection réalisée pour l'échantillon AA27, b) isoplèthes de la spessartine, c) isoplèthes du Si dans la phengite, d) modes du grenat en %</i>	<i>94</i>
<i>Figure 51 : trajet pression-temps-température pour les micaschistes de la série du Chavanon</i>	<i>95</i>
<i>Figure 52 : photo au microscope optique (1) et en cathodoluminescence (2) de l'échantillon d'amphibolite DI 35</i>	<i>96</i>
<i>Figure 53 : coupes ponctuelles à la microsonde électronique (traits en surcharge</i>	<i>97</i>
<i>Figure 54 : classification des amphiboles de l'échantillon DI35 (Leake, 1978; Leake et al., 1997).....</i>	<i>97</i>
<i>Figure 55 : 1) paragenèses synthétiques des micaschistes de la série de la Sioule et 2) trajets PT calculés pour les micaschistes du toit et du fond du forage d'Échassières (Audren et al., 1987).....</i>	<i>99</i>
<i>Figure 56 : affleurement DJ 71, foliation à biotite-muscovite ; b-c) affleurement DJ 49 : déstabilisation prograde du staurolite</i>	<i>99</i>
<i>Figure 57 : les différentes parties d'une migmatite selon Sawyer (2008).....</i>	<i>104</i>
<i>Figure 58 : Modèle de fusion partielle proposé par Kriegsman (2001)</i>	<i>105</i>
<i>Figure 59 : classification des migmatites (Sawyer, 2008) : premier, second et troisième ordre.....</i>	<i>105</i>
<i>Figure 60 d'après Sawyer (1999) : a) début de la fusion partielle, poches de melt situées à l'interface (points triples) des grains ; b) au seuil de perméabilité, la plus forte fraction fondue entraîne la croissance des poches de melt et leur jonction, elles forment un réseau interconnecté rendant la matrice perméable.....</i>	<i>106</i>
<i>Figure 61 in Brown (2004) d'après Du Bernard et al. (2002) : sites susceptibles de recevoir du melt lors de la déformation</i>	<i>107</i>
<i>Figure 62 : aspect à l'affleurement des gneiss métatectiques dans la série du Chavanon</i>	<i>108</i>
<i>Figure 63 : migmatites rubanées de la série du Chavanon, affleurement DK01. Noter la présence, à l'interface gneiss/leucosome, de concentrations de biotite (« mafic selvage »), indiquant les sites d'où le liquide silicaté a été produit. Les concentrations biotitiques situées à l'écart des leucosomes peuvent indiquer que du liquide silicaté a été produit mais a ensuite migré.....</i>	<i>109</i>
<i>Figure 64 : affleurement DE18, imbrication entre des métatexites de type « gneiss gris métatectiques du Chavanon » et des diatexites de type « Cellette »</i>	<i>110</i>
<i>Figure 65 : inclusions de grenat dans les gneiss gris du Chavanon et analyses microsonde représentatives....</i>	<i>110</i>
<i>Figure 66 : étude au MEB d'inclusions dans un grenat de migmatites, échantillon DG36.....</i>	<i>111</i>
<i>Figure 67 : représentation en 3D d'un échantillon de migmatites à cordièrite, affleurement DG 58.....</i>	<i>112</i>
<i>Figure 68 : aspect macroscopique des DGHC. a) DGHC caractéristique à nodules centimétriques ovoïdes, b) interprétation des différentes parties des DGHC selon la terminologie usuelle des migmatites, c) DGHC montrant une hétérogénéité prononcée entre une partie à nodules équants (à gauche) et une partie foliée (à droite).....</i>	<i>115</i>
<i>Figure 69 : microtexture des DGHC. a) Scan d'une lame mince d'un nodule entre polariseurs croisés, b) détail d'un nodule poecilitique, c) myrmékite, d) grenat relictuel au cœur d'un plagioclase.....</i>	<i>116</i>
<i>Figure 70 : grenats en inclusions dans des plagioclases, affleurement DG73</i>	<i>117</i>
<i>Figure 71 : résultats du calcul d'OPF sur un échantillon de DGHC</i>	<i>120</i>

Figure 72 : évolution texturale d'un gneiss hypercordiéritique en DGHC par injection de liquide silicaté.....	122
Figure 73 : nodules à sillimanite, cordiérite et FK dans les gneiss gris du Chavanon	123
Figure 74 : photographies de lames minces taillées dans un nodule (échantillon ci-dessus) de gneiss gris. On observe un domaine à FK perthitique, un domaine à Co perthitique et un domaine où les 2 phases coexistent.	124
Figure 75 : extrait de la carte géologique de Bourg-Lastic (Brousse & Tempier, 1981) illustrant les imbrications des différents types de migmatites dans la série du Chavanon	125
Figure 76 : imbrication de migmatites à la carrière des Combes (DG85, série d'Ussel). 1) DGHC 2) migmatites complexes à reliques de métasédiments démembrées par des liquides silicatés	126
Figure 77 : similitudes pétrographiques des diatexites de type Cellette de 1) la série du Chavanon (DG 80) et 2) de la série de la Sioule (DJ 85).....	127
Figure 78 : massif de diatexite de la Cellette, série du Chavanon. Extrait de la carte géologique d'Ussel (Thiery et al., accepté).....	128
Figure 79 : microtextures en LPA et en cathodoluminescence des diatexites de type Cellette. Noter la zonation de luminescence du FK	128
Figure 80 : a) aspect des marbres à l'affleurement, affleurement E40, Gorges du Béal du Mas ; b) lame mince scannée de marbres du Chavanon	129
Figure 81 : photos au microscope optique et en cathodoluminescence des cristaux de cordiérite riches en inclusions	130
Figure 82 : photographies au microscope optique (a : LPNA, b : LPA) et en cathodoluminescence (c) d'un monocristal de cordiérite riche en inclusions ; d : analyses chimiques sur le cristal et sur les biotites qu'il contient en inclusions.....	131
Figure 83 : ; 1) construction d'un diagramme CSD d'après les données expérimentales (histogrammes de fréquence) (Higgins, 2000), 2) courbes CSD pour différents types de croissance cristalline, simplifié d'après Berger & Roselle (2001).....	132
Figure 84 : diagramme CSD pour les cordiéritites de Ribieras : 1) scan de la lame mince étudiée, 2) résultats du calcul de CSD pour des prismes de cordiérite paramétrés selon des rapports largeur/longueur/profondeur de 1 : 1 : 4.....	133
Figure 85 : modèle de formation des cordiéritites.....	134
Figure 86 : localisation des échantillons d'amphibolites dans la série du Chavanon.....	135
Figure 87 : amphibolite DH 68 du Chavanon	136
Figure 88 : coupes ponctuelles à la microsonde électronique (traits en surcharge sur les photos de lames) sur les feldspaths de l'échantillon DH68	136
Figure 89 : classification des amphiboles de l'échantillon DH 68 (Leake, 1978; Leake et al., 1997).....	137
Figure 90 : aspect des amphibolites de la série de Sioule. a) Carrière de Neuvial, affleurement DJ 41, gneiss rubané à amphibole ; b) affleurement DJ 48 : amphibolite grossière	138
Figure 91 : microtexture des amphibolites de la série d'Ussel, affleurement DI 28. a) lumière polarisée non analysée, b) lumière polarisée analysée.....	139
Figure 92 : nomenclature des amphiboles de l'échantillon DI28.....	139
Figure 93 : migmatites à amphibole 1) affleurement DE 11, série du Chavanon ; 2) affleurement DK 39, série de la Sioule.....	140
Figure 94 : photographies au microscope optique et en cathodoluminescence des granulites de Feyt	141
Figure 95 : microtextures des biotites lobées des granulites à gt-ky-sil	142
Figure 96 : géochimie comparative des granulites et des autres gneiss de la série	143
Figure 97 : profils (traits blancs) à la microsonde électronique de plagioclases des granulites, affleurement DG40.....	144
Figure 98 : cartographie à la microsonde électronique des grenats des granulites.....	145
Figure 99 : grenatites à kyanite de Saugère, série de la Sioule. Type pétrographique à gros grain. a) : vue en coupe du plan de foliation, b) vue du plan de foliation. La barre d'échelle mesure 1 cm	146
Figure 100 : grenatites à kyanite de Saugère. Type pétrographique à grain fin. La barre d'échelle mesure 1 cm	146
Figure 101 : microtexture des granulites à grenat-kyanite de Saugère.....	147
Figure 102 : échantillon macroscopique et cliché au microscope en LPA des quartzites à grenat-kyanite de Breuilly-Cesset (affleurement DJ 61).....	148
Figure 103 : diversité des types pétrographiques du granite orienté de Savennes.....	150
Figure 104 : critères cinématiques dans le granite de Savennes.....	151
Figure 105 : diagrammes de Harker pour les migmatites de la série du Chavanon et les DGHC.....	155
Figure 106 : comparaison géochimique entre diverses migmatites de la série du Chavanon et les DGHC.....	156
Figure 107 : diagramme de comparaison géochimique $(Rb+Sr+Co)/(Ni+Cr+V)=f(SiO_2)$ pour toutes les lithologies de la série du Chavanon.....	157
Figure 108 : datation sur monazites de la diatexite de la Cellette.....	161

Figure 109 : photos des zircons en cathodoluminescence et diagramme Concordia pour la diatexite de la Cellette	161
Figure 110 : spectre d'âge Ar/Ar de l'amphibole DH68	162
Figure 111 : spectre d'âge Ar/Ar de l'amphibole DI35.....	163
Figure 112 : datation sur xénotime du granite de Savennes.....	164
Figure 113 : zircons prismatiques du granite cisailé de Savennes. En bas à gauche, un zircon présentant à lui seul 3 âges hérités : 3.3 : 1189 ± 29 Ma, 3.2 : 577 ± 12 Ma et 3.1 : 351 ± 7 Ma.....	165
Figure 114 : synthèse géochronologique pour les séries de la Sioule et du Chavanon.....	167
Figure 115 : planche synthétique des datations disponibles sur la série de la Sioule.....	168
Figure 116 : carte des minéralisations antimonifères et des grands cisaillements du Massif Central (Bellot et al., 2003).....	169
Figure 117 : localisation des minéralisations dans le cadre de la série du Chavanon et du Sillon Houiller.....	170
Figure 118 (Weber, 1973) : carte illustrant le décalage des leucogranites.....	174
Figure 119 : aspect de la déformation dans une lame de granitoïde au N de Messeix.....	176
Figure 120 : microtextures des mylonites du Sillon Houiller.....	177
Figure 121 : foliation S1 métatectique fortement pentée, affleurement DE 18.....	209
Figure 122 : rubanement S1 des gneiss métatectiques du Chavanon affecté par des plis P2 ouverts à plans axiaux faiblement pentés. Structurogramme de mesures de la linéation Lm1 portée par S1 et de quelques mesures d'axes de plis P2 post S1, de direction axiale moyenne voisine de NNW-SSE.....	210
Figure 123 : rubanement S1 des gneiss métatectiques du Chavanon affectés par des plis fermés P2 à plans axiaux faiblement pentés, associés à une schistosité S2 naissante et fruste.....	211
Figure 124 : gneiss leucocrates grenus, carrière des Combes (affleurement DG 85). Les plis visibles sur l'illustration du bas sont probablement des P2 mais ils n'ont pas pu être mesurés (blocs éboulés).....	212
Figure 125 : structurogrammes dans les migmatites de la série du Chavanon.....	213
Figure 126 : étude structurale des diatexites de type Cellette, série du Chavanon.....	214
Figure 127 : structurogrammes des mesures d'axes de plis P2 dans les gneiss du Chavanon et de la Sioule... ..	215
Figure 128 : dessin de plis P2, série d'Ussel et série du Chavanon.....	216
Figure 129 : affleurement DG77 (partie inférieure de la formation gneissique) : S2, plan axial de plis P2, pénétrative.....	217
Figure 130 : développement d'une S2 à biotite-cordiérite, plan axial de plis P2 dans un gneiss métatectique à la base de la formation gneissique d'Ussel. Affleurement DI 38.....	218
Figure 131 : plis synfoliaux à l'échelle de la lame mince dans des métatexites de la série du Chavanon, affleurement DG 94.....	219
Figure 132 : reliques de foliation dans un porphyroblaste de grenat dans des métatexites de la série du Chavanon, affleurement DG 95.....	219
Figure 133 : migmatites polyphasées du sommet de la série du Chavanon, affleurement DF 25. La S1 peut être complètement démembrée par l'anatexie.....	220
Figure 134 : plis post-schisteux de la série du Chavanon. a : affleurement DI99, dans des gneiss phylliteux avec structurogramme correspondant, b : affleurement DG95 dans des gneiss métatectiques.....	222
Figure 135 : carte de localisation des affleurements et secteurs décrits dans l'étude structurale de la série de la Sioule.....	223
Figure 136 : Structurogrammes de la formation des migmatites dans le domaine nord de la série de la Sioule ainsi que dans le domaine central (le Pont de Menat).....	224
Figure 137 : plis P2 synfoliaux consistant en exsudats quartzeux replissés.....	225
Figure 138 : plis P2 synfoliaux dans les gneiss de la série de la Sioule, reprenant une foliation S1 métatectique.....	226
Figure 139 : structurogrammes de la formation des gneiss dans la série de la Sioule.....	227
Figure 140 : carte des trajectoires des linéations dans la série de la Sioule.....	228
Figure 141 : bloc diagramme schématique de la formation des gneiss à proximité d'un contact avec la formation des migmatites (secteur de Chirat-l'Église).....	229
Figure 142 : structurogramme de l'affleurement DJ 45 au SE de Chouvigny illustrant la linéation d'orientation N210/N10, portée par des plans de foliation faiblement pentés.....	230
Figure 143 : carte des trajectoires des axes des microplis de crénelation dans la série de la Sioule, d'après Grolier (1971) et complété à l'aide de nos propres observations.....	231
Figure 144 : ondulations post-schisteuses, à plan axial à fort plongement, dans les gneiss à proximité de Saint-Gal-sur-Sioule (affleurement DJ60).....	232
Figure 145 : structurogrammes dans les gneiss de la série d'Ussel.....	233
Figure 146 : aspect des plis P2 dans les micaschistes du Chavanon, affleurement DK07. Les axes des plis P2 sur cet affleurement sont globalement d'orientation NW-SE.....	235

Figure 147 : carte géologique et structurale des micaschistes du Chavanon sur la feuille Ussel. Fond topographique IGN	236
Figure 148 : aspect des crénulations dans les micaschistes du Chavanon, coupe d'Arpiat. a) sur un plan de foliation S2 affecté de 2 crénulations (soulignées par des traits au feutre) b) vue en coupe d'une crénulation particulièrement bien développée	237
Figure 149 : structurogrammes des micaschistes du Chavanon : coupe d'Arpiat. Cette coupe permet d'observer les micaschistes dans de bonnes conditions d'affleurement et de voir l'évolution des structures. La linéation Lm2 portée par la foliation S2 est d'orientation assez constante, NW-SE (voir également la Figure 147).....	238
Figure 150 : structures extensives postschisteuses dans les micaschistes du Chavanon.....	239
Figure 151 : carte géologique et structurale de l'est de la série du Chavanon	240
Figure 152 : structurogrammes de la formation des micaschistes de la Sioule.....	241
Figure 153 : critères de cisaillement macroscopiques dans la série de la Sioule. Affleurement DJ 89 : dans les gneiss au nord de Lisseuil, affleurement DJ 77 : dans les micaschistes au sud de Lisseuil (4 Km au S de Menat)	243
Figure 154 : cisaillement dans les gneiss de la série d'Ussel, affleurement DI 85.....	244
Figure 155 : critères de cisaillement dans les micaschistes de la série du Chavanon.....	244
Figure 156 : carte géologique et coupe de la zone de contact de Coussat, d'après la carte géologique de Felletin (Rolin et al., 2008).....	246
Figure 157 : carte géologique et structurale du granite de Savennes	249
Figure 158 : affleurement DJ 46, étude structurale de part et d'autre d'un contact lithostructural.....	251
Figure 159 : panorama depuis Château-Rocher en direction de la falaise de Navoirat	252
Figure 160 : carte géologique, coupes géologiques interprétatives et données structurales du secteur de Chirat-l'Église (contact du Bois Boulard).....	254
Figure 161 : analyse structurale du contact entre l'unité des gneiss et l'unité des migmatites, affleurement DJ 68. 1) bloc-diagramme schématique (sans échelle) de l'affleurement, 2) scan d'une lame mince (LPA) prélevée au niveau du contact, 3) détail photographique du contact à débit en amandes	255
Figure 162 : contact gneiss/micaschistes au niveau de Chouigny. Fond géologique d'après la carte de Gannat (Grolier et al., 1980a).....	257
Figure 163 : affleurement DK 44 au nord de Menat : contact entre les gneiss de l'UIG et les migmatites de l'USG	258
Figure 164 : carte géologique de la terminaison sud-est de la zone de cisaillement de la Courtine.....	259
Figure 165 : aspect macroscopique et microtextures de la déformation dans la zone de cisaillement de la Courtine. a) granitoïde mylonitique de l'étang de Grattadour à la Courtine, b) gneiss mylonitique, c) micafish dextre de muscovite, d) porphyroclaste de FK indiquant une cinématique de déformation dextre	261
Figure 166 : carte géologique de la zone de cisaillement de Saint-Gervais-L'Hermitage/Sainte-Christine.....	266
Figure 167 : synthèse structurale conceptuelle des déformations et géochronologie associée	276
Figure 168 : modèle de structuration selon le flanc inverse d'un pli couché.....	277
Figure 169 : coupe zonéographique de la série de la Sioule (Richard, 1938).....	277
Figure 170 : modèle himalayen du « fer à repasser »	278
Figure 171 d'après Faure et al. (2009) : coupe géologique à l'échelle du Massif Central illustrant le modèle de nappes	279
Figure 172 d'après Williams & Jiang (2005) : contextes géodynamiques pour le "flow" en base de croûte	281
Figure 173 d'après Chardon et Jayananda (2008) : attitude des foliations verticales et horizontales contemporaines dans le cas d'un « hot orogen ». Le bloc diagramme est à l'échelle de l'affleurement.....	282
Figure 174 d'après Vanderhaeghe (2009) : cadre structural de l'anatexie et relations entre les différents types de migmatites	283
Figure 175 : synthèse conceptuelle de la succession des déformations et des métamorphismes associés.....	285
Figure 176 (Gerya & Stöckhert, 2006) : résultats de la modélisation numérique au niveau d'une zone de subduction d'une croûte océanique.....	286
Figure 177 : modélisation analogique de l'extrusion par poinçonnement (Merle, 1990)	287
Figure 178 : dôme extrusif à cœur caractérisé par une foliation métatectique fortement pentée.....	288
Figure 179 : lien entre les grands décrochements et la reprise de la foliation lors de l'épisode D2	289

Table des tableaux

<i>Tableau 1 : modèles de solutions utilisés pour les pseudosections.....</i>	<i>92</i>
<i>Tableau 2 : analyse chimique (en moles) de l'échantillon AA27.....</i>	<i>93</i>
<i>Tableau 3 : résultat des calculs du thermomètre Hb-Pl pour l'échantillon DI 35. Températures en °C.....</i>	<i>98</i>
<i>Tableau 4 : résultats des calculs du thermomètre Hb-Pl pour l'échantillon DH 68. Températures en °C.....</i>	<i>137</i>

Chapitre 1

Historique

-

Contexte géologique et problématique

-

Le métamorphisme dans le cadre du Massif Central

*“O earth, what changes hast thou seen !
There where the long street roars, hath been
The stillness of the central sea.
The hills are shadows, and they flow
From form to form, and nothing stands ;
They melt like mist, the solid lands,
Like clouds they shape themselves and go.”*

Lord Alfred Tennyson (1849)
In memoriam A.H.H., § CXXIII

1.1 Contexte tectonique du Massif Central dans la chaîne hercynienne

Le Massif Central français représente un des vestiges de la chaîne paléozoïque de l'Europe. Cette chaîne s'étendait de l'Oural aux Appalaches sur 8000 km de long et 1000 km de large (Figure 1).

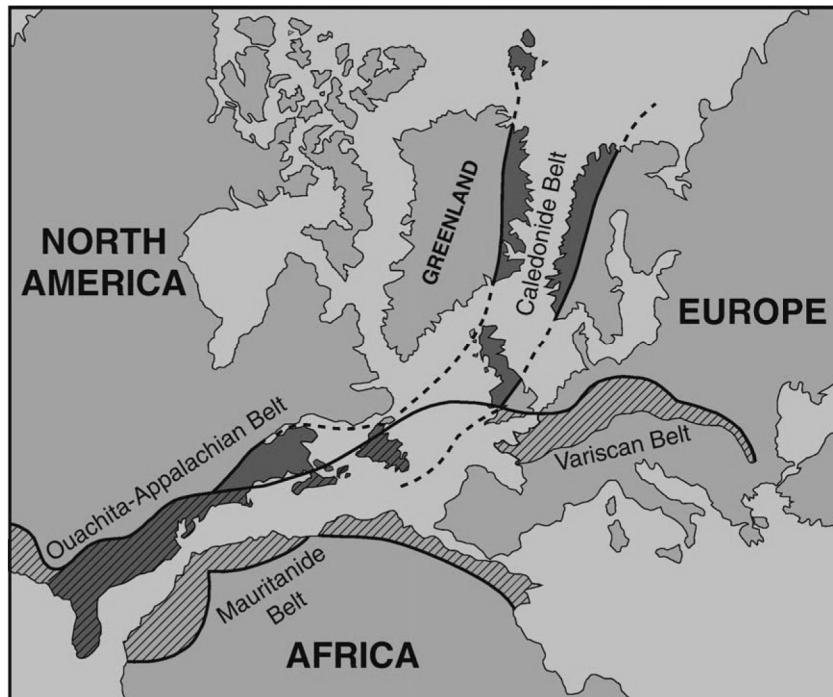


Figure 1 : étendue de la chaîne Varisque (Nance et al., 2010) de l'Amérique du nord à l'Europe

Elle résulte de la collision continentale entre le continent Gondwana au sud (Figure 1, Figure 2 et Figure 3) et le continent Laurussia au nord (Faure et al., 2005; Faure et al., 2009; Matte, 1986, 1991, 2002; Matte & Mattauer, 2003; Robardet et al., 1994).

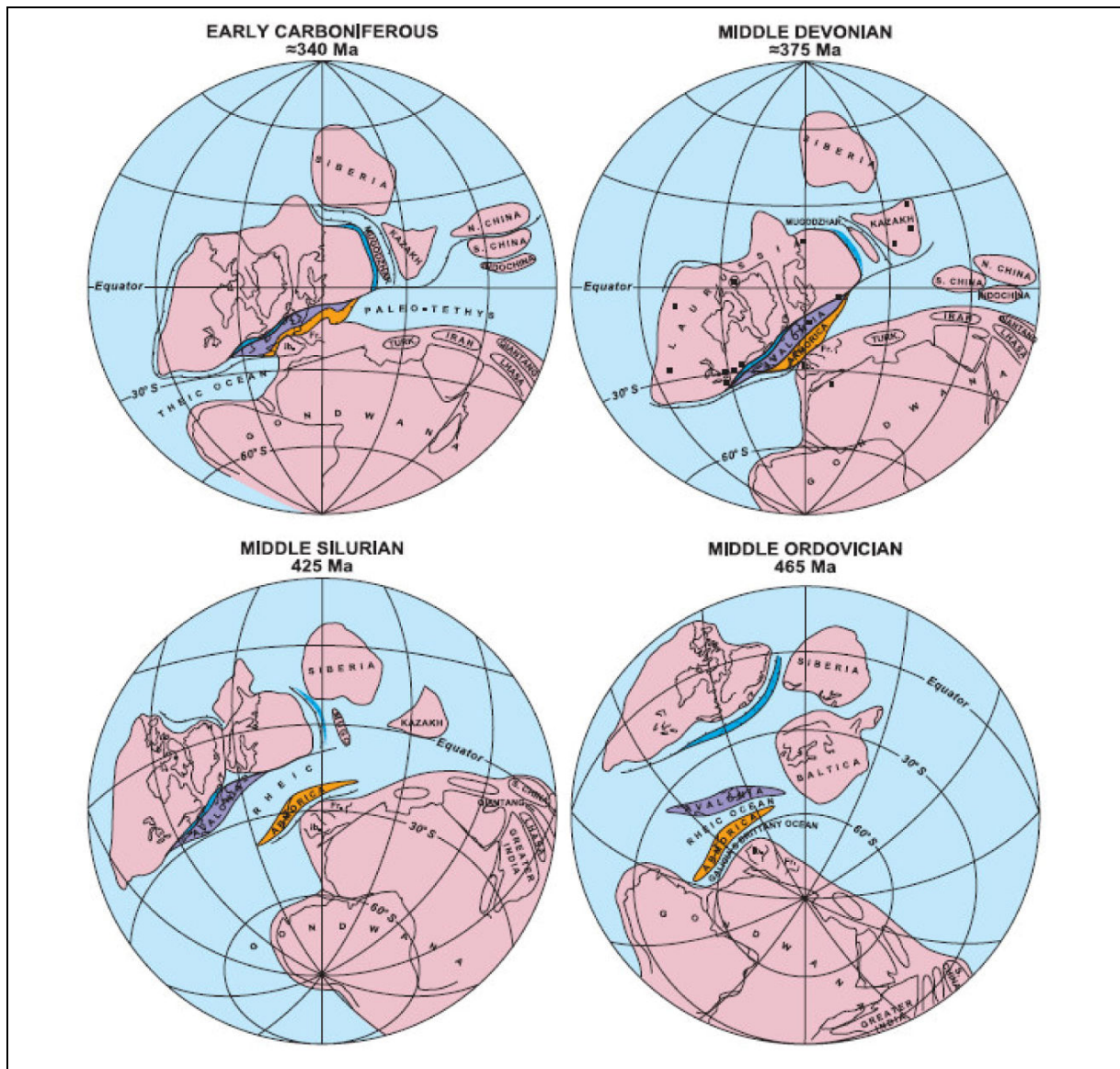


Figure 2 : position des continents au cours de l'évolution de la chaîne Varisque (Matte, 2001)

Le **Gondwana** est un continent édifié au cours du néoprotérozoïque (orogénèse panafricaine) par l'agglomération de blocs continentaux africain, sud américain, australien, arabe et antarctique. Au Cambro-Ordovicien, la bordure nord de ce continent subit un rifting qui entraîne sa fragmentation et le détachement des petites plaques de l'**Avalonia** (Terre Neuve, Angleterre, Ardennes...), et d'**Armorica**. Le rifting, marqué par le détachement de l'Avalonia et d'Armorica du reste du Gondwana, est responsable de l'ouverture des océans Rhéique (entre Avalonia et Armorica) et Médio-Européen ou Galice – Massif Central (entre Armorica et le reste du Gondwana). Notons toutefois que le nombre et la position des plaques, et notamment la microplaque Armorica, restent sujets à débat (Keppie et al., 2010; Robardet, 2003).

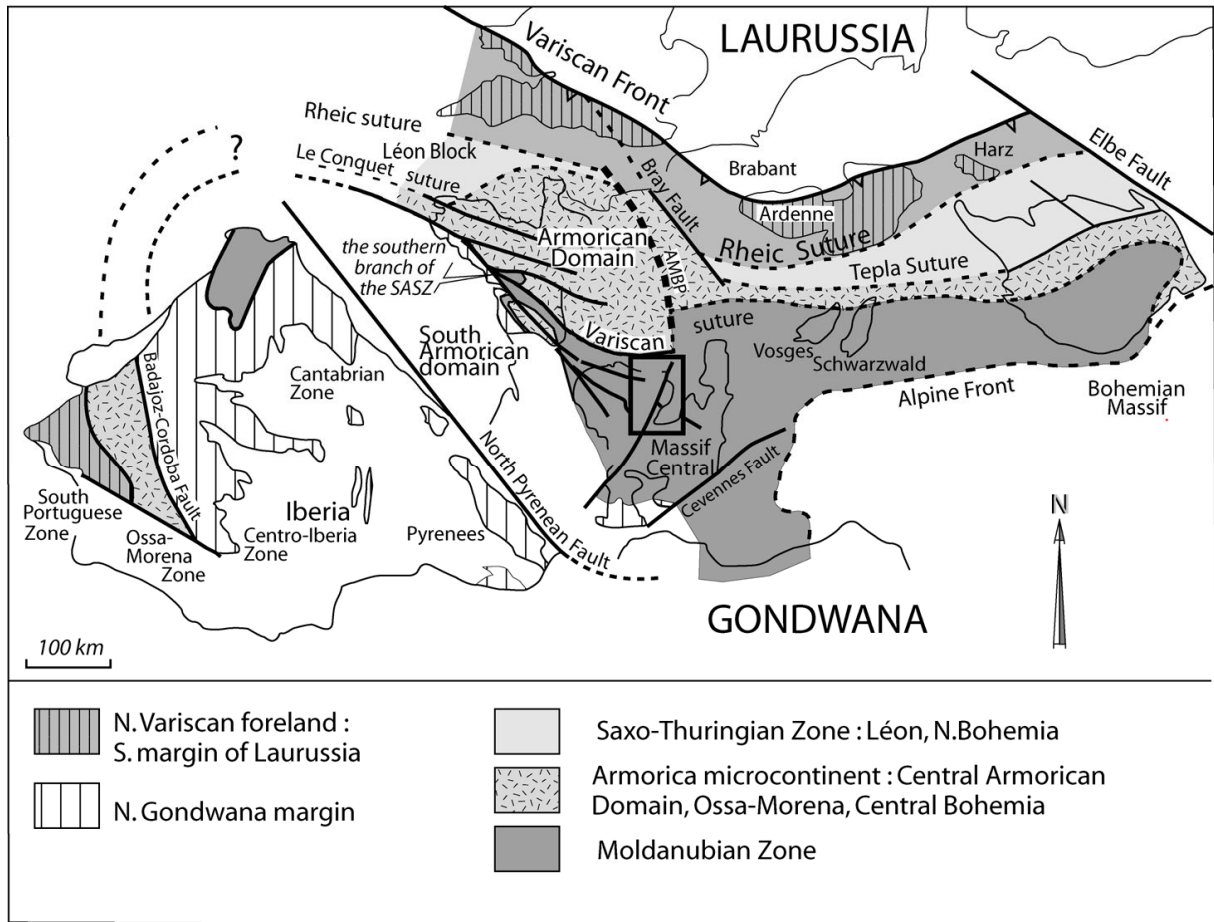


Figure 4 : chaîne varisque d'Europe de l'ouest, redessiné d'après Faure et al. (2005)

Au Paléozoïque inférieur, l'accrétion océanique rhéique provoque la migration vers le nord du continent Avalonia qui se rapproche des continents de la Baltica et de la **Laurentia** (Figure 2). Cette évolution conduit à la résorption de l'océan Iapétus situé entre la Laurentia d'une part et la Baltica prolongée de l'Avalonia d'autre part. La fermeture de l'océan Iapétus par subduction sous la Laurentia s'achève au Silurien terminal-Dévonien inférieur par la formation du super-continent **Laurussia** qui comprend les continents de la Baltica, de la Laurentia et de l'Avalonia. Cette orogénèse correspond à la chaîne calédonienne d'Europe du Nord et d'Amérique du Nord.

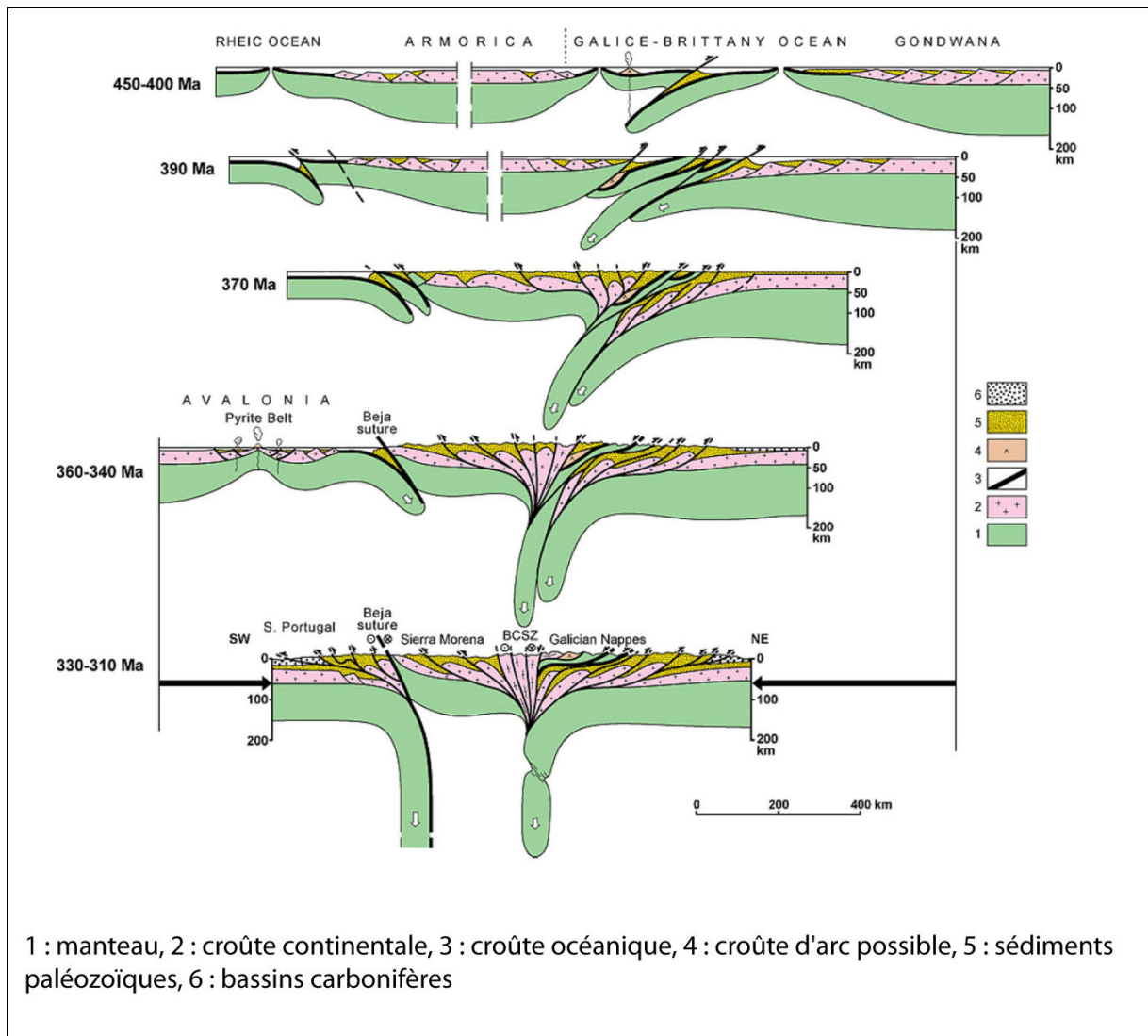


Figure 5 : modèle d'évolution de l'Ordovicien au Carbonifère de la chaîne Varisque d'Europe de l'ouest selon Matte (2002)

La fermeture de l'océan Médio-Européen (Matte, 1986), par subduction au Siluro-Dévonien (430-400 Ma), est suivie d'une collision continentale entre Armorica et le nord du Gondwana, qui se déroule au Dévono-Carbonifère inférieur (Figure 5). Au cours de cette période, la chaîne de collision est alors structurée avec la mise en place des nappes de charriage conduisant à l'épaississement de la lithosphère continentale, accompagné de transformations métamorphiques et de magmatismes résultant de la fusion des roches tectonisées. Cette chaîne de collision correspond à la zone Moldanubienne définie par Kosmatt (1927).

La fermeture de l'océan Rhéique par subduction au Dévonien est suivie d'une collision continentale au Carbonifère entre le Nord Gondwana (auquel est englobé Armorica) et la Laurussia (Faure et al., 2002; Matte, 1986, 2002). Au cours de cette période, la Zone Saxo-Thuringienne (Matte, 2002) (ou blocs intermédiaire de Faure, 2005) située en bordure de l'ancien continent Armorica est charriée sur la Zone Rhéno-hercynienne (Cornouailles Britannique, Ardennes, Harz) qui appartient à la marge sud du continent Laurussia.

Il apparaît pour Faure *et al.* (1997) que la chaîne varisque doit être considérée comme le résultat d'une orogénèse polycyclique ayant subi au cours du temps une succession de phases tectoniques, allant du régime de subduction à la collision en passant par des périodes de moindre activité marquées par des stades de distension et de rifting. Des océans disparus, il ne reste plus que des roches

basiques, interprétées comme des sutures issues des lithosphères océaniques, démembrées car ayant été engagées dans les zones de subduction.

1.2 Les grands traits géologiques du Massif Central

1.2.1 La reconstitution des évènements anté-métamorphiques

Dans ces terrains métamorphiques, les évidences sédimentaires ont été oblitérées par la recristallisation. Des marbres, présents dans certaines séries métamorphiques, indiquent que l'on a eu des dépôts de carbonates (De Launay, 1895; Debrabant, 1967, 1970; Garde, 1920; Gauthier, 1981; Roques, 1941; Tempier, 1966, 1967). Notons que Forestier *et al.* (1973) décrivent des traces organisées dans une métadolomie, qu'ils rapportent à une microflore d'âge inconnu, ayant été préservées lors du métamorphisme. Ces faits mériteraient d'être réexaminés grâce aux nouvelles technologies d'observation microscopiques, on sait en effet, contrairement à ce qui était généralement admis, que le métamorphisme, même sévère, n'efface pas nécessairement toutes les traces biologiques (Bernard, 2008; Bernard *et al.*, 2007).

Dans chaque grande unité lithotectonique, la géochronologie absolue a permis de dater relativement précisément des évènements magmatiques (mise en place de protolithes d'orthogneiss).

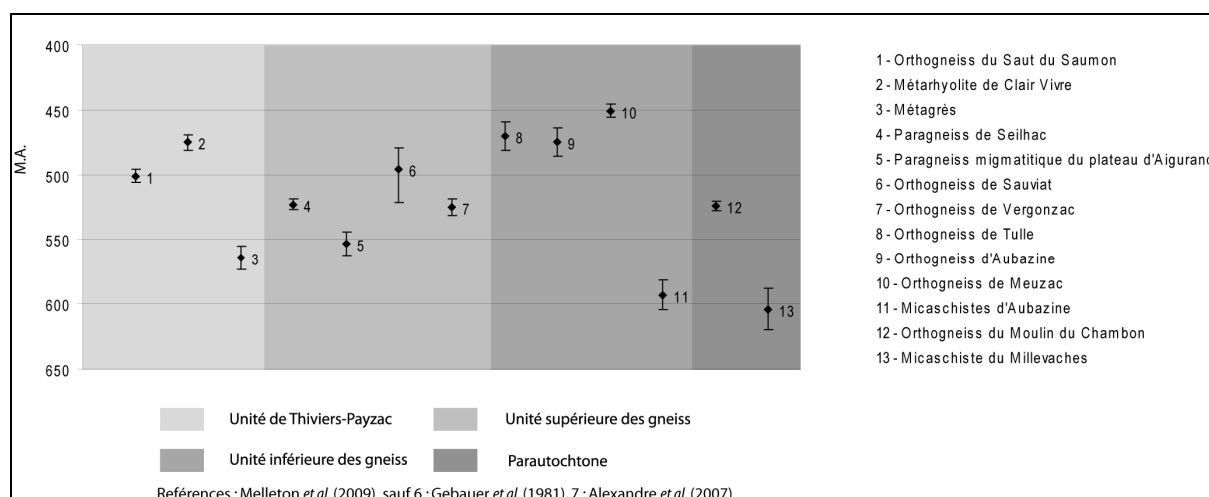


Figure 6 : âge de mise en place anté tectonique de protolithes de diverses lithologies des unités tectonométamorphiques du Massif Central

Alexandre (2007) a obtenu des âges paléoprotérozoïques (3,1 – 18,8 Ga) sur un métagranite de l'unité inférieure des gneiss dans le Limousin ; ils sont interprétés comme le recyclage de matériel Birrimien de l'Ouest africain (Auvray *et al.*, 1980). Sur ce même métagranite, il obtient des âges à 617 ± 17 Ma, 526 ± 14 Ma et 457 ± 23 Ma et insiste sur l'évolution polyphasée subie par le protolithe de ce métagranite, à savoir une succession d'évènements tectoniques sur la marge nord du Gondwana. Notons que Melleton *et al.* (2010) ont obtenu des âges archéens, paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques sur des zircons hérités provenant d'orthogneiss du Massif Central.

1.2.2 Le complexe de nappes crustales dévoniennes (Zone Moldanubienne)

La tectonique de nappes dans le Massif Central a été proposée dès les travaux précurseurs de Demay (voir par exemple Demay, 1948a; 1948b), et également par ceux de Von Gaertner (1937). Cet auteur propose (Figure 7) des unités qui ne sont pas si éloignées des concepts actuels. Les relations qu'il propose entre ces unités sont illustrées par des coupes et montrent clairement une tectonique tangentielle sous forme de nappes.

Par la suite, par de nombreux auteurs (Burg & Matte, 1978; Burg et al., 1984; Mattauer & Etchecopar, 1976; Matte, 1983; Matte & Burg, 1981) travaillent sur le concept de nappes dans le Massif Central. Des secteurs spécifiques où les phénomènes ont été mis en évidence vont ainsi rapidement devenir des « classiques » : la série de la Sioule (Audren et al., 1987; Feybesse & Tegye, 1987; Grolier, 1971), le Haut-Allier (Burg & Matte, 1978; Lasnier, 1977; Marchand, 1974), le Limousin central (Floc'h, 1983), le Bas Limousin (Guillot, 1981), le plateau d'Aigurande (Rolin, 1981). Au fil des années, les données acquises sur l'ensemble du Massif Central conduisent Ledru *et al.* (1989a) à en réaliser la synthèse (Figure 8).

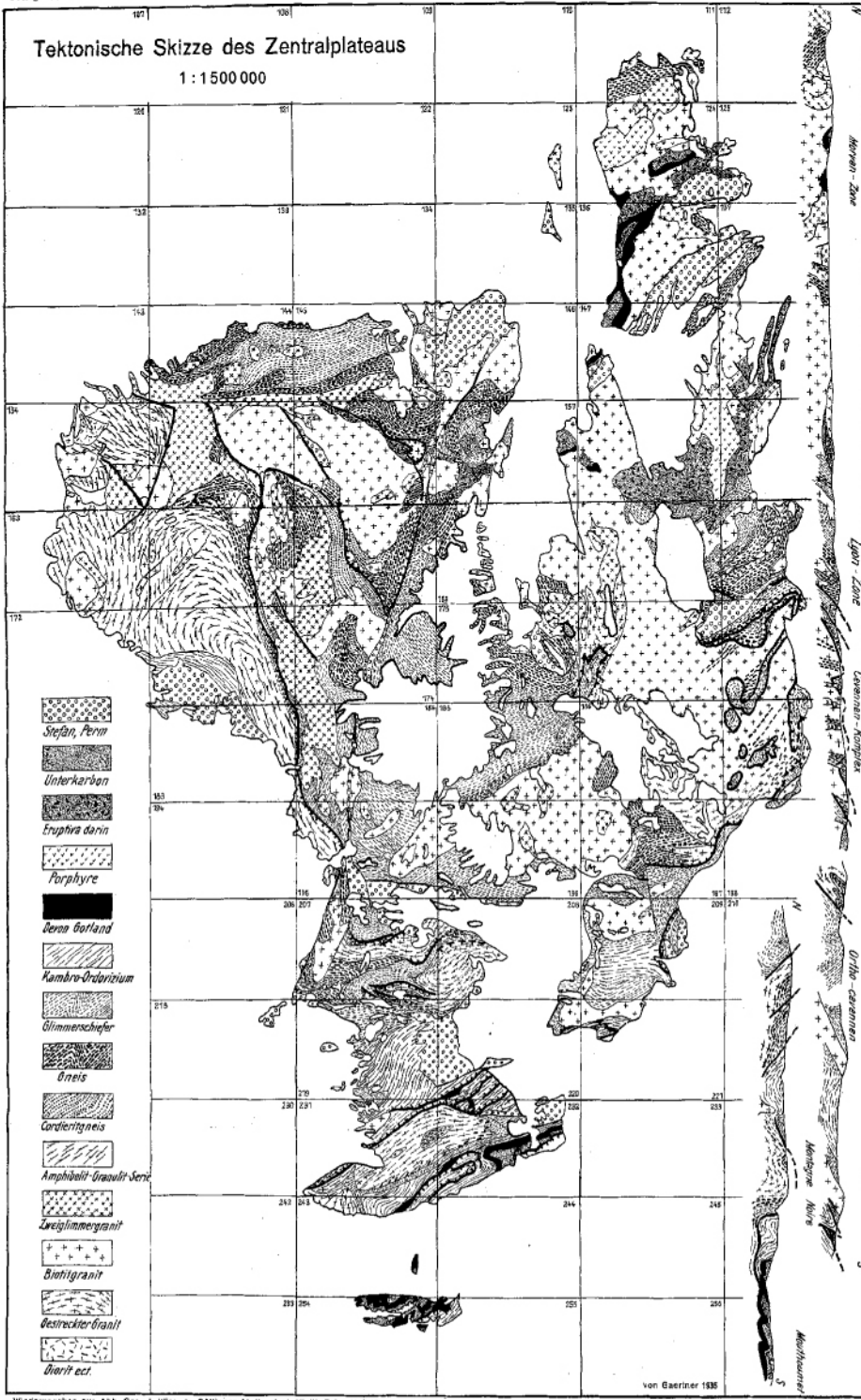


Figure 7 : carte géologique du Massif Central (Von Gaertner, 1937)

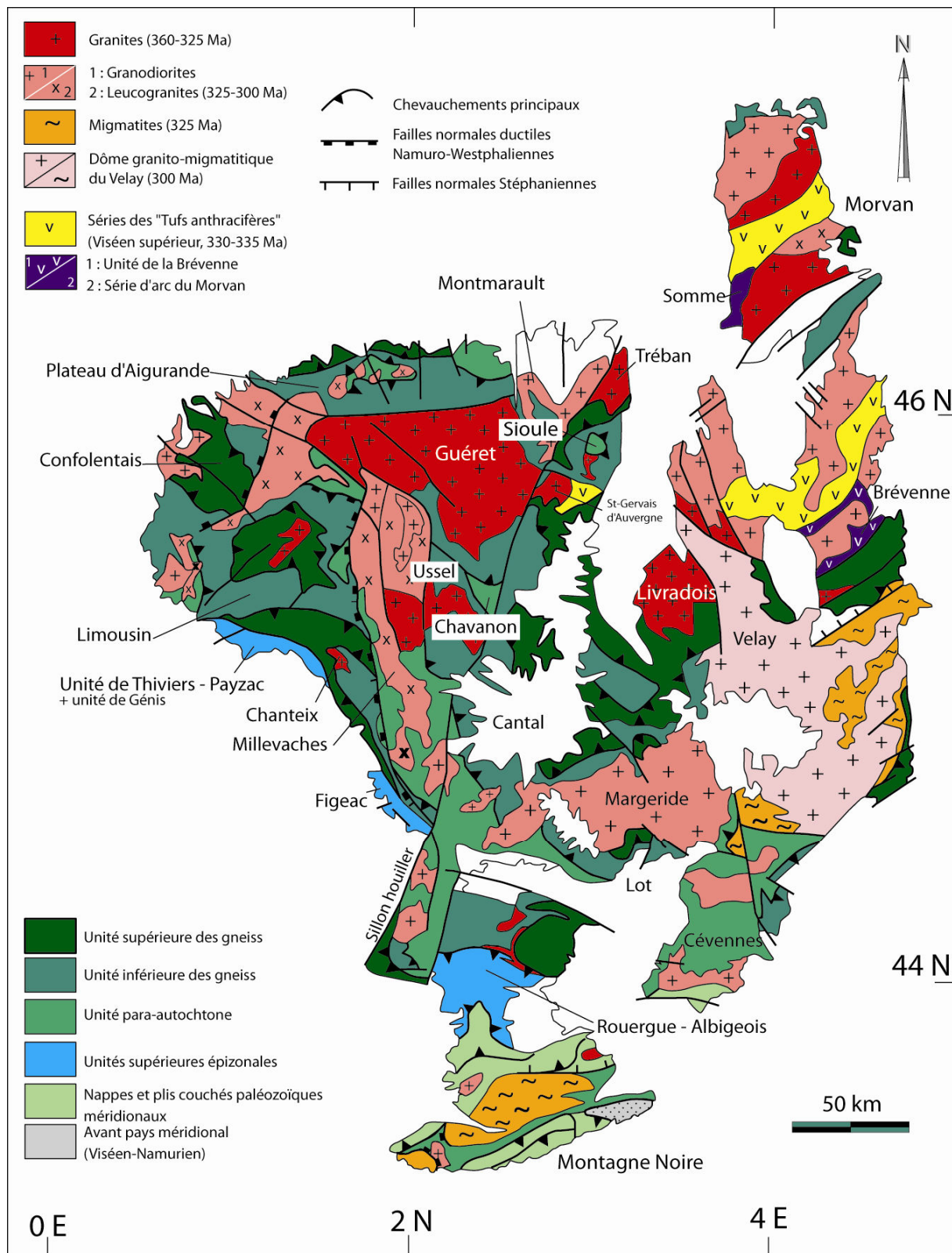
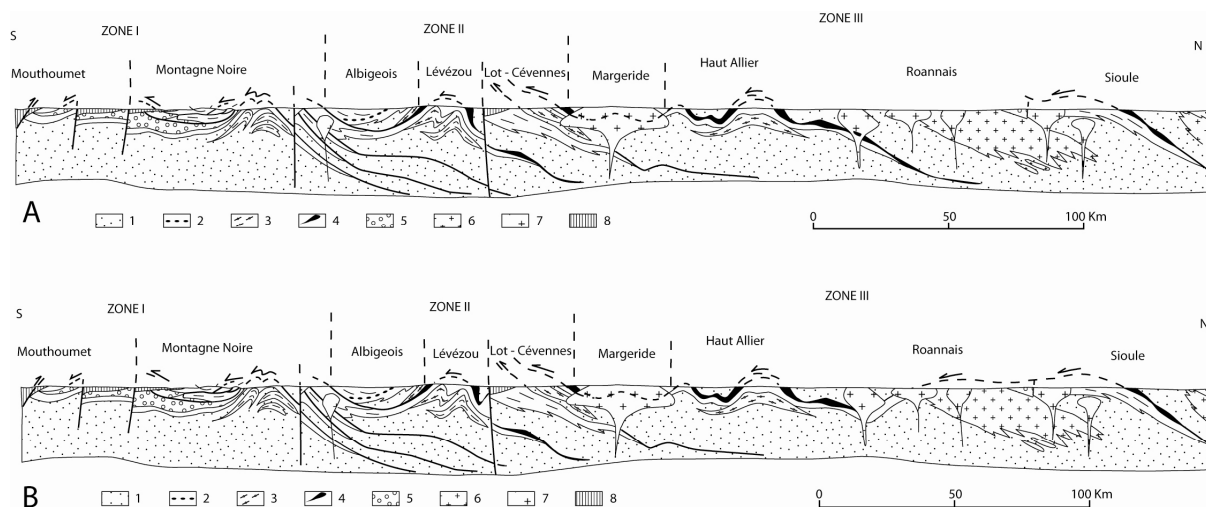


Figure 8 : carte géologique du Massif Central, Faure (2004) modifiée d'après Ledru et al. (1989a). Les séries étudiées dans ce mémoire sont mises en surbrillance

Plusieurs modèles « allochtonistes » existent pour estimer l'ampleur des déplacements (Matte, 1986) :

- Le modèle d'allochtonie minimale (Figure 9 A) distingue les unités de la Sioule et du Haut-Allier, chacune d'entre elles étant enracinée,

- Le modèle d'allochtonie maximale (Figure 9 B) considère que Sioule et Haut-Allier ne forment qu'une seule nappe. Dans ce cas là, la flèche du chevauchement associé est d'au moins 150 Km.



A : allochtonie minimale, B : allochtonie maximale. 1 : précambrien, 2 : paléozoïque inférieur avec intercalations de gneiss ocellés en Albigeois, 3 : orthogneiss, 4 : groupe leptyno-amphibolitique, 5 : Carbonifère, 6 : granites Varisques précoces (en général alumineux), 7 : granites tardi-Varisques (granodiorites calco-alcalines), 8 : couverture post-Varisque

Figure 9 : coupe géologique à l'échelle du Massif Central d'après Matte (1986) présentant 2 modèles d'empilement de nappes : A) allochtonie minimale, B) allochtonie maximale

1.2.2.1 L'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G.)

Ces gneiss appartenaient à une (ou des) ancienne(s) série(s) grauwackeuse(s) du Protérozoïque supérieur à Cambro-Ordovicien. Ils sont entrecoupés de metabasaltes et métagabbros à affinité tholéiitiques de type MORB (Briand & Piboule, 1979; Piboule, 1979; Santallier et al., 1988), localement associés à des métarhyolites. Cet ensemble bimodal constitue les complexes leptyno-amphibolitiques qui possèdent des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre celles de croûte continentale et de croûte océanique (Pin & Vielzeuf, 1988). L'USG est considérée par Pin et Vielzeuf (1988) comme un fragment d'une paléo-marge passive créée lors de la distension cambro-ordovicienne. Cette paléo-marge est impliquée dans une zone de subduction et affectée d'un métamorphisme de HP / BT à MT de type schistes bleus et éclogitique (Ledru et al., 1989a). Des éclogites à coésite ont été décrites dans les Mont du Lyonnais (Lardeaux et al., 2001). Cette unité est ensuite rétro-morphosée partiellement dans le faciès amphibolite profond (Briand & Piboule, 1979; Piboule, 1979; Santallier et al., 1988) avec développement local d'une anatexie dans le Limousin (Lamouille, 1979) et sur le Plateau d'Aigurande (Rolin, 1981).

1.2.2.2 Les ultrabasites entre l'USG et l'UIG

Le contact entre l'USG et l'UIG est jalonné d'ultrabasites (métagabbros et métapéridotites serpentinisées à chimisme de type MORB). Ces roches appartiennent, pour certains auteurs, à une série ophiolitique quasiment complète (Dubuisson et al., 1989; Girardeau et al., 1986). Cette série a été affectée par un métamorphisme HP / HT compatible avec celui régnant dans une zone de subduction (Dubuisson et al., 1989). Elle aurait été entraînée sous l'USG, démembrée et insérée tectoniquement au sommet de l'UIG antérieurement au métamorphisme majeur barrovien de moyenne pression (Floc'h, 1983; Santallier, 1981). Le déséquilibre métamorphique dans ces ultrabasites avec la paragenèse majeure de leur encaissant est lié à une remontée rapide du matériel

par écaillage tectonique. Ces ultrabasites seraient la marque d'une suture majeure entre l'U.I.G. et l'U.S.G. : la suture éovarisque probable (Ledru et al., 1989a; Matte, 1986).

Toutefois, Berger et al. (2005) montrent que les reliques ophiolitiques du Limousin n'ont pas été affectées par un métamorphisme HP (relié à une subduction) ni MP mais par un métamorphisme de faciès schistes verts. Cette nouvelle vision des phénomènes pourrait entraîner un bouleversement dans les reconstitutions géodynamiques du Massif Central (voir § 1.2.5.2, Le problème de l'ophiolite du Limousin), puisque ces auteurs suggèrent que l'empilement de nappes se serait produit après le métamorphisme général des unités.

1.2.2.3 Les complexes leptyno-amphibolitiques (CLA)

Ce terme a été inventé par Forestier (1961), qui en donnait la définition suivante : « *formation complexe dans laquelle deux catégories de roches sont étroitement associées : basiques et ultrabasiques d'une part, acides d'autre part* ».

Ce sont des unités d'échelle cartographique, caractérisées par un magmatisme bimodal, associant des roches orthodérivées acides (métagranites) et basiques (métagabbros, metabasaltes), ainsi que des métagrauwackes. Des assemblages de haute pression sont présents (Chenevoy et al., 1969; Collomb, 1970; Santallier, 1983; Santallier et al., 1978).

Le CLA le plus connu est celui du Haut-Allier. De par les roches particulièrement variées et leur minéralogie exceptionnelle (Forestier & Lasnier, 1969), c'est probablement le CLA qui a été le plus étudié. Toutefois, d'autres ont été reconnus et étudiés dans le Massif Central : plateau d'Aigurande (Delorme & Emberger, 1949; Lehingue, 1951; Rolin, 1981), Artense (Mercier et al., 1989; Mercier, 1992). Dans le domaine varisque métropolitain, citons également le CLA des Maures (Innocent et al., 2003; Seyler, 1986).

Les CLA ont livré de nombreux âges (Figure 10), que ce soit sur l'éclogitisation ou sur les protolithes (généralement cambriens) des lithologies qui les constituent.

Il est frappant de constater que Santallier *et al.* (1988) ont attiré l'attention sur la généralisation du terme CLA, à l'heure où le modèle de nappes tendait à se généraliser, et ont mis en garde contre une utilisation abusive de ce terme. Ainsi, les CLA sont fréquemment envisagés comme un « mélange tectonique », situé à la base de grands accidents crustaux (Burg et Matte, 1978 ; Autran et Peterlongo, 1980 ; Marchand, 1981 ; Bouchez et Jover, 1986). Santallier et al. (1988) sont en désaccord avec cette interprétation. Certaines formations géologiques dans lesquelles des roches basiques sont présentes, associées à des roches acides, ont été abusivement rattachées à des CLA.

CLA	Lithologie Épisode métamorphique	Âge	Méthode	Référence
Haut-Allier	Eclogite de la Borie (âge de l'éclogitisation)	432 ⁺²⁰ ₋₁₀	U/Pb (zircons)	Ducrot <i>et al.</i> , 1983
Maures	Protolithe de leptynites	548 ⁺¹⁵ ₋₇	U/Pb (zircons)	Innocent <i>et al.</i> , 2003
	Age de l'amphibolitisation	348 ± 7	Rb/Sr (amphiboles)	
Plateau d'Aigurande	Age de l'amphibolitisation	381 ± 5 389 ± 8	Ar/Ar (amphiboles)	Boutin et Montigny, 1993

Figure 10 : âge de quelques CLA (protolithes et métamorphismes)

Dans le Haut-Allier, Giraud *et al.* (1984) décrivent des amphibolites, éclogites, pyrigarnites et pyriclasites semblables à des cumulats ophiolitiques. Compte-tenu de leurs conditions de gisement (association à des shales, carbonates et grauwackes), ces auteurs proposent un contexte d'arrière-arc, compatible avec l'existence d'un océan. Géochimiquement, Giraud (1986) montre que les amphibolites comprennent des termes basaltiques d'affinité tholéitique et des termes cumulatifs, pouvant être interprétés comme les témoins d'une ancienne croûte océanique, mais là encore, l'association avec des termes carbonatés, grauwackeux et pélitiques suggère un environnement de type bassin marginal.

Briand *et al.* (1988) excluent un contexte franchement océanique pour la formation de ces complexes, et les estiment comme des témoins de bassins d'arrière-arc, d'extension limitée, n'étant jamais parvenus à un stade d'océanisation très avancée. Pin et Vielzeuf (1988) quant à eux proposent que les CLA contenant des reliques de métamorphisme HP sont des fragments de paléo-marges passives, créées au Cambro-Ordovicien et impliquées dans des phénomènes de subduction au Paléozoïque moyen.

Ainsi, il apparaît que la notion de complexe leptyno-amphibolitique reste assez floue du point de vue de l'interprétation qui en est faite du point de vue structural.

1.2.2.4 L'Unité Inférieure des Gneiss (UIG)

Cette unité gneissique constitue le parautochtone relatif de l'USG. Elle est disloquée et ses lambeaux occupent une large surface dans le Massif Central (Ledru *et al.*, 1989a). Ces gneiss dérivent de la transformation métamorphique d'anciennes séries grauwackeuses et pélitiques d'âge protérozoïque supérieur à Cambro-Ordovicien. Dans ces métasédiments sont imbriqués (Figure 11) des metabasaltes tuffacés (Floc'h *et al.*, 1984) et des métagranites alcalins et calco-alcalins résultant de la distension crustale Ordovicienne (Dubuisson *et al.*, 1989; Floc'h, 1983; Ledru *et al.*, 1989a; Santallier, 1983). Ces formations ont subi un métamorphisme dans le faciès amphibolite profond, à la limite par endroit du faciès granulite dans le Limousin (Ledru & Autran, 1987). L'évolution tardi métamorphique a été accompagnée localement d'une anatexie au Dévonien moyen (Duthou, 1977; Faure *et al.*, 2008), pouvant être très intense localement, comme par exemple dans le Limousin (Floc'h, 1983).

1.2.2.5 L'Unité des micaschistes Para-Autochtones (UPA)

Elle affleure à la base de l'empilement lithotectonique du domaine moldanubien (Ledru et al., 1989) et constitue l'autochtone relatif de l'ensemble USG + UIG (Figure 11). Plus précisément, ces formations affleurent à la faveur des grandes antiformes régionales tardives : Sioule, Dronne... Ce n'est qu'un parautochtone relatif car cette unité chevauche vers le sud son avant-pays. Il s'agit principalement de métapélites et de métaquartzites, métamorphisés dans le faciès amphibolite (Floc'h, 1983; Ledru & Autran, 1987; Roig & Faure, 2000; Santallier, 1981). Un âge briovérien a été proposé pour ces dépôts (Guillot, 1981; Ledru et al., 1989a) affectés par un métamorphisme barrovien à grenat-biotite, localement à staurolite. Il s'agit probablement de la marge continentale sur laquelle les unités gneissiques se sont mises en place (Ledru et al., 1989a). L'unité para-autochtone est moins métamorphique que l'Unité Inférieure des Gneiss sus-jacente, les zones à sillimanite et disthène y étant rares. Cette unité n'est pas anatectique.

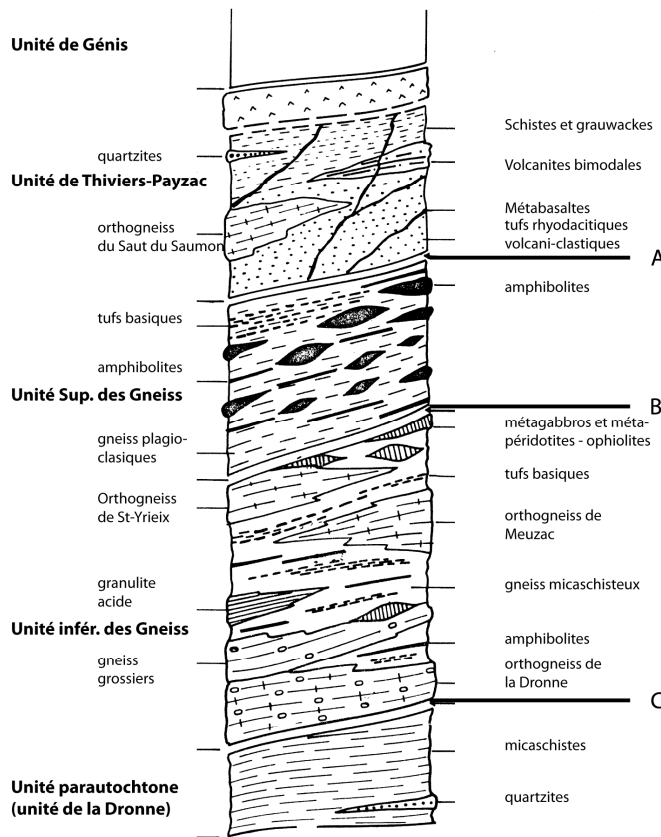


Figure 11 : contenu lithologique des unités lithotectoniques du Massif Central d'après Floc'h (1983). A, B, C : contacts anormaux cisailants

1.2.3 L'anatexie au sein des grandes unités lithotectoniques

Les migmatites du Limousin sont caractérisées par une vaste distribution régionale (Be Mézème, 2005). L'anatexie affecte l'ensemble des unités définies ci-dessus, sauf l'unité parautochtone. Les données géochronologiques, bien que fragmentaires, commencent toutefois à être abondantes. Toutefois, dans de nombreux secteurs, elle n'est pas datée mais uniquement estimée (Sioule notamment).

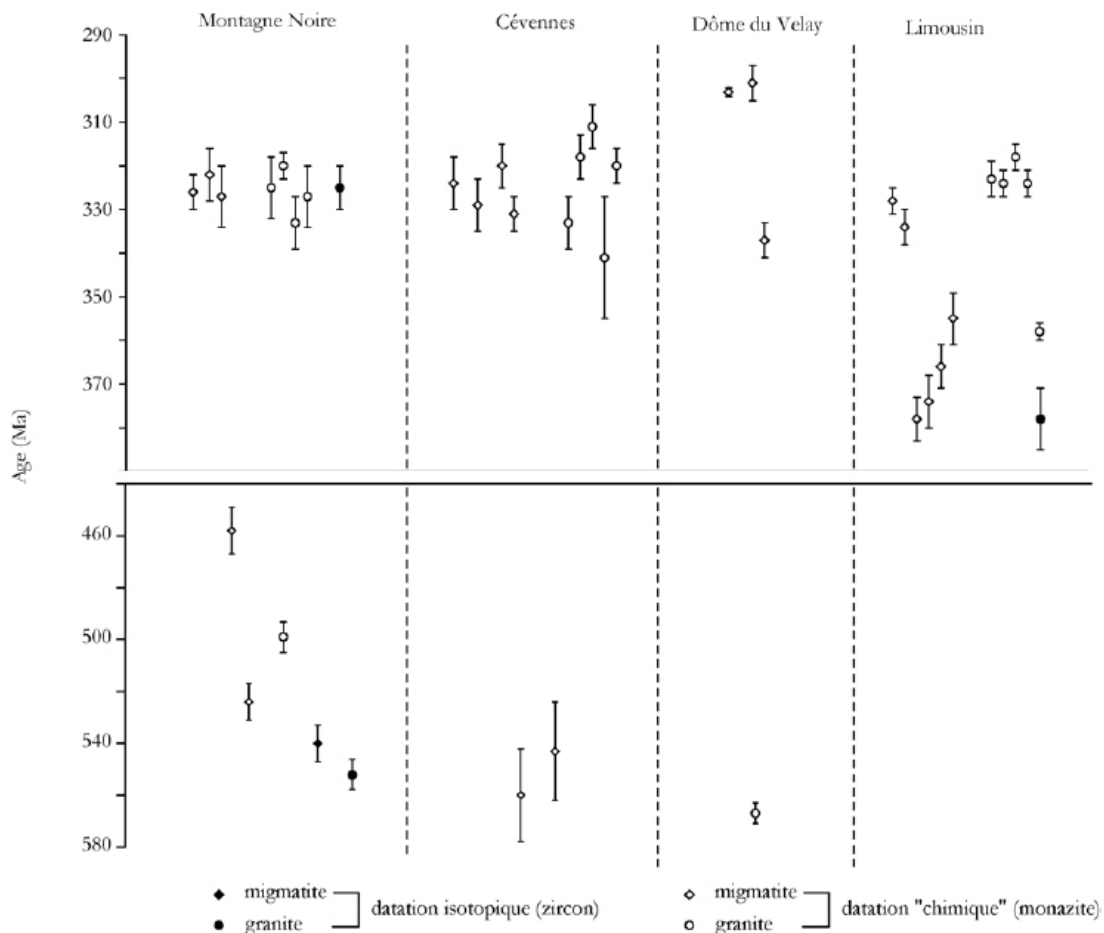


Figure 12 : récapitulatif des datations de migmatites et d'évènements de fusion crustale dans 4 secteurs du Massif Central d'après Be Mézème (2005)

Les évolutions méthodologiques sont à l'origine d'une importante variation, au cours des dernières décennies, des estimations géochronologiques. Les méthodes de type Rb/Sr sur roche totale ont été totalement délaissées au profit de la datation directe de phases telles que la monazite ou le zircon, directement reliées à un évènement particulier, qu'il soit magmatique ou métamorphique.

Be Mézème (2005) met en évidence 4 stades de fusion crustale au sein du Massif Central (Figure 12) :

- Un épisode entre 385 et 375 Ma (Dévonien moyen). Celui-ci, reconnu par plusieurs auteurs (Duthou et al., 1994; Lafon, 1986) a été récemment bien étayé par Cocherie in Cartannaz (2006) par l'étude des diatexites grenues hétérogènes à cordiérite, ainsi que par Faure et al. (2008) dans l'antiforme de Tulle entre autres,
- Un épisode autour de 330 Ma (Viséen), connu dans tout le Massif Central,
- De 325 à 310 Ma, de vastes plutons de granitoïdes peralumineux se mettent en place, comme par exemple dans le massif du Millevaches (Gébelin, 2004),
- De 310 à 300 Ma, une importante phase de fusion crustale se produit, essentiellement dans le Velay.

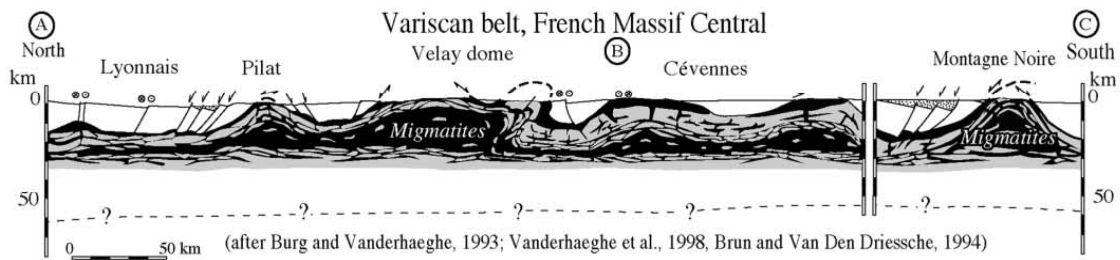
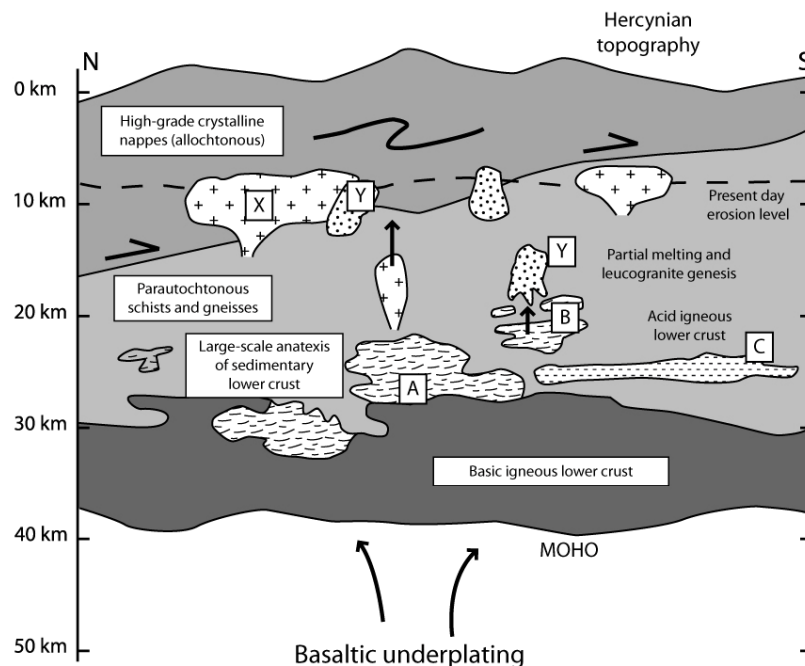


Figure 13 d'après Vanderhaeghe & Teyssier (2001) : coupe géologique à l'échelle du Massif Central montrant la répartition des terrains migmatitiques

L'abondance des terrains migmatitiques à l'échelle du Massif Central (Figure 13) en fait une région intéressante pour la compréhension des mécanismes de la fusion partielle et surtout pour l'étude des implications rhéologiques de l'abondance des terrains partiellement fondus dans une orogénèse. Ce point sera débattu en discussion finale de ce mémoire.

Les niveaux structuraux de la fusion partielle s'étagent sur l'ensemble de la croûte (Figure 14). Les contextes géodynamiques de la fusion crustale au sein du Massif Central sont encore débattus. L'épaississement crustal résultant de l'empilement des nappes (voir par exemple Ledru et al., 1989a), couplé à un sous-placage de matériel mantellique « chaud » (Downes et al., 1997), est à l'origine d'une source de chaleur importante.



X : granodiorites et monzogranites produits à des niveaux crustaux profonds dans les contextes de granulites métasédimentaires et méta-ignées. B : anatexie à grande échelle de la croûte inférieure métasédimentaire, engendrée par un sous-placage basaltique. A : granodiorites et monzogranites générés par mixing de melts issus de la croûte inférieure métasédimentaire et du sous-placage basaltique. Certains monzogranites (C) ont une composante de roches méta-ignées refondues. Les leucogranites (Y) ont été formés par fusion de la même source métasédimentaire (B) à des niveaux crustaux supérieurs

Figure 14 : niveaux structuraux et fusion partielle (Downes et al., 1997)

L'anatexie qui se déroule aux alentours de 385-375 Ma (Dévonien moyen) est associée à l'évènement « D1 », interprété comme le stade d'exhumation des roches de haute pression (Figure 15) lors de la collision entre Gondwana au sud et Armorica au nord (Faure et al., 2008; Matte, 1991).

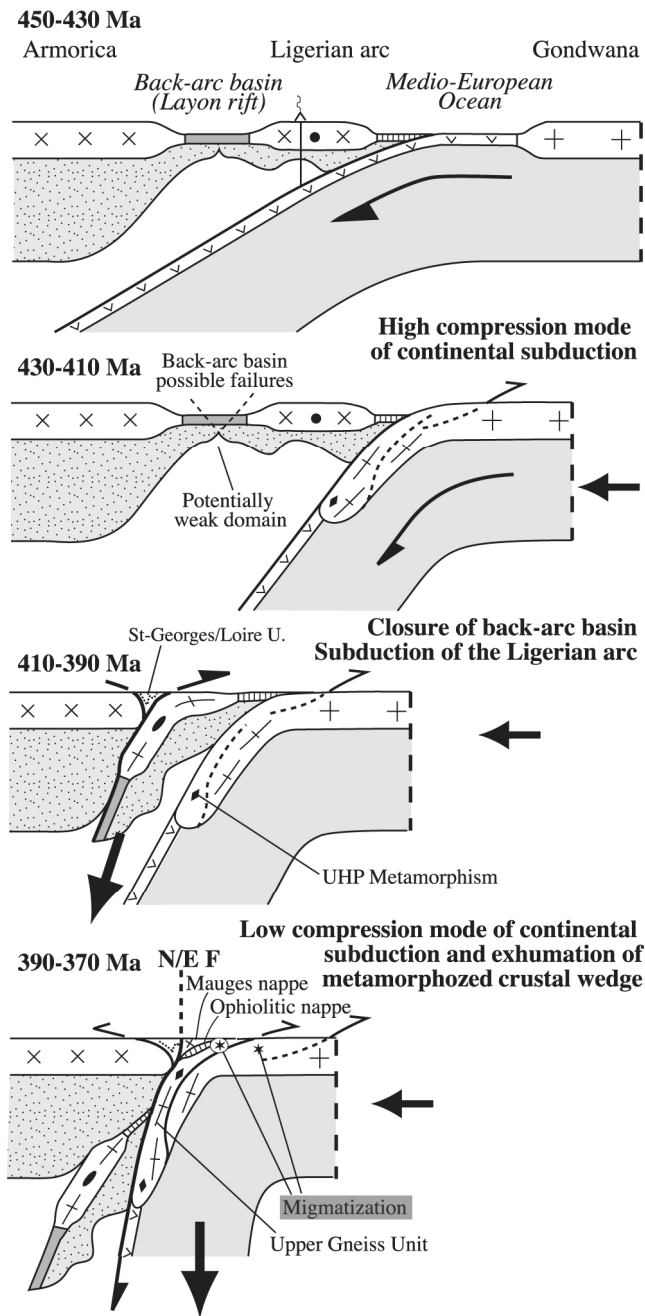


Figure 15 d'après Faure et al. (2008) : contexte géodynamique de l'anatexie au Dévonien Moyen

1.2.4 Cadre du modèle de nappes. Les grands chevauchements. Le modèle Himalayen. Cinématique de mise en place des nappes et exhumation des unités HP. Trajets P-T-t

1.2.4.1 Le « Massif Central Thrust » par analogie au « Main Central Thrust » d'Himalaya

Les séries métamorphiques qui sont situées au cœur du Massif Central sont caractérisées par une succession métamorphique inverse par rapport à un métamorphisme « normal », croissant au fur et à mesure de la profondeur d'enfouissement.

Ainsi, on observe, en position structurale supérieure, des terrains migmatitiques. Ce sont principalement des diatexites à nodules de cordiérite (connues sous le nom d'Aubussonites ou de « gneiss d'Aubusson »), largement présentes à l'affleurement dans le Massif Central, ainsi qu'un vaste ensemble de métatexites et de diatexites.

Bouchez et Jover (1986), sur la base de l'étude structurale des structures pénétratives synmétamorphes dans le Massif Central (roches métamorphiques et granitoïdes), proposent un modèle de zone de cisaillement horizontale pour l'ensemble de la pile tectono-métamorphique. Le mouvement associé est, selon ces auteurs, du sud-est vers le nord-ouest (Figure 16).

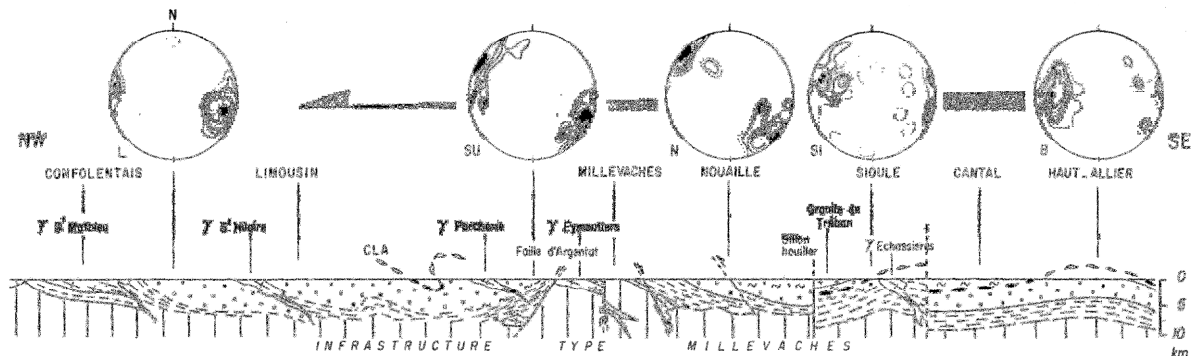


Figure 16 : coupe schématique du Massif Central parallèle aux linéations d'étirement, représentées par les projections stéréographiques, dans un modèle himalayen (Bouchez et Jover, 1986)

Ce modèle a posé les bases d'une « tectonique tangentielle » structurant des roches partiellement fondues (types Aubussonites) sur l'ensemble des terrains métamorphiques, qui subissent donc un métamorphisme décroissant vers le bas : c'est le modèle du « fer à repasser ».

1.2.4.2 Contraste du métamorphisme : des élogites au parautochtone micaschisteux

L'unité supérieure des gneiss contient des roches de haute pression, comme par exemple des élogites à coésite dans les Monts du Lyonnais (Lardeaux et al., 2001); des élogites (sans coésite) dans l'Artense (Mercier et al., 1989)...

Les unités métamorphiques situées structurellement sous ces unités de haute pression sont dépourvues de telles reliques. Enfin, l'ensemble formé par ces deux unités est structurellement au-dessus d'un parautochtone essentiellement micaschisteux. Ainsi, le modèle de nappes permet d'expliquer cette succession lithologique anormale.

1.2.4.3 Cinématique et nature de la déformation à la base des unités

Le cisaillement basal de l'USG est jalonné dans le Limousin de faciès schisteux fortement tectonisés (plis en fourreaux et tectonites linéaires) et de lentilles serpentinisées de l'unité ophiolitique. Ces lentilles sont interprétées comme des écaillés tectoniques insérées de force dans l'UIG (Dubuisson et al., 1984; Dubuisson et al., 1989). Santallier et al. (1988) ainsi que Pin & Vielzeuf (1988) proposent de les interpréter comme des zones de mélanges tectoniques profonds.

Le cisaillement basal de l'UIG est souligné d'une forte déformation ductile résultant d'un cisaillement du SE vers le NW (Bouchez & Jover, 1986; Brun & Burg, 1982; Burg et al., 1987). L'important saut de métamorphisme entre la base de l'UIG et le parautochtone est en faveur d'un rôle majeur pour l'accident qui les sépare.

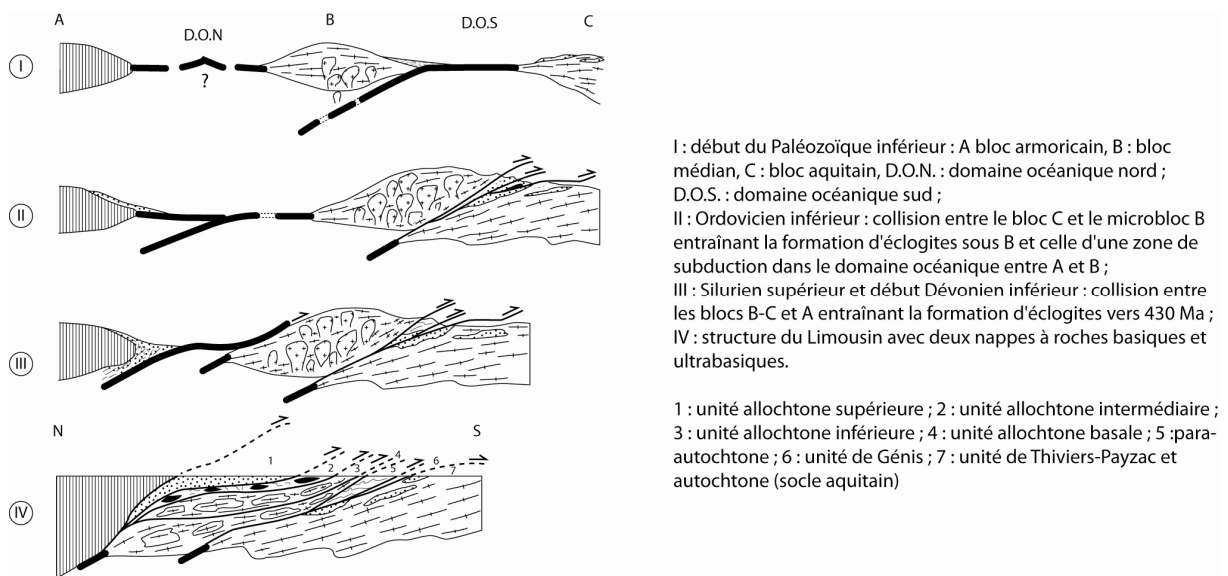


Figure 17 : schéma évolutif de la formation du Limousin (Girardeau et al., 1986)

La tectonique cisailante qui accompagne la mise en place des nappes est responsable du développement d'une foliation métamorphique horizontale portant une linéation d'étirement traduisant la direction du déplacement des nappes (Mattauer & Etchecopar, 1976). Deux directions de linéations sont mises en évidence :

- Les linéations de direction N-S à NE-SW sont rares. Dans le Limousin, elles se localisent pour la plupart au voisinage des massifs ophiolitiques (Girardeau et al., 1986; Roig & Faure, 2000) ; elles sont également bien exprimées sur le plateau d'Aigurande (Rolin, 1981; Rolin & Quenardel, 1980) ainsi que dans la série de la Sioule (Faure et al., 1993). Elles correspondraient à une déformation cisailante à vergence S ou SW en climat métamorphique à la transition entre les faciès granulite-amphibolite (Roig & Faure, 2000). Cette déformation syn-métamorphe conduit à envisager une remontée de l'USG contemporaine de son charriage, du NE vers le SW, sur l'unité UIG. Les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (381 ± 5 et 389 ± 8 Ma) obtenues sur hornblendes du complexe leptyno-amphibolitique du Plateau d'Aigurande (Boutin & Montigny, 1993) situent ce charriage vers la limite Dévonien inférieur-moyen (380 Ma).
- Les linéations NW-SE sont les plus représentées. Elles témoigneraient pour certains du sens de transport, globalement d'Est en Ouest, de l'USG le long d'un chevauchement de type himalayen (Bouchez & Jover, 1986; Brun & Burg, 1982; Burg et al., 1987; Ledru et al., 1989a). Tout d'abord uniquement scellée par l'intrusion de la granodiorite de Chanteix (Roig, 1997) à 355 ± 4 Ma, cette linéation est désormais mieux contrainte par la datation de monazites (U-Th-Pb) syntectoniques à 360 ± 4 Ma (Melleton et al., 2009). Notons également

que certains auteurs proposent une tectonique extensive au cours du Dévonien moyen à supérieur (Behr et al., 1984; Faure et al., 2005; Faure et al., 1997; Mattauer et al., 1988; Pin, 1990; Roig & Faure, 2000). Enfin, ces linéations seraient également en partie attribuables aux phénomènes extensifs d'âge Carbonifère moyen (Faure, 1989, 1995; Faure & Becq-Giraudon, 1993; Faure et al., 1990).

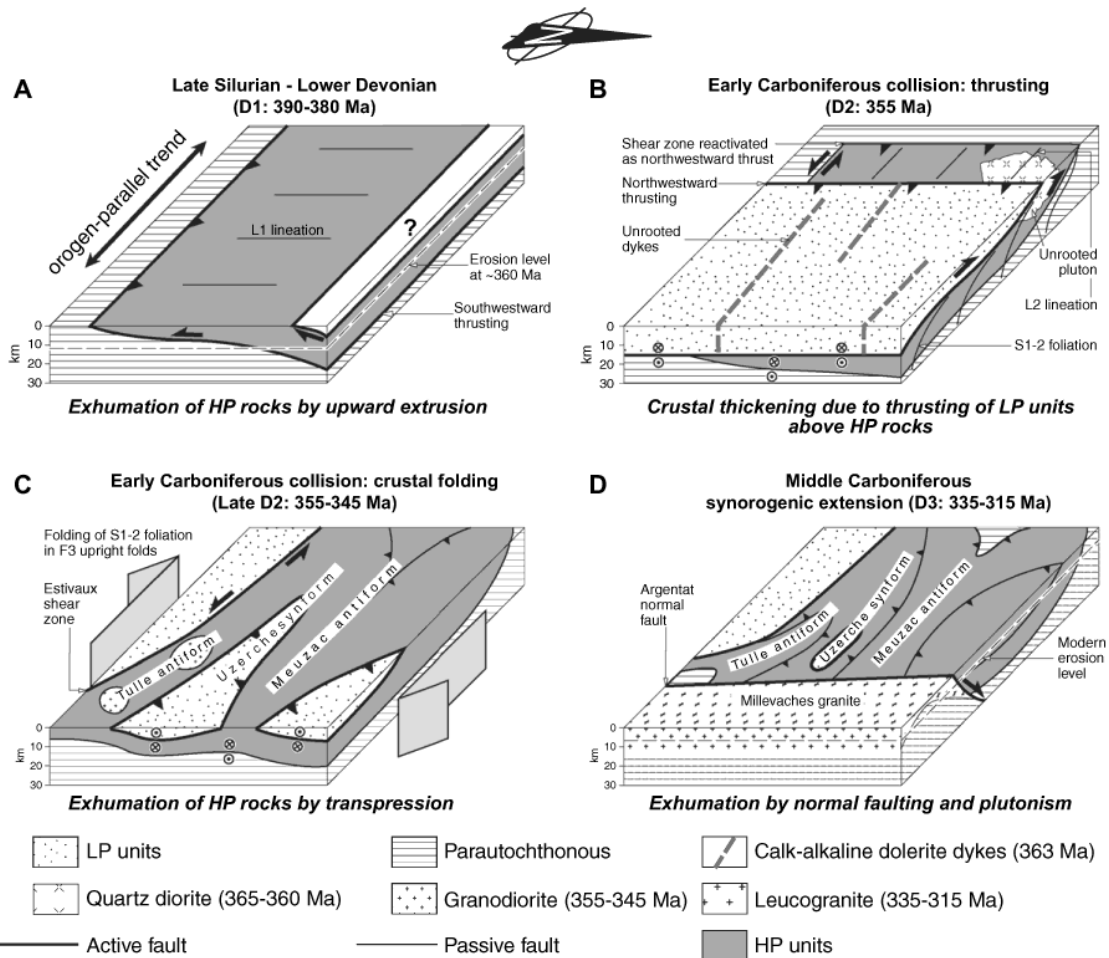


Figure 18 : modèle de Bellot et Roig (2007) pour l'exhumation des roches de haute pression dans le cadre du massif Central

Dans la partie ouest du Limousin, Bellot et Roig (2007) proposent, sur la base de trajets PT, un modèle d'exhumation des unités HP (Figure 18). Dans celui-ci, les chevauchements précoces Siluro-Dévonien, d'orientation N-S, sont réactivés selon une tectonique W-E. L'épaississement crustal du début du Carbonifère (355 Ma) s'explique par le chevauchement des unités LP sur les unités HP.

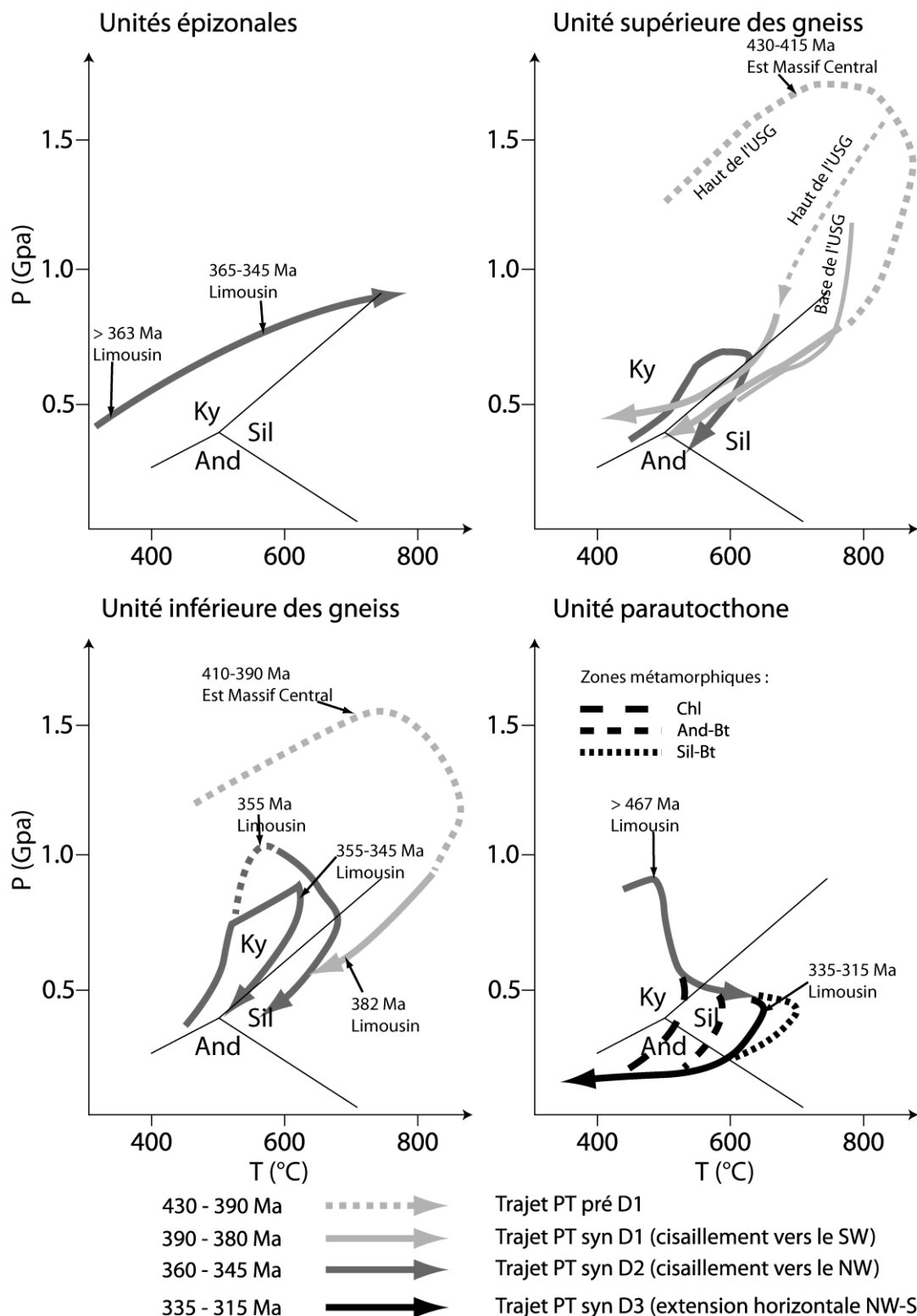


Figure 19 : trajets P-T-t pour les différentes unités du Massif Central d'après Bellot et Roig (2007)

Oltre les différences de lithologie, les unités présentent entre elles des trajets PT contrastés (Figure 19). Parfois même au sein d'une même unité les trajets sont contrastés, ce qui appelle à la division en sous-unités.

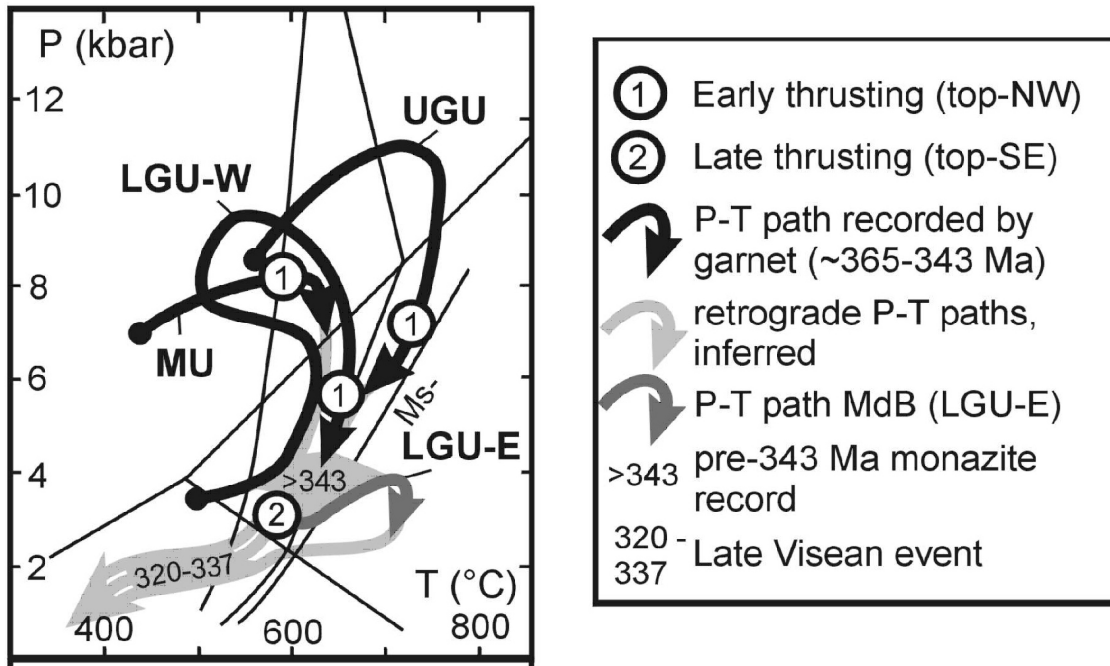


Figure 20 : trajets P-T-t pour les nappes de la série de la Sioule (Schulz, 2009)

Dans la série de la Sioule, Schulz (2009) obtient des trajets P-T-t contrastés (Figure 20) pour les 3 unités présentes dans cette série.

1.2.5 Problèmes posés par le modèle de nappes

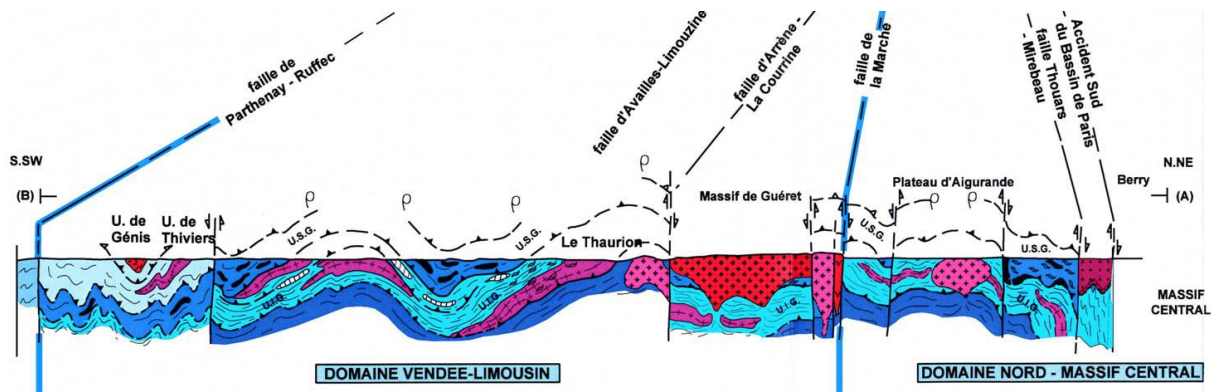


Figure 21 : Coupe à l'échelle crustale montrant la structure en grandes nappes du Massif Central, d'après Rolin & Colchen (2001)

Envisager la structure du Massif Central comme un empilement de grandes nappes à contenus lithologiques plus ou moins contrastés permet d'expliquer le métamorphisme « inverse » observé à l'échelle du massif. Ainsi, les unités définies sont interprétées comme ayant subi chacune un métamorphisme croissant à mesure que l'on monte dans la série. Les roches de faciès éclogitique sont rapportées à l'USG. Les terrains micaschisteux, ayant subi un métamorphisme moindre (micaschistes à 2 micas, sillimanite et grenat, andalousite, staurolite), sont interprétés en tant que parautochtone sur lequel le complexe de nappes a été charrié.

L'examen d'une coupe géologique (Figure 21) réalisée à l'échelle du Massif Central fait apparaître clairement l'empilement de nappes. Notons que la structuration postérieure en synformes et antiformes régionales a été confirmée par les études géophysiques de Dubuisson et al. (1988).

1.2.5.1 Linéations et sens de cisaillement. Ampleur des déplacements

L'un des problèmes majeurs à la compréhension de la structure du Massif Central réside dans l'interprétation des linéations et des sens de cisaillements qui leur sont associés (Matte, 2007). Nous avons vu (§ 1.2.4) que la linéation associée aux massifs « ophiolitiques » est d'orientation N-S (Girardeau et al., 1986). Par conséquent, la direction de transport des nappes est classiquement interprétée comme N-S et les coupes à l'échelle crustale qui traversent le Massif Central sont fréquemment réalisées dans cette direction (Figure 9). Or, en procédant ainsi, ces coupes traversent des régions où les linéations sont perpendiculaires au trait de coupe. C'est notamment le cas de la série de la Sioule (chapitre 8, § 8.6.2.3). La réalisation de coupes obliques à la direction de la linéation d'étirement entraîne une surestimation de l'ampleur des déplacements.

On se trouve donc contraint d'imaginer des déplacements tangentiels d'importance colossale pour superposer des nappes interprétées chacune comme allochtones par rapport aux autres. Certains auteurs proposent une estimation du transport : 150 Km dans le Haut-Allier (Burg & Matte, 1978), 20 Km dans la Sioule (Burg et al., 1984).

De tels déplacements, réalisés en contexte métamorphique de haut degré, devraient s'observer sur le terrain sous la forme de zones de contact mylonitiques bien marqués. Si des mylonites sont parfois décrites à la base d'unités [Marvejols, Faure *et al.*, (1979) ; Najac, Bodinier & Burg, (1981)], les contacts anormaux ne sont pas flagrants sur le terrain dans la zone d'étude centrale que constituent les séries de la Sioule et du Chavanon.

1.2.5.2 Le problème de l'ophiolite du Limousin

Le terme « ophiolite » fait référence, dans le Limousin, à un ensemble de roches basiques à ultrabasiques qui ne forment pas un massif continu mais bien à un domaine interprété comme étant démembré tectoniquement. Berger *et al.* (2005) montrent que l'ophiolite du Limousin (Dubuisson et al., 1989; Girardeau et al., 1986) est indemne de tout métamorphisme orogénique varisque de moyenne pression. Elle a subi un métamorphisme statique transformant les gabbros en amphibolites non déformées et les ultramafites magmatiques en serpentinites et/ou chloritites à pargasite. Les conditions estimées indiquent des pressions de l'ordre de 0,2 GPa et des T allant de conditions tardi magmatiques à des conditions de faciès schistes verts-zéolites (900 → 200 °C).

Ainsi, pour ces auteurs, la tectonique à l'origine de la mise en place des nappes n'a pu se produire qu'une fois le métamorphisme des différentes unités effectué et dans des conditions de faciès schistes verts le long de zones de cisaillements majeures.

Notons que l'**ophiolite du Limousin n'est pas datée** et que par conséquent les reconstitutions géodynamiques qui la font intervenir sont hasardeuses.

i Les arguments en faveur d'une interprétation ophiolitique

Mercier et al. (1985) mettent en évidence des analogies entre les roches basiques du Limousin et des massifs ophiolitiques connus ailleurs de par le monde. Ils insistent notamment sur l'existence d'une polarité dans ce massif : les ultramafites (harzburgites, dunites, wehrlites) sont situées au sud, les roches basiques (gabbros) au nord. Les massifs du Cluzeau et de la Flotte sont extrêmement tectonisés et résultent de l'empilement vers l'ouest de plusieurs écailles. Toutefois, le massif du Cluzeau montre une séquence ophiolitique presque complète. Les harzburgites ne contiennent que rarement des structures primaires, sauf au cœur de rares boudins métriques ; les gabbros sont très déformés.

Plus récemment, la comparaison entre l'ophiolite du Limousin et d'autres ophiolites connues dans d'autres contextes géodynamiques amène Berger et al. (2006) aux conclusions suivantes :

- L'ophiolite du Limousin présente de nombreuses similitudes avec les ophiolites de type « Mid Oceanic ridge » et « lherzolite harzburgite ophiolite type » (Nicolas & Boudier, 2003), qui correspond aux dorsales lentes actuelles. Plus particulièrement, les points communs consistent en 1) un fragment mantellique (harzburgites et dunites) ; 2) l'abondance de wehrlites dans la croûte océanique inférieure ; 3) une haute température de formation des roches mantelliques (Dubuisson, 1988) ; 4) une altération hydrothermale de type plancher océanique (Berger et al., 2005) et 5) une croûte fine et hétérogène,
- La présence de l'ophiolite du Limousin met en avant l'évidence d'un domaine océanique franc non rattaché à une zone de subduction.

ii Les autres arguments

Seule une publication propose de ne pas interpréter les roches basiques du Limousin comme un complexe ophiolitique et s'oppose directement à l'interprétation qui en est classiquement faite (Egal et al., 1985). Ainsi, ces auteurs mettent en avant le fait que l'ensemble des corps basiques et ultrabasiques est affecté de recristallisations métamorphiques généralisées. Des textures cumulatives sont préservées dans certains massifs (Roche Noire) mais dans d'autres elles sont transposées par la foliation (lentille de la Boissonie). Dans le groupe du Lonzac, l'ensemble des lentilles lherzolitiques est affecté par les événements tectonométamorphiques.

La déformation est très inégale :

- des plis isoclinaux décimétriques à métriques, avec une foliation de plan axial bien développée dans les amphibolites sombres,
- une schistosité fruste, oblique sur le rubanement magmatique,
- des textures ocellées dans certains méta-gabbros à olivine.

Notons également que dans la notice de la carte géologique de Nexon (Chenevoy et al., 1990) sur laquelle affleurent les corps de roches basiques servant de base à l'interprétation de l'ophiolite, les auteurs proposent une origine par différenciation d'un magma tholéiitique pour certaines serpentines.

L'origine ophiolitique de ces roches ne fait pas l'unanimité. D'après Berger et al. (2005), ces roches n'ont pas subi le métamorphisme « régional » Varisque. Ceci pose le problème de leur démembrement au sein des roches métamorphiques dans lesquelles elles affleurent.

1.2.5.3 Les roches basiques et ultrabasiques dans les séries métamorphiques du massif Central

Sans entrer dans le détail des nombreux types pétrographiques basiques à ultra basiques ni dans les interprétations qui ont pu en être faites (voir le problème des CLA au § 1.2.2.3 et de l'ophiolite du Limousin au § 1.2.5.2), nous donnerons ici un aperçu des roches basiques et ultrabasiques en gisement limité.

- **Les amphibolites** ont des origines variées, il a notamment été mis en évidence l'amphibolitisation d'anciennes éclogites (Santallier, 1981, 1983). Intercalées au sein des séries, elles peuvent également représenter d'anciennes coulées basiques,
- **Les roches ultrabasiques et les serpentines** sont d'interprétation plus délicate. Certains complexes ont des caractères cumulatifs de résidus de cristallisation de chambre magmatique, mais il faut noter la présence, en massifs kilométriques mais également en boules d'échelle variable (centimétrique à décimétrique) et en petits massifs hectométriques, comme par exemple dans l'ancienne mine d'or du Châtelet (Creuse) et dans le massif d'Auge (Chenevoy, 1950; Hottin et al., 1991). Ce dernier massif est constitué de péridotites de type lherzolite, de

grenatites... Les conditions métamorphiques estimées impliquent une rétro-morphose depuis un pic métamorphique à environ 22 kbar pour 1300°.

Dans les séries du Chavanon et de la Sioule, de telles roches sont connues (voir au chapitre III), sous la forme de boudins de serpentinites ou de dunités serpentinisées (Grolier, 1971; Grolier et al., 1980a; Hottin et al., 1989b; Turland et al., 1990).

1.2.6 Les unités supérieures épi-métamorphiques

Affleurant en bordure SW et occidentale du Massif Central, ces unités comprennent des unités volcano-détritiques et l'unité de Génis.

1.2.6.1 Les unités volcano-détritiques

Ce sont celles de la Gartempe et de Mazerolles dans le Confolentais (Floc'h, 1983; Floc'h et al., 1993), celle de Thiviers-Payzac dans le Bas-Limousin (Guillot, 1981) et celle de Saint-Sernin-sur-Rance dans l'Albigeois (Guérangé-Lozes & Alsac, 1986). Elles sont formées d'une accumulation essentiellement pélitique entrecoupée d'épanchements ou/et d'intrusions magmatiques calco-alcalines andésitiques, rhyodacitiques et rhyolitiques anté-tectoniques. Ces laves ont été datées à 514 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Delbos et al., 1964). Le métamorphisme dans ces unités est croissant vers le bas (Guillot, 1981 ; Floc'h et al., 1993), il évolue de l'épizone à chlorite à la mésozone à biotite-almandin-stauroлите.

1.2.6.2 L'unité de Génis

L'unité de Génis repose tectoniquement sur l'unité de Thiviers-Payzac et montre une histoire différente des unités précédentes. Son histoire débute par une sédimentation pélitique d'âge Briovérien à Cambro-Ordovicien (Guillot, 1981) interrompue à la fin du Cambrien par un épisode rhyolitique ignimbritique, puis à l'Ordovicien par le dépôt d'arkoses et se termine par l'épanchement de basaltes au cours du Dévonien inférieur. Cette série n'a été impliquée dans le domaine orogénique qu'à partir du Dévonien moyen-supérieur, et n'a subi qu'un métamorphisme épizonal.

1.2.6.3 Origine de ces unités épimétamorphiques

Ces unités sont généralement encastrées par le jeu de failles verticales dans leur encaissant, et leur contact basal n'est pas visible. Ces unités sont bien moins métamorphiques que les unités qui les encaissent (USG ou UIG). Elles leurs sont étrangères par leurs évolutions tectométamorphiques et de ce fait sont probablement allochtones. Comme le note Duguet (2003), le problème de l'enracinement des nappes reste posé.

Peu d'arguments permettent actuellement de supposer la patrie des unités épimétamorphiques : viennent-elles du sud (prolongement de la Montagne Noire) ou du nord (zone Armoricaïne) ? Si l'on admet d'une part, les corrélations entre l'unité de Génis et celle de Chantonay en Vendée (Rolin & Colchen, 2001), et d'autre part l'absence d'unités équivalentes à celles de Génis et volcano-sédimentaires plus au sud, une origine armoricaïne paraît plausible pour ces unités.

1.2.7 Les intrusions de granitoïdes au cœur du Massif Central (Guéret)

Le socle métamorphique qui constitue l'ossature du Massif Central est jalonné de plusieurs grands massifs de granitoïdes, Guéret, Margeride... Les séries métamorphiques qui seront étudiées dans ce mémoire constituent l'encaissant du complexe magmatique de Guéret (Cartannaz, 2006), nous présenterons donc ici uniquement ce complexe.

L'usage désignait les granites affleurant dans ce secteur du Massif Central comme « le granite de Guéret », daté à 356 ± 10 Ma (Berthier et al., 1979). En réalité, il peut être subdivisé en plus d'une vingtaine de massifs de granitoïdes (Figure 22) dont les mises en place s'étalent sur plus de 30 Ma (360-330 Ma). La genèse des premières venues en forme laccolithique trouve son origine dans un contexte d'effondrement de la chaîne Varisque, responsable du magmatisme calco-alcalin dû à la fusion du manteau lithosphérique (Cartannaz, 2006).

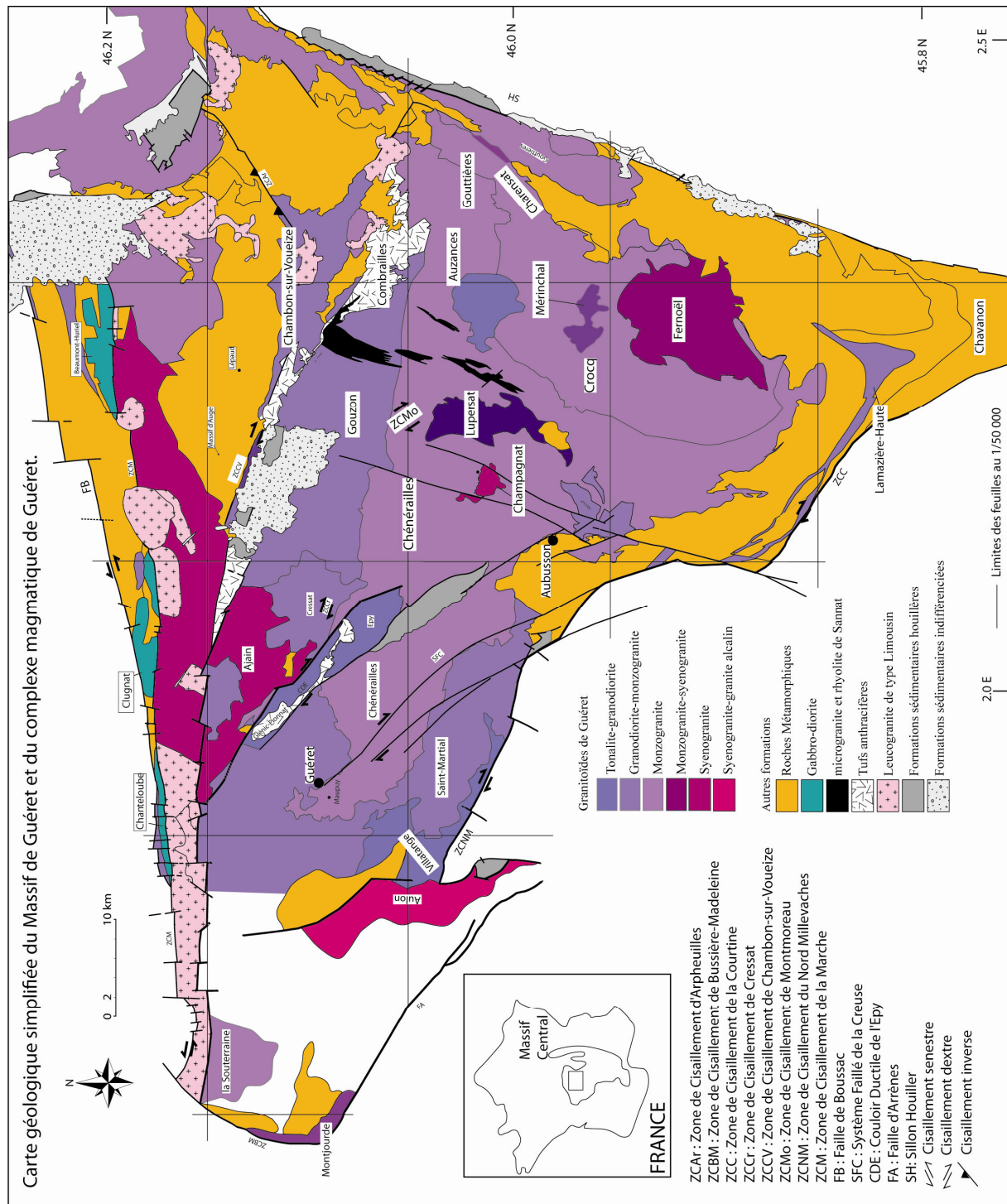


Figure 22 : carte du complexe magmatique de Guéret d'après Cartannaz (2006)

Avec un retard de 10 à 20 Ma, l'apport de chaleur de ces magmas mantelliques provoque la fusion de la croûte inférieure responsable des granitoïdes peralumineux du complexe magmatique de Guéret. Les prémices de cette tectonique en extension sont déjà enregistrés à 375 Ma lors de la mise en place des anatexites grenues. Ce contexte extensif est contemporain des grands cisaillements dextres, orientés N110/120, dont les déplacements majeurs sont réalisés avant 355 Ma lors de la mise en place des venues non déformées du complexe magmatique de Guéret. Après 355 Ma, les intrusions peralumineuses de ce complexe enregistrent un contexte en raccourcissement N-S. Les déplacements

dextres horizontaux s'effectuent alors le long de failles orientées N150/160, qui recourent les failles N110/120. Les intrusions syntectoniques de la chaîne de la Marche et du nord Millevaches enregistrent principalement une déformation coaxiale. Le Sillon Houiller N20 joue probablement avec un jeu conjugué senestre par rapport aux failles dextres N150/160 du Système Faillé de la Creuse (Thiéry et al., 2009). Enfin, un climat tectonique avec un champ de déformation superposée (extension syn-convergence) permet de rendre compte des régimes de déformation décrochant et normal enregistrés par les magmas syntectoniques mis en place entre 340 et 335 Ma.

1.2.8 Les séries dévono-carbonifères du nord du Massif Central : transgression marine et rift de la Brévenne

Au Dévonien moyen, la mer transgresse le NE de l'actuel Massif Central (Morvan) profondément érodé (série de la Somme). Cette série est composée de roches frasniennes à faméniennes qui emballent des galets de calcaire datés de l'Emsien et du Givétien (Delfour & Gigot, 1985). La sédimentation, d'abord carbonatée au Frasnien, devient turbiditique, volcano-détritique, grésoclastique et argileuse au Famennien. Elle se poursuit durant tout le Dinantien : c'est le faciès culm.

La série de la Brévenne (voir § 1.3.4) est une série magmatique calco-alkaline constituée de basaltes et de gabbros, de dykes de diabase, d'ultrabasites serpentinisées, de volcanites acides (kératophyres), de sédiments siliceux (radiolarites, siltites) ainsi que de sulfures massifs (Peterlongo, 1960, 1970). Cette série ophiolitique est interprétée comme un rift de bassin arrière-arc, en arrière d'une zone de subduction septentrionale (Pin & Peucat, 1986; Sider & Ohnenstetter, 1986).

1.2.9 Les grandes fractures du NW Massif Central affectant l'unité de Guéret

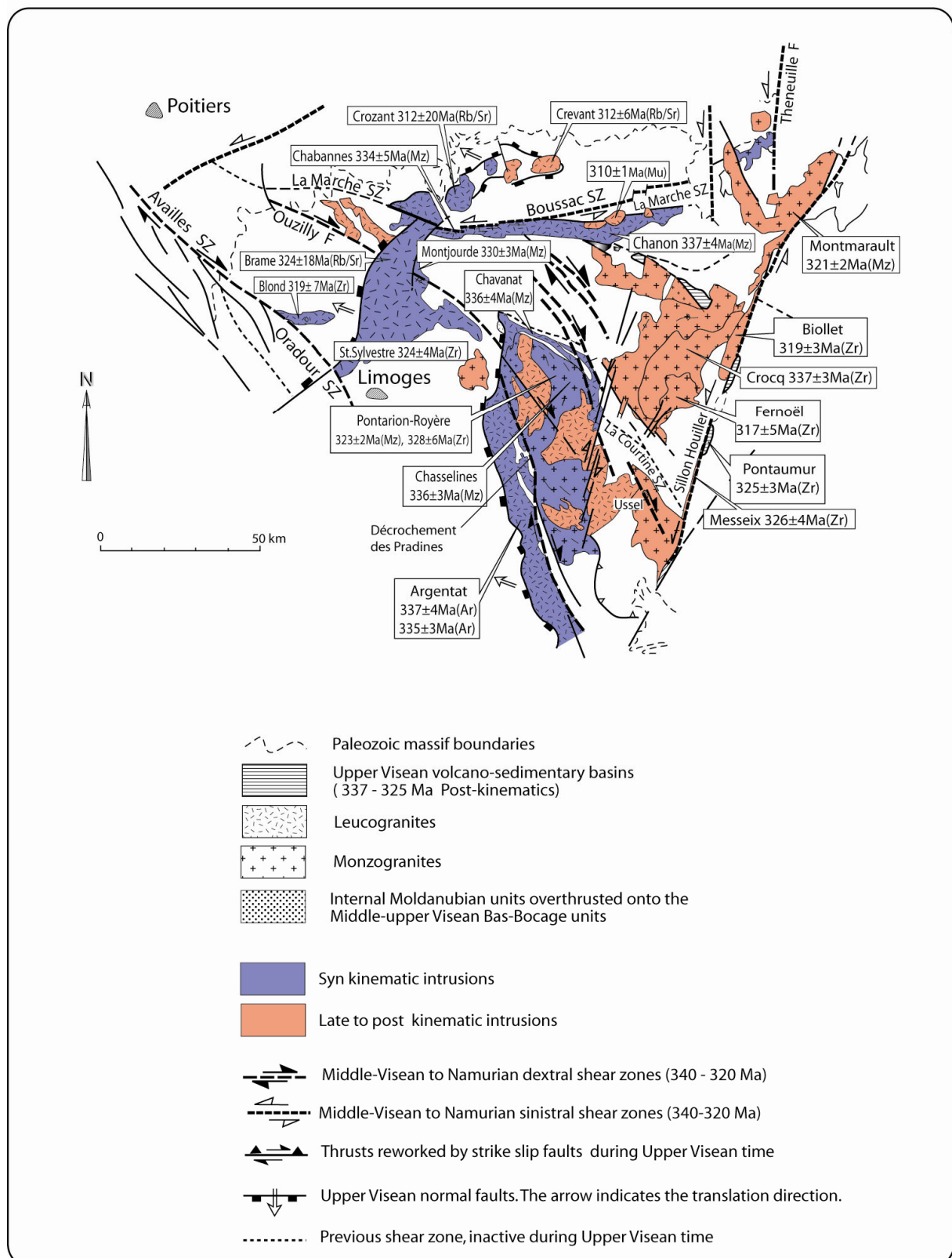


Figure 23 : carte synthétique des grands décrochements et des intrusions au sein du Massif Central (modifiée d'après Rolin et al., 2009)

1.2.9.1 Les cisaillements dextres Famenco-Viséens inférieurs de direction armoricaine (N100-N130)

Durant le Famennien et le Carbonifère inférieur, de grands cisaillements crustaux dextres de direction N100-N130 (« direction armoricaine ») disloquent les unités tectoniques de la chaîne varisque ouest européenne. La zone de cisaillement sud armoricaine est l'un d'entre eux. Dans sa partie est, elle éclate en une gerbe de 4 branches dans le sud du Massif Armoricain et la Vendée. La branche sud est subdivisée en un large faisceau de failles qui se prolonge sous le seuil du Poitou jusqu'au Massif Central (Rolin & Colchen, 2001; Rolin et al., 2009). Une partie de ces failles disloque le Confolentais et s'amortit dans le Limousin ; l'autre partie forme un faisceau qui disloque l'unité de Guéret et se prolonge au-delà du Sillon Houiller (Rolin et al., 2009).

Les grands décrochements ductiles orientés NW-SE sont continus du Massif Armoricain au Massif Central. Une carte de corrélation de ces failles entre ces deux massifs a été proposée par Rolin & Colchen (2001). La chronologie de fonctionnement de ces zones cisailantes est principalement obtenue à partir de la déformation des intrusions magmatiques. Il existe, en effet, relation spatiale entre la mise en place des plutons et les couloirs décrochants (Paterson & Schmidt, 1999), sans toutefois que l'on sache si les failles initient la naissance des plutons ou si les failles prennent naissance grâce aux plutons (Paterson & Schmidt, 1999).

Le début du fonctionnement de ces grands accidents est rapporté au Famennien (Cartannaz et al, 2006 ; Rolin et al, 2008, Rolin et al, 2009 et la fin est attribuée vers 300 Ma. Bien que quelques couloirs fonctionnent en senestre (Guineberteau et al., 1989; Rolet, 1994; Rolin, 1987), un sens de cisaillement dextre est principalement argumenté (Berthé et al., 1979; Gébelin, 2004; Gumiaux et al., 2004).

Dans le Confolentais, ces zones de cisaillements sont assimilables au faisceau de faille d'Availles-Limouzine (Fig. I.4). Traversant le seuil du Poitou en provenance de Vendée, la faille d'Availles-Limouzine se subdivise dans le Confolentais en plusieurs failles selon un dispositif en queue de cheval. La déformation syncinématique et syn à tardi-solidus de massifs calco-alcalin du Confolentais (massif Négrat, Rolin et al., 1999) vers 345 ± 5 Ma (âge sur zircon, Bertrand et al., 2001), de Cieux-Vaulry (Chèvremont et al., 1992) vers 352 ± 17 Ma (âge Rb/Sr sur roche totale, Duthou, 1977), de Négrat (Rolin et Colchen, 1999) vers 349 ± 8 Ma (âge sur zircon, Bertrand et al., 2001) et de Blond (Soufi, 1988) vers 319 ± 7 Ma (âge sur zircon, Alexandrov et al., 2000) atteste du fonctionnement dextre des failles du faisceau d'Availles-Limouzine du Tournaisien au Namurien.

i La zone de Cisaillement de la Courtine – Nord Millevaches (ZCCNM) et la faille d'Arrènes (FA)

La ZCCNM est caractérisée par une intense déformation ductile sur environ 2 à 6 Km de large, principalement composée par des gneiss à biotite-sillimanite. Elle affecte également des granodiorites et des tonalites. Les structures C/S indiquent un cisaillement dextre à dextre-inverse. Les conditions de métamorphisme sont élevées, avec des cisaillements à sillimanite synfoliale (Cartannaz, 2006; Cartannaz et al., 2006a; Gébelin, 2004). Celui-ci est daté à 354 ± 5 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite (Gébelin, 2004). La mylonitisation s'est ensuite poursuivie durant la remontée du bâti, ce qui est attesté par la présence de mylonites de faciès schistes verts (Rolin et al., 2008).

La tonalite de Villatange (353 ± 6 Ma), ainsi que diverses intrusions de granodiorites sont impliquées dans la zone de cisaillement. Elles sont moins déformées que les gneiss mylonitiques mais présentent les mêmes structures C/S. L'étude de l'OPR du quartz révèle les conditions de fort degré métamorphique ($450-700^\circ$) subies par ces intrusions (Gébelin, 2004).

Ces évidences d'intrusions (granodiorite et tonalite) syntectoniques, ainsi que le métamorphisme de haut grade, argumentent une forte activité tectonique pour la ZCCNM au Tournaisien. Cette zone de

cisaillement est recoupée par l'intrusion du leucomonzogranite d'Aulon, non déformé (Cartannaz et al., 2006a). Un âge sur monazite à 352 ± 5 Ma, ainsi qu'un âge sur zircon à 351 ± 5 Ma pour cette intrusion indiquent que la ZCCNM a fonctionné en décrochement au maximum jusqu'au Tournaisien supérieur (Cartannaz et al., 2006a; Rolin et al., 2006).

A l'ouest du massif de Millevaches et en bordure du massif de Guéret, la faille d'Arrènes (FA) est caractérisée par une déformation cassante (Cartannaz et al., 2006a) ; elle ne peut pas être directement corrélée avec la ZCCNM. Son fonctionnement est principalement argumenté par des granitoïdes Viséens, elle post-date les intrusions du complexe magmatique de Guéret (Holliger et al., 1986).

En bordure sud-ouest du Massif de Guéret, la ZCCNM est recoupée par le décrochement N 20-N 40 du système faillé de la Creuse ; elle est également recoupée par la faille N 160 d'Argentat.

1.2.9.2 Les zones de cisaillement Viséo-Namuriennes dextres et sénestres

i La zone de cisaillement N150-N160 dextre des Pradines

Le massif de Millevaches est composé de plusieurs plutons de granitoïdes porphyroïdes et de leucogranites dans un encaissant de gneiss et de micaschistes. Le massif est allongé suivant une direction NNW-SSE. La zone axiale est affectée par la zone de cisaillement des Pradines, d'orientation N150. A proximité de celle-ci, les leucogranites et les monzogranites de Pontarion-Royère sont affectés par un couloir de déformation N150, caractérisé par une foliation mylonitique verticale, porteuse d'une linéation d'étirement sub-horizontale. Les critères C/S de cisaillement indiquent un cisaillement dextre. Les textures sont typiques d'une déformation sub-solidus de haute température (Gébelin, 2004), ce qui suggère l'emplacement des leucogranites de manière synchrone au jeu de la zone de cisaillement.

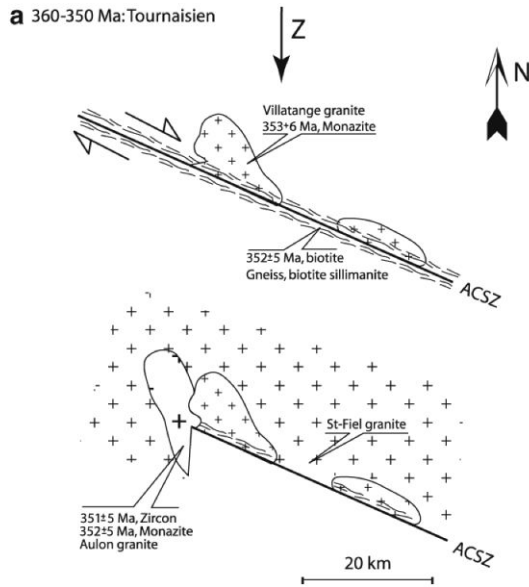
A proximité du couloir mylonitique, l'orientation de la fabrique magmatique dans les monzogranites porphyriques à biotite, qui est N 130 à l'est du couloir, est réorientée NNW-SSE à N-S par la zone de cisaillement dextre des Pradines. D'après les relations de terrain à l'échelle régionale, ainsi que les datations, les monzogranites porphyroïdes à biotite se sont mis en place de manière synchrone des leucogranites ou peu avant (Gébelin, 2004).

ii Le système faillé dextre de la Creuse (CFS)

Deux familles de failles (transition fragile-ductile) délimitent la bordure nord-est du massif de Millevaches. La première, N140/160, décale en dextre la ZCCNM avec un rejet d'environ 5 Km. La seconde, N20, cassante, décale toutes les structures antérieures avec un jeu dextre.

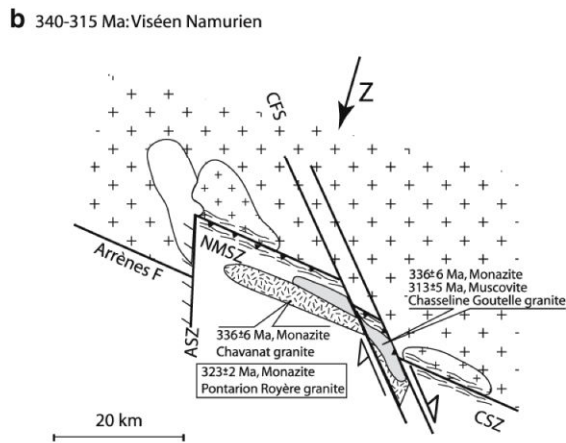
Les failles N140-160 se situent dans le massif de Guéret et sont des failles cassantes. Leur continuité dans le massif de Millevaches s'effectue en conditions ductiles ; elles déforment le granite à 2 micas de Chasselins-Goutelles (Figure 24). Celui-ci affleure avec une convexité NE, il est affecté par le cisaillement dextre le long des failles N140-160 et est fortement boudiné. Il est caractérisé par une fabrique mylonitique à proximité des failles. Cette déformation syn à tardi magmatique est interprétée comme un argument pour un cisaillement dextre le long des failles N140-160 durant l'emplacement du granite de Chasselins-Goutelles, mis en place à 336 ± 3 Ma (Cartannaz et al., 2006a).

Les failles N 20 décalent de manière dextre (Figure 24) les failles N140-160 dans la partie est du massif de Millevaches. Elles s'expriment sur le terrain par des couloirs de brèche et de gouge atteignant localement plus de 10m de large. Le sens de cisaillement dextre est interprété sur la base de stries sub-horizontales et le décalage de marqueurs structuraux. Le rejet cumulatif de ces failles est d'environ 5 km. Des microgranites et des rhyolites sont présents le long de ces failles, ils post-datent la déformation cassante dextre. Ils sont rattachés aux dykes de Sannat, récemment datés à 337 ± 3 Ma (U-Th-Pb sur monazite, Cartannaz, 2006).



NMSZ : zone de cisaillement
du nord-Millevaches

ACSZ : zone de cisaillement
d'Arrènes-la-Courtine



CSZ : zone de cisaillement
de la-Courtine

FAFS : système faillé
de Felletin-Ambrugeat

CFS : système faillé
de la Creuse

AF : faille d'Argentat

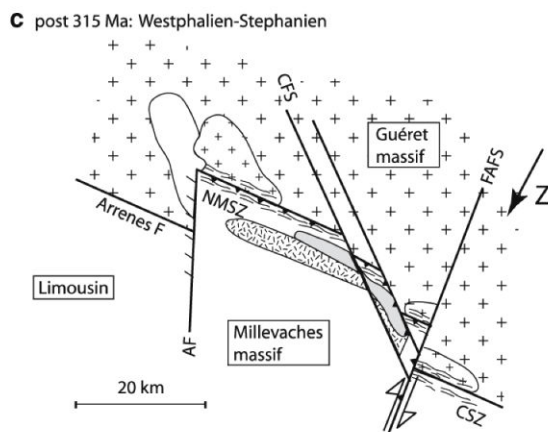


Figure 24 : évolution au Carbonifère (360-300 Ma) de la zone de cisaillement
du nord-Millevaches-la-Courtine (Cartannaz et al., 2007)

1.2.9.3 La zone de cisaillement N80-N100 de la Marche-Boussac

Cette zone de cisaillement consiste en un couloir de 300 à 500 m de puissance de gneiss mylonitiques verticalisés, ainsi que d'une zone de brèche d'environ 50 m. Cette zone de cisaillement déforme en conditions rétomorphiques (zone à chlorite) les gneiss méso à catazonaux du plateau d'Aigurande et les granitoïdes peralumineux de bordure de la « chaîne granitique de la Marche », rattachée à l'unité de Guéret. Ces mylonites sont caractérisées par une foliation N90-110 affectée de cisaillements N80, porteurs d'une linéation d'étirement horizontale. Les critères indiquent un cisaillement sénestre. La déformation s'est tout d'abord effectuée en contexte amphibolitique pour se poursuivre jusque dans le domaine cassant.

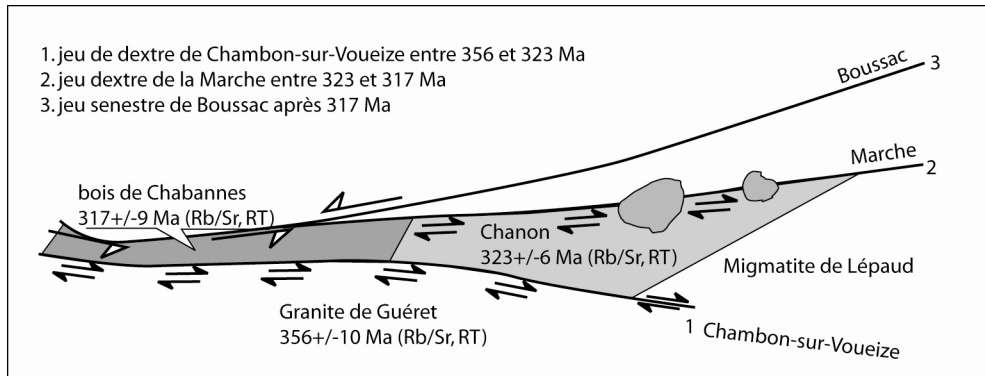


Figure 25 : synthèse des décrochements de la chaîne de la Marche. Cartannaz (2006) d'après Lerouge et al. (1983), Rolin (1987) et Quénardel et al. (1988)

A l'ouest de la jonction de la zone de cisaillement de Boussac avec la zone de cisaillement de la Marche, les granites de la chaîne de la marche présentent une fabrique mylonitique sénestre post-solidus sur une largeur de 1 à 5 Km. Celle-ci est interprétée comme un argument pour le cisaillement sénestre le long de la zone de cisaillement de la Marche-Boussac durant la mise en place des granites à 2 micas à 336 ± 3 Ma (âges Ar/Ar, Gébelin, 2004).

1.2.9.4 La Faille d'Argentat d'orientation N160

Cette grande faille d'orientation N165 se suit sur 180 Km (voir par exemple Bellot, 2007). C'est la limite ouest du massif granitique de Millevaches. En plus d'un jeu dextre (Feix et al., 1987), son jeu est interprété comme normal, lié à une extension NW-SE (Ledru et al., 1994; Mattauer et al., 1988; Roig et al., 2002). Des cristallisations de muscovites hydrothermales le long de cette faille ont fourni des âges ^{40}Ar - ^{39}Ar de 335 ± 4 et 337 ± 4 Ma (Roig et al., 2002). Le long de la zone de cisaillement, la foliation mylonitique plonge fortement (60 - 70°) vers l'ouest et est porteuse d'une linéation d'étirement N330. Gébelin (2004) a tenté une datation des zones de cisaillement des zones de cisaillements normales, mais les marges d'erreur sont très importantes. Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotites fournissent des âges de $305,9 \pm 12,8$ à $414,3 \pm 10,3$, qui sont difficiles à interpréter.

Deux étapes sont distinguées dans son fonctionnement. La première correspond à une orthogneissification des granitoïdes du Millevaches dans les conditions métamorphiques du faciès des schistes verts (Floc'h, 1983). Pour Mattauer et al. (1988), la faille d'Argentat aurait alors joué en faille normale. Pour Feix (1988), elle aurait fonctionné en décrochement dextre. Pour Ledru et Autran (1987), Faure (1995) et Roig (1997), c'est une faille normale dextre responsable du glissement gravitaire et de l'enfoncement du Limousin par rapport au Millevaches. Un profil sismique a ainsi montré que le compartiment limousin est détaché du Millevaches par un faisceau de failles normales qui descend jusqu'à plus de 20 km de profondeur, se confondant ensuite dans la croûte litée inférieure (Bitri et al., 1999). Lors de la deuxième étape, les structures ductiles sont recoupées par une large zone de cataclases, induite par un jeu normal senestre de la faille (Labernardière, 1970).

1.2.9.5 Le Sillon Houiller d'orientation N20 (voir également la publication au chapitre 7)

C'est un décrochement majeur du Massif Central. Il se caractérise par une faille cassante qui a guidé l'ouverture de plusieurs bassins houillers Stéphaniens en pull-apart. Leur âge a été estimé sur la base de leur remplissage sédimentaire. Le jeu ductile anté-bassin houiller (Joly, 2007; Rolin, 1987) était connu mais n'avait pas encore été daté avant nos travaux.

S'il semble que De Launay (1894) et Mouret (1898) aient proposé un décrochement senestre le long du Sillon Houiller, ce sont les travaux de Letourneur (1953) et Grolier & Letourneur (1968) qui démontrent clairement la nature de ce jeu. Ils estiment alors son ampleur à environ 70 Km sur la base du décalage de repères situés de part et d'autre de la faille (Figure 26) et proposent un jeu Westphalien. En effet, pour ces auteurs, « dès avant le dépôt des formations Stéphaniennes, le coulissement était acquis pour l'essentiel, puisque les conglomérats Stéphaniens du S.H. contiennent les roches mêmes qui, à l'heure actuelle, constituent leurs bordures cristallines ».

A l'est du Sillon Houiller, la faille de Sainte-Christine (ou décrochement de Saint-Gervais-l'Hermitage, Barbarin & Belin, 1982) était initialement dans la continuité de la zone de cisaillement de la Courtine (Grolier & Letourneur, 1968). Elle est scellée par des dépôts sédimentaires du Viséen supérieur (Alsac et al., 1988; Barbarin & Belin, 1982).

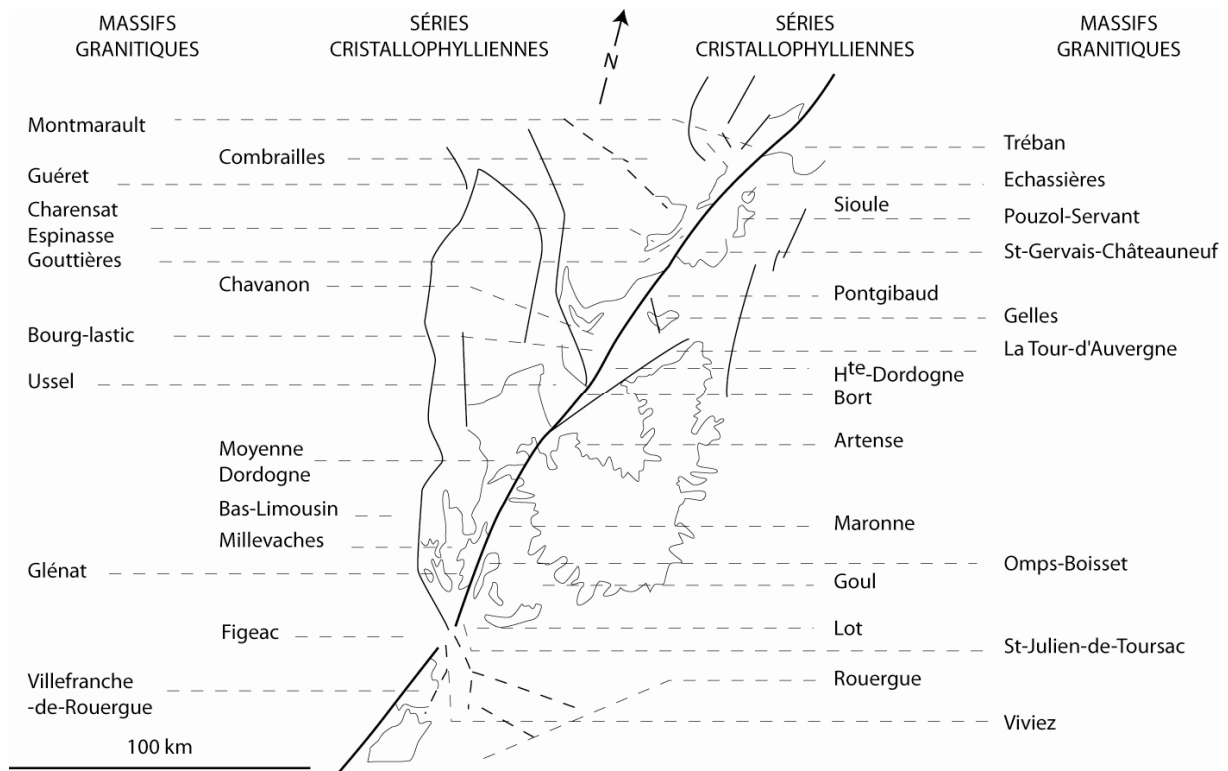


Figure 26 : corrélations entre les massifs granitiques et les séries cristallophylliennes de part et d'autre du Sillon Houiller à l'échelle du Massif Central, d'après Grolier et Letourneur (1968)

L'interprétation du jeu de cet accident fait toujours l'objet de controverses. Pour certains auteurs le jeu est purement décrochant, avec un jeu ductile précédant le jeu cassant (Rolin, 1987; Thiéry et al., 2009) ; pour d'autres le Sillon Houiller accomode l'extension fini-hercynienne (Joly, 2007).

1.2.10 Les bassins Viséens

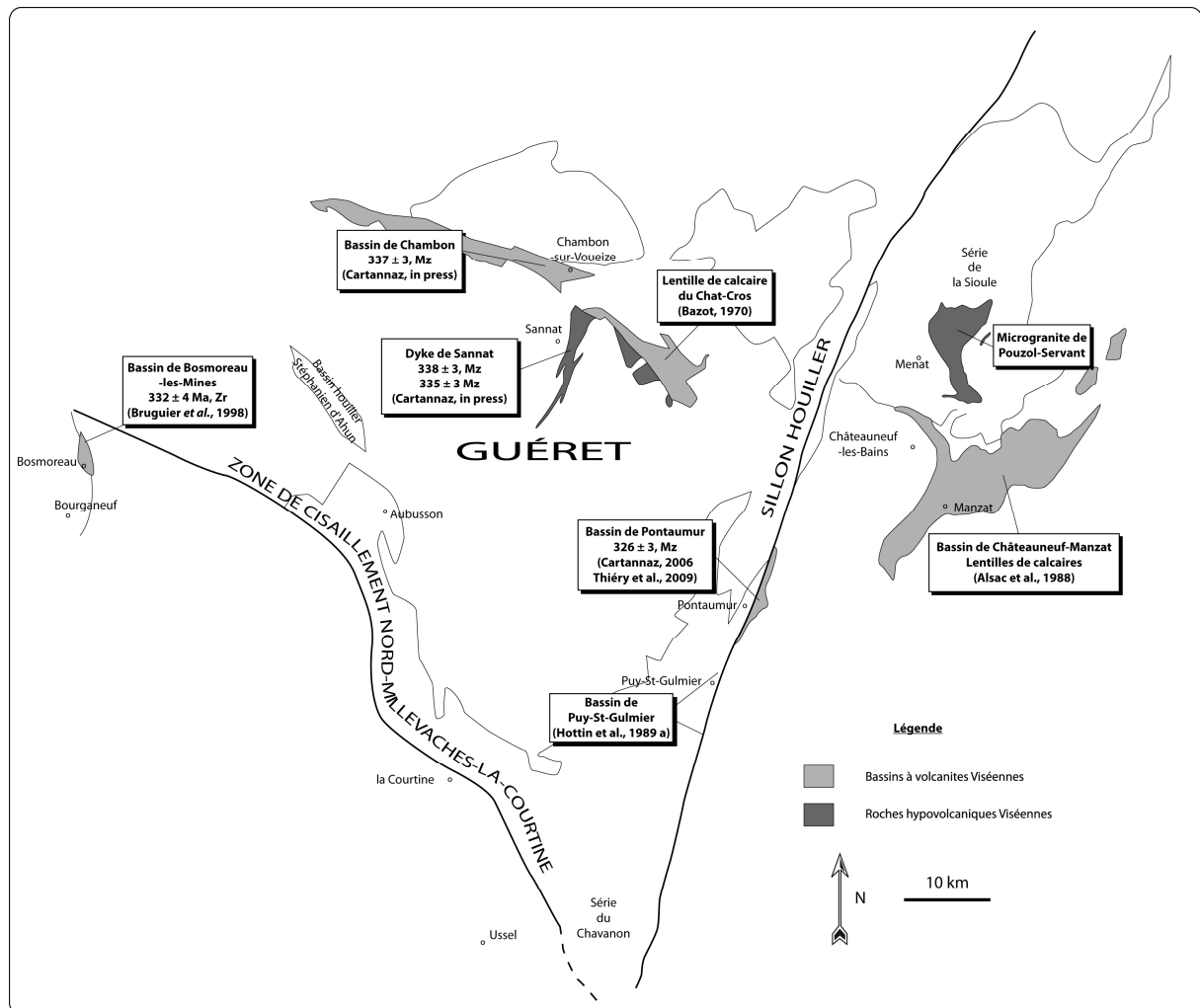


Figure 27 : carte des formations volcaniques, hypovolcaniques et sédimentaires Viséennes au cœur du Massif Central

1.2.10.1 Ouest du Sillon Houiller

Les bassins des Combrailles (Bazot, 1970) sont encastrés dans les granitoïdes de Guéret par la faille de Chambon-sur-Voueize et ses failles satellites. Ils sont formés d'est en ouest par le bassin de Fontanières, de Chambon (Figure 27) et de Passelat-Ladapeyre. Le faciès dominant est représenté par un tuf volcanique à cristaux et lapilli (Hottin et al., 1991). Les terrains sédimentaires associés à ces laves sont de nature continentale avec des horizons schisto-gréseux, des grès carbonatés et des niveaux à houille (Berthier et al., 1979). La lenticle calcaire du Chat-Cros atteste de la présence de la mer, sa datation au Viséen moyen a été revue par Bazot (1970). Cette série de puissance inconnue est découpée par les jeux des failles de la Marche-Combrailles. Les "bassins" actuels, cataclasés par ces jeux, ne sont en fait que des lambeaux de cette série, encastrés dans le Massif de Guéret.

La géochronologie absolue donne un âge à 337 ± 3 Ma (U-Th-Pb sur monazite) pour des tufs du bassin de Chambon-sur-Voueize et 338 ± 3 Ma ainsi que 335 ± 3 Ma pour les roches hypovolcaniques du dyke de Sannat (Cartannaz, 2006; Cartannaz et al., 2008). Dans le bassin de Bosmoreau-les-Mines, Bruguier *et al.* (1998) quant à eux ont daté des zircons (U-Pb) issus de dépôts volcanoclastiques à 332 ± 4 Ma.

1.2.10.2 Bassins Viséens en relation avec le Sillon Houiller

Le Viséen est connu dans le bassin de Pontaurmur (Hottin et al., 1989b), où les tufs rhyolitiques ont été datés à 326 ± 3 Ma (Cartannaz, 2006; Thiéry et al., 2009 et chapitre 4). Plus au nord, des campagnes de recherche de charbon ont mis en évidence la présence du Viséen le long du Sillon Houiller dans le secteur de Saint-Gervais d'Auvergne (Bois, 1983). Le petit bassin de Puy-Saint-Gulmier (Figure 27), situé quant à lui au sud de Pontaurmur, renferme une couche de houille de 6 m de puissance attribuée au Viséen (Hottin et al., 1989a).

1.2.10.3 Est du Sillon Houiller

Dans la série de la Sioule, les formations effusives Viséennes occupent une surface importante dans les environs de Manzat - Châteauneuf-les-Bains. Elles consistent pour l'essentiel en des laves et tufs ignimbritiques, de composition rhyodacitique (Alsac et al., 1988). Des niveaux carbonatés sont présents. Le microgranite de Pouzol-Servant n'est pas daté, il est attribué soit au Viséen supérieur (Richard, 1938; Vennat, 1985), soit au Namuro-Westphalien (Faure et al., 1993).

1.2.11 Les bassins Stéphaniens et Permians

L'édifice bâti depuis le Cambrien subi un effondrement gravitaire post-orogénique (voir au § 1.3.6), marqué par le développement de nombreuses failles normales et décrochantes. Un grand nombre de celles-ci est jalonné de bassins houillers (Figure 30). Les bassins Permians se développent à la suite des bassins Stéphaniens.

La sédimentation est typique de bassins houillers, avec grès, arkoses et charbons. Becq-Giraudon *et al.* (1996) décrivent des dépôts de pente, des fantômes de cristaux de glace, qu'ils rattachent à des conditions de dépôt en haute altitude (~4500 m). Ils établissent ainsi un parallèle entre ces bassins et les hauts-plateaux himalayens et tibétains.

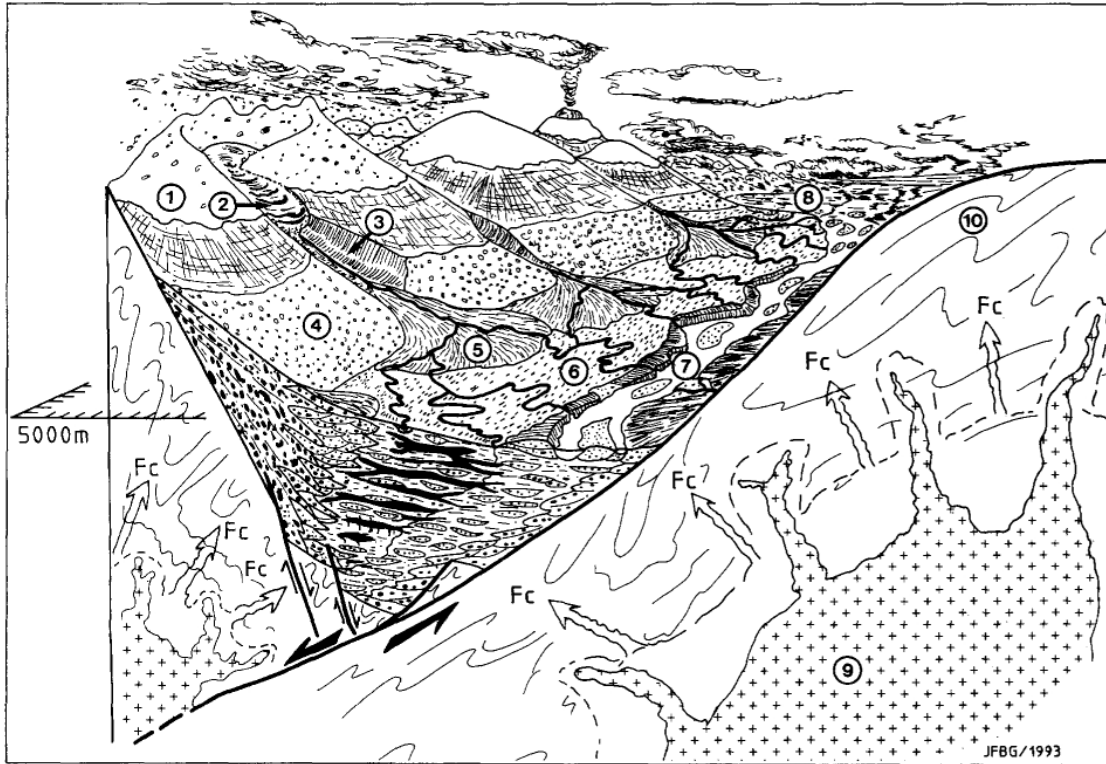


Fig. 16. 3D-diagram of a theoretical Stephanian–Autunian basin. 1 = permanent snow; 2 = mountain glaciers; 3 = torrential valley; 4 = stratified slope deposits; 5 = proximal upper fan; 6 = palustrine flood plain; 7 = main river; 8 = distal lacustrine flood plain; 9 = granites; 10 = metamorphic rocks; *Fc* = caloric flow. Arrows indicate normal fault displacement. Deposits related to environments 1–7, and to environment 8, are corresponding to “Stephanian” and “Autunian” facies, respectively.

Figure 28 : bloc diagramme schématique d’un bassin houiller dans son contexte géomorphologique (Becq-Giraudon et al., 1996)

L’abondance du volcanisme dans certains bassins houillers (dépôts volcano-sédimentaires) permet de caler précisément la formation des bassins à l’aide de la géochronologie absolue. Bruguier *et al.* (2003) obtiennent ainsi des âges allant de 295 ± 5 Ma (Graissessac) à 297 ± 5 Ma (Roujan–Neffies) par la méthode U-Pb sur zircon

1.3 Evolution magmatique et tectono-métamorphique du Massif Central

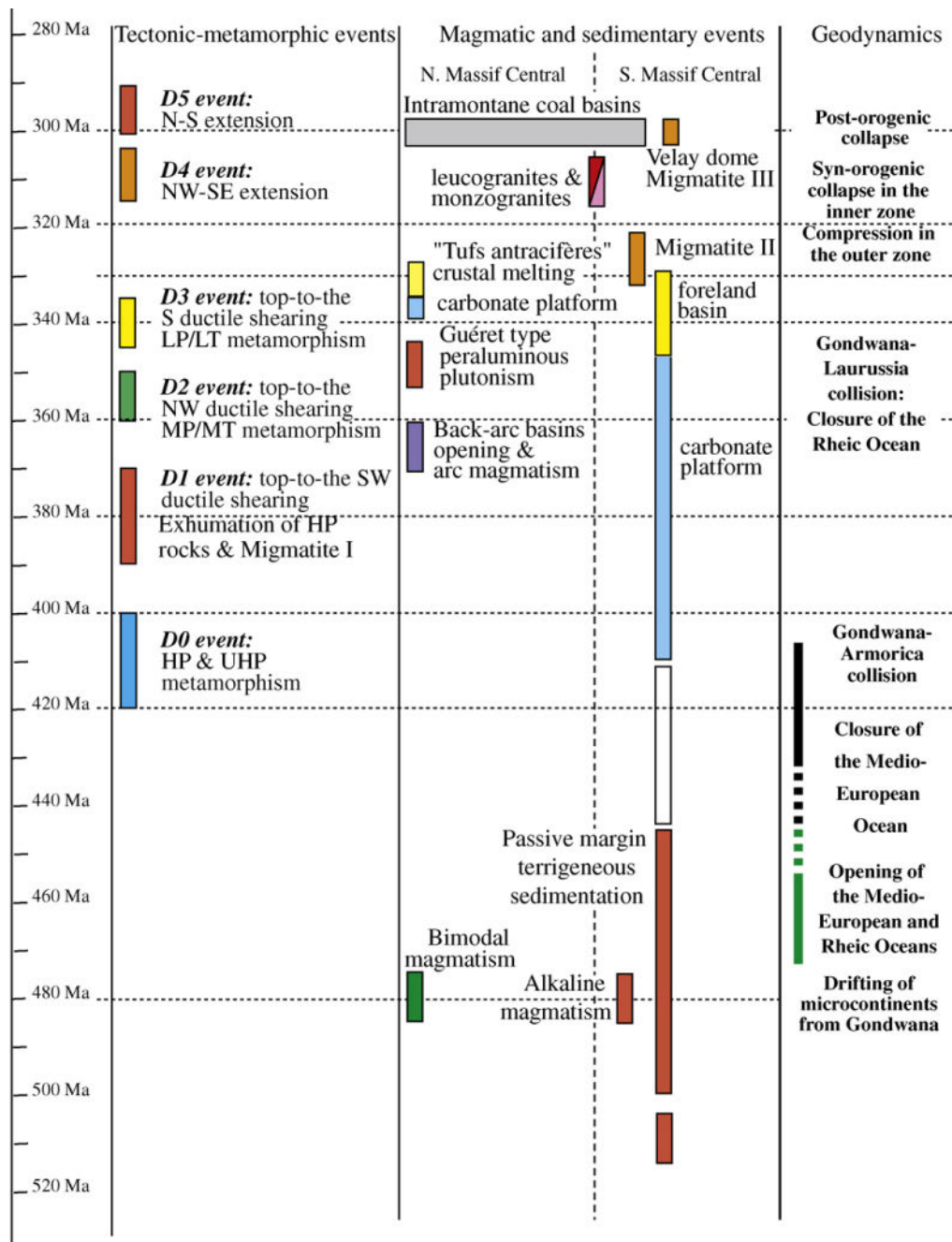


Figure 29 : tableau synoptique des évènements tectono-métamorphiques, magmatiques et sédimentaires du Massif Central (Faure et al., 2009)

1.3.1 La distension Cambro-Ordovicienne

Au Cambro-Ordovicien, les unités du Massif Central appartiennent à un bassin sédimentaire marin qui recueille une sédimentation terrigène pélitique et grauwackeuse entrecoupée d'épanchements magmatiques basiques et acides. Ce magmatisme Cambro-Ordovicien est exprimé dans l'ensemble des domaines par de nombreuses intrusions de roches plutoniques calco-alkalines et alcalines (Saut du Saumon, arc du Thaurion, Meuzac, etc...) ou par des alternances d'émissions acides et basiques

comme en témoigneraient les CLA (voir au § 1.2.2.3). Il s'est développé dans un bassin sédimentaire installé sur une croûte continentale précambrienne en distension (Pin et Marini, 1993), en voie d'océanisation, avec une océanisation localement effective (ophiolites du Limousin, Girardeau et al., 1986) entre l'Armorica et le Gondwana. Les dolérites et roches basiques du Bas-Limousin, qui seront par la suite éclogitisées, témoignent d'une zone de distension avec un caractère tholéitique (Coffrant & Piboule, 1975).

1.3.2 L'évènement D0 (HP-UHP) : Convergence et subduction Silurienne (~430-400 Ma)

Au nord se trouve le continent Armorica, au sud le Gondwana. La croûte continentale amincie, ainsi que la croûte océanique (révélée par les vestiges d'ophiolite, quoique celles-ci posent problème, voir au § 1.2.5.2) subissent un métamorphisme de haute pression, notamment dans la future « unité supérieure des gneiss ». Pour le Massif Armoricain et le Massif Central (dans sa globalité), l'âge Silurien de l'évènement HP est bien défini, comme par exemple dans le Haut-Allier (âge à 440-400 Ma sur l'éclogite de la Borie, Ducrot et al., 1983), dans le Lyonnais (Lardeaux et al., 2001). Cet auteur estime les conditions de métamorphisme à 1,8-2 GPa pour des températures de l'ordre de 650-750°C (reliques de coésite). Il existe cependant des âges plus jeunes, comme par exemple notamment dans la nappe de Champtoceaux (Massif Armoricain) (Paquette, 1987) où un âge sur zircon donne 358 ± 2 Ma et en Forêt Noire où des éclogites fournissent un âge autour de 335 Ma (méthode Sm/Nd sur grenat, Kalt et al., 1994).

Le contexte de formation des roches de haute pression est discuté par Vielzeuf & Pin (1989) qui proposent une collision de type arc-continent avec subduction de croûte continentale.

1.3.3 L'évènement D1 (MP/MT) NE-SW : Stade de collision. Exhumation des unités HP. Migmatisation (~400-375 Ma)

La collision continentale entre l'Armorica et le Gondwana qui suit cette subduction se traduit par un écaillage profond. Le métamorphisme associé à cet évènement est de type MP/MT (assemblages biotite-grenat-kyanite), caractérisé de plus par une fusion partielle à 385-375 Ma et une linéation NE-SW, associée à un cisaillement vers le SW (Cartannaz, 2006; Cartannaz et al., 2008; Duthou et al., 1994; Faure et al., 2008; Lafon, 1986). De plus, les amphiboles du CLA du Plateau d'Aigurande, datées à 390 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), argumentent l'âge de cet épisode de collision (Boutin & Montigny, 1993).

Les unités de type Thiviers-Payzac ne sont pas affectées par cette évolution.

1.3.4 L'évènement D2 (MP/MT) Carbonifère précoce (~375-360 Ma) NW-SE. Ouverture du rift de la Brévenne/Beaujolais

Cet évènement affecte l'ensemble du Massif Central à l'exception de sa bordure méridionale (Melleton et al., 2009). Il se caractérise par une linéation d'étirement NW-SE couplée à un cisaillement vers le NW qui reprend les structures de l'évènement D1.

A l'est du Massif Central (monts du Lyonnais) se mettent en place des coulées volcaniques bimodales, dérivées du manteau (Pin & Paquette, 1997). Des pillow-lavas sont présents (Peterlongo, 1970). Les âges obtenus sont de 366 ± 5 Ma (protolithe d'une métarhyolite, U-Pb sur zircon) et 358 ± 1 (U-Pb sur zircon) pour une trondhjemitite associée au volcanisme de la série (Pin & Paquette, 1997). Le contexte géodynamique proposé pour le rift de la Brévenne est celui d'un bassin arrière-arc ; ces observations sont en accord avec la présence de l'ophiolite du Beaujolais située plus au nord (Sider & Ohnenstetter, 1986).

1.3.5 Le métamorphisme granulitique « tardif » du plateau de Millevaches

Sur toute sa longueur, le massif granitique de Millevaches est recoupé par un grand décrochement ductile : la faille de Pradines (Gébelin, 2004). Cet auteur considère que cet accident est syn-anatexie. Celle-ci, contemporaine d'un métamorphisme granulitique, est également contemporaine de la mise en place des leucogranites aux alentours 315 Ma.

Ce même auteur a étudié les granulites de St-Pierre-Bellevue (Rolin et al., 2006) d'un point de vue géothermobarométrique et géochronologique. On y trouve :

- Un paléosome à Kfs, Pl, Q, Bt, Crd, Ct, Sil ± Ilm ± Sp,
- Un leucosome à Kfs, Pl, Q, Gt, Crd ± Bt ± Sil ± To ± Sp.

Les estimations géothermobarométriques effectuées à l'aide du logiciel thermocalc donnent une gamme de températures allant de 750°C à 850°C et une gamme de pressions de l'ordre de 0,5 à 0,6 GPa. D'autres estimations PT basées notamment sur le thermomètre grenat-cordiérite donnent les mêmes gammes de variation.

Le **paléosome** a été daté par plusieurs méthodes. La méthode chimique U-Th-Pb sur monazites fournit un âge de 315 ± 4 Ma, interprété comme **l'âge du métamorphisme granulitique**. Sur populations de biotite (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), le spectre, perturbé, donne un âge de 312,0 ± 2,9 Ma. Les analyses sur sections polies, effectuées sur des biotites en équilibre avec le grenat, la cordiérite et la sillimanite fournissent des âges de 313,5 ± 1 Ma à 317,5 ± 5,8 Ma.

Le **leucosome** a également fait l'objet de plusieurs datations. La méthode chimique U-Th-Pb sur monazites fournit un âge de 316 ± 2 Ma interprété comme **le terme ultime de l'anatexie**. En section polie, des biotites (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), en équilibre avec le grenat, fournissent un âge de 308,4 ± 0,8 Ma.

En résumé, un métamorphisme de nature granulitique a affecté cette portion du Massif Central aux alentours de 315 Ma.

1.3.6 L'effondrement post-orogénique de la chaîne : bassins houillers Stéphano-Permiens et « Metamorphic core complexes »

L'effondrement gravitaire de la chaîne varisque (Burg et al., 1994) est marqué par le jeu de grandes failles crustales telles que le Sillon Houiller et par un contexte extensif de direction NE-SW à N-S (Faure, 1995; Faure & Becq-Giraudon, 1993). A l'échelle du massif Central, cela donne naissance à de nombreux bassins houillers, d'extensions variables (Figure 30).

Ce désépaississement est également marqué par la formation de dômes granito-migmatitiques comme par exemple le Velay (Ledru et al., 2001). Le métamorphisme associé à cette extension tardi-orogénique (Gardien et al., 1997) est de type MP-MT (8-9 kbar, 650° C avec des assemblages à grenat + staurolite + kyanite) et BP-HT (3-5 kbar, 550-850° C avec des assemblages à biotite + sillimanite + cordiérite).

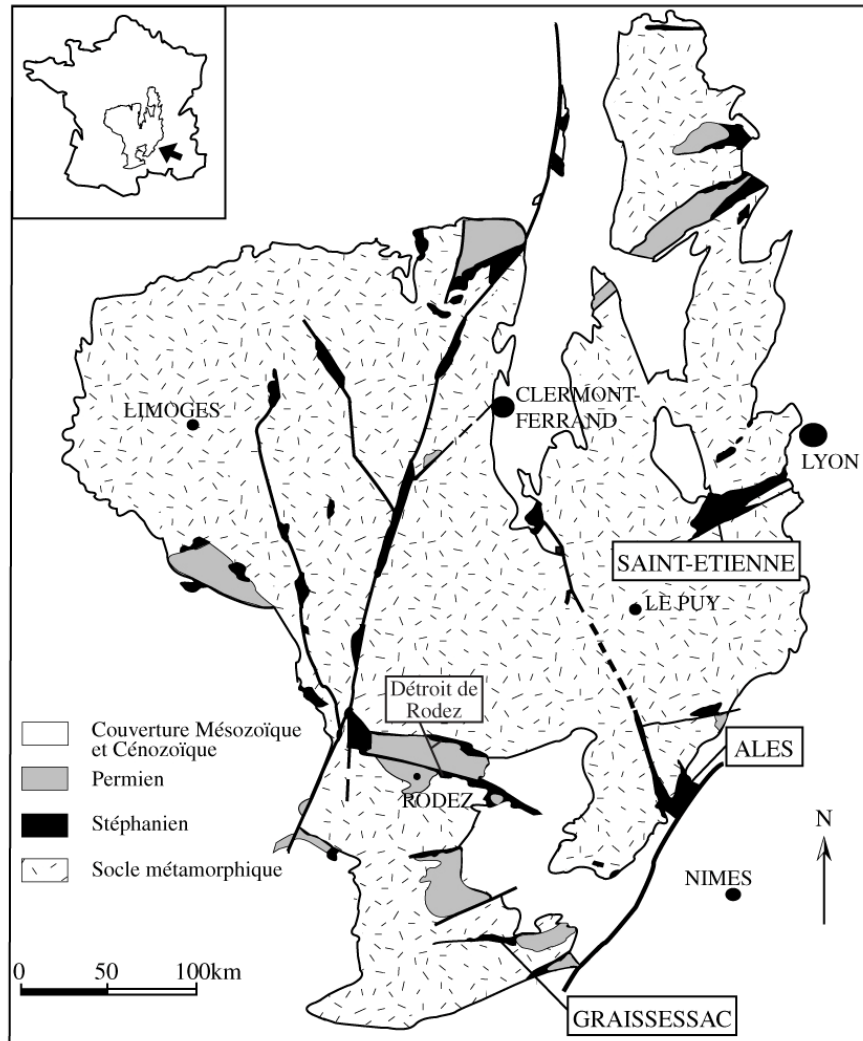


Figure 30 : carte géologique des bassins Stéphanien et Permien du Massif Central (Becq-Giraudon et al., 1996; Copard, 2002)

1.4 Historique des études réalisées sur les régions étudiées

1.4.1 Modèles géologiques et évolution des concepts dans la série de la Sioule

1.4.1.1 Les précurseurs

Richard (1938) reprend le modèle zonéographique (Jung & Roques, 1936) pour invoquer un renversement général, déjà entrevu par De Launay (1894), de la série (Figure 31): « L'étude des coupes et des terrains traversés [...] nous montre que toute la série cristallophyllienne envisagée est renversée, plissée, faillée et injectée. [...] Les terrains cristallophylliens décrits [...] sont renversés tectoniquement puisque toutes les couches d'isométabolisme restent en concordance là où elles n'ont pas subi d'accidents. [...] Ce renversement est dû à un phénomène tectonique d'envergure, vraisemblablement une nappe. ». Demay (1948a) propose également une structuration en nappes : cet

auteur émet l'hypothèse du « charriage d'une nappe en forme de pli couché, et qui a déferlé d'environ 20 Km vers le SSE ». De plus, il suggère que l'âge de la nappe est probablement précambrien.

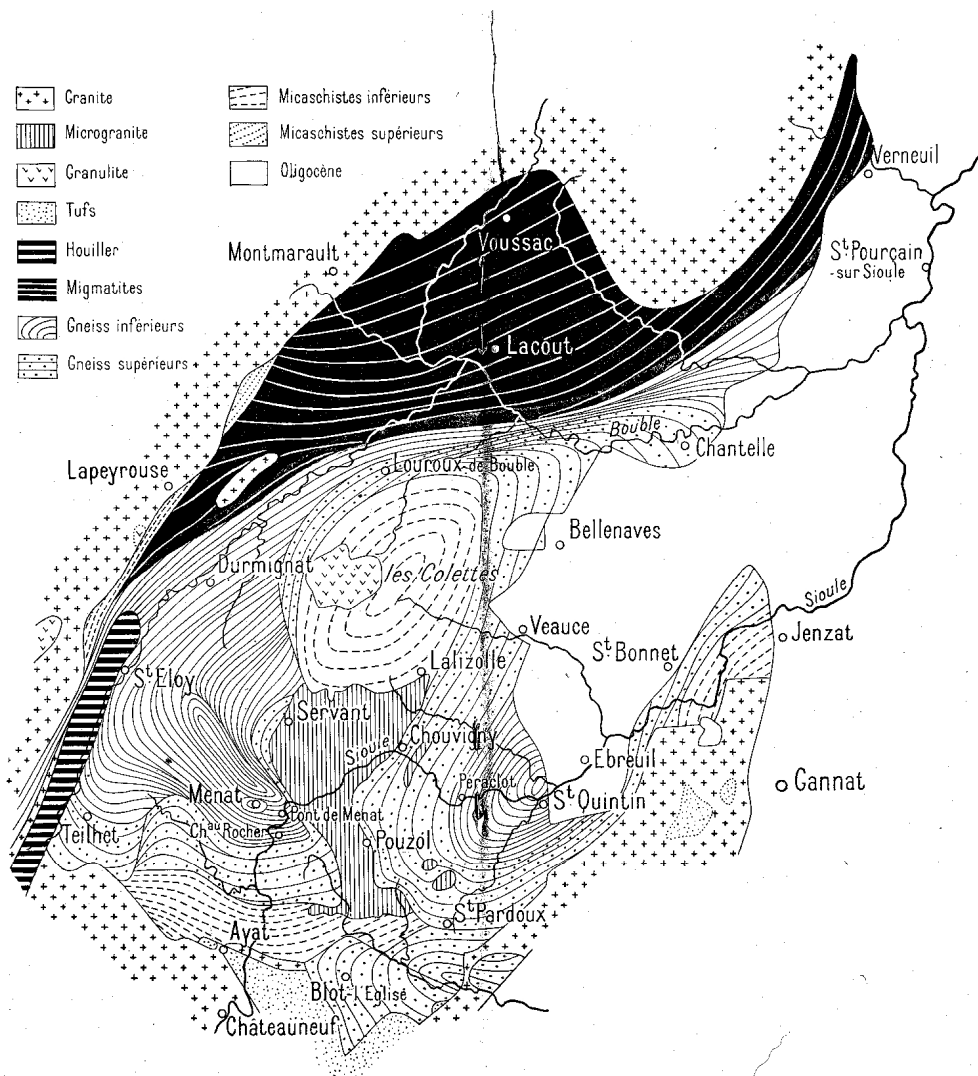


Fig. 1. — Carte géologique schématique de la région de la vallée de la Sioule.

Figure 31 : carte géologique de la série de la Sioule d'après Richard (1938)

Ces modèles, qui ont directement inspiré les modèles actuels, se basent sur les concepts zonéographiques de Jung et Roques qui postulent que les micaschistes sont moins métamorphiques que les gneiss, eux-mêmes divisés en « gneiss inférieurs » et « gneiss supérieurs ». Notons que Garde (1934) avait mis en évidence l'étroite imbrication entre gneiss et micaschistes, déjà divisés en zones par Lecoq (1867).

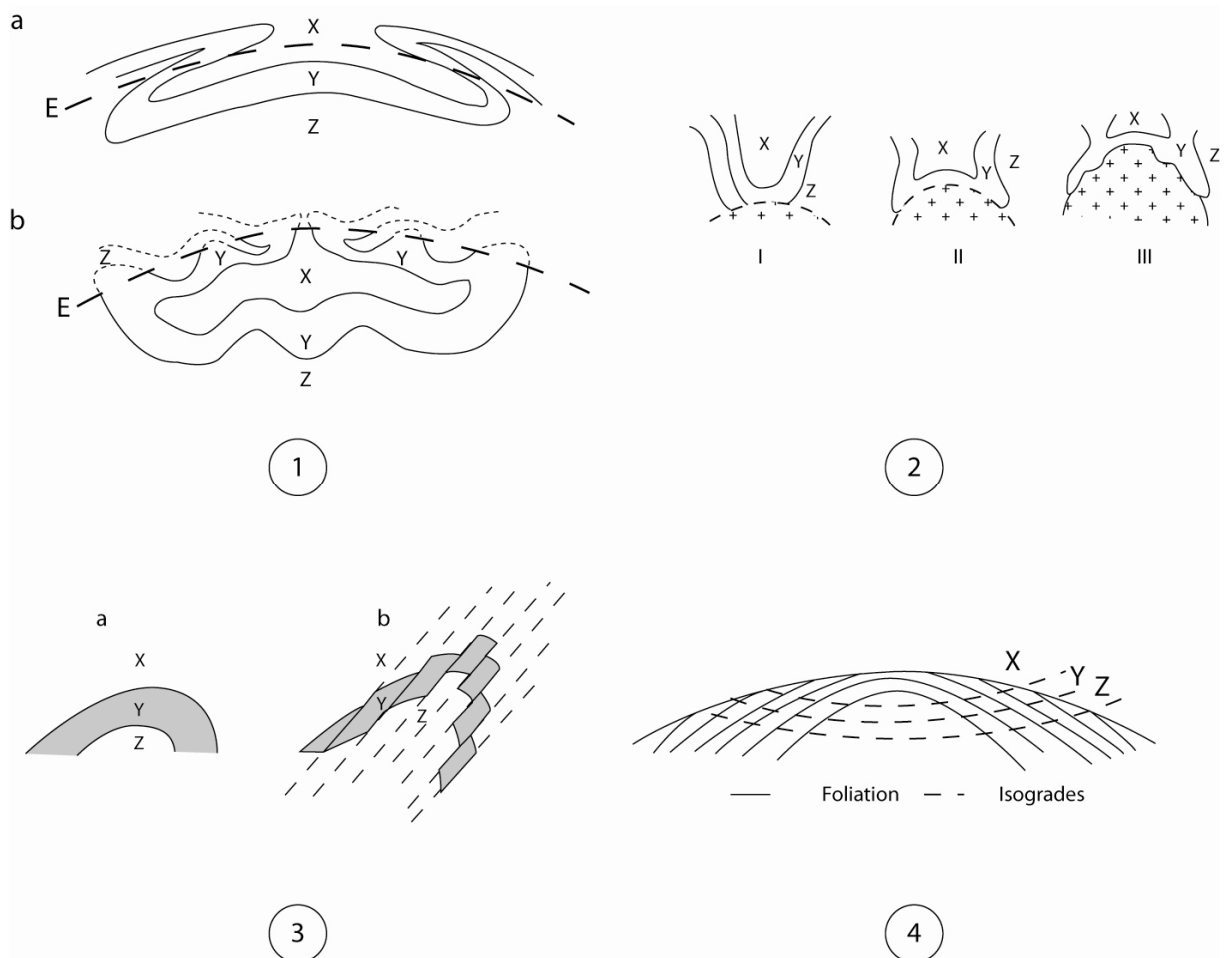


Figure 32 : synthèse des modèles proposés par Grolier (1971) pour la série de la Sioule. 1 : tectonique en « blague à tabac », 2 : modèle de Lameyre (1963) sur les relations entre granite et séries renversées, 2 : modèle de glissement à la façon d'un « paquet de cartes », 4 : modèle d'obliquité entre la foliation et les isogrades du métamorphisme

Grolier (1971) propose d'expliquer la disposition des terrains de la série de la Sioule par plusieurs modèles, et reprend ainsi des hypothèses antérieures. Pour cet auteur, le renversement peut s'être formé par une tectonique en « blague à tabac » : Pruvost in Peterlongo (1953), déversant des plis couchés les uns sur les autres (Figure 32.1). Une variante de ce modèle a été proposée par Lameyre (1963), liant une tectonique en « blague à tabac » à la granitisation (Figure 32.2).

D'autres modèles permettent d'expliquer une inversion sans avoir à mettre en jeu un renversement tectonique généralisé. C'est le cas par exemple du modèle de glissement à la manière d'un château de cartes. Dans ce modèle (Figure 32.3), les isogrades de métamorphisme ne sont pas horizontaux à la base et sont affectés de translations qui vont superposer des terrains moins métamorphiques sur des terrains plus métamorphiques. Enfin, un autre modèle classique envisage l'obliquité des isogrades de métamorphisme sur la foliation (Figure 32.4).

Le modèle zonéographique prévaut, et c'est dans cette optique que la carte géologique de Gannat (Grolier et al., 1980a) a été levée. Ainsi, la carte sépare nettement des zones de micaschistes à 2 micas, gneiss à un ou deux micas, et migmatites. Or, les premiers auteurs qui cartographient la série à l'échelle du 80.000ème mettent en évidence l'étroite imbrication entre gneiss et micaschistes (Garde, 1934), bien avant l'établissement de la carte géologique au 50.000^{ème} (Grolier et al., 1980a) ainsi que de nombreuses variations lithologiques, qui ne sont pas cartographiées.

1.4.1.2 L'émergence du concept de nappes

La série de la Sioule fait à nouveau l'objet d'études, métallogéniques, géochimiques et structurales, dans les années 80, comme études préliminaires et complémentaires au forage du programme Géologie Profonde de la France d'Echassières. Ce forage, profond de 900 m, a recoupé les micaschistes du toit (0 à 96 m) et du mur (870 à 900 m) du granite de Beauvoir.

Dans ce cadre, les études pétrostructurales réalisées par Audren et al. (1987) ainsi que Feybesse et Tegye (1987) mettent en évidence une succession de phénomènes géologiques polyphasée :

- Empilement symmétamorphe de l'est vers l'ouest, argumenté par la présence de critères rotationnels dans les différentes lithologies,
- Reprise partielle de la série (contacts migmatites/gneiss et granite de Saint Gervais) par des accidents jouant en décrochevauchement.

Les estimations thermo-barométriques réalisées sur les micaschistes situés au toit et au fond du forage mettent en évidence des trajets PT contrastés (Figure 33).

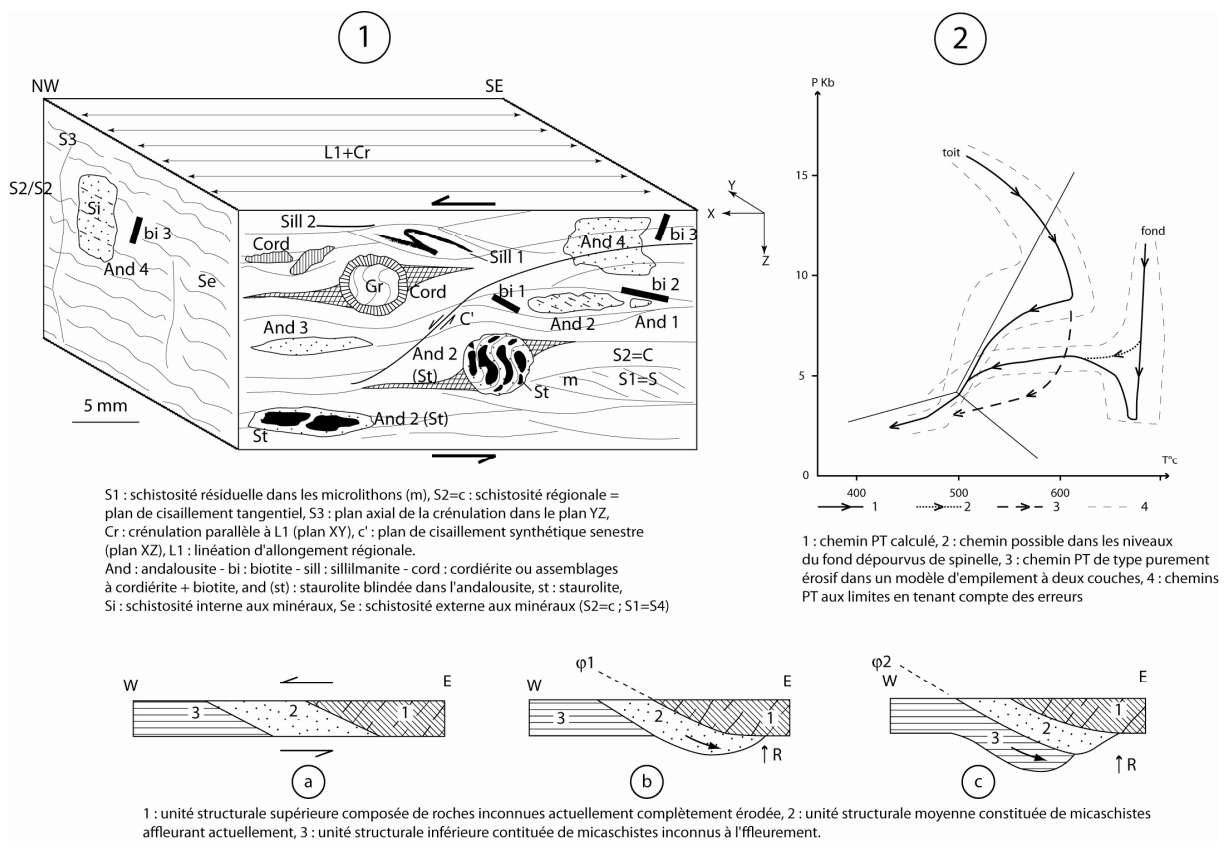


Figure 33, d'après Audren et al. (1987) : 1) synthèse pétrostructurale des micaschistes de la série de la Sioule étudiés lors du forage d'Echassières, 2) trajets PT des micaschistes du toit et du mur du forage, avec en 1 le chemin PT calculé, 2 le chemin possible dans les niveaux du fond dépourvus de spinelle, 3 le trajet PT de type purement érosif dans un modèle 3) modèles conceptuels de mise en place de la série

Sur la base de ces arguments, Audren et al. (1987) proposent un modèle d'empilement de nappes pour la série de la Sioule. Cette structuration s'effectue pour ces auteurs de l'est vers l'ouest.

1.4.1.3 Un chevauchement de type himalayen

Ledru et al. (1989a) réalisent la synthèse généralisée du Massif Central et proposent un modèle d'empilement de vastes nappes crustales. Ainsi, la série de la Sioule est envisagée comme résultant de l'empilement de 3 nappes : l'unité supérieure des gneiss est en contact anormal sur l'unité inférieure des gneiss par l'intermédiaire d'un complexe leptyno-amphibolique ; l'unité inférieure des gneiss est chevauchante sur le parautochtone qui est ici représenté par les micaschistes de la Bosse.

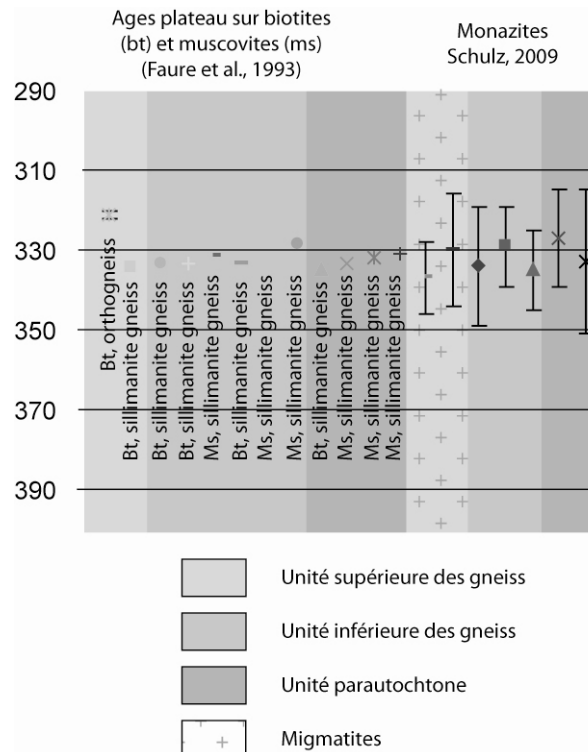


Figure 34 : données géochronologiques sur la série de la Sioule

Les travaux de M. Faure (Faure et al., 1993; Faure et al., 2002) mettent en évidence les structures extensives de la série : ces auteurs décrivent un événement thermique fini Viséen, lié à une extension syn orogénique, et une extension Namuro-Westphalienne liée à l'effondrement de la chaîne. Enfin, la série de la Sioule fait l'objet d'études métamorphiques et géochronologiques détaillées par Schulz et al. (2001) et Schulz (2009) sous la forme de trajets P-T et de datations sur monazites. L'âge de ces monazites (Figure 34) confirme l'événement thermique fini Viséen décrit par Faure et al. (2002). **Ces âges argumentent un métamorphisme « récent », c'est-à-dire largement postérieur à l'événement D2 Dévonien.**

1.4.2 La série du Chavanon

Ce secteur a été moins étudié. Les études de séries métamorphiques portent d'avantage sur le Limousin. La carte géologique au 50 000ème d'Ussel (Thiéry et al., accepté) n'est toujours pas publiée.

La carte géologique de la Corrèze (De Boucheporn, 1848) mentionne déjà les marbres, qui sont étudiés par Debrabant (1967; 1970) et Grolier (1971) dans un but de comparaison avec ceux de la Sioule. Un mémoire de « Diplôme de géologue pétrographe » de l'université de Clermont-Ferrand (Bigonnet, 1960) est consacré à la série du Chavanon d'après l'étude de la carte géologique.

La thèse de D. Martin (1980) étudie l'intégralité de la série du Chavanon en prenant en compte des aspects structuraux, pétrographiques et gîtologiques. Cet auteur propose la succession suivante pour la mise en place de la série du Chavanon :

- La série grésograuwacko-pélitique a subi un métamorphisme prograde P1 conduisant à une anatexie anté à syn granulitisation,
- La seconde phase de structuration consiste en un charriage des roches les plus anatectiques (migmatites d'Aubusson) sur les gneiss mésozoïques moins métamorphiques : c'est ce charriage qui est à l'origine du métamorphisme inverse,
- La phase 3, associée au cisaillement de la Courtine, est marquée par le développement de plis en chevrons de direction NW-SE, à plans axiaux verticaux.

L'étude de cette série est reprise par Théodorakopoulos (1993) à la lumière des travaux de Ledru et al. (1989) sur la position des nappes dans le Massif Central. Ainsi, la série du Chavanon consiste en l'empilement de l'unité inférieure des gneiss sur l'unité parautochtone. L'unité supérieure des gneiss n'est pas représentée dans le Chavanon.

La différence frappante entre les séries de la Sioule et du Chavanon est l'absence de magmatisme fini-Viséen et carbonifère supérieur dans le Chavanon. Il est également possible que ce magmatisme ne soit pas encore à l'affleurement, auquel cas des études géophysiques devraient pouvoir le déceler, dans l'hypothèse par exemple d'une coupole de leucogranite non encore connue à l'affleurement.

1.4.3 Lorsque Sioule et Chavanon ne formaient qu'un seul ensemble – Le glissement gravitaire du bloc de Guéret

Nous avons détaillé ci-dessus les éléments qui ont conduit à la formulation de l'hypothèse selon laquelle les séries de la Sioule et du Chavanon ne formaient qu'une seule série avant le jeu en décrochement sénestre du Sillon Houiller (Grolier & Letourneur, 1968).

C'est dans cette optique que Faure et Pons (1991) ont proposé que cette série unique, qui constitue l'encaissant du complexe magmatique de Guéret, a enregistré les effets d'une tectonique gravitaire responsable du glissement vers le SE du bloc de Guéret (granitoïdes) au Namuro-Westphalien.

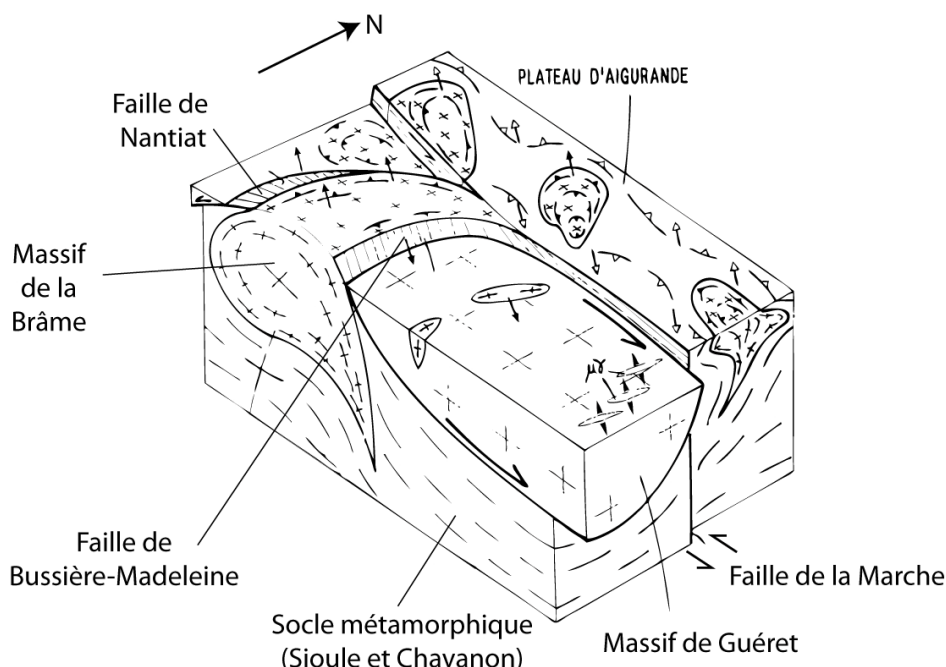


Figure 35 : modèle de glissement gravitaire vers le SE du bloc de Guéret selon Faure et Pons (1991, modifié)

Ce glissement gravitaire est marqué dans les séries métamorphiques de la Sioule et du Chavanon par le développement de bandes de cisaillement indiquant un mouvement vers le SE (Faure et al., 1993). La

foliation initiale, formée au Dévonien, est interprétée selon Faure et Pons (1991) comme ayant joué pour guider le mouvement du bloc de Guéret, de même que les interfaces lithologiques. Les failles sénestres de la Marche et la zone de cisaillement dextre de la Courtine/Nord Millevaches accommodent le mouvement latéral au nord et au sud respectivement ; la faille normale de Bussière-Madeleine joue en faille listrique (Figure 35) pour accommoder le mouvement basal. Celui-ci est argumenté, toujours selon ces auteurs, par la présence de brèche tectonique rencontrée à l'interface granite/socle métamorphique lors du sondage de Créchat-les-Sibieux (Lameyre et al., 1988) à une profondeur de 590 m. Cette zone de déformation est interprétée comme une structure de second ordre.

Depuis les travaux de ces auteurs, de nombreuses données contredisent cette interprétation. En effet, il semble désormais acquis que le jeu du Sillon Houiller (ductile) est scellé au Viséen supérieur (Thiéry et al., 2009) : les séries de la Sioule et du Chavanon étaient donc séparées au Namuro-Westphalien. La zone de cisaillement de la Courtine est scellée, au nord du massif de Millevaches, par l'intrusion du granite d'Aulon à 352 ± 4 Ma. (§ 1.2.9.1i). La faille de la Marche consiste en un ensemble complexe de failles et d'intrusions (§ 1.2.9.3), bien qu'un jeu Namuro-Westphalien sénestre le long de la faille de la Marche ne soit pas à exclure (Rolin & Colchen, 2001).

Ainsi, il apparaît que le jeu dextre anté Viséen de la zone de cisaillement de la Courtine-Nord Millevaches (Saint-Christine) et anté Viséen supérieur du Sillon Houiller sont en contradiction avec le glissement gravitaire du bloc de Guéret sur un socle métamorphique constitué par les séries de la Sioule et du Chavanon.

1.4.4 La série d'Ussel

Cette série métamorphique est beaucoup moins bien connue que les séries de la Sioule et du Chavanon. Elle constitue le prolongement de la série de la Moyenne Dordogne (Tempier, 1967) au nord des intrusions d'Ussel et de Meymac, comme l'a noté L. Rimbault (1984), ces 2 séries sont très similaires.

Les cartes géologiques disponibles sur cette série sont, outre la carte géologique au 1/80 000 d'Ussel (Roques et al., 1965), celles disponibles dans l'étude de M.J. Pavillon (1969), qui en couvre une partie, et celle proposée dans la thèse de L. Rimbault (1984) qui la couvre en quasi-totalité. Les études géologiques concernent d'avantage les intrusions de granitoïdes (Millevaches, Meymac et Ussel) à l'origine des nombreuses minéralisations.

Dans le modèle en nappes du Massif Central (Ledru et al., 1989), cette série est rattachée intégralement à l'unité inférieure des gneiss. L. Rimbault (1984) décrit le métamorphisme comme étant de type basse pression/haute température (T° de l'ordre de 700-760° pour des pressions de l'ordre de 5 kbar).

1.5 Problématiques

A la suite de cet état des lieux, un certain nombre de questions peuvent être soulevées.

Combien d'épisodes métamorphiques ont eu lieu dans les séries étudiées ? Les nombreux âges sur zircons, monazites... mettent en avant au moins 2 épisodes métamorphiques, associés ou non à une anatexie. De plus, on peut se poser la question de savoir s'il s'agit d'évènements distincts ou d'un continuum. Nous étayerons dans ce manuscrit cet étalement des âges grâce à de nouvelles datations (U-Pb sur zircon ; U-Th-Pb sur monazite et xénotime ; Ar-Ar sur amphibole).

Quelle est la réalité de l'inversion des séries métamorphiques étudiées ? Les séries métamorphiques de la Sioule et du Chavanon sont caractérisées par un métamorphisme classiquement interprété comme inverse (De Launay, 1894; Grolier, 1971; Jung & Roques, 1936, 1952). Dans le modèle d'une géométrie en nappes à l'échelle du Massif Central français, cette inversion est

interprétée comme l'empilement d'une unité supérieure à fort métamorphisme, charriée sur l'unité inférieure des gneiss, moins métamorphique. L'ensemble de ces deux unités repose sur un parautochtone essentiellement micaschisteux.

Ce modèle est désormais admis et personne ne cherche plus à le discuter ni à l'argumenter. Pourtant, les imbrications entre gneiss (rattachés ultérieurement à l'UIG) et micaschistes (rattachés ultérieurement à l'UPA) (Garde, 1934) et entre gneiss et migmatites (rattachées ultérieurement à l'USG) (Grolier et al., 1980a) sont fréquentes, à l'échelle cartographique voire à celle de l'affleurement : les limites entre unités sont loin d'être tranchées.

L'étude de l'inversion des séries doit donc être couplée à l'étude géochronologique : de nouvelles données sur les âges de métamorphisme permettront de préciser un modèle faisant appel à un empilement de nappes au Dévonien.

Quelle est la pertinence du modèle de nappes dans la partie centrale du Massif Central ?

Depuis l'élaboration d'un modèle en nappes dans le Limousin (Floc'h, 1983) et sa généralisation à l'échelle du Massif Central français (Ledru et al., 1989a), d'autres modèles conceptuels, parfois quantitatifs ont été développés, que ce soit pour l'hercynien ou d'autres orogènes. Certains auteurs ont mis en avant la difficulté d'appliquer un modèle en nappe de type « fold and thrust belt » à des terrains fortement métamorphiques (Williams & Jiang, 2005), d'autres, à l'aide de la modélisation numérique et/ou analogique, mettent en évidence de grands déplacements tangentiels de type channel flow sans créer de discontinuité (Beaumont et al., 2006; Chardon et al., 2009; Gerbault & Willingshofer, 2004; Godin et al., 2006; Jones et al., 2006). Enfin, dans un cadre strictement hercynien, nous serons amenés à discuter des modèles en dôme compressif tels qu'ils ont été proposés en Bohême (voir par exemple Schulmann et al., 2008; Stipská et al., 2004). Dans ce domaine interne de la chaîne Varisque étaient fréquemment envisagés des déplacements tangentiels importants. Le concept de dôme extrusif de migmatites, auquel se surimpose une indentation, a été proposé comme une alternative aux modèles précédents. Ce modèle peut-il rendre compte de l'inversion des séries métamorphiques de la Sioule et du Chavanon ?

Quelle est la direction de transport des nappes ?

Hormis dans la série de la Sioule, il n'existe pas de réelle étude sur le sens des déplacements de nappes au cœur du Massif Central, et plus précisément dans les séries étudiées. Nous avons vu (§ 1.2.5.1) que la linéation associée aux nappes est suivant les régions N-S ou NW-SE. A quel(s) épisode(s) doit-on rattacher les linéations observables dans les séries de la Sioule et du Chavanon, sachant que nous pouvons mettre en évidence un polymétamorphisme ?

Les séries de la Sioule et du Chavanon ont-elles enregistré le glissement gravitaire du bloc de Guéret ?

Dans l'hypothèse de Faure et Pons (1991), le bloc de Guéret (c'est-à-dire l'ensemble des granitoïdes du batholite de Guéret) est un allochtone extensif, qui a été guidé au nord par les failles de la Marche, au sud par la zone de cisaillement dextre d'Arrènes-la-Courtine. Ce glissement se serait produit au Namurien à la faveur de la foliation plate, dévonienne, des séries de la Sioule et du Chavanon. Selon ces auteurs, cette foliation a servi de guide au glissement gravitaire du bloc de Guéret ; de plus, dans cette hypothèse, les critères de cisaillement vers le SE observables dans ces séries indiquent le sens du déplacement. Les données de Cartannaz (2006) et de Cartannaz et al. (2007), à l'ouest du Chavanon (NE du Millevaches), vont à l'encontre de cette hypothèse ; nous étudierons sa réalité au sein des séries métamorphiques (critères de cisaillement, attitude des linéations).

OBJECTIFS DE CETTE THESE

Une étude pétrographique, couplée à l'analyse structurale et à une série de datations, se propose de répondre aux problèmes posés ci-dessus : 1) sur le métamorphisme (mono ou polyphasé ?), 2) sur la réalité ou non de l'inversion du métamorphisme, sur son expression sur le terrain et sur son âge, 3)

sur le sens de déplacement des unités, 4) sur la pertinence du modèle de nappes dans la zone centrale que constituent les séries de la Sioule, du Chavanon et d'Ussel.

Outre compte les aspects de géologie régionale, les travaux présentés dans ce mémoire ont pour objet la compréhension des **mécanismes de fusion crustale** par l'étude des **migmatites**. Ces roches complexes affleurent largement dans les régions étudiées. Les aspects **péetrographiques et minéralogiques**, tant à l'échelle de l'affleurement que de la micro-inclusion dans le minéral-hôte (grenat en particulier) seront plus particulièrement abordés, tant les diversités lithologiques sont importantes. Quelques données de **géochimie**, essentiellement **comparative**, sont présentées. Enfin, une **modélisation thermodynamique** (logiciel Perplex) a été effectuée sur une lithologie propice (métapélites non anatectiques).

Chapitre 2

Les unités métamorphiques occupant le cœur du Massif Central

-

Série du Chavanon, série de la Sioule, série d'Ussel

-

Présentation d'ensemble

Ce chapitre fait le point sur les données disponibles dans les différentes séries étudiées dans ce mémoire. Les secteurs géographiques et géologiques sont définis. Des logs synthétiques permettent d'appréhender les similitudes et les différences entre les séries. Ils permettront au lecteur de se repérer lors des descriptions pétrographiques au cours des chapitres suivants : il leur sera souvent fait référence. Il est également fait référence aux cartes géologiques présentes en annexe de ce mémoire et qui lui servent de support.

2.1 Contexte géologique et structural. Définition des secteurs d'étude. Coupes géologiques

2.1.1 L'unité de Guéret

Depuis les travaux de Cartannaz (2006), ce qui était communément appelé « granite de Guéret » s'est avéré être un ensemble complexe d'intrusions dont la mise en place est intervenue sur plusieurs dizaines de millions d'années.

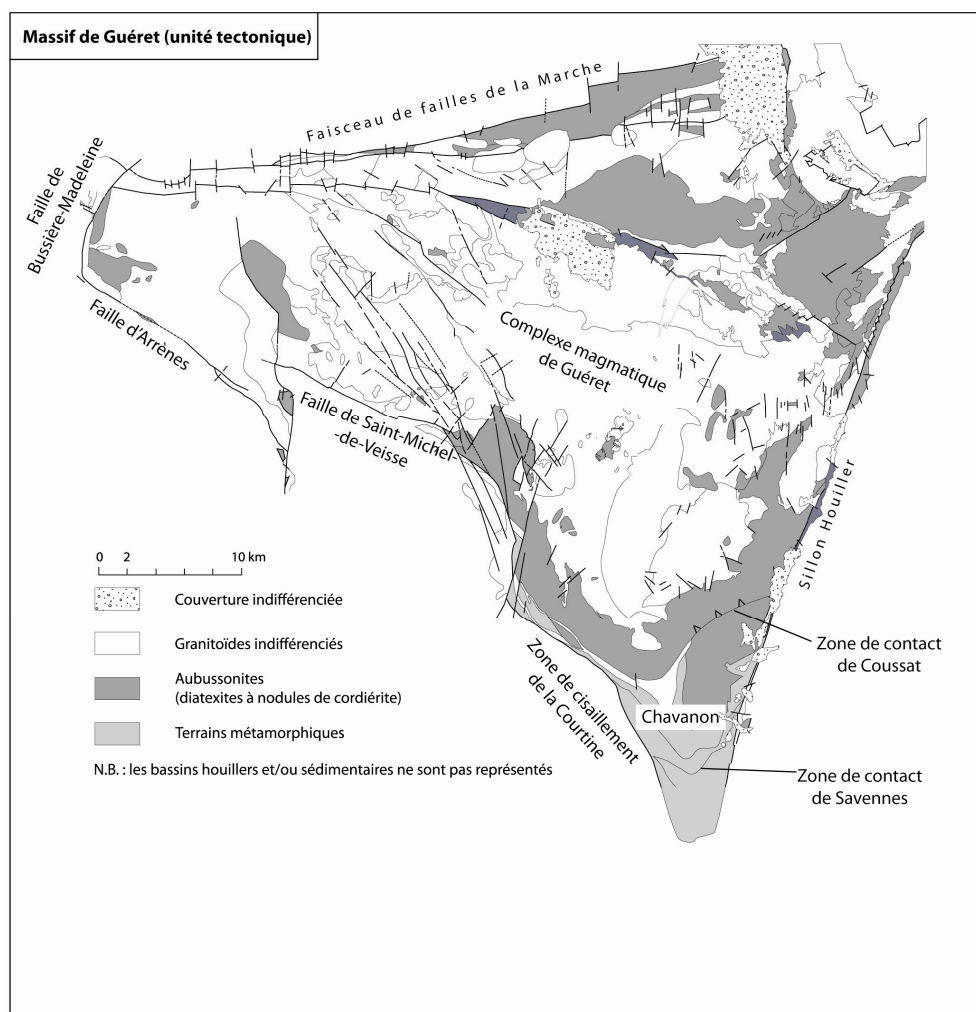


Figure 36 : choix des termes pour la nomenclature des unités

Le Massif de Guéret est une unité tectonique essentiellement constituée de massifs granitiques intrusifs dans un encaissant migmatitique connu sous le nom d'« DGHC » (Figure 36), qui sont des diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite. Dans la littérature, une ambiguïté existe, c'est-à-dire que les auteurs successifs ont désigné par « massif de Guéret » soit les granitoïdes, soit l'unité tectonique (granite + encaissant). Pour lever cette ambiguïté, Cartannaz (2006) a choisi de nommer « **unité de Guéret** » le bloc tectonique limité par failles et « **complexe magmatique de Guéret** » l'ensemble des granitoïdes. Ce complexe est formé de plusieurs intrusions (individualisées en massifs) dont la mise en place est étalée sur plusieurs dizaines de millions d'années.

Cette **unité tectonique** est limitée (Figure 36) au nord par le faisceau de failles de la Marche qui la sépare du Plateau d'Aigurande ; à l'ouest par la faille de Bussière-Madeleine qui la sépare du massif de la Brême ; au sud par une succession de failles : la faille d'Arrènes, qui la sépare du Limousin, la faille de Saint-Michel-de-Weisse qui la sépare du Milleval et la faille de la Courtine qui la sépare

de la série d'Ussel. Au sud-est, l'unité repose sur la série du Chavanon par le chevauchement de Coussat ; enfin, à l'est, elle est tronquée par le Sillon Houiller.

2.1.2 Relations entre les séries d'Ussel, du Chavanon et de la Sioule

Les 3 séries métamorphiques occupant le centre du Massif Central sont séparées les unes des autres par de grandes zones de cisaillement, qui seront décrites dans ce manuscrit. Si le décalage le long de la zone de cisaillement de la Courtine n'est pas connu, celui du Sillon Houiller l'est : il est donc intéressant de l'annuler et de replacer les séries du Chavanon et de la Sioule face à face (Figure 37).

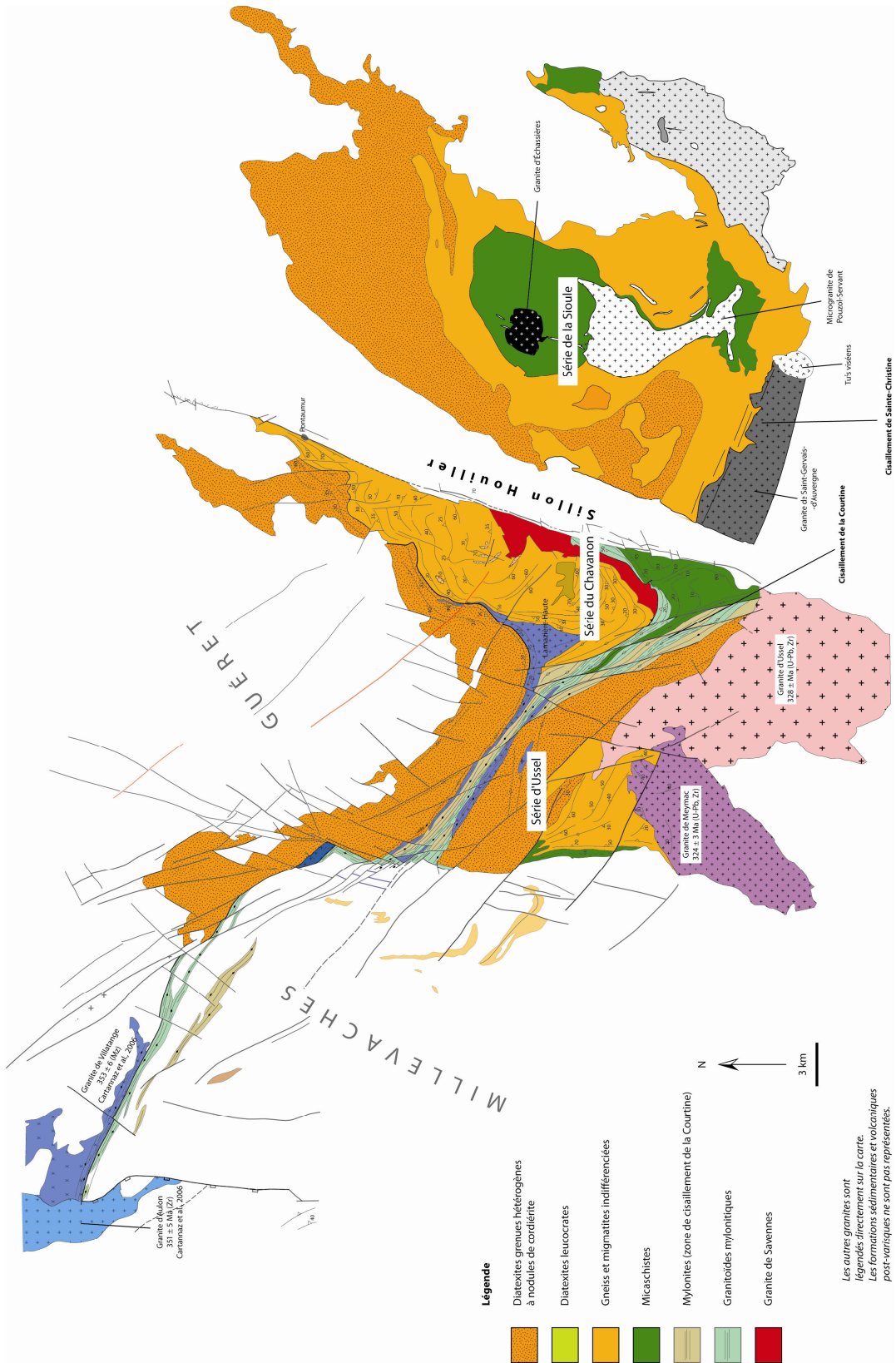


Figure 37 : localisation des 3 séries étudiées et des relations existant entre elles en annulant le jeu du Sillon Houiller

2.1.3 La série du Chavanon (voir carte hors texte)

Cette série métamorphique est située structurellement sous l'unité de Guéret. Les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite, rattachées à l'unité de Guéret, la surmontent par l'intermédiaire du chevauchement de Coussat. Ses limites sont les suivantes (Figure 38) :

- A l'ouest et au sud, la zone de cisaillement de la Courtine. Il s'agit d'un puissant couloir de déformation ductile (Cartannaz, 2006; Gébelin, 2004; Rolin, 1987), affectant la série métamorphique, qui est recoupée par des granitoïdes. Certains sont syn-cisaillement et affectés d'une déformation mylonitique, d'autres sont post-cisaillement et ont ainsi pu être utilisés pour en sceller le jeu. Les levés de terrain ont mis en évidence sur la feuille Ussel (Thiéry et al, accepté), que cet accident se scinde en 2 branches : l'une évolue en décrochevauchement et est jalonnée par l'intrusion du granitoïde cisailé de Savennes (§ 4.18), la branche principale quant à elle se poursuit vers le sud-est jusqu'au Sillon Houiller,
- A l'est, le Sillon Houiller. Le jeu de cet accident est développé au chapitre 7,
- Au nord, les DGHC encaissent des granitoïdes du massif de Guéret, le contact est cartographié sur la carte géologique de Felletin (Rolin et al., 2008).

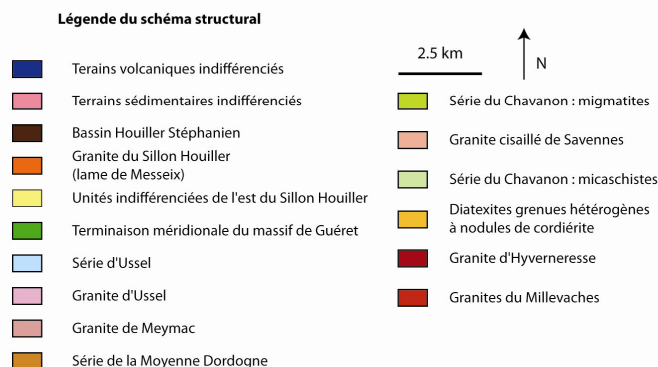
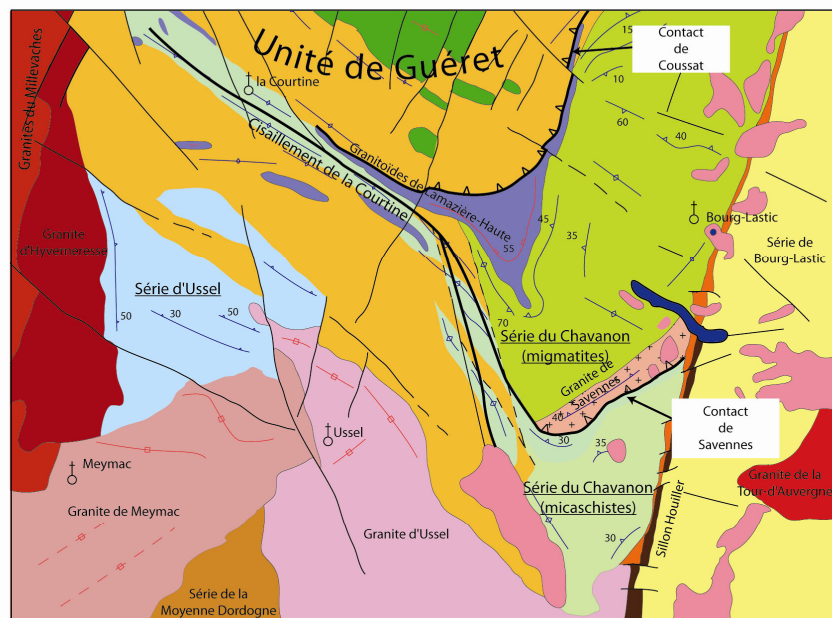


Figure 38 : schéma structural simplifié présentant les unités du Chavanon et d'Ussel dans le cadre de la feuille « Ussel » au 1/50 000

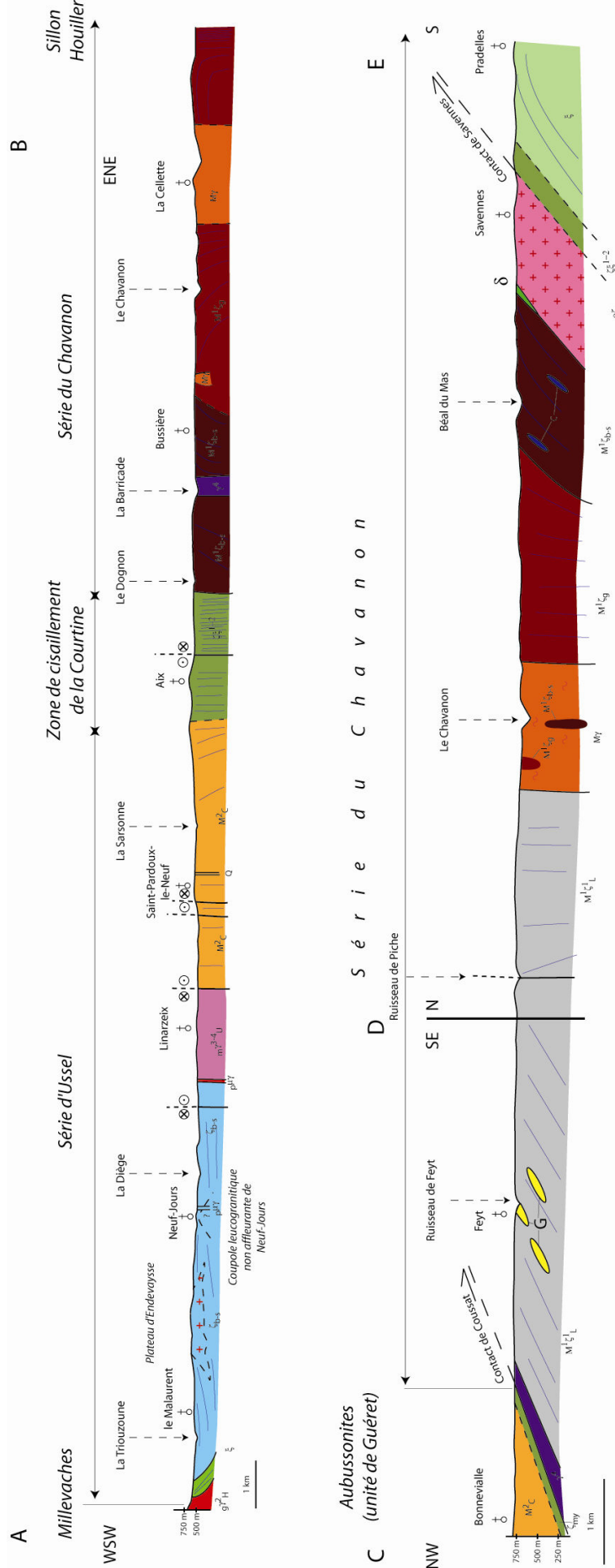


Figure 39 : coupes géologiques réalisées sur la feuille « Ussel », illustrant les relations entre les différentes unités

2.1.4 La série de la Sioule (voir carte hors texte)

Cette série métamorphique est limitée par plusieurs accidents tectoniques ou par des intrusions de granitoïdes.

A l'ouest, la série de la Sioule bute contre le Sillon Houiller. Il est d'ailleurs frappant de noter que la déformation mylonitique du Sillon Houiller (Joly, 2007; Rolin, 1987), progressive lorsque l'on se rapproche de l'accident de l'ouest vers l'est (ces observations sont valables dans la série du Chavanon, à l'ouest du Sillon Houiller), est absente dans le compartiment est (Termier, 1922). Ici, le Sillon Houiller est jalonné par le bassin houiller de Saint-Éloy-les-Mines, étroit (pas plus de 2 km de large), et allongé (une vingtaine de km de longueur) et par plusieurs petits bassins au nord.

Au nord, les migmatites de la série de la Sioule sont au contact avec le massif de granitoïdes de Tréban (Duthou, 1967). Il s'agit d'un complexe plutonique au sein duquel cet auteur a individualisé 3 pétrotypes : 1) le type « Meillard », gris, équant, à grain moyen, localement porphyroïde, riche en biotite et pauvre en cordiérite, 2) le type « Razinière » plus clair, équant, à cordiérite, et enfin 3) le type « La Fauchère », très riche en biotite et sans cordiérite. Ce massif est interprété (Grolier & Letourneur, 1968) comme étant la prolongation du complexe polygranitique de Guéret (Cartannaz, 2006) à l'est du Sillon Houiller.

A l'est, le fossé de la Limagne interrompt brutalement les affleurements de socle.

Enfin, au sud, la série de la Sioule, limitée par le massif de granite de Saint-Gervais-d'Auvergne, est affectée (ainsi que le granite) par le décrochement dextre de Saint-Gervais-L'Hermitage (Barbarin & Belin, 1982), également connu sous le nom de décrochement de Sainte-Christine. Ce puissant (~ 3 km) accident mylonitique est corrélé (Grolier & Letourneur, 1968) avec le décrochement de la Courtine à l'ouest du Sillon Houiller. Le décrochement de Sainte-Christine est scellé par des dépôts volcano-sédimentaires du Viséen supérieur.

2.1.5 La série d'Ussel (voir carte hors-texte)

Cette série métamorphique est assez mal connue et n'a que très peu été étudiée. Hormis la thèse de L. Rimbault (1984), aucune étude n'a été effectuée en ce qui concerne les terrains métamorphiques. Cartographiquement, elle se situe dans le prolongement de la série de la Moyenne-Dordogne (Tempier, 1967) au nord des intrusions de Meymac et d'Ussel (Figure 38).

Elle est limitée à l'ouest par le massif de granitoïdes de Millevaches, au sud par les intrusions de Meymac et d'Ussel et au nord-est par la zone de cisaillement de la Courtine.

Il s'agit essentiellement de terrains anatectiques ainsi que d'un ensemble monotone de gneiss et de micaschistes. De rares amphibolites y sont intercalées. Contrairement aux séries de la Sioule et du Chavanon, les marbres n'y sont pas connus.

Rimbault (1984) y distinguait un orthogneiss (« orthogneiss de la Liège »), toutefois les levés de terrain sur la feuille « Ussel » (Thiéry et al., accepté) n'ont pas permis de mettre en évidence cette lithologie : il s'agit plutôt de petits massifs de diatexites, qui seront décrits dans la suite de ce mémoire.

2.2 Pétrographie des séries : présentation d'ensemble et comparaisons

Dans ce mémoire, toutes les lithologies ne seront pas décrites dans le détail afin d'éviter une énumération trop fastidieuse. Seules seront considérées les lithologies présentant un aspect particulièrement intéressant du point de vue de l'étude du métamorphisme (présence d'un assemblage minéralogique remarquable), du point de vue de la description de la nature anté-métamorphique des séries (niveaux de marbres) ou encore les lithologies ayant fait l'objet de datations. De ce fait, le lecteur est invité à se référer si nécessaire aux notices des cartes géologiques de Felletin (Rolin et al., 2008), d'Ussel (Thiéry et al., accepté), de Bourg-Lastic (Brousse & Tempier, 1981), de Bort-les-Orgues (Talbert et al., 1989), de La-Tour-d'Auvergne (Brousse et al., 1990), de Pontgibaud (Hottin et al., 1989a) et de Saint-Gervais d'Auvergne (Hottin et al., 1989b) pour le Chavanon ; de Aigueperse (Alsac et al., 1988), Gannat (Grolier et al., 1980a), Montmarault (Turland et al., 1990) et Montaignut-en-Combrailles (Desthieux, 1980) pour la série de la Sioule.

La carte de synthèse qui, en plus de la série d'Ussel, replace la série de la Sioule en face de la série du Chavanon (Figure 37) permet, en complément des logs (Figure 40), de cerner visuellement les similitudes entre les séries. Certains résultats cartographiques nouveaux figurent d'ores et déjà sur cette carte, ils concernent la série du Chavanon et la série d'Ussel sur la carte géologique d'Ussel (Thiéry et al., accepté). Ces résultats sont détaillés dans le mémoire.

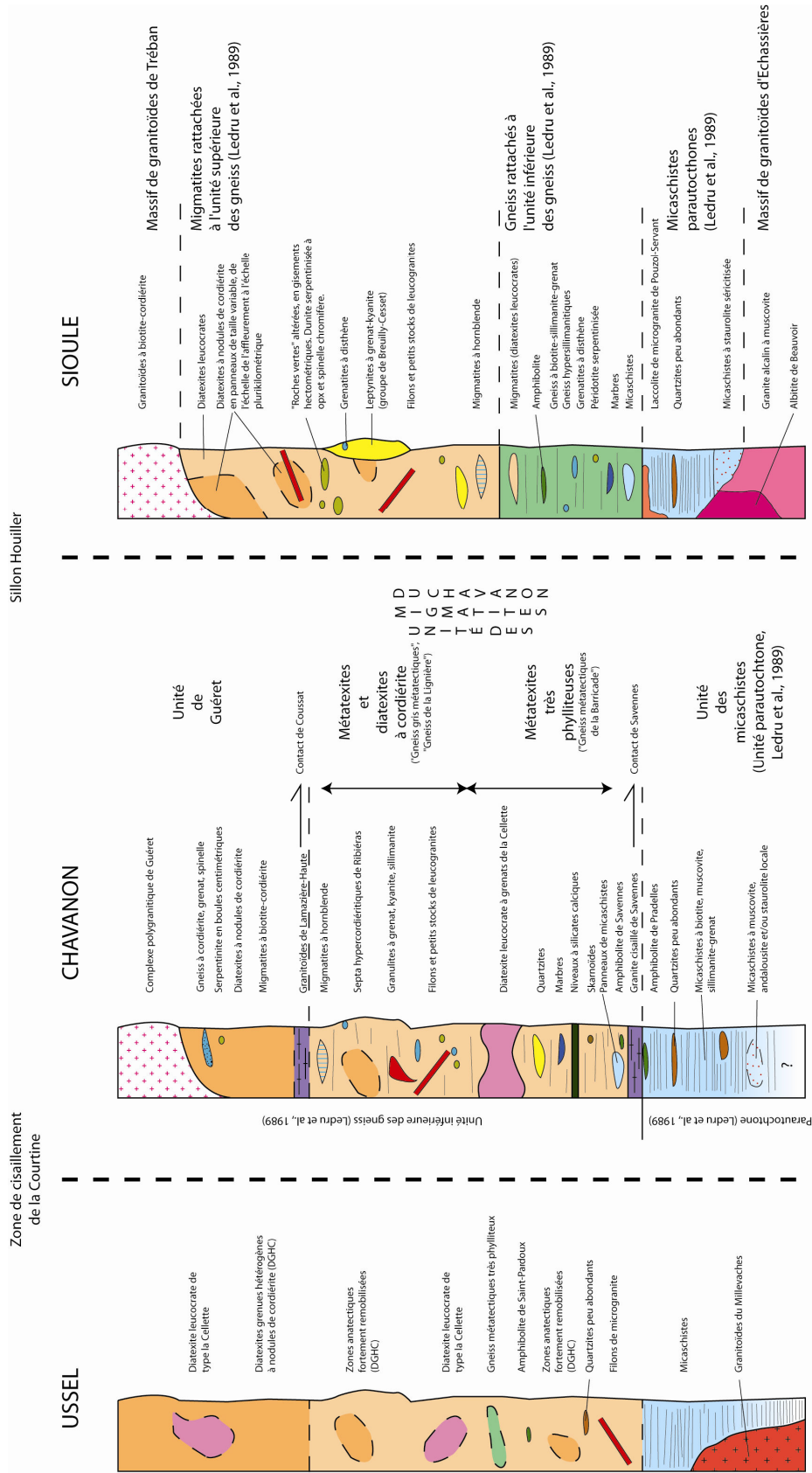


Figure 40 : logs lithostructuraux/lithologiques synthétiques pour les séries étudiées dans ce mémoire

2.2.1 Comparaison des séries de la Sioule et du Chavanon

Les deux logs (Figure 40) permettent de cerner visuellement et rapidement les similitudes et/ou les différences entre les deux ensembles lithologiques qui constituent les séries de la Sioule et du Chavanon.

Le log de la série du Chavanon synthétise principalement des observations réalisées lors des levés des cartes de Felletin (Rolin et al., 2008) et d'Ussel (Thiéry et al., accepté) et accessoirement des données extraites des cartes de Bort-les-Orgues (Talbert et al., 1989), La-Tour-d'Auvergne (Brousse et al., 1990), Bourg-Lastic (Brousse & Tempier, 1981), Pontgibaud (Hottin et al., 1989a) et Saint-Gervais-d'Auvergne (Hottin et al., 1989b).

Le log de la série de la Sioule a quant à lui été établi à partir de coupes réalisées pour ce travail et effectuées dans la série, ainsi que d'après des données extraites des cartes géologiques de Saint-Gervais-d'Auvergne (Hottin et al., 1989b), Aigueperse (Alsac et al., 1988), Gannat (Grolier et al., 1980a), Montaigut (Desthieux, 1980) et Montmarault (Turland et al., 1990), ainsi que du mémoire de J. Grolier (1971).

Les deux séries ont en commun un complexe de granitoïdes à leur sommet : Tréban dans la Sioule et Guéret dans le Chavanon. Dans la série de la Sioule existe à l'affleurement le massif d'Échassières, constitué d'un granite alcalin à muscovite, d'une albitite et de divers corps intrusifs non affleurants reconnus par sondage lors de la réalisation du forage profond d'Échassières dans le cadre du programme « géologie profonde de la France ». Ce massif est intrusif dans les micaschistes. Un tel magmatisme est absent dans le Chavanon, tout du moins dans les conditions actuelles d'affleurement. Il n'est pas à exclure que des études géophysiques puissent mettre en évidence un massif granitique non affleurant.

Dans les 2 séries, les micaschistes sont à 2 micas, quartz et feldspath plagioclase. La tourmaline est abondante localement, de même que le grenat (voir la description au chapitre consacré aux micaschistes). La sillimanite est localement abondante dans le Chavanon, mais semble plus rare dans la Sioule. L'andalousite peut être présente, de même que le staurolite, notamment dans la Sioule. Celui-ci est séricitisé à proximité du contact avec le granite d'Échassières. Notons que ces 2 minéraux, outre leur rareté dans les micaschistes, ne sont présents que dans la partie la plus profonde des micaschistes. Enfin, quelques quartzites sont présents.

Dans la série de la Sioule, le contact entre gneiss (UIG) et micaschistes (parautochtone) est cartographiquement circulaire, il est masqué dans sa partie sud, par l'intrusion du laccolithe de Pouzol-Servant (Vennat, 1985). Dans la série du Chavanon, le contact entre l'unité des migmatites du Chavanon et l'unité des micaschistes est jalonné sur presque tout son parcours par un granitoïde plus ou moins orthogneissifié (§ 4.18).

Les « gneiss » tels qu'ils sont définis dans la série de la Sioule sont en réalité une unité très variée. Le détail cartographique sur la carte de Gannat au 1/50 000 (Grolier et al., 1980b) ne le fait pas ressortir, mais leur lithologie est très variée (gneiss phylliteux, gneiss métatectiques...). L'ensemble de ces gneiss forme une unité, l'unité des gneiss, qui a été rattachée à l'unité inférieure des gneiss (Ledru et al., 1989b). Il faut toutefois noter que les « gneiss » (au sens unité) de la Sioule enclavent des panneaux micaschisteux.

Dans la série du Chavanon, la cartographie met en évidence d'avantage de migmatites. Des marbres existent dans les 2 séries (§ 4.10). Dans le Chavanon, des niveaux à silicates calciques ont été mis en évidence, de même que des skarnoïdes. Des amphibolites sont présentes dans les 2 séries, certaines assez semblables, d'autres non. Elles sont plus abondantes dans la Sioule que dans le Chavanon, et plus variées (§ 4.12).

Des roches basiques à ultrabasiques sont présentes dans les 2 séries, elles présentent un certain nombre de similitudes. Toutefois, c'est dans la série de la Sioule qu'elles sont le plus abondantes. Elles se

répartissent aussi bien au sein de l'unité des gneiss que dans l'unité des migmatites, alors que dans le Chavanon, de telles roches ne sont présentes que très haut dans la série, au sein des migmatites de type Aubusson. Dans la Sioule, il s'agit de péridotites serpentinisées à antigorite, ainsi que de gros rognons pluridécimétriques à texture radiée, à zéolites (mordénite) et riébéckite. On y observe également des « roches vertes » altérées, du type dunite serpentinisée à orthopyroxène et spinelle chromifère. Dans le Chavanon, il s'agit de petites boules centimétriques de serpentinites. Toutes ces roches sont assez semblables aux roches basiques observées sur la carte d'Évaux-les-Bains, dans des migmatites à cordiérite de type DGHC (Hottin et al., 1991: listwaenites de la mine d'or du Châtelet), aussi bien du point de vue de leur minéralogie que de leur gisement au sein de migmatites à cordiérite.

Les roches de haute pression, sous la forme de grenatites à kyanite (kyanite) selon l'expression de Grolier (1971), **sont présentes dans les deux séries** (§ 4.17) mais toutefois d'avantage développées dans la série de la Sioule. En effet, outre ce premier type de gisement, on peut observer des leptynites et des quartzites à kyanite (§ 4.17.3) qui ne sont pas connues dans le Chavanon.

Des gneiss hypersillimanitiques sont communs aux deux séries. Dans la série du Chavanon, ils sont connus sous le nom de gneiss métatectiques de la Barricade (Thiéry et al., accepté). Dans ces roches, la sillimanite fibreuse, subprismatique, forme des placages pluricentimétriques sur le plan de foliation.

Des diatexites leucocrates affleurent au sein d'un petit massif dans la série du Chavanon (§ 4.9), elles **sont beaucoup plus développées dans la série de la Sioule** puisqu'elles forment l'essentiel de l'unité des migmatites.

Des migmatites à hornblende sont présentes dans la série de la Sioule. Il est intéressant de constater que ce type pétrographique particulier se situe à la base de l'unité des micaschistes, de même que, au sommet de l'unité des gneiss, on peut localement observer des gneiss à amphibole. Ainsi, on retrouve une caractéristique fréquente dans le Massif Central, à savoir la présence de roches, ou tout du moins de minéraux, basiques au niveau du contact entre grandes unités.

Enfin, le **sommet des 2 séries est composé d'un ensemble complexe de migmatites**. Dans les 2 cas, des migmatites à cordiérite de type DGHC (§ 4.8) sont étroitement imbriquées dans un ensemble de métatexites et de diatexites.

En synthèse, les 2 séries sont très similaires. Ce fait a déjà été souligné par divers auteurs et a servi pour expliquer le décrochement sénestre le long du Sillon Houiller (Grolier & Letourneur, 1968). Toutefois, des différences existent dans l'expression cartographique des différentes formations de la pile lithologique.

2.2.2 La série d'Ussel

Cette série présente des lithologies assez peu variées. Elle consiste en un ensemble de gneiss plus ou moins phylliteux, localement très fortement remobilisés par l'anatexie (on a alors passage graduel vers des roches assez similaires aux diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite). Contrairement aux deux séries décrites ci-dessus, les marbres ne sont pas connus, toutefois si l'on considère que la série d'Ussel constitue la continuité de la série de la Moyenne-Dordogne au nord des intrusions de Meymac et d'Ussel, cette remarque n'est pas valable. Des calcaires métamorphiques sont en effet connus en Moyenne-Dordogne (Tempier, 1966, 1967).

On observe dans cette série des roches assez similaires à celles décrites ci-dessus pour les séries de la Sioule et du Chavanon (Figure 40). Le sommet structural est constitué par des diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite, anciennement dénommées « Aubussonites ». Elles ont également été nommées « migmatites de Sornac » (Martin, 1980a). Le passage aux gneiss et migmatites sous jacents est généralement net : il est soit faillé (Figure 38), soit d'interprétation délicate. En effet, des imbrications existent entre les DGHC et les gneiss de la série d'Ussel.

Des amphibolites sont présentes dans cette série mais elles n'affleurent pas à l'heure actuelle, leurs relations avec leur encaissant est difficile à établir. Notons que L. Rimbault avait observé sur le terrain dans le cadre de sa thèse (1984) un boudin d'amphibolite à anthophyllite en tête de pli dans des migmatites au sud de Sornac. Ce type de gisement évoque celui décrit ci-dessus pour les roches basiques de la série de la Sioule (et plus généralement pour la présence d'amphibolites au sein de migmatites dans le Massif Central).

Chapitre 3

L'unité parautochtone : micaschistes et roches incluses

Ce chapitre présente une synthèse sur les lithologies traditionnellement rattachées à l'unité parautochtone dans les séries étudiées, à savoir des terrains essentiellement micaschisteux. L'accent est mis sur l'étude des inclusions du grenat dans les micaschistes. Ces lithologies étant non anatectiques, elles se prêtent bien à l'utilisation de la modélisation pétrologique, ce qui permet de réaliser une étude thermobarométrique assez poussée afin de proposer un trajet P,T,t pour ces roches.

Affleurant à la base des séries étudiées dans ce mémoire, l'unité dite parautochtone (Ledru et al., 1989a) est essentiellement micaschisteuse. Elle contient des quartzites assez peu abondants, ainsi que, dans la série du Chavanon, un petit niveau d'amphibolite. Les micaschistes ne sont anatectiques dans aucune des séries étudiées ici.

Les études présentées ici concernent les séries du Chavanon et de la Sioule. Les micaschistes de la série d'Ussel affleurent trop mal pour que leur étude correcte soit possible.

3.1 Les micaschistes de la série du Chavanon

3.1.1 Aspect de terrain. Pétrographie

Ils affleurent à la base de la série. Ils se caractérisent par une foliation peu pentée, très pénétrative (Figure 41). Ce sont des roches très phylliteuses en général assez altérées.



Figure 41 : aspect à l'affleurement des micaschistes de la série du Chavanon

La minéralogie de ces micaschistes est extrêmement variable, que ce soit à l'échelle de l'affleurement ou à celle de la lame mince (Figure 42): ce fait a déjà été noté par Martin (1980a).

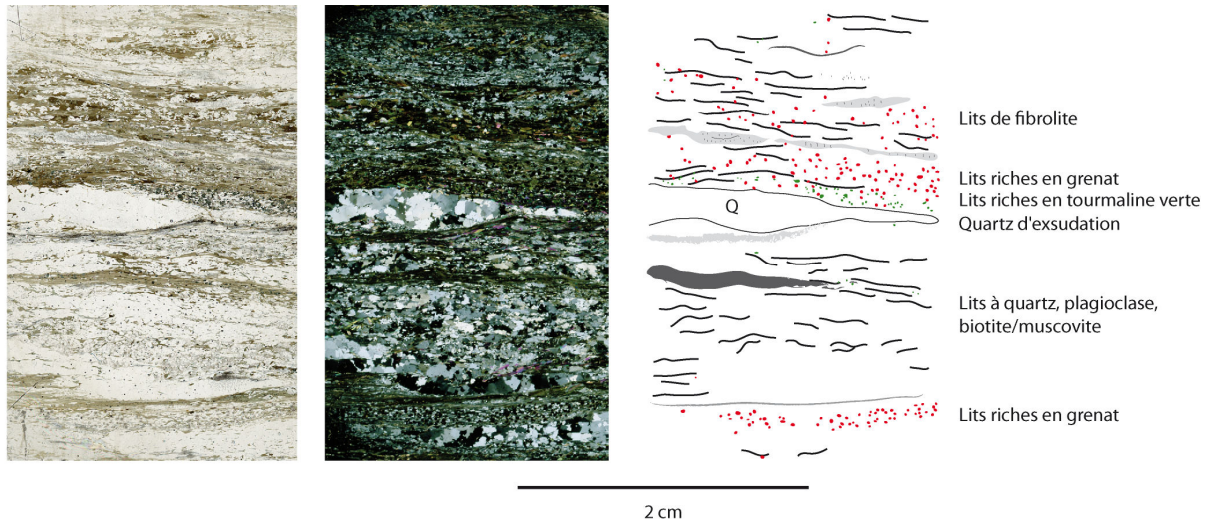


Figure 42 : variations minéralogiques au sein des micaschistes à l'échelle de la lame mince

La paragenèse la plus fréquente est quartz + feldspaths plagioclases + biotite + muscovite. Le grenat est fréquent, parfois même abondant : il est concentré dans certains lits (Figure 42). Il est fréquemment en contact avec la biotite, celle-ci pouvant même venir buter contre lui. La sillimanite est fréquente sous forme fibreuse (fibrolite). Il est important de noter que cette sillimanite semble s'être formée aux dépens de prismes de kyanite (M. Tegye, BRGM, com. orale). En effet, dans les « lits » de fibrolite, subsiste un tronçonnement perpendiculaire à l'allongement (Figure 43) qui pourrait représenter la trace des plans de séparation (001). Le terme « fibrolite » est à réserver aux cristaux de sillimanite ayant un diamètre inférieur à 2 μm (Kerrick, 1990; Sassi et al., 2004), même s'il existe un continuum entre la fibrolite aciculaire et la sillimanite prismatique : une séparation précise ne peut ainsi pas être effectuée. Cette variété particulière se forme lorsque le champ de stabilité de la sillimanite est approché, que ce soit depuis le champ du kyanite ou de l'andalousite. La fibrolite (sillimanite fibreuse) se forme systématiquement avant la sillimanite prismatique (Sassi et al., 2004) et est probablement stabilisée à des températures plus élevées (Kerrick, 1990; Pattison, 1992).

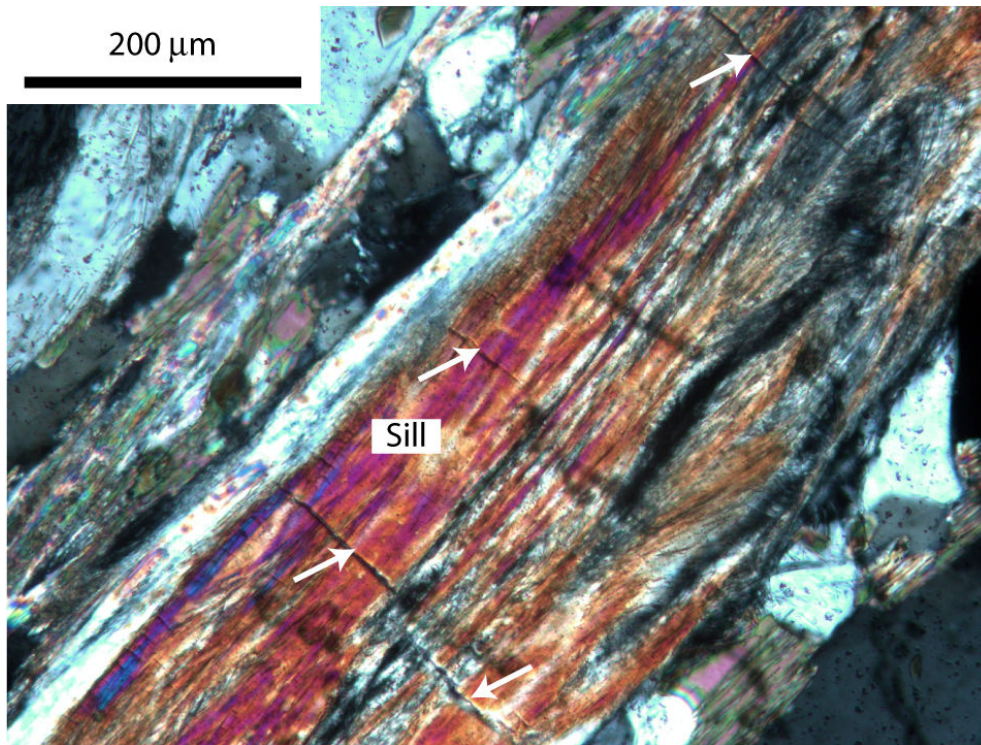


Figure 43 : sillimanite (fibrolite) montant de probables reliques du plan de séparation (001) du kyanite (flèches)

Brousse *et al.* (1990) décrivent staurolite et andalousite, en cristaux centimétriques, à la base de l'unité des micaschistes. Nous avons pu effectuer une observation ponctuelle d'andalousite dans les micaschistes du Chavanon sur la feuille « Bort les Orgues » (Talbert *et al.*, 1989). Celle-ci se présente comme un gros prisme de 3 cm d'allongement.

3.1.2 Les grenats des micaschistes du Chavanon

3.1.2.1 Description

Compte-tenu de leur aspect particulier, les grenats des micaschistes du Chavanon ont fait l'objet d'investigations assez poussées au cours de ce travail. Ils présentent en effet des particularités texturales qui leurs confèrent une grande ressemblance avec des grenats issus de terrains anatectiques, voire de terrains ayant subi un métamorphisme de haute pression (les références sont précisées au cours du manuscrit).

Les grenats des micaschistes du Chavanon font généralement de 100 à 200 μm de diamètre. Ils sont globuleux, dans l'ensemble subautomorphes, parfois allongés. Ils sont très riches en inclusions qui se concentrent au cœur du grenat : ce sont des cœurs « brumeux » (Yardley, 1977). Une périphérie saine, généralement dépourvue d'inclusions, ceinture ce cœur.

Parmi les inclusions, une première distinction peut être faite concernant la taille de celles-ci. Les plus grosses font de l'ordre de 50 μm , il s'agit de vermicules d'ilménite (Figure 44 a). Elles peuvent être très abondantes. Les plus petites inclusions sont micrométriques (Figure 44 b).

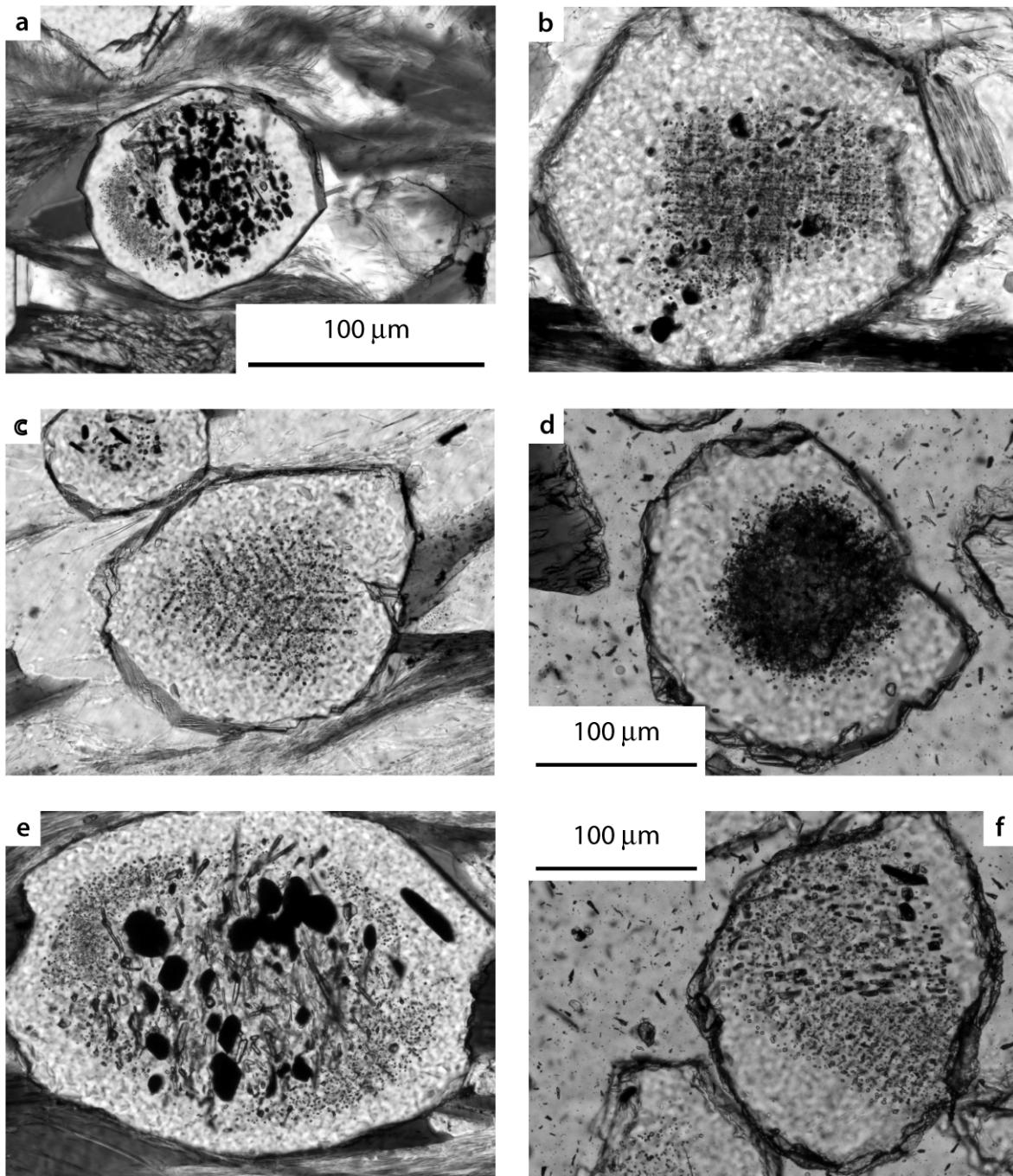


Figure 44 : aspect des grenats des micaschistes de la série du Chavanon

L'agencement des inclusions au sein des grenats est complexe et varié (Figure 44) :

- Certains grenats ne montrent qu'une orientation préférentielle d'inclusions allongées, toutes parallèles entre elles,
- Les inclusions peuvent se répartir selon 2 directions préférentielles, conférant un aspect quadrillé au cœur du grenat (Figure 44 b). Ce type d'agencement ne s'observe que pour des inclusions micrométriques,
- Les inclusions peuvent se répartir selon 3 directions préférentielles, faisant entre elles un angle de 120° . Ceci n'a été observé que dans le cas d'inclusions micrométriques (figure 44 e),
- Les inclusions peuvent être réparties de manière très dense au cœur du grenat, lui conférant un aspect opaque (figure 44 d).

Au sein d'un grenat, plusieurs domaines avec des agencements différents peuvent coexister (figure 44 e & f). Il n'a jamais été observé d'inclusions en spirale ou sigmoïdes. L'aspect des inclusions est similaire à celui des inclusions fluides, toutefois, l'étude au microscope optique montre que la majorité d'entre elles ne sont pas isotropes : il ne peut donc pas s'agir d'inclusions fluides.

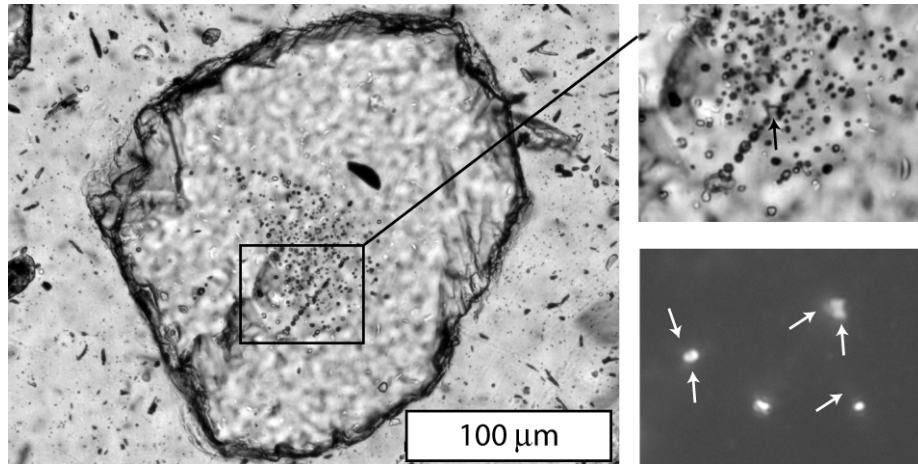


Figure 45 : inclusions ceinturées d'un halo

Localement, on peut observer des halos biréfringents, mal développés (Figure 45), autour d'inclusions qui sont probablement quartzes. Les implications sont développées ci-dessous.

3.1.2.2 Caractérisation des phases minérales : analyses à la microsonde électronique (grenat) et au MEB-EDS (inclusions)

Les grenats des micaschistes de la série du Chavanon ne sont pas zonés. Les analyses effectuées à la microsonde mettent en évidence la composition moyenne suivante : almandin 56 %, spessartine 30 %, pyrope 13 % et 1 à 3 % de grossulaire.

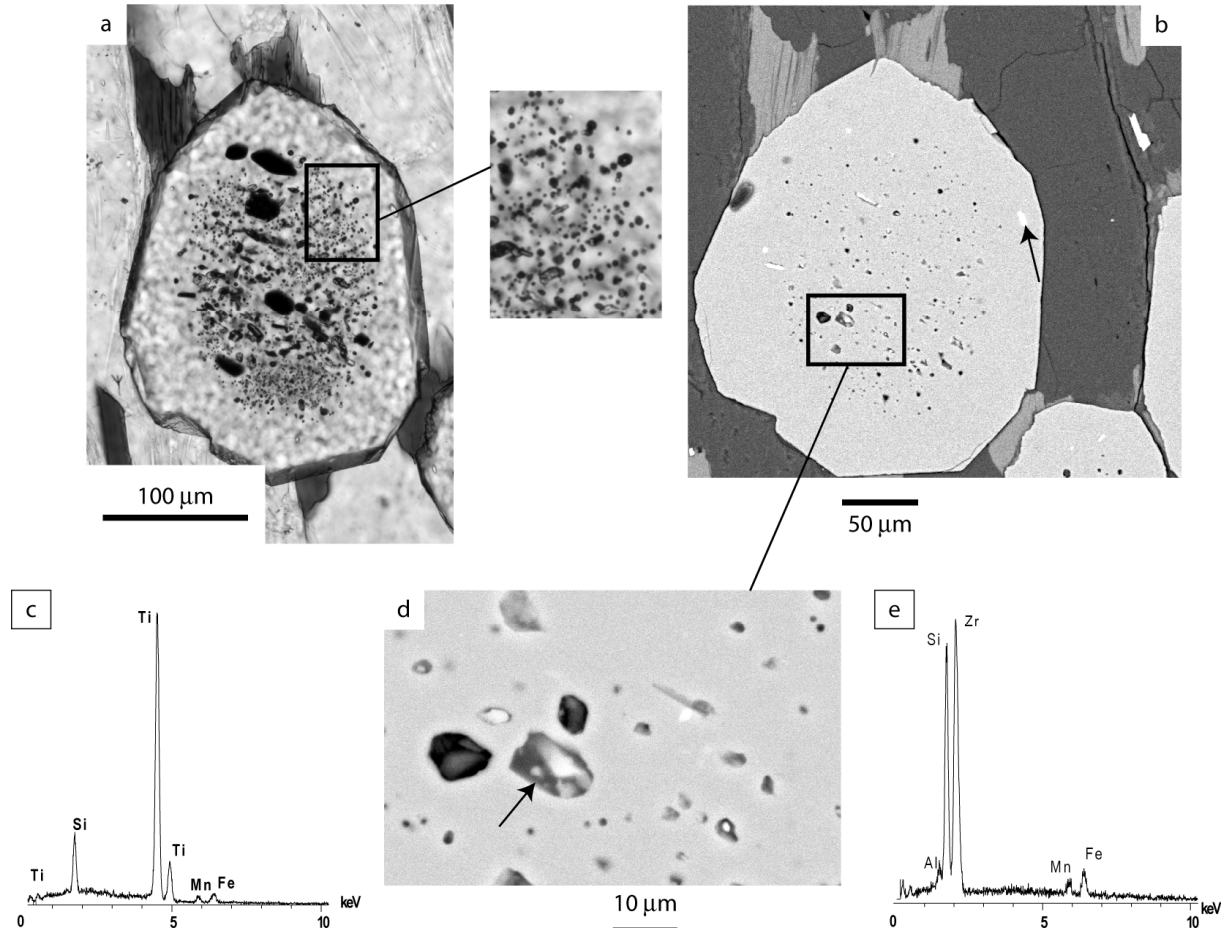


Figure 46 : caractérisation des phases minérales dans un grenat des micaschistes de la série du Chavanon (rutil et zircon)

Les inclusions sont polyphasées (Figure 46 – a), ceci est de plus révélé par une étude au MEB Figure 46 – b et zoom en d) où elles montrent des teintes de réflexions variées. Le spectre EDS, bien que légèrement perturbé par un effet de matrice, permet de mettre en évidence la présence respectivement de rutil et de zircon (Figure 46 c et e respectivement).

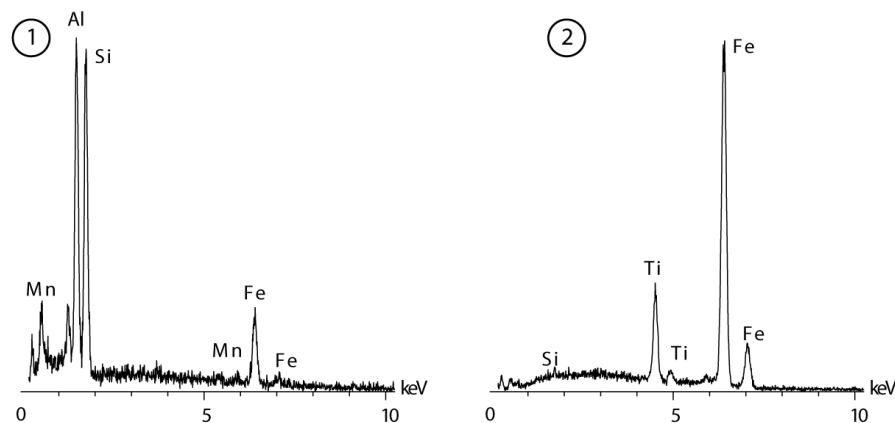
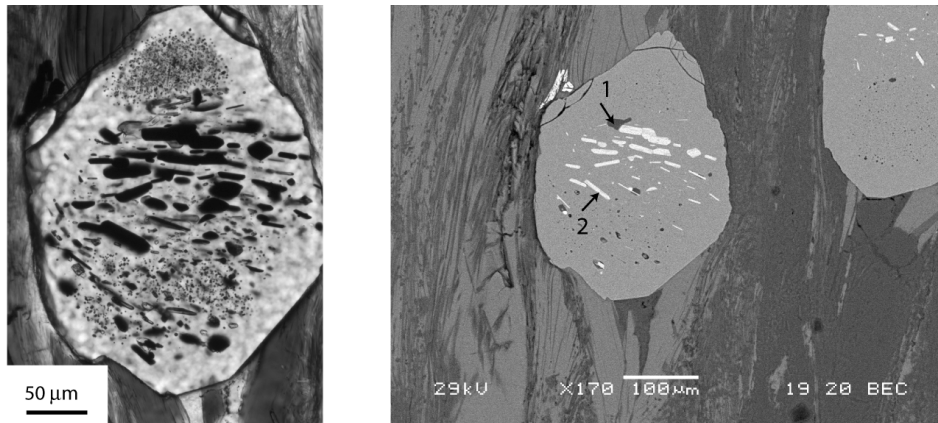


Figure 47 : caractérisation des phases minérales dans un grenat des micaschistes de la série du Chavanon (silicate d'alumine et ilménite)

Les inclusions opaques allongées (Figure 47) sont typiquement identiques les unes aux autres (teinte de réflexion semblable). D'autres inclusions, non opaques, se révèlent être des silicates d'aluminium (Figure 47 - 1) ; les inclusions opaques quant à elles sont des ilménites (Figure 47 - 2).

3.1.2.3 Origine des inclusions

- Les inclusions réparties selon une seule direction préférentielle peuvent être des reliques d'une foliation antérieure. Ceci est fréquent au sein des roches métamorphiques ; les observations réalisées dans les grenats des micaschistes du Chavanon montrent que cette foliation présentait un fort angle avec la foliation actuelle, en l'absence de critères de rotation du grenat. Ceci n'explique toutefois pas les agencements complexes décrits ci-dessus (présence de 2 voire 3 directions d'orientation des inclusions, présence de plusieurs types d'agencements),
- L'agencement selon 2 ou 3 directions est texturalement assez proche des exolutions de rutile et/ou d'ilménite décrites dans des roches de ultra haute pression (Hwang et al., 2007b; Perchuk, 2008),
- Selon B. Yardley (com. perso.), l'aspect « brumeux » serait dû à des microfractures liées à un changement de volume,
- Les microfractures dans les minéraux peuvent être cimentées par des produits de réactions métamorphiques (« crack-healing »). Plus particulièrement, Hwang et al. (2007a) décrivent des inclusions dans des grenats liées à la réaction GRAIL (Bohlen et al., 1983) : $\text{almandin} + 3 \text{ rutile} \rightarrow \text{Al}_2\text{SiO}_5 + 3 \text{ ilménite} + 2 \text{ quartz}$. Celles-ci se présentent comme des agrégats polycristallins dont la minéralogie est caractéristique de cette réaction,
- Il peut s'agir d'inclusions fluides « pseudosecondaires » (Roedder, 1984) se répartissant préférentiellement selon des directions cristallographiques lors de phénomènes de crack-

healing lors de la décompression. Toutefois, aucune texture d'éclatement typique d'inclusions fluides n'a été observée (voir par exemple Stöckhert et al., 2009).

3.1.2.4 Discussion

L'exsolution de phases titanées au cœur des grenats, communément observée dans les grenats de terrains ayant subi un métamorphisme de UHP, ne constitue pas un critère suffisant pour établir la haute pression. Les critères permettant d'établir la (U)HP sont la présence d'omphacite dans la matrice de la roche, de coésite voire de diamant dans le grenat (voir références ci-dessous). De telles observations sont fréquentes dans les péridotites mantelliques (Haggerty & Sautter, 1990; Niu et al., 2008; Scambelluri et al., 2008; Van Roermund et al., 2000; Zhang et al., 2005) mais également dans des éclogites (Zhang et al., 2003) et dans des granulites à grenat-clinopyroxène (Giacomini et al., 2008).

Texturalement, les exsolutions décrites dans ce travail sont nettement plus grosses que les exsolutions décrites par ailleurs. En effet, dans les travaux de Zhang et al. (2003) par exemple, les exsolutions ont une largeur micrométrique et font quelques dizaines (voire centaines) de micromètres de longueur. Dans le présent travail, les ilménites sont plus grosses. Toutefois, Giacomini et al. (2008) décrivent des aiguilles de rutile de taille comparable dans des grenats éclogitiques.

L'établissement des conditions de UHP dans du matériel d'origine crustale a été démontrée grâce à la présence de diamant en inclusions dans des grenats (Massonne, 1999; Mposkos & Kostopoulos, 2001; Ogasawara, 2005; Schmidt et al., 2010; Sobolev & Shatsky, 1990).

La coésite est désormais classiquement reconnue dans les terrains UHP (Chopin, 1984), elle a été décrite dans le Massif Central dans les Monts du Lyonnais (Lardeaux et al., 2001).

Lors de la décompression de roches ayant subi un métamorphisme UHP, la transition coésite → quartz est marquée par un changement de volume, à l'origine d'une fracturation radiale du minéral hôte, comme par exemple le grenat. Toutefois, la cinématique de la transformation est rapide (Mosenfelder & Bohlen, 1997) : la coésite est rarement préservée lors de la rétomorphose. On observera alors des agrégats de quartz polycristallins (Mposkos & Kostopoulos, 2001; Schmädicke, 1991; Smyth, 1977) en remplacement de celle-ci.

Notons également que, en l'absence de fractures radiales, des inclusions de quartz dans le grenat, ceinturées de halos fortement biréfringents peuvent être des indicateurs d'un métamorphisme UHP (Korsakov et al., 2009). Cette observation doit néanmoins être étayée par de la spectrométrie raman.

3.1.2.5 Évidences possibles de fusion partielle (inclusions de « nanogranite »)

Les données présentées ci-dessus proposent d'interpréter les cœurs des grenats comme représentatifs d'un métamorphisme de haute pression, antérieur à la paragenèse actuelle.

Ces grenats contiennent de plus des inclusions de « nanogranite » (Cesare et al., 2009), c'est-à-dire des inclusions polyphasées issues de la cristallisation de liquide silicaté. Il s'agit d'agrégats polycristallins au sein desquels on peut observer des textures magmatiques typiques (textures graphiques...) ; il peut également s'agir d'un « verre » figé.

Dans les grenats des micaschistes du Chavanon, la présence de telles inclusions nous semble probable mais les données sont encore trop fragmentaires ; d'autre part, compte-tenu de la très petite taille (micrométrique) de celles-ci, le spectre EDS est fortement perturbé par un effet de matrice dû au grenat qui ceinture les inclusions.

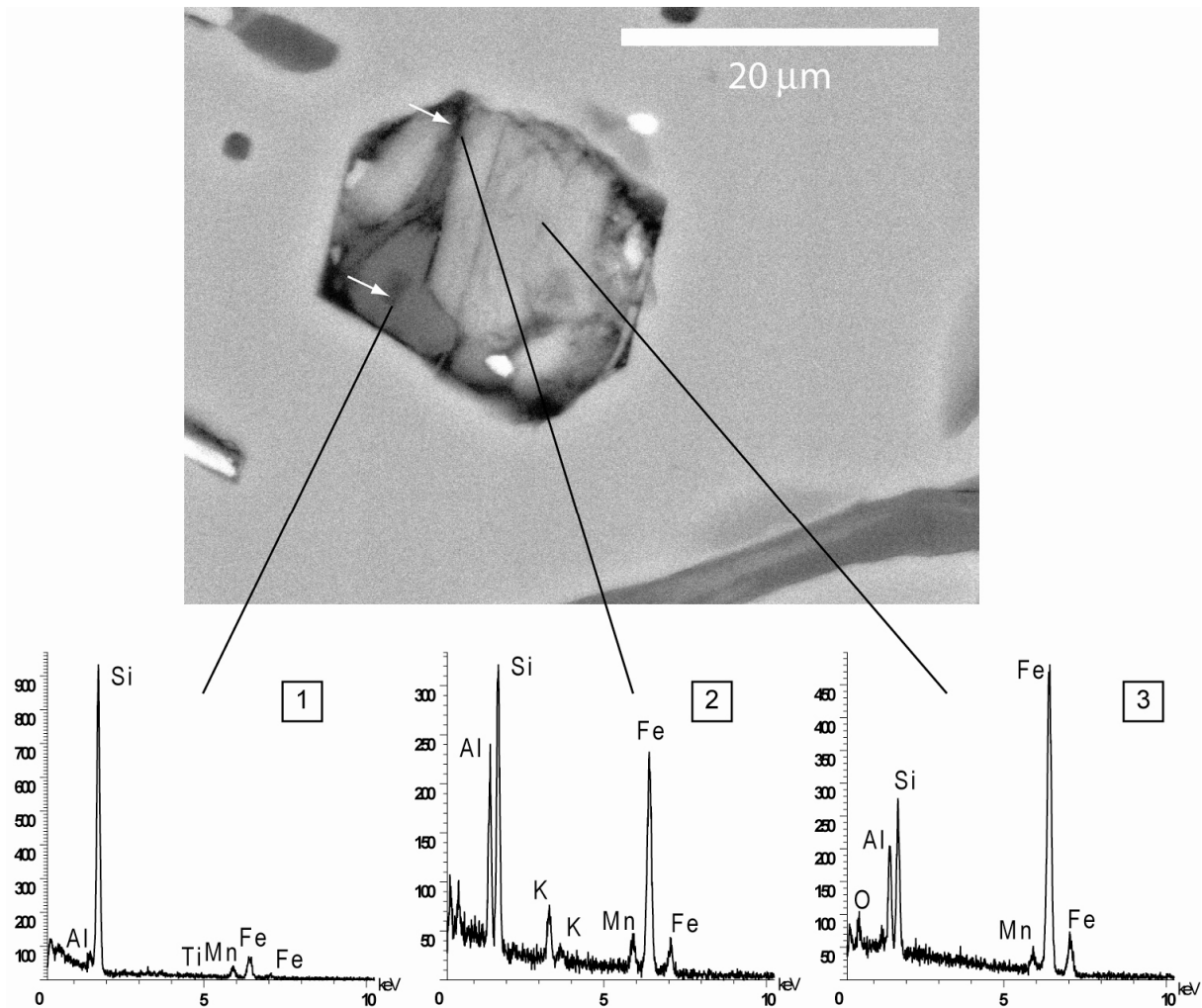


Figure 48 : étude au MEB et spectre EDS d'une inclusion polyphasée d'un grenat, représentant probablement une inclusion de type « nanogranite »

Au sein d'une inclusion polyphasée, nous avons notamment pu mettre en évidence un domaine quartzueux aux formes très lobées (Figure 48-1). Les 2 autres spectres (Figure 48 2 et 3) sont plus complexes et montrent un effet de matrice assez conséquent (pic su Mn notamment). Ils peuvent représenter des micas ; en particulier, le minéral analysé au spectre 3 montre des lignes qui rappellent le clivage parfait des micas. Le spectre révélerait une biotite riche en fer, tendant vers le pôle annite.

3.1.2.6 Conclusions et perspectives d'étude sur les grenats des micaschistes de la série du Chavanon

Les inclusions des grenats des micaschistes du Chavanon présentent des similitudes avec des inclusions liées à des phénomènes de décompression de roches ayant subi un métamorphisme (U)HP, mais cette constatation reste discutable en l'absence d'arguments plus probants (diamant, coésite, paragenèse de haute pression).

Les inclusions de phases titanifères (TiO_2 *s.l.*) mériteraient une étude approfondie au MET afin d'étudier les relations cristallographiques qu'elles présentent avec le grenat-hôte (Hwang et al., 2007a). D'autre part, la structure cristallographique de ces inclusions mérite une attention particulière car à autre pression, le rutile change de forme cristalline et acquiert une structure de type αPbO_2 (Bendeliany et al., 1966) : ce baromètre est utilisé dans les roches de ultra-haute pression (Hwang et al., 2000; Wu et al., 2005).

Les inclusions de « nanogranite » nécessiteraient une investigation plus poussée (analyses à la microsonde) pour être définitivement reconnues comme telles, il faudrait de plus en multiplier les observations. L'idéal serait de mettre en évidence des inclusions polyphasées contenant de la monazite ou du zircon afin de réaliser une datation in-situ.

Afin de poursuivre l'étude des grenats des micaschistes de la série du Chavanon, une lame mince enrichie en grenats a été préparée de la manière suivante :

- Sélection d'un échantillon riche en grenats après étude en lame mince,
- Broyage au concasseur à mâchoire,
- Tamisage à l'eau, récupération de la fraction > 100 microns,
- Tri au pan pour conserver les minéraux lourds,
- Séparation magnétique à l'aide d'un aimant dopé aux terres rares.

Le concentré résultant est coulé dans une résine et peut être monté sur une lame mince. Celle-ci contient de l'ordre de 2500-3000 grains, composés à 80-90% de grenat et à 10-20 % d'autres minéraux, en majorité de la tourmaline verte.

L'étude de ce concentré permettra d'obtenir une vision complète des types d'inclusions dans les grenats, et d'établir des statistiques.

3.1.3 Existence de l'évènement thermique à 300 Ma dans les micaschistes ?

Nous abordons ici l'enregistrement partiel, sous forme de surcroissance de biotite sur des chlorites, d'un évènement thermique à 300 Ma, qui serait lié aux grandes failles lithosphériques (par exemple le Sillon Houiller), et associé à des minéralisations. Van Hinsberg et al. (2007) décrivent dans le Haut-Allier l'effet de cet évènement thermique sur le socle, et notamment des croissances de biotites après une phase de chloritisation de biotites d'une paragenèse précédente, comparable à celles observées dans l'échantillon AA27. Il s'agit donc d'un deuxième évènement métamorphique.

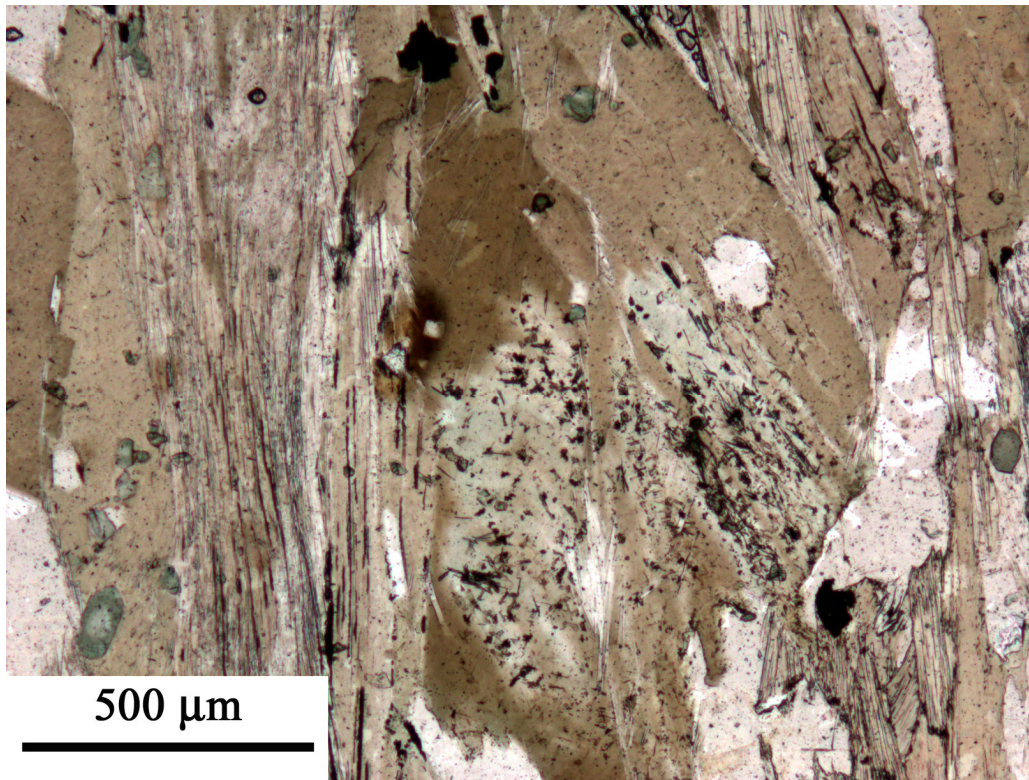


Figure 49 : probable développement de biotite après chlorite, affleurement AA27

Nous avons pu observer (Figure 49) quelques occurrences de biotite ceinturant une génération de biotite chloritisée. Notons que cette génération est sécante sur la foliation régionale, néanmoins, nous ne disposons pas de suffisamment de mesures pour estimer s'il existe une orientation préférentielle de surcroissance des biotites dans ces micaschistes.

3.1.4 Evaluation des conditions du métamorphisme : modélisation thermodynamique

Afin de contraindre de manière fine les conditions métamorphiques enregistrées par la paragenèse de la roche, nous avons effectué de la modélisation pétrologique à l'aide du logiciel PERPLE_X'07 (Connolly, 2005) en utilisant la base de données thermodynamiques de Holland et Powell (1998, mise à jour en 2002). Le détail des solutions utilisées est donné ci-dessous (Tableau 1), voir également au chapitre 1 pour le lien vers le téléchargement de PERPLE_X et de sa documentation.

Tableau 1 : modèles de solutions utilisés pour les pseudosections

Nom du modèle de solution	Pôles Purs
TiBio(HP)	Eastonite, mnbiotite, annite, phlogopite
Pheng(HP)	Paragonite, celadonite, fe-celadonite, muscovite
Chl(HP)	Daphnite, amesite, al-fe-chlorite, clinochlore
Gt(WPH)	Spessartine, almandine, pyrope, grossulaire
St(HP)	mn-staurotide, fe-staurotide, mg-staurotide
Pl(h)	Albite, anorthite
San	Sanidine, albite

3.1.4.1 Choix du système chimique de modélisation et des modèles de solution solide. Composition chimique de la roche

La modélisation appliquée à cet échantillon, de composition chimique connue, a avant tout un but thermobarométrique : elle permettra de définir un domaine P,T correspondant à la paragenèse observée dans la roche. Les compositions des minéraux, connues par analyse ponctuelle à la microsonde électronique, permettront d'affiner ces estimations grâce au tracé des isoplèthes.

Le système de modélisation choisi est très complet : $\text{TiO}_2\text{-MnO-Na}_2\text{O-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Titane et manganèse sont pris en compte car leur présence influence grandement la stabilité de phases comme le grenat et la biotite. La modélisation a été effectuée en considérant un système saturé en eau.

Tableau 2 : analyse chimique (en moles) de l'échantillon AA27

Elément	Moles
SiO_2	0.961220
Al_2O_3	0.210080
FeO	0.100020
MgO	0.049380
K_2O	0.555200
CaO	0.232000
Na_2O	0.225900
MnO	0.015500
TiO_2	0.0095284

3.1.4.2 Résultats

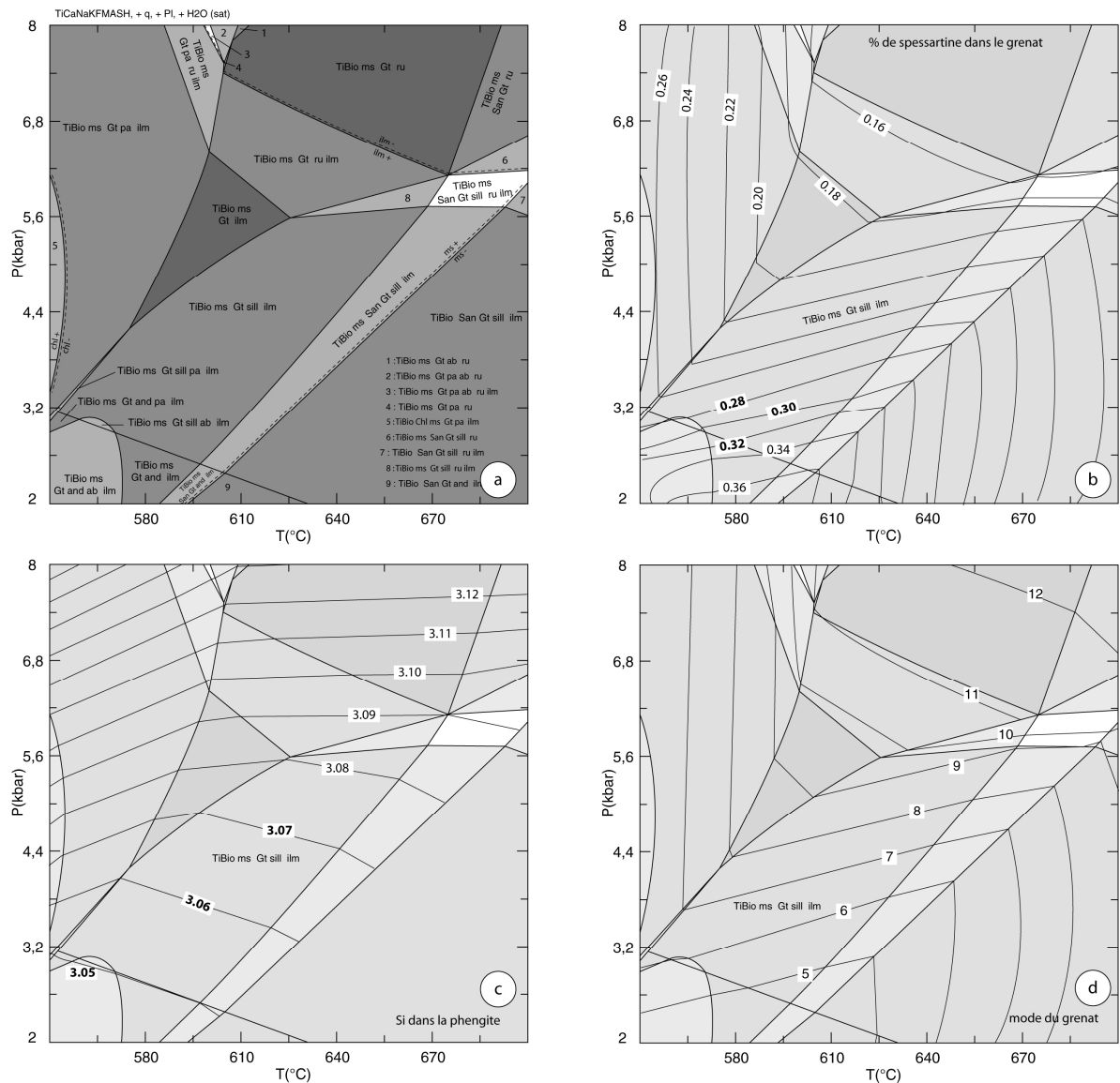


Figure 50 : a) pseudosection réalisée pour l'échantillon AA27, b) isoplèthes de la spessartine, c) isoplèthes du Si dans la phengite, d) modes du grenat en %

La paragenèse que nous observons dans l'échantillon (muscovite, biotite, plagioclase, grenat, sillimanite, quartz et ilménite) est prédite par la modélisation dans un champ couvrant une gamme de température de 565-655°C et une gamme de pressions de 2,6 à 5,6 kbar. Nous pouvons contraindre de manière plus fine ces estimations grâce au tracé des isoplèthes.

La teneur en spessartine (Mn) du grenat est une valeur peu sensible aux rééquilibres par diffusion car le grenat est la phase principale qui fractionne le Mn. Elle est donc caractéristique du pic du métamorphisme lors de la croissance des grenats. Les teneurs en pyrope et en almandin sont trop sensibles aux échanges Fe-Mg avec notamment la biotite pour être représentatives d'un événement particulier. Les analyses à la microsonde électronique nous ont permis de calculer des teneurs en spessartine de l'ordre de 30 % que ce soit au cœur ou en périphérie du grenat. L'isoplèthe sps30 permet de limiter la pression à 3,2 kbar (Figure 50 b).

Le taux de substitution phengitique (Si dans la phengite) représenté en isoplèthes nous permet d'estimer des conditions de pression qui n'excèdent pas 5 kbar (Figure 50 c) : les analyses à la microsonde effectuées sur des micas blancs nous ont permis de calculer une valeur de 3,05-3,07 pour la teneur en Si.

Le mode du grenat (Figure 50 d) livre des informations importantes pour le tracé du trajet rétrograde. En effet, en cas de refroidissement isobare, le mode du grenat, tout comme sa teneur en spessartine, ne vont pas être affectés. Effectivement, les grenats des micaschistes sont généralement bien automorphes (Figure 44) et ne présentent pas d'évidences de rétro-morphose. L'absence de zonation en MnO dans le grenat est aussi compatible avec un refroidissement isobare.

L'ensemble de ces observations suggèrent des conditions au pic de métamorphisme de 620°C maximum pour une pression de 3 à 3.5 kbar, suivie d'un refroidissement isobare.

3.2 Conclusion à l'étude des micaschistes du Chavanon : établissement d'un trajet pression-température-temps

La modélisation pétrologique a permis de contraindre une gamme P,T pour la paragenèse actuelle de l'échantillon étudié. Les données bibliographiques sur les autres minéraux décrits dans ces micaschistes, ainsi que nos propres observations, vont permettre de préciser un trajet pression-température (Figure 51), et notamment le trajet rétrograde, auquel nous ajouterons les données géochronologiques.

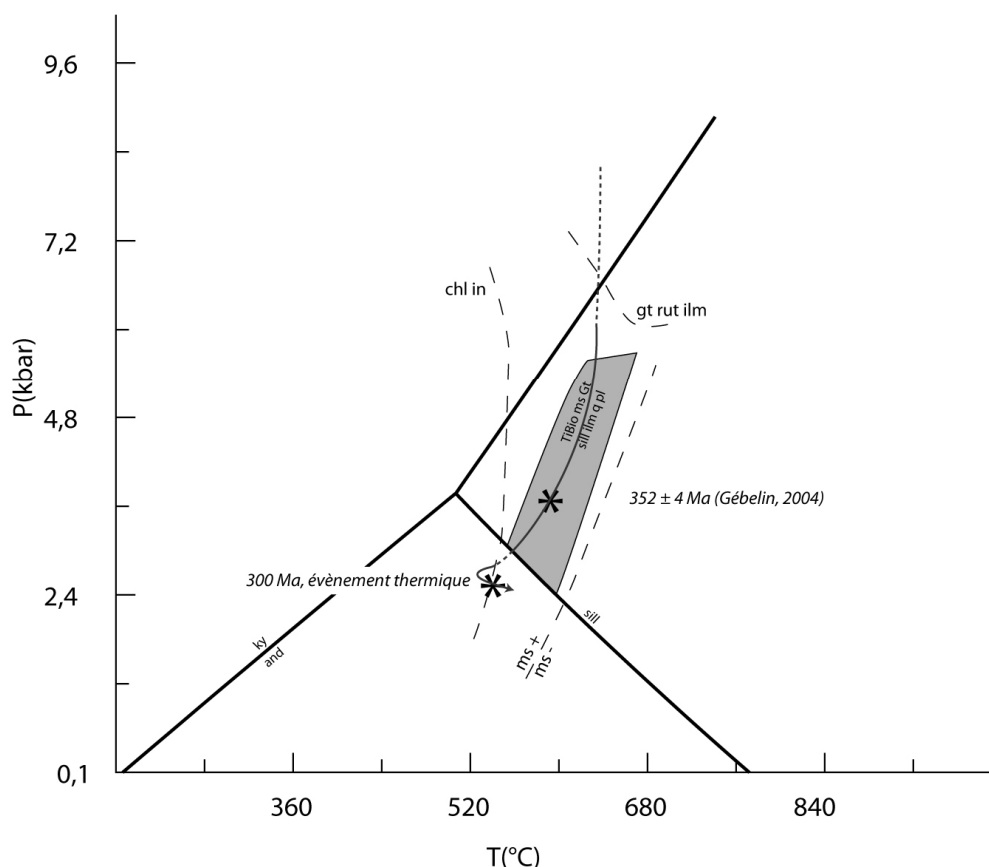


Figure 51 : trajet pression-temps-température pour les micaschistes de la série du Chavanon

Le pic du métamorphisme n'est pas quantifié. La présence de kyanite rétro-morphosé en sillimanite fibreuse (§ 3.1.1), les halos ceinturant le quartz ainsi que les exsolutions de phases titanées (ilménite et rutile) dans le grenat (§ 3.1.2), permettent de mettre en évidence une première phase de haute pression non quantifiables précisément. Ces deux observations restent toutefois à étayer. Toutefois, l'équilibre

ilménite-rutile observable sur la pseudosection de la Figure 50 permet de contraindre à au **moins 6.5 kbar pour une température de 650°C cet évènement précoce de HP.**

Les inclusions de « nanogranite » (§ 3.1.2.5), quant à elles, impliqueraient la croissance du grenat en présence d'une phase anatectique : au cours de leur histoire, les micaschistes auraient été des migmatites, dont tout le liquide silicaté aurait été extrait. Cette phase anatectique n'est ni calée temporellement ni du point de vue des conditions de métamorphisme.

La paragenèse grt-bio-mu-q-ilm équilibrée à 3-3.5 kbar et 570-620°C a été datée par la méthode Ar-Ar sur biotite à 352 ± 4 Ma (Gébelin, 2004).

La fin du trajet rétrograde est révélée par la présence d'andalousite (§ 3.1.1) et également par l'apparition de chlorite. Notons également la probable surcroissance de biotite après chlorite, liée sans doute à un évènement thermique à rattacher au fonctionnement du Sillon Houiller (§ 3.1.3).

3.3 Les amphibolites incluses dans les micaschistes de la série du Chavanon

3.3.1 Pétrographie

Un seul petit affleurement (DI35) d'amphibolite est intercalé dans la zone de contact entre l'unité des migmatites et l'unité des micaschistes. Sa puissance est au plus plurimétrique. C'est une roche sombre à grain millimétrique. La texture est nématoblastique, la déformation est pénétrative : la foliation (moyennement pentée vers le NW) est nette. Elle porte une linéation d'étirement orientée en moyenne au N330.

La minéralogie est monotone (Figure 52 -1) : cette amphibolite est composée majoritairement de plagioclase et d'amphibole verte. La titanite est localement abondante. Aucune relique de pyroxène n'a pu être observée en cœur d'amphibole. Une seule génération de plagioclase et d'amphibole est présente.

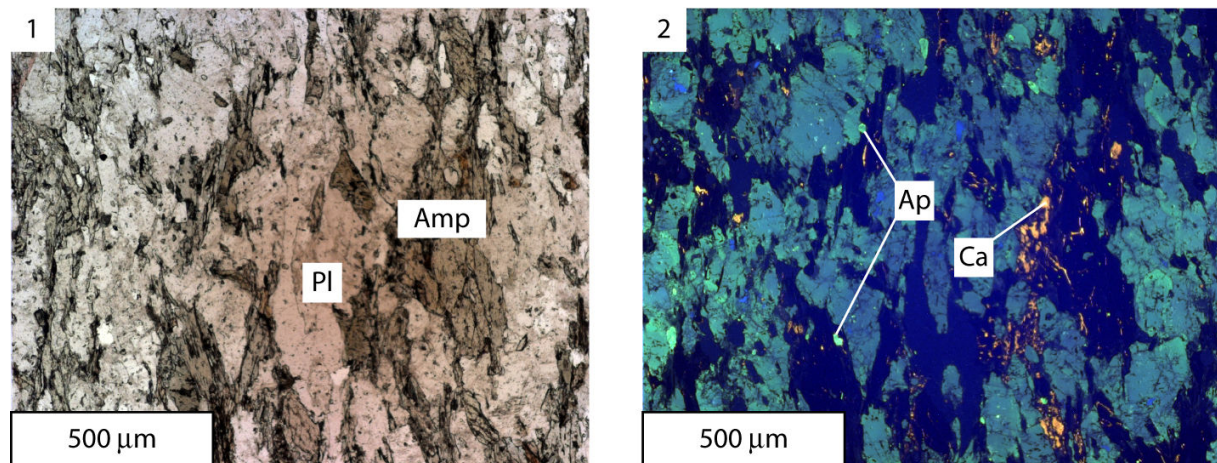


Figure 52 : photo au microscope optique (1) et en cathodoluminescence (2) de l'échantillon d'amphibolite DI 35

L'étude en cathodoluminescence (Figure 52 -2) permet de mettre en évidence la grande richesse de ces roches en apatite (luminescence vive en vert clair) que l'on ne soupçonne pas en première approche au microscope polarisant. On observe une très légère zonation dans la luminescence des amphiboles. Des carbonates (Ca) sont présents et résultent probablement de phénomènes d'altération.

3.3.2 Caractérisation des phases à la microsonde électronique

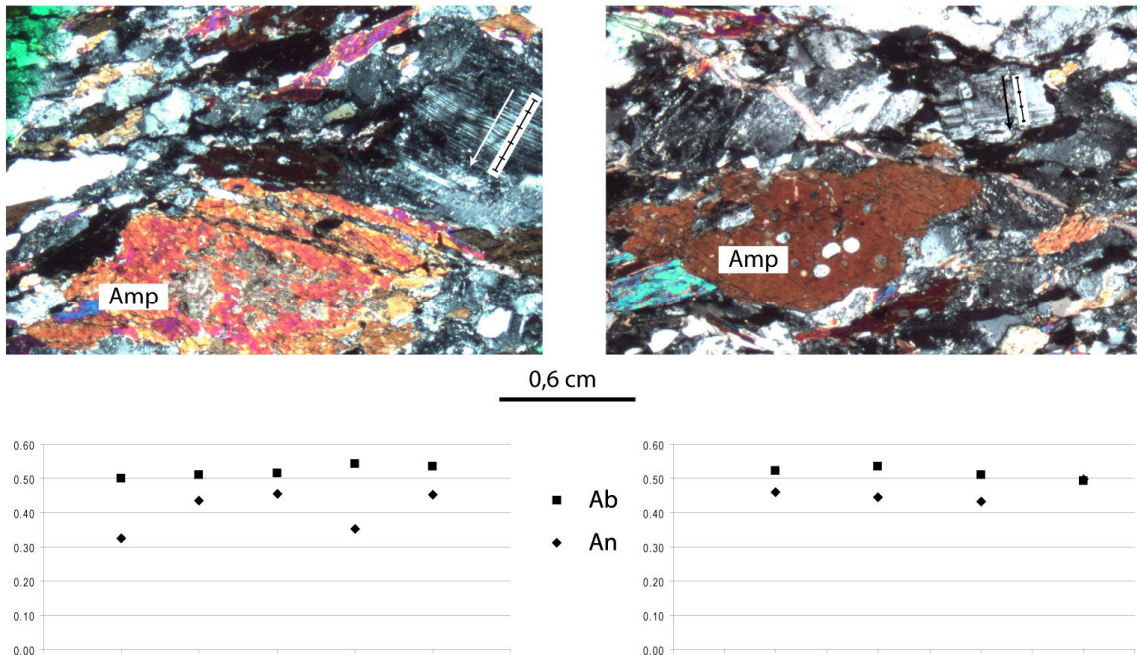


Figure 53 : coupes ponctuelles à la microsonde électronique (traits en surcharge sur les photos de lames) sur les feldspaths de l'échantillon DI35

Plusieurs points, convenablement alignés, ont été obtenus afin de réaliser des coupes des feldspaths (Figure 53). Ils sont sensiblement zonés, variant de An_{30} à An_{50} .

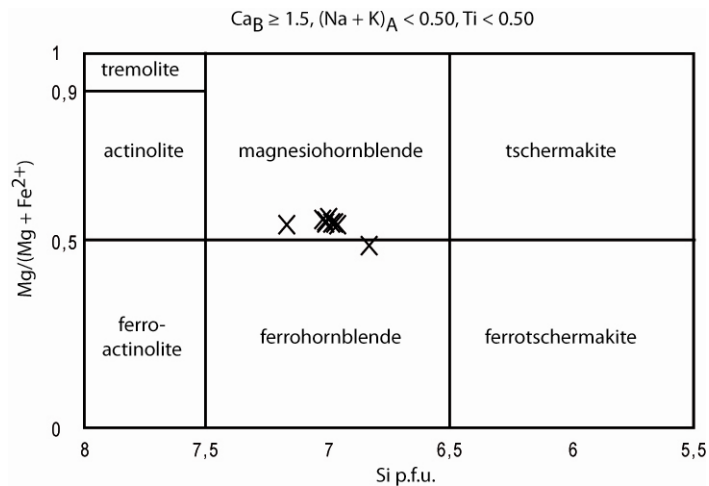
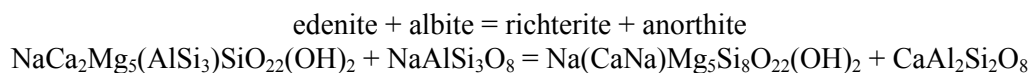


Figure 54 : classification des amphiboles de l'échantillon DI35 (Leake, 1978; Leake et al., 1997)

Les formules structurales des amphiboles ont été calculées à l'aide de la feuille de calcul Microsoft Excel™ « Ampclass » (Esawi, 2004). Elles se projettent sur le joint entre magnesiohornblende et ferrohornblende (Figure 54). Elles sont groupées, il n'a pas été possible de mettre en évidence de zonation.

3.3.3 Géothermométrie plagioclase-amphibole

Les données microsonde disponibles permettent une estimations des conditions de T° à une pression fixée grâce au géothermomètre plagioclase-amphibole de Blundy & Holland (1990), révisé par Holland & Blundy (1994b). Celui-ci repose sur l'équilibre suivant :



Ce thermomètre, basé sur la teneur en Al^{iv} des amphiboles qui coexistent avec du plagioclase, est utilisable pour une grande gamme de compositions de minéraux. Il est valable pour la gamme 400-1000°C pour des pressions de 1 à 15 kbar. Les résultats sont à ± 40°C. Les calculs de température ont été effectués grâce au logiciel Hb-Pl 1.2 (Holland & Blundy, 1994a).

Pour l'échantillon DI35, une coupe à la microsonde (mesures ponctuelles manuelles) a été réalisée sur un cristal d'amphibole (Figure 53, droite). Les analyses à la microsonde sont données en annexe. Les valeurs de X(Ab) correspondent aux teneurs en albite du plagioclase illustré dans cette même figure.

Tableau 3 : résultat des calculs du thermomètre Hb-Pl pour l'échantillon DI 35. Températures en °C

	<i>xAb=0,49</i>	<i>xAb=0,51</i>	<i>xAb=0,52</i>	<i>xAb=0,53</i>
N° amp	P = 5 kbar	P = 5 kbar	P = 5 kbar	P = 5 kbar
120	693	689	686	682
121	688	684	681	677
122	699	695	691	688
123	756	752	748	745
124	704	700	696	693
125	720	715	712	709
126	698	694	690	687

On peut noter que les valeurs de température les plus fortes (Tableau 3) correspondent à l'analyse d'amphibole n°123. Celle-ci correspond à un cœur de cristal. On peut donc supposer que celui-ci a enregistré le pic du métamorphisme, d'autant que les analyses situées de part et d'autre du cœur de l'amphibole livrent des températures plus faibles.

3.4 Les micaschistes de la série de la Sioule

Compte-tenu des médiocres conditions d'affleurement des micaschistes de la série de la Sioule, nous n'avons pu effectuer que peu d'observations : elles sont complétées par les travaux de Audren et al. (1987), qui ont été réalisés lors du forage « Géologie profonde de la France » d'Échassières.

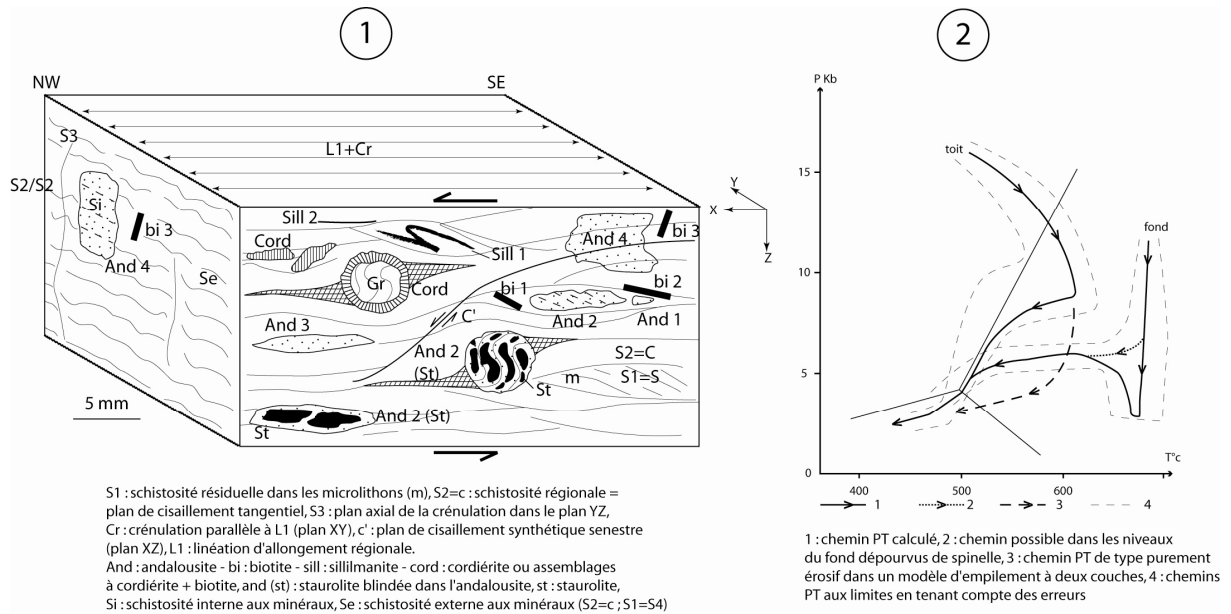


Figure 55 : 1) paragenèses synthétiques des micaschistes de la série de la Sioule et 2) trajets PT calculés pour les micaschistes du toit et du fond du forage d'Échassières (Audren et al., 1987)

Les paragenèses sont résumées ci-dessus (Figure 55) et révèlent des différences lorsqu'on les compare avec ce que nous avons pu décrire dans le Chavanon. Nous avons déjà souligné ceci lors de la comparaison des logs. Outre la quasi-absence de staurolite dans le Chavanon, notons la présence, dans la Sioule, de cordiérite, formant une couronne réactionnelle autour du grenat.

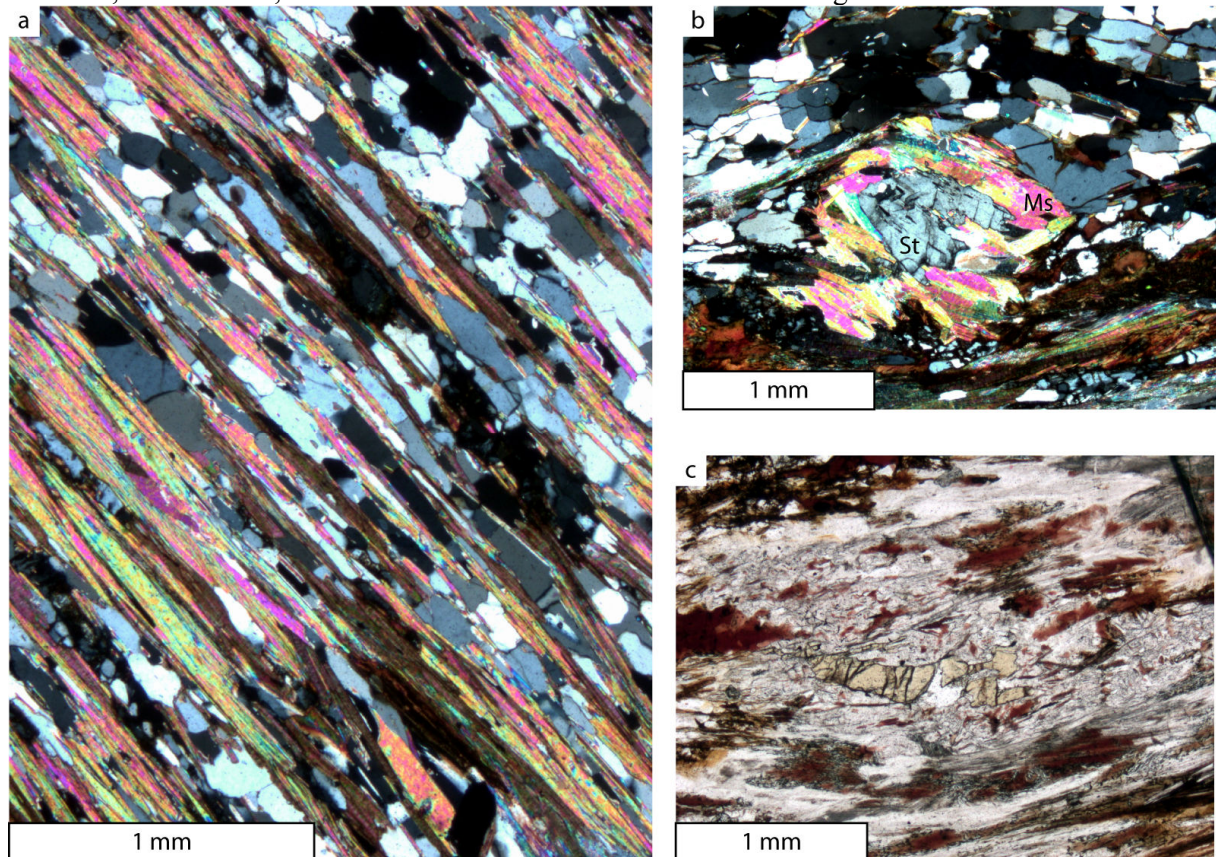
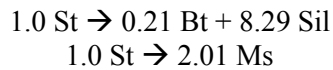


Figure 56 : a) affleurement DJ 71, foliation à biotite-muscovite ; b-c) affleurement DJ 49 : déstabilisation prograde du staurolite

La foliation des micaschistes (Figure 56 a) est à biotite-muscovite, le quartz est abondant sous la forme de plages allongées, le plagioclase est peu abondant. Le staurolite est présent, ceinturé de

couronnes progrades (Dutrow et al., 2008; Guidotti, 1968; Whittington, 2006) de muscovite (Figure 56 b)(Guidotti, 1968). La pseudomorphose peut être localement presque complète. Il existe également des pseudomorphoses plus complexes, à biotite, muscovite et très fine sillimanite (fibrolite). Les réactions suivantes peuvent être envisagées (Foster, 1999) :



Ces réactions de déstabilisation du staurolite marquent l'entrée dans la zone à sillimanite.

3.5 Synthèse sur l'unité parautochtone dans les séries de la Sioule et du Chavanon

Dans les 2 séries, un épisode de métamorphisme de haute pression est reconnu. Dans la série de la Sioule, il a pu être quantifié aux alentours de 15 kbar (Audren et al., 1987) ; dans la série du Chavanon, nous mettons en évidence que le kyanite a existé dans la série mais est désormais complètement rétrotransformé en sillimanite. Les cœurs des grenats des micaschistes du Chavanon (nous ne disposons d'aucune donnée de ce type sur la série de la Sioule) révèlent également une phase antérieure de haute pression du fait de l'abondance d'exsolutions d'ilménite et de rutile, sans toutefois que nous ne puissions quantifier les conditions PT (voir ci-dessus).

Les estimations PT sur la paragenèse qui paraît à l'équilibre dans les micaschistes du Chavanon révèlent un métamorphisme de faciès amphibolite (3-3.5 kbar, 570-650°C).

Ainsi, ces formations généralement considérées comme le parautochtone peu métamorphique à l'échelle du Massif Central, ont une histoire géologique complexe. Elles ont subi un métamorphisme polyphasé, dont les stades les plus anciens témoignent d'un épisode de haute pression.

Chapitre 4

L'unité supérieure et l'unité inférieure des gneiss : terrains anatectiques et lithologies incluses dans ces unités

« Although microscopic evidence is used to infer the metamorphic or deformation history, we should be careful not to try to extract too much information from it, and should remain aware of complexity and possible alternative interpretations. »

Ron H. Vernon (2004) – A practical guide to Rock Microstructure, p. 169

Ce chapitre, après une synthèse bibliographique sur la pétrographie et la rhéologie des migmatites, s'attache à une présentation des lithologies classiquement rattachées à l'unité supérieure et à l'unité inférieure des gneiss dans les séries étudiées. Les liens entre les lithologies sont précisés, que ce soit à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon. Une partie importante de ce chapitre est consacrée à une lithologie particulière, abondante dans les 3 séries étudiées dans ce mémoire, les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite ou DGHC, anciennement connues comme « Aubussonites ».

4.1 Rappels : qu'est-ce qu'une migmatite ?

Compte-tenu d'une littérature abondante sur les roches complexes que sont les migmatites, il n'est pas inutile de reprendre les principales définitions et les principaux concepts pris en considération lors de l'étude de ces roches. Une excellente synthèse, abondamment documentée et illustrée a été réalisée par Sawyer (2008).

Le terme « migmatite » a été introduit dans la terminologie géologique par Sederholm (1907) pour désigner ces roches comme « le mélange de deux constituants génétiquement distincts, l'un étant intrusif relativement à l'autre ». Les travaux ultérieurs (par exemple Holmquist, 1920; Mehnert, 1968) ont précisé et multiplié les termes descriptifs et classifications.

Sawyer (2008) propose la définition suivante :

« Une migmatite est une roche que l'on trouve dans les terrains métamorphiques de moyen à haut grade, qui peut être hétérogène de l'échelle microscopique à macroscopique et qui consiste en deux (ou plus) parties pétrographiquement distinctes. Une de ces parties s'est formée par fusion partielle et contient des roches liées génétiquement entre elles (le néosome) et liées à leur protolithe par fusion partielle ou ségrégation du liquide silicaté de la fraction solide. La partie partiellement fondue contient typiquement des roches claires de composition quartzo-feldspathique ou feldspathique, ainsi que des roches sombres enrichies en minéraux ferro-magnésiens. Cependant, la fraction partiellement fondue peut simplement avoir changé de minéralogie, microstructure et taille de grain sans avoir développé de parties claires et sombres »

4.2 Difficultés de l'étude des migmatites

4.2.1 Des roches hétérogènes

Compte-tenu de leur hétérogénéité, qui est leur essence même, les roches migmatitiques sont difficiles à étudier. La première question à se poser est de s'assurer que l'on a bien affaire à des roches ayant subi une fusion partielle, des veines quartzo-feldspathiques non issues d'une anatexis ayant été décrites dans des roches ayant subi un métamorphisme de faciès amphibolite (Sawyer & Robin, 1986).

4.2.2 Les évidences macro- et microscopiques de la fusion partielle

Si les leucosomes sont classiquement interprétés comme une indication macroscopique de fusion partielle, les critères à l'échelle de la lame mince sont bien moins évidents. Dans les leucosomes, Vernon & Collins (1988) ainsi que Brown (2002) décrivent des microstructures magmatiques.

Comme le notent Holness & Sawyer (2008), les microstructures des migmatites posent d'énormes problèmes d'interprétation. De plus, pour ces auteurs, **il est impossible de trouver des microstructures relevant des premiers stades de fusion partielle**, car elles sont oblitérées par les phénomènes ultérieurs. Sawyer (1999), Holness (2008) ainsi que Holness & Sawyer (2008) interprètent les fins films de quartz, plagioclase ou feldspath potassique (« pseudomorphs of melt-filled pores ») entre les limites de grains comme des preuves de **crystallisation de liquide silicaté**. De même, ces auteurs décrivent la présence de verre, interprété comme du liquide figé du fait d'un refroidissement rapide (Holness et al., 2005). De plus, Berger & Roselle (2001), sur la base d'une étude quantitative (diagrammes de Crystal Size Distribution –CSD), mettent en évidence des phénomènes de cristallisation dans un liquide silicaté (cristaux automorphes à faces nettes), qui sont dominants par rapport aux phénomènes de cristallisation à l'état solide.

4.2.3 « Nanogranite » et inclusions de melt

Comme le note Clemens (2009), un axe de recherche commence à se développer, à savoir l'étude des inclusions de liquide silicaté figé dans les grenats péritectiques des migmatites et granulites ("nanogranite", Cesare et al., 2009), même si l'information que ces inclusions fournissent reste sujette à caution (elles n'ont pas forcément conservé le chimisme qu'elles avaient lors de leur « emprisonnement »). Un laboratoire naturel est fourni par les enclaves des roches volcaniques de El Hoyazo (province volcanique néogène d'Espagne du SE), qui ont échantillonné des roches provenant d'une vingtaine de kilomètres de profondeur, et dont le refroidissement rapide a permis la cristallisation du liquide silicaté sous forme de verre (Acosta-Vigil et al., 2007; Cesare, 2008).

Les inclusions sont présentes dans les phases péritectiques comme par exemple le grenat, mais également le plagioclase, l'andalousite, la monazite et le spinelle (Cesare, 2008); la cordiérite, la biotite, le feldspath alcalin, l'ilménite (Acosta-Vigil et al., 2007), le zircon et la monazite (Cesare et al., 2003).

La forme des inclusions est oblongue voire carrée, parfois elles n'ont pas de forme réellement définie. Elles dépassent rarement 50 μm (100 μm au maximum). Elles sont remplies de liquide silicaté figé sous forme de verre et d'une ou plusieurs bulles de rétrécissement.

4.2.4 Quelle étape de la migmatisation est figée à l'affleurement ?

Sawyer (2001) s'interroge sur ce que l'on observe actuellement à l'affleurement : s'agit-il de l'extension maximale des « canaux » de liquide silicaté ou des ultimes parties actives lorsque le réseau se fermait ? De même, on peut très bien envisager que tout le melt ait été extrait du système, auquel cas il ne reste pas de leucosome. Berger & Kalt (1999) soulignent ce problème et insistent sur les imprécisions faites lorsque l'on considère les leucosomes comme représentant l'intégralité de la fraction fondue. Enfin, Kisters et al. (2009) ont décrit des phases péritectiques (grenat) associées à des structures particulières (« pucker structure », en français « structure froncée ») au sein desquelles la foliation perd toute organisation pour se perdre dans un lacis de leucosome. Ces structures représentent, pour ces auteurs, les sites à partir desquels le melt s'est échappé. Notons également les problèmes d'étude de la connectivité des leucosomes entre eux lorsque l'on cherche à étudier le flux de liquide silicaté : les leucosomes « figés » que l'on observe actuellement non connectés ont pu être, à un moment ou à un autre, connectés (Brown et al., 1999).

4.3 Les différentes parties d'une migmatite

Très sommairement, on peut séparer les migmatites en 2 parties : un domaine qui a fondu et un autre qui n'a pas fondu. Toutefois, cette démarche est trop incomplète et ne reflète pas les processus de formation de la roche. Il faut prendre en compte les éventuels mouvements de matière qui ont pu se produire. Ainsi faut-il estimer si les leucosomes représentent du liquide silicaté en place ou injecté dans la roche ; il faut également estimer si la partie « non leucosome » est : un paléosome (c.à.d. n'a pas fondu), un résidu (fraction solide laissée après échappement du melt) ou bien un néosome sans ségrégation (le melt n'a pas été extrait et est resté sur le lieu de formation).

THE PARTS OF A MIGMATITE

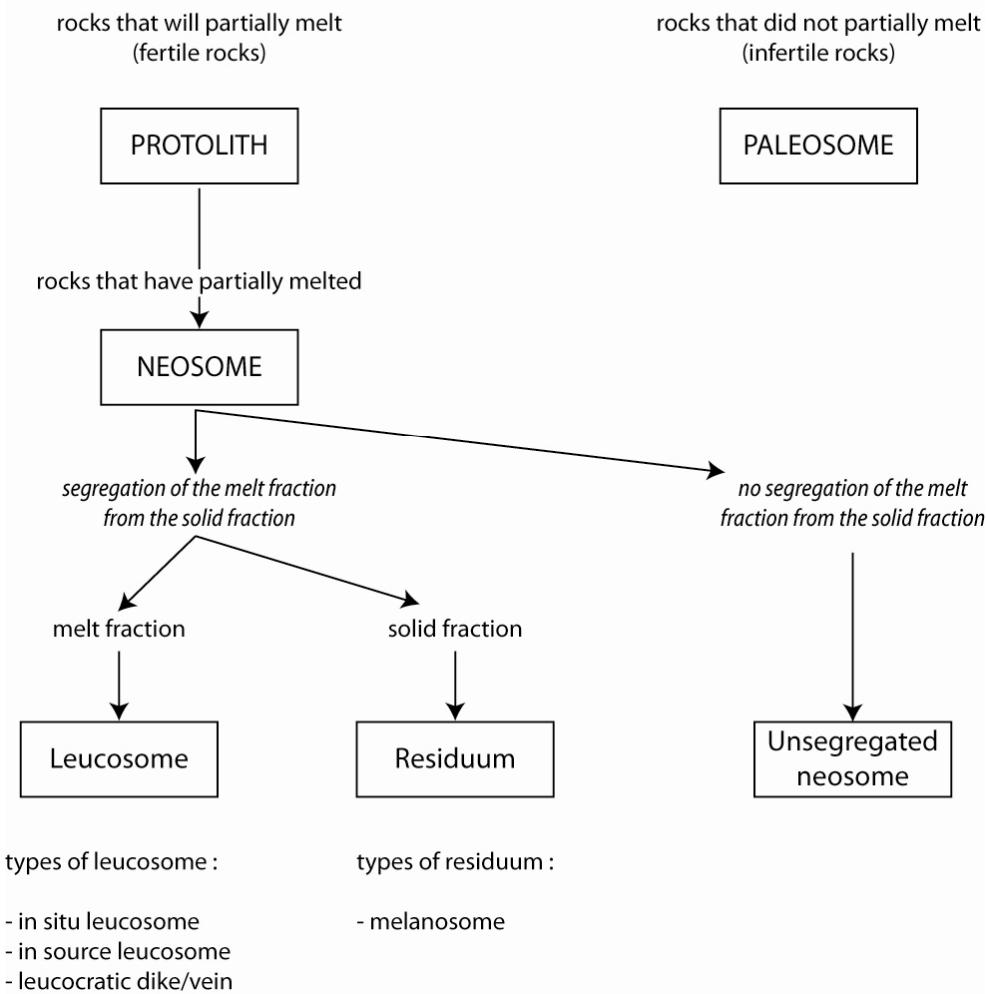


Figure 57 : les différentes parties d'une migmatite selon Sawyer (2008)

D'autres concepts (Kriegsman, 2001) ont été proposés pour expliquer les différentes parties de ces roches : ils prennent en compte une éventuelle réaction entre la fraction fondue et la fraction résiduelle (Figure 58). Ainsi, dans ce modèle, le mélanosome, qui se situe à l'interface leucosome-restite *s.l.*, provient de la réaction entre le leucosome et le mésosome.

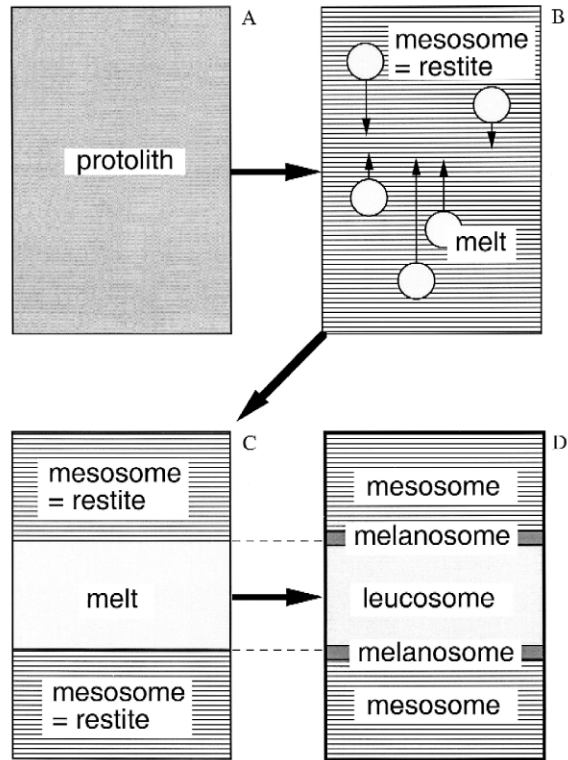


Figure 58 : Modèle de fusion partielle proposé par Kriegsman (2001)

4.4 Les différents types de migmatites

La distinction principale (« first-order division » de Sawyer, 2008) concerne les métatexites et les diatexites (Figure 59). Dans le premier cas, il s'agit de roches au sein desquelles les structures pré-anatexie sont préservées ; dans le second cas, ce type de structure a disparu au profit de textures magmatiques syn-anatexie.

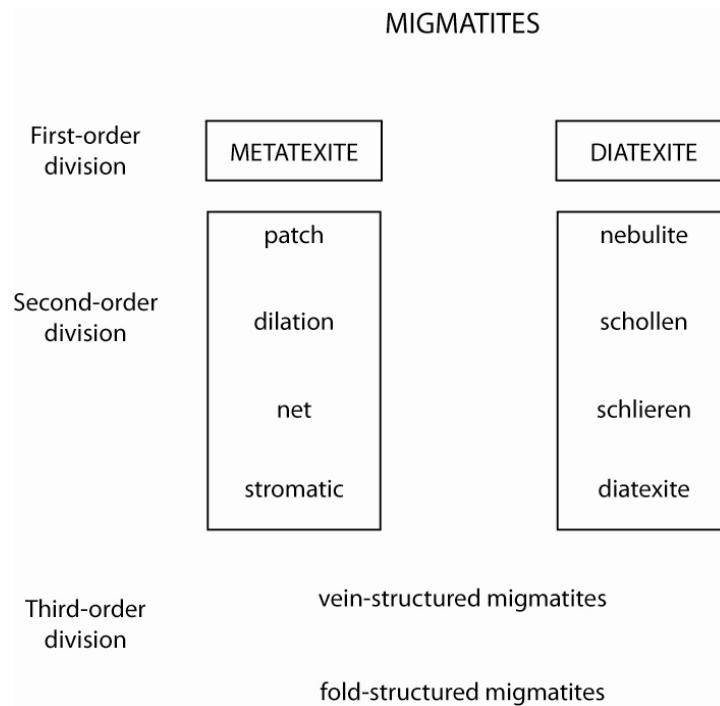


Figure 59 : classification des migmatites (Sawyer, 2008) : premier, second et troisième ordre

Le second ordre de la classification concerne les conditions génétiques des migmatites : rhéologie, contexte structural, et reflète leur morphologie :

- Forme des zones de collecte du melt (diffuses : patch migmatite, planaires : stromatic migmatite – c’est le cas de la majorité des migmatites des séries étudiées dans ce mémoire –, interconnectées : net-structured migmatite),
- Forme et abondance des résidus de fusion partielle (schlieren migmatite),
- Aspect diffus du néosome dans le paléosome (nébulite),
- Forme et abondance des restites non affectées par la fusion partielle (schollen migmatite),
- Fraction de melt élevée ; rares reliques de paléosome (diatexite). Ces roches sont caractérisées par une foliation d’ordre magmatique, c’est le cas par exemple des diatexites de type Cellette (§ 4.9).

4.5 Migmatisation et déformation. Mobilité du melt

La migmatisation est un processus complexe prenant en compte de nombreux facteurs. Les réactions de fusion partielle, qui ont lieu aux interfaces des grains réactants (Mehnert, 1968; Mehnert & Büsch, 1982; Sawyer, 1999, 2001), sont à l’origine d’une surpression locale qui peut initier l’ouverture de cavités.

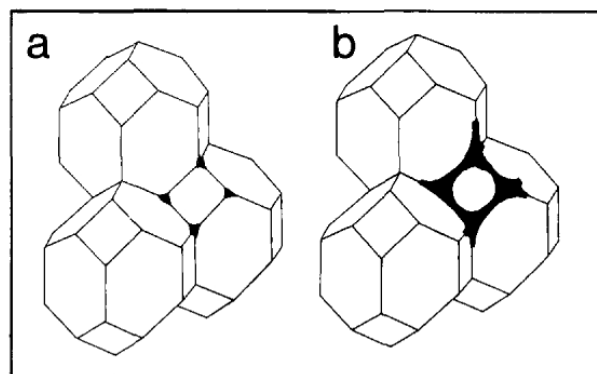
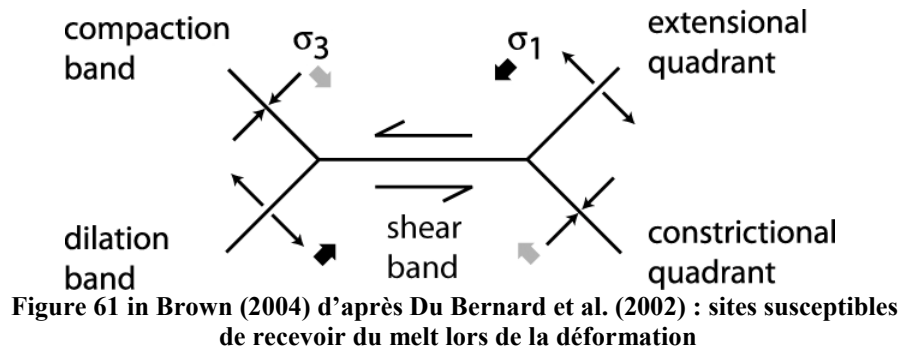


Figure 60 d’après Sawyer (1999) : a) début de la fusion partielle, poches de melt situées à l’interface (points triples) des grains ; b) au seuil de perméabilité, la plus forte fraction fondue entraîne la croissance des poches de melt et leur jonction, elles forment un réseau interconnecté rendant la matrice perméable

Le néosome qui en résulte formera des patches ou des veines discontinues. Berger & Kalt (1999) notent que l’on peut assimiler une migmatite comme un système à 2 phases : le melt, à faible résistance mécanique, et la fraction solide, plus résistante.

Pour Brown (2004; 2008), le melt est drainé en des sites bien spécifiques dans une zone de déformation, vis-à-vis de la contrainte syn-melt (Figure 61). Idéalement, un réseau de déformation est composé de 3 parties :

- Des bandes de cisaillement (« shear band »), caractérisées par un gradient de déplacement accompagné d’une réduction de porosité (compaction) ou au contraire d’une augmentation de porosité (dilatation),
- Des bandes de compaction (« compaction band »), caractérisées par une compaction locale et l’absence de jeu en cisaillement,
- Des bandes de dilatation (« dilation band »), caractérisées par une augmentation locale de porosité et une ouverture.



Ce modèle a été inspiré des travaux de Du Bernard et al. (2002), qui portaient sur une déformation expérimentale de grès. Les travaux de Brown (2004; 2008) ont montré que ce système expliquant la contemporanéité de bandes de cisaillement, bandes de compaction et bandes de dilatation se retrouve à l'échelle de l'affleurement (métrique) dans des migmatites. Ainsi, les bandes dilatantes forment un réservoir potentiel pour le « stockage » du melt et permettent le mouvement de melt assisté par la déformation. Le réseau de bandes de déformation d'interconnecte en dykes qui acheminent le melt vers les niveaux structuraux supérieurs (Brown, 2008). La structuration en zones successives (source du melt, transfert à petite échelle par les leucosomes puis transfert à plus vaste échelle par un système de dykes) a été remarquablement décrite par Kisters et al. (2009) dans des migmatites de la Damara Belt en Namibie.

4.5.1 Le « First Percolation Threshold » (FPT) ou « Liquid Percolation Threshold » (LPT)

Défini par Vigneresse *et al.* (1996), il correspond au stade au cours duquel les poches de melt s'agrandissent et deviennent coalescentes, permettant la migration du melt. En d'autres termes, la source devient perméable (Sawyer, 1994). La proportion de melt nécessaire à l'obtention de ce seuil est estimée à 8 %. Toutefois, en présence d'une faible quantité de melt, c'est la fraction solide qui contrôle le comportement mécanique global de la roche (Berger & Kalt, 1999).

4.5.2 Le « Second Percolation Threshold » (SPT) ou « Melt Escape Threshold » (MET)

Si la fusion continue et que les liquides silicatés s'accumulent, la restite perd sa cohésion et l'ensemble liquide silicaté + fraction solide (magma) peut migrer. Le liquide silicaté peut également se séparer de sa fraction solide. Toujours selon Vigneresse *et al.* (1996), ce seuil est atteint pour une fraction de magma de l'ordre de 20-25 %.

Dans un contexte où la déformation est plus forte, la fraction fondue migre vers les sites où la contrainte est la plus faible.

4.6 Les gneiss métatectiques s.l. dans les séries du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel

Dans la mesure où de nombreuses similitudes existent entre les 3 séries, les descriptions prendront des exemples indifféremment dans l'une ou l'autre. Cette démarche permettra de réaliser des comparaisons, en particulier lorsqu'une lithologie est très similaire d'une série à l'autre.

Un paragraphe s'intéresse exclusivement aux diatexités à nodules de cordiérite classiquement dénommées « Aubussonites ». Les aspects pétrographiques sont détaillés à l'aide d'une étude au microscope optique, couplée à des données obtenues à la microsonde électronique. La pétrographie

des nodules est détaillée à l'aide d'une étude sur leur orientation préférentielle. Enfin, des données de terrain (cartes géologiques préexistantes + nouvelles données) viennent préciser les relations qui existent entre ces diatexites et leur encaissant.

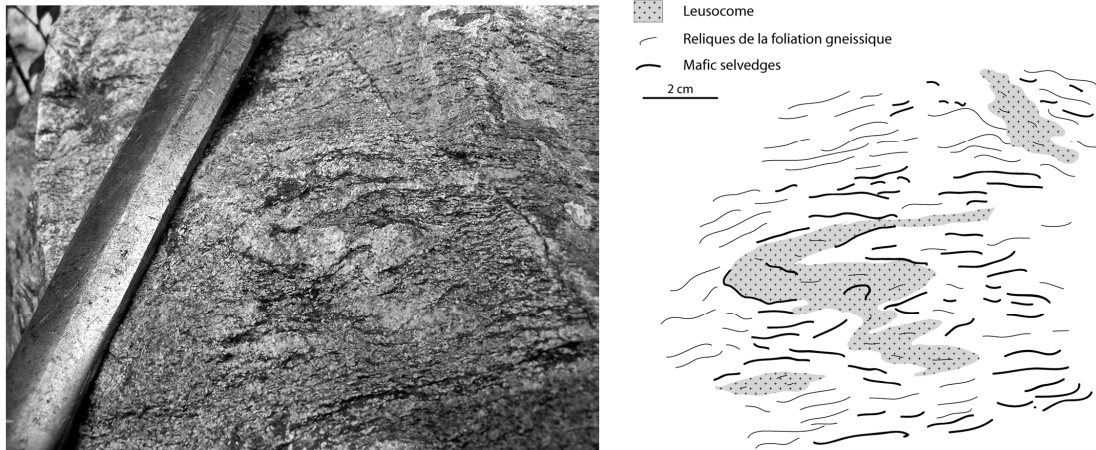
4.6.1 Généralités - Aspect de terrain

Les terrains migmatitiques de la série du Chavanon ont fait l'objet d'un certain nombre de dénominations géographiques et/ou pétrographiques qui facilitent leur repérage : gneiss gris métatectique du Chavanon, gneiss métatectique de la Barricade (voir le log au chapitre d'introduction des différentes séries).



Figure 62 : aspect à l'affleurement des gneiss métatectiques dans la série du Chavanon

A l'affleurement (Figure 62), ces roches sont toujours nettement foliées, et ce d'autant plus que la teneur en biotite est importante. Les leucosomes, clairs, tranchent nettement avec la trame micacée. Ces roches couvrent une importante surface d'affleurement dans les séries considérées. Structuralement, elles constituent la partie haute des séries. Il existe donc bien un métamorphisme inverse dans les séries, mais celui-ci concerne, en première approximation, uniquement l'anatexie.



Carrière du Pont Bagnard, Saint Etienne des Champs

Figure 63 : migmatites rubanées de la série du Chavanon, affleurement DK01. Noter la présence, à l'interface gneiss/leucosome, de concentrations de biotite (« mafic selvedge »), indiquant les sites d'où le liquide silicaté a été produit. Les concentrations biotitiques situées à l'écart des leucosomes peuvent indiquer que du liquide silicaté a été produit mais a ensuite migré

La minéralogie des migmatites est monotone (biotite, feldspath potassique, feldspath plagioclase, quartz, sillimanite fréquente, parfois grenat), toutefois les variations texturales (agencement et teneur des différents minéraux) sont très importantes, de l'échelle microscopique parfois à l'échelle de l'affleurement.

Les diatexites sont assez abondantes, pouvant parfois former de véritables massifs individualisables cartographiquement. Elles sont généralement assez claires et saccharoïdes (cas de la diatexite de la Cellette développé au § 4.9) mais peuvent être plus grossièrement grenues et riches en schlieren. Notons que les diatexites leucocrates de type Cellette sont étroitement imbriquées avec les autres lithologies, notamment les gneiss gris métatectiques (Figure 64).

Les métatexites sont en général fortement phylliteuses (elles sont alors nommées « gneiss métatectiques de la Barricade ») et consistent en des gneiss riches en lits de biotite-sillimanite (fibrolite) dans lesquels on observe des leucosomes. Leur puissance est variable, millimétrique à centimétrique. Le grenat peut être présent dans les leucosomes, mais il est le plus souvent présent dans la foliation gneissique, associé à la biotite et la sillimanite. La foliation à biotite-sillimanite est une S1 (voir chapitre « étude structurale »).

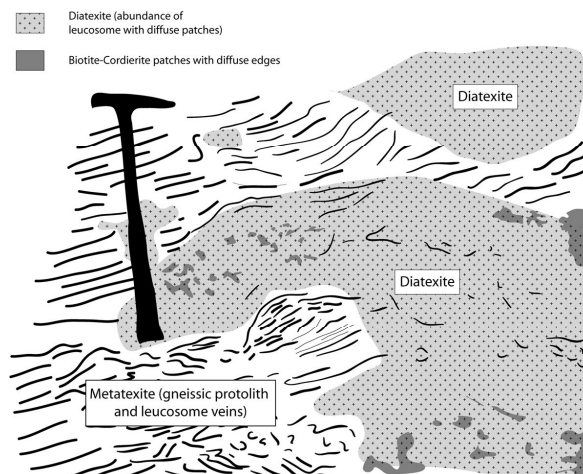


Figure 64 : affleurement DE18, imbrication entre des métatexites de type « gneiss gris métatectiques du Chavanon » et des diatexites de type « Cellette »

4.6.2 Etude au microscope, à la microsonde et au MEB

Il est très fréquent d'observer dans les migmatites du Chavanon (et notamment les « gneiss gris métatectiques »), des inclusions de grenat dans les plagioclases. Ce point est souligné lors de l'étude des migmatites de type Aubusson (§ 4.8), où le grenat est rare, mais dans les autres migmatites (c'est-à-dire dans la majorité des terrains constituant les séries étudiées), ce type de grenat est beaucoup plus fréquent.

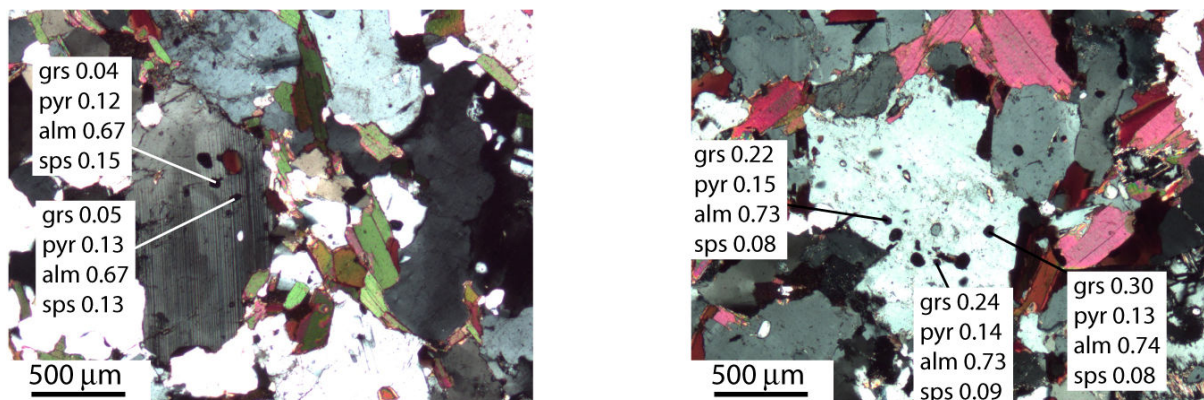


Figure 65 : inclusions de grenat dans les gneiss gris du Chavanon et analyses microsonde représentatives

Il est complètement xénomorphe, sous forme de petites « gouttelettes » dans le plagioclase (Figure 65). Il présente de très faibles variations de chimisme. Comparativement, ils sont plus riches en pyrope et plus pauvre en spessartine que les grenats des DGHC.

Ces grenats présentent également des différences avec les grenats des micaschistes (voir le chapitre consacré spécifiquement à cette lithologie). Les inclusions sont beaucoup plus rares, ils sont en général limpides.

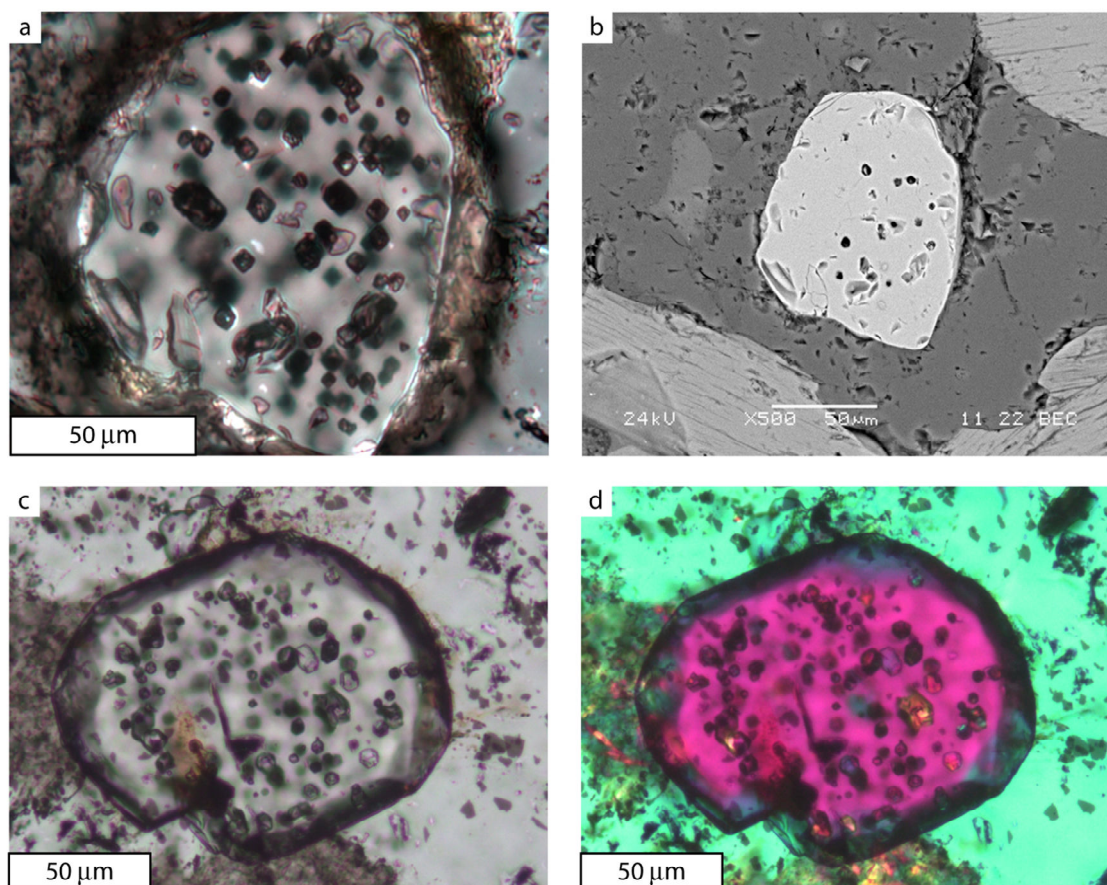


Figure 66 : étude au MEB d'inclusions dans un grenat de migmatites, échantillon DG36

Toutefois, certains (rares) grenats sont riches en inclusions (Figure 66 a et c). Les grenats présentés ici sont en inclusions dans du plagioclase. Ils sont de petite taille (de l'ordre de 100 μm) et sont eux-mêmes riches en inclusions, celles-ci sont toutefois moins abondantes qu'au cœur des grenats des micaschistes (voir au chapitre consacré à la description des lithologies de l'unité parautochtone), le cœur du grenat n'étant pas « brumeux ». Les inclusions présentent des formes assez géométriques. L'étude au MEB (Figure 66 b) n'a rien révélé de probant, compte-tenu de la petite taille des inclusions, un fort effet de matrice perturbe le spectre EDS. En insérant une lame quart d'onde entre le polariseur et l'analyseur, on met en évidence la nature polyphasée de ces inclusions (Figure 66 d).

4.7 Les migmatites à cordiérite

Outre dans les DGHC (voir § 4.8), où elle présente une morphologie particulière en nodules, la cordiérite est abondante dans les terrains de la Sioule, du Chavanon et d'Ussel. Malheureusement, le fréquent état d'altération avancée des roches de ces séries fait qu'elle est généralement altérée en « pinite » (un mélange de fins micas blancs) et les analyses microsonde sont donc d'une représentativité aléatoire.

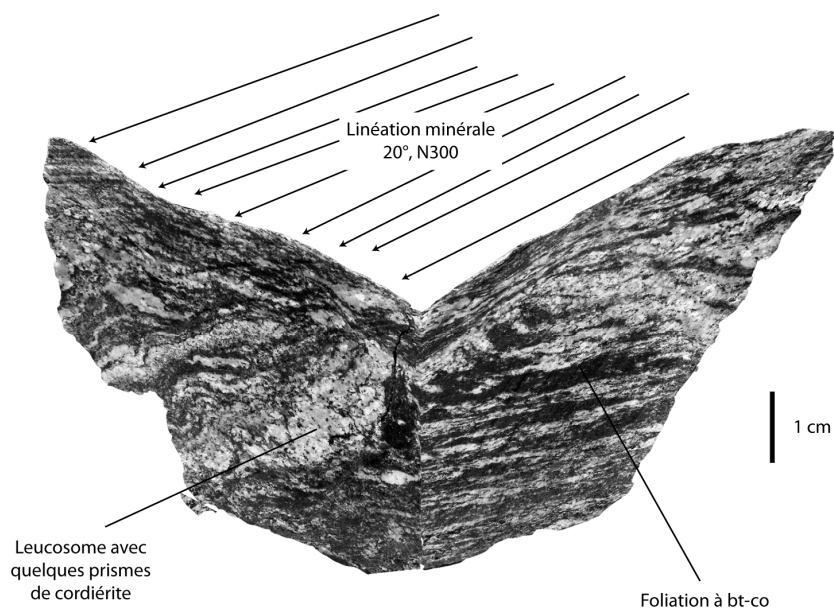


Figure 67 : représentation en 3D d'un échantillon de migmatites à cordiérite, affleurement DG 58

Généralement, la cordiérite est présente sous forme xénomorphe dans la foliation (Figure 67) où elle est associée à la biotite et parfois à la sillimanite. Ce sont des migmatites qui présentent fréquemment de grandes complexités structurales. En effet, plus on monte dans les séries, plus l'anatexie remobilise le paléosome : la foliation devient de plus en plus fruste, jusqu'à parfois complètement disparaître. Les imbrications de migmatites très remobilisées (type diatexite) et de migmatites bien foliées (type stromatite) sont fréquentes dans les (entres autres) migmatites à cordiérite (voir au § 4.8.6.4).

4.8 Les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite (DGHC) ou « Aubussonites » : pétrographie, géochimie, relations structurales

4.8.1 Précisions sémantiques

L'ex terme d'« Aubussonite » des anciens auteurs est propre à un type pétrographique particulier et ne s'applique qu'à lui. Il a été largement employé jusqu'ici mais n'est en aucun cas reconnu comme valide à l'échelle internationale. Toutefois, compte tenu de la nature particulière de ces roches, leur description de même que leur nomenclature est fastidieuse : « diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite », « granitoïde à nodules de cordiérite »... Afin de ne pas trop alourdir le discours, l'acronyme DGHC (Diatexites Grenues Hétérogènes à nodules de Cordiérite) pourra être localement utilisé dans ce mémoire.

4.8.2 Introduction et historique

Ces roches, du fait de leur texture particulière rappelant le motif d'une peau de léopard (Figure 68), ont toujours été remarquées par les naturalistes qui les ont échantillonnées. Largement présentes dans le Massif Central, elles ne font néanmoins pas défaut dans d'autres secteurs où le socle varisque est connu à l'affleurement. C'est ainsi que la première description qui est faite de ces roches concerne des échantillons des Vosges : « Leptynite maculé ; lorsqu'il est parsemé régulièrement de macules formées par de petits amas, ou d'amphibolite verte agglomérée, ou d'une substance verdâtre qui n'a

pas encore été analysée » (Puton, 1847). Signalons, à titre historique, que la cordiérite a été décrite par Cordier (1809) qui l'avait baptisée « dichroïte ».

La première description publiée des « DGHC » au sein du Massif Central illustre les difficultés de la classification de cette roche : « [...] une sorte de tuf granitique et micacé » (Grüner, 1868). Enfin, le terme « Gneiss d'Aubusson » apparaît en 1902 sur la feuille au 80 000ème « Aubusson » (De Launay, 1902). Toutefois, l'aspect grenu fait que cette roche continue d'être envisagée comme un granite (« granite d'Aubusson ») par certains auteurs (Kieh, 1932). Grolier & Lacour (1982) ont retracé l'évolution des concepts et des nomenclatures.

Ce sont des anatexites grenues à cordiérite, définies dans la localité type d'Aubusson. Elles sont bien connues en périphérie du complexe granitique de Guéret (Cartannaz, 2006; Martin, 1980a) et également dans d'autres séries du massif central : monts du Lyonnais (Peterlongo, 1960), Haut-Allier (Forestier & Lasnier, 1969), Plateau d'Aigurande (Rolin, 1981), Sioule (Grolier, 1971). A l'étranger, il est assez difficile de trouver des similitudes, toutefois, Berger & Kalt (1999) décrivent en Bohême des migmatites à cordiérite assez similaires aux « Aubussonites ».

4.8.3 Problématiques pétrologiques et structurales

Compte-tenu de leur lithologie particulière qui tranche nettement (roches non foliées ou alors très vaguement) avec ce que l'on peut observer dans les séries auxquelles elles sont associées, le contact entre les DGHC et les autres unités (gneiss, migmatites, granitoïdes) a souvent été envisagé comme anormal. Toutefois, compte-tenu de leur fréquente imbrication à l'échelle de l'affleurement avec d'autres migmatites, il faut également envisager la possibilité d'un contact imbriqué *in situ* par une limite de fusion partielle, comme un contact métatexite/diatexite (Greenfield et al., 1996).

Plusieurs hypothèses restent débattues :

- Soit les DGHC forment un massif de granitoïde d'anatexie semblable à celui du Velay (Dupraz & Didier, 1988; Ledru et al., 2001; Montel & Abdelghaffar, 1993) avec lequel elle présente de nombreux points communs pétrographiques. Cette hypothèse a été formulée par Cartannaz (2006) qui propose d'envisager les DGHC comme ayant migré de leur site de fusion (croûte inférieure) vers une zone de collecte,
- Soit les DGHC sont des diatexites qui, bien que situées au sommet structural des séries métamorphiques, n'ont pas de raison d'être envisagées comme en contact anormal avec celles-ci,
- Soit les DGHC sont à la base d'une unité allochtone sur les séries métamorphiques et doivent être envisagées comme ayant été charriées.

Quelle que soit l'hypothèse retenue, les observations de terrain doivent s'effectuer dans les zones de contact cartographique entre « l'unité » des DGHC et les autres unités auxquelles elles sont associées.

Ces roches assez particulières, à aspect de granitoïde, méritent que l'on s'attarde sur leur pétrogenèse. Il est nécessaire de tenter d'établir quelle a été la part de fusion partielle subie par ces roches.

4.8.4 Lithologie

Les DGHC sont des roches à texture équate, composées en première approximation de 2 parties :

- Des nodules ovoïdes verdâtres riches en cordiérite, contenant du quartz et de la biotite,
- Une trame grenue évoquant un granite.

L'aspect frappant de ces roches est leur aspect de granitoïde. En effet, la teneur en nodules est très variable ; sur une cassure dépourvue de nodules on a affaire à une roche grenue équante.

Au microscope :

- Les nodules sont formés de cordiérite xénomorphe poecilitique, formant une trame dans laquelle baignent les quartz, de rares grenats relictuels (Chenevoy & Ravier, 1989) et parfois de la sillimanite fibreuse. Au sein des grenats, Le Breton *et al.* (1986) décrivent également corindon, staurolite et probable kyanite. Ces observations sont très ponctuelles puisqu'elles ne concernent que des échantillons provenant de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson,
- La trame générale de la roche est composée de plagioclase automorphe, biotite, quartz, cordiérite automorphe, rare muscovite.

L'aspect de granitoïde et surtout le caractère automorphe du plagioclase (voire de la cordiérite) permettent de rattacher cette roche à la famille des migmatites étant donné que ces 2 caractéristiques de roches ignées indiquent une présence de bain silicaté (Vernon & Collins, 1988). Du point de vue de la terminologie des migmatites, une étude détaillée d'un échantillon d'DGHC permet de définir les 3 domaines suivants :

- Des nodules cordiéritiques, ovoïdes, localement vaguement étirés et marquant alors une foliation fruste,
- Un mésosome grenu à plagioclase et biotite. Il pourrait s'agir d'une partie de la roche au sein de laquelle le bain silicaté est resté in situ et n'a pas encore migré, mais est à l'origine de la perte de cohésion du protolithe,
- Un néosome (leucosome) qui correspond à l'accumulation des fractions fondues évoquées ci-dessus.

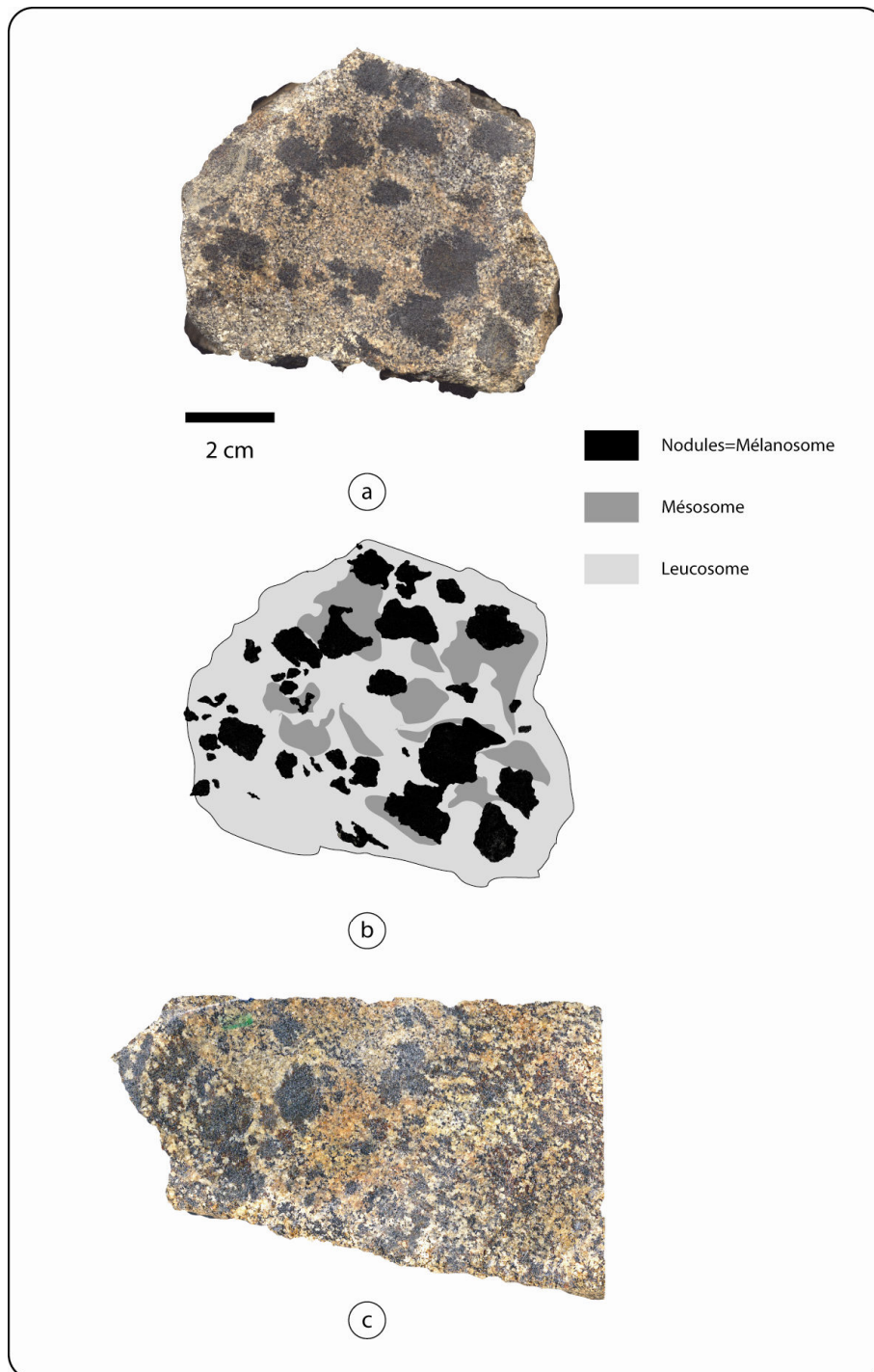


Figure 68 : aspect macroscopique des DGHC. a) DGHC caractéristique à nodules centimétriques ovoïdes, b) interprétation des différentes parties des DGHC selon la terminologie usuelle des migmatites, c) DGHC montrant une hétérogénéité prononcée entre une partie à nodules équants (à gauche) et une partie foliée (à droite)

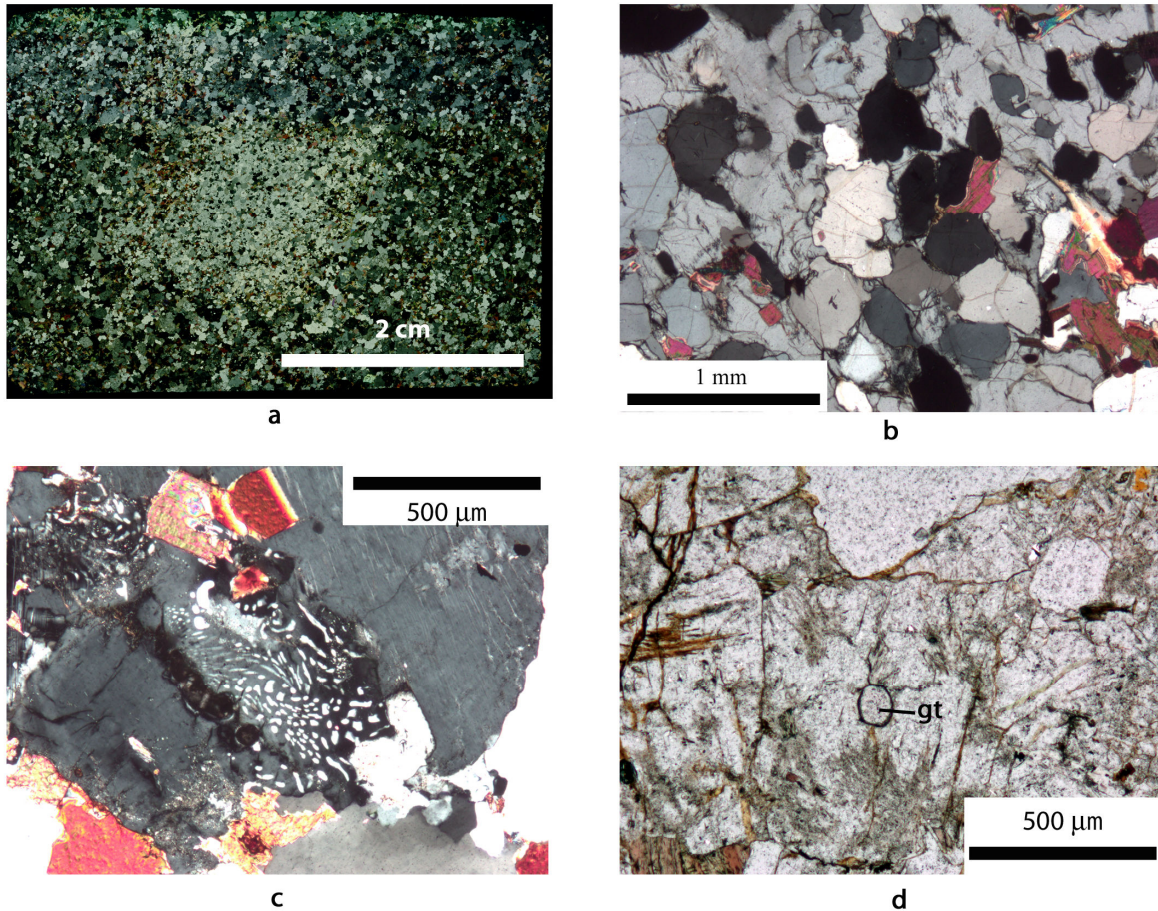


Figure 69 : microtexture des DGHC. a) Scan d'une lame mince d'un nodule entre polariseurs croisés, b) détail d'un nodule poecilitique, c) myrmékite, d) grenat relictuel au cœur d'un plagioclase

Chenevoy et Ravier (1989) ont proposé d'utiliser le grenat relictuel comme indicateur thermobarométrique pour la formation de ces roches. Toutefois, compte tenu de la grande rareté de celui-ci, la prudence impose de ne pas généraliser les conditions à l'ensemble des massifs de DGHC. De plus, nos observations indiquent que le grenat n'est pas à l'équilibre avec la paragenèse actuelle à nodules de cordiérite, plagioclase et biotite.

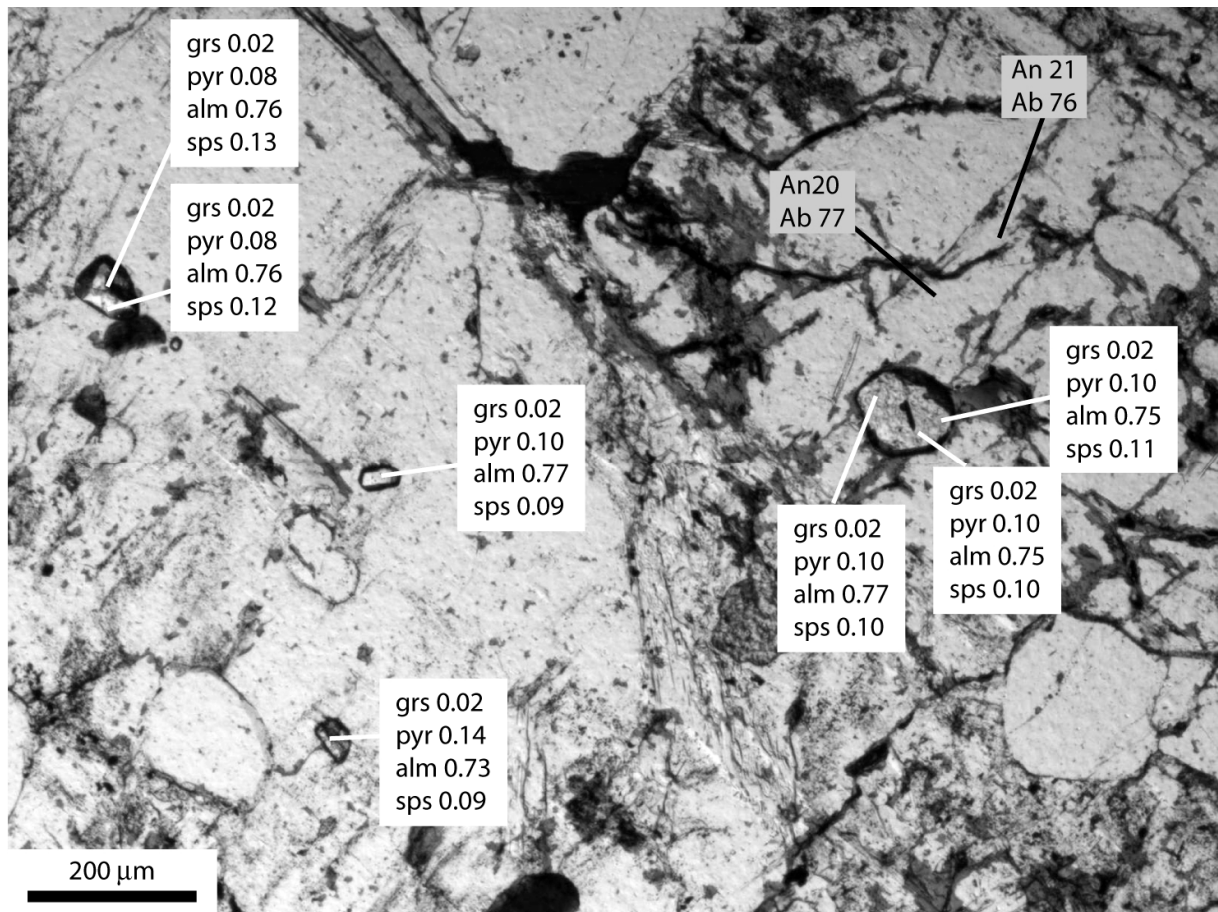


Figure 70 : grenats en inclusions dans des plagioclases, affleurement DG73

Les grenats en inclusion dans le plagioclase sont petits, xénomorphes (Figure 70). Ils ne montrent pas de différence de chimisme.

4.8.5 Etude d'un échantillon de DGHC par orientation préférentielle de forme

4.8.5.1 Théorie

L'orientation préférentielle de forme, ou OPF (en anglais SPO pour Shape Preferred Orientation) est une technique d'analyse texturale qui a pu se développer grâce aux progrès de l'informatique et notamment l'analyse d'images. Sans rentrer dans le détail de la théorie et des nombreuses applications qui ont pu en être faites (Launeau, 2004; Launeau et al., 1992; Launeau & Robin, 2005; Launeau & Robin, 1996; Robin, 2002), nous retiendrons ici :

- L'OPF permet d'obtenir des données statistiques sur l'orientation d'une population de minéraux au sein d'une lame mince,
- Elle permet de raisonner sur l'agencement en 3 dimensions au sein de la roche.

4.8.5.2 Application

Dans le cas présent, l'échantillon DG 73 (voir localisation en annexes) a été préparé en sciant plusieurs tranches successives d'environ 5-8 mm d'épaisseur (épaisseur minimale facile à obtenir à

l'aide de la scie). Chaque tranche a été numérisée. L'OPF porte sur les nodules de cordiérite, ainsi, sur chaque image digitale, ceux-ci ont été redessinés finement afin d'obtenir une image bitmap en 2 couleurs (noir et blanc). L'analyse a été effectuée à l'aide du logiciel SPO 2003 (voir au chapitre 1, « Méthodes et outils », pour les références et le lien vers le téléchargement).

4.8.5.3 Résultats

Visuellement, on constate que l'hétérogénéité de la roche est importante. En effet, les zones où des reliques de foliation étaient visibles perdent rapidement toute trace d'orientation. Les nodules de diamètre centimétrique ne se prolongent pas dans une 3^{ème} dimension. Compte tenu de l'épaisseur des tranches (# 5mm), cela permet **d'exclure une forme en ellipsoïde allongé pour ces nodules**.

L'OPF est présentée sous forme d'histogrammes en coordonnées polaires. La longueur de l'histogramme est proportionnelle à la fréquence d'une classe d'orientation. On retrouve une orientation pratiquement constante d'une tranche à l'autre, mais son intensité est très variable. Il s'agit des nodules pentés vers la droite sur les diagrammes, ce qui, ramené en orientation naturelle, correspond à une foliation fruste au N90, moyennement pentée vers le sud.

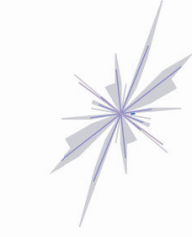
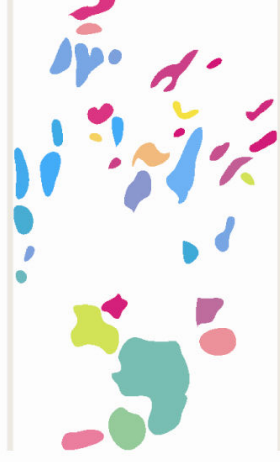
0°



Légende des couleurs (orientation) :



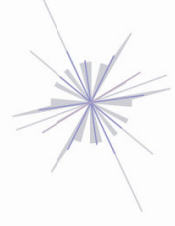
1



3



5



Echantillon scié

Dessin des nodules utilisé pour le calcul de l'OPF

Résultats d'OPF présentés par teinte de couleur

Résultats d'OPF représentés par histogramme

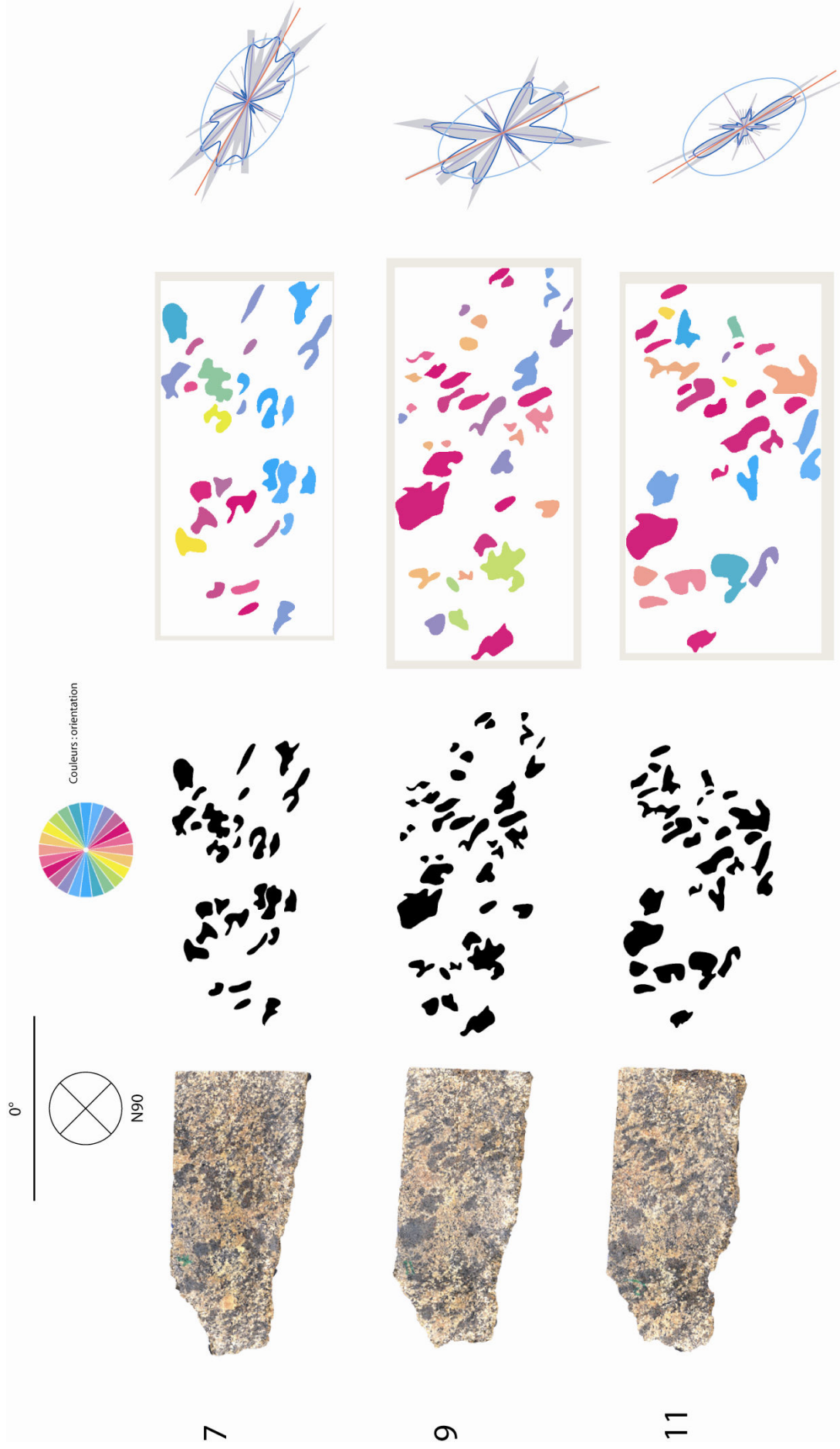


Figure 71 : résultats du calcul d'OPF sur un échantillon de DGHC

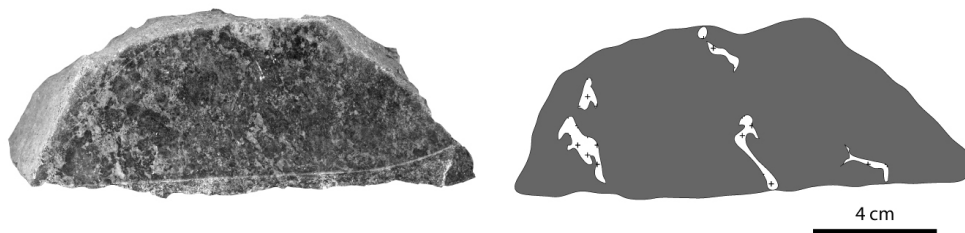
4.8.6 Hypothèses génétiques

4.8.6.1 Les DGHC : un gneiss hypercordiéritique démembré par fusion partielle ?

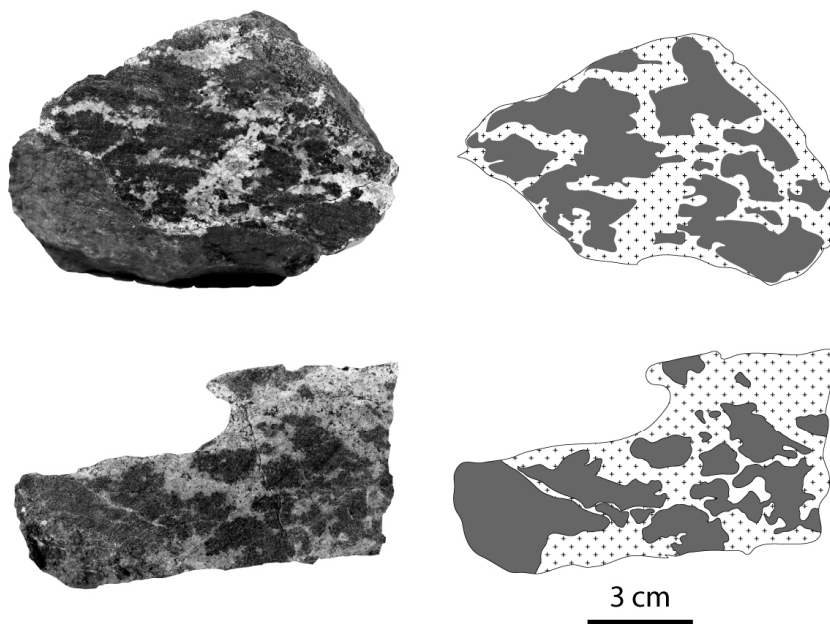
A l'échelle de l'affleurement, on pourra observer des types pétrographiques au sein desquels les nodules sont bien ovoïdes, atteignant un diamètre de 1,5 cm, mêlés à des types pétrographiques où de vagues reliques d'une foliation côtoient des nodules plus ou moins allongés. La diversité de ces roches à toute échelle, ainsi que la synthèse des observations pétrographiques permet de proposer la séquence suivante pour la formation de ces roches (Figure 72) :

- Le protolithe des DGHC serait un gneiss hyperalumineux, peu à pas métatectique.
- Les premiers stades de fusion partielle seraient à l'origine du développement de leucosomes dans ces gneiss.
- La fusion partielle s'intensifiant, les restites de gneiss à cordiérite sont séparées par des domaines correspondant à des leucosomes qui déstructurent complètement l'ensemble.

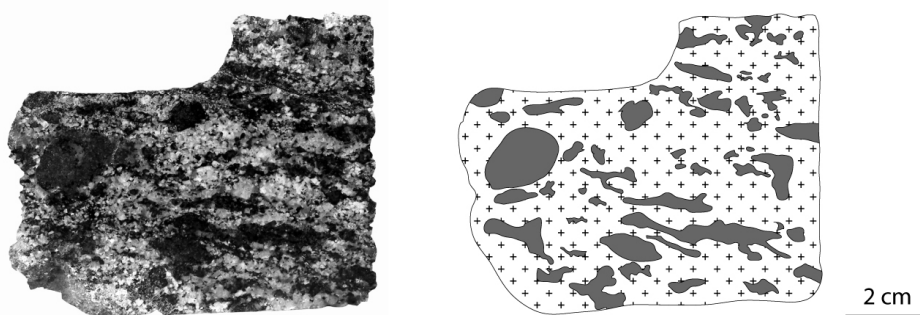
Le stade ultime est la DGHC dont les nodules, ovoïdes, représenteraient des reliques de ce gneiss hypercordiéritique. Il n'est pas exclu que des réactions entre le leucosome et les restites se produisent. En effet, on peut localement observer que les nodules sont entourés de biotite. Selon Kriegsman (2001), ces zones enrichies en biotite (mélanosome) proviennent de la réaction entre le melt et le mésosome. Dans les leucosomes ont parfois cristallisé des cristaux de cordiérite, automorphes.



Stade 1 : gneiss hyper cordiéritique, éventuellement grenat, sillimanite, disthène,...
Premiers stades de fusion partielle : quelques petits leucosomes.



Stade 2 : la fusion partielle continue et individualise des domaines de gneiss hypercordiéritique.
Plus le taux de fusion est élevé, plus la roche est riche en leucosomes.



Stade 3 : les restites forment des nodules, plus ou moins allongés, selon la déformation
subie par la roche.

■ Gneiss hypercordiéritique □++ Leucosome

Figure 72 : évolution texturale d'un gneiss hypercordiéritique en DGHC par injection de liquide silicaté

Cette hypothèse semble peu vraisemblable car l'étude des cordiérites de Ribieras (§ 4.11) nous indique que l'accumulation de cordiérite résulte de sa croissance en tant que phase péritectique

puis de l'expulsion du liquide silicaté généré lors de la fusion partielle. De plus, il semble difficile d'envisager que la coalescence de cristaux automorphes de cordiérite résulte en la formation de nodules par recristallisation statique.

4.8.6.2 Les DGHC : un granite d'anatexie ? Quel niveau structural pour la genèse des nodules ?

Texturalement, les DGHC sont très similaires aux granites et migmatites du complexe du Velay (Barbey et al., 1999; Ledru et al., 2001). Dans ces lithologies, la cordiérite abonde, et plus particulièrement sous forme de nodules telle que décrite ci-dessus. Barbey et al. (1999) suggèrent que les nodules de cordiérite, ainsi que la cordiérite dendritique, dans l'ensemble du complexe du Velay, se sont formés lors de la décompression de roches partiellement fondues.

4.8.6.3 Naissance de nodules à cordiérite dans les diatexites de la série du Chavanon

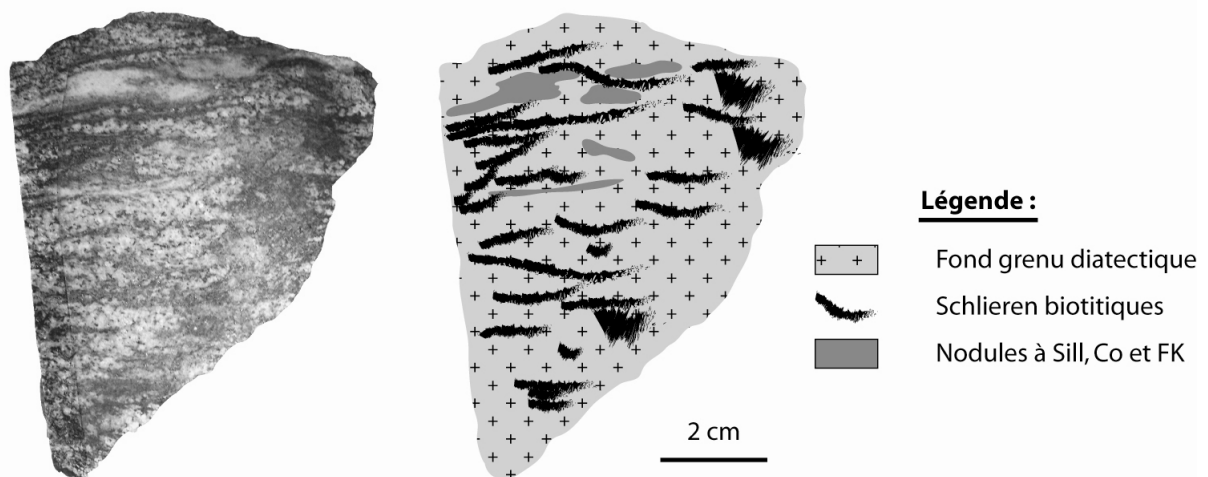


Figure 73 : nodules à sillimanite, cordiérite et FK dans les gneiss gris du Chavanon

On peut observer dans les gneiss gris métatectiques du Chavanon des zones diatectiques qui contiennent des nodules macroscopiques (Figure 73) riches en sillimanite. L'examen au microscope polarisant montre qu'ils sont constitués de 2 domaines étroitement imbriqués :

- un domaine à Kfs perthitique, qui contient en inclusion de la sillimanite prismatique, de la biotite et du quartz en grains arrondis (Figure 74 a),
- un domaine à cordiérite (Figure 74 b), qui contient le même type d'inclusions que le Kfs. La texture est semblable à celle des nodules de cordiérite des DGHC.

Les deux domaines décrits ci-dessus peuvent coexister (Figure 74 c) et là encore, la texture est similaire à celle que l'on peut observer au sein des nodules de cordiérite. Notons de plus que la sillimanite est présente sous sa forme prismatique (Figure 74 d) et non sous forme de fibrolite, ce qui implique que les conditions de métamorphisme nécessaires à sa croissance ont duré suffisamment longtemps.

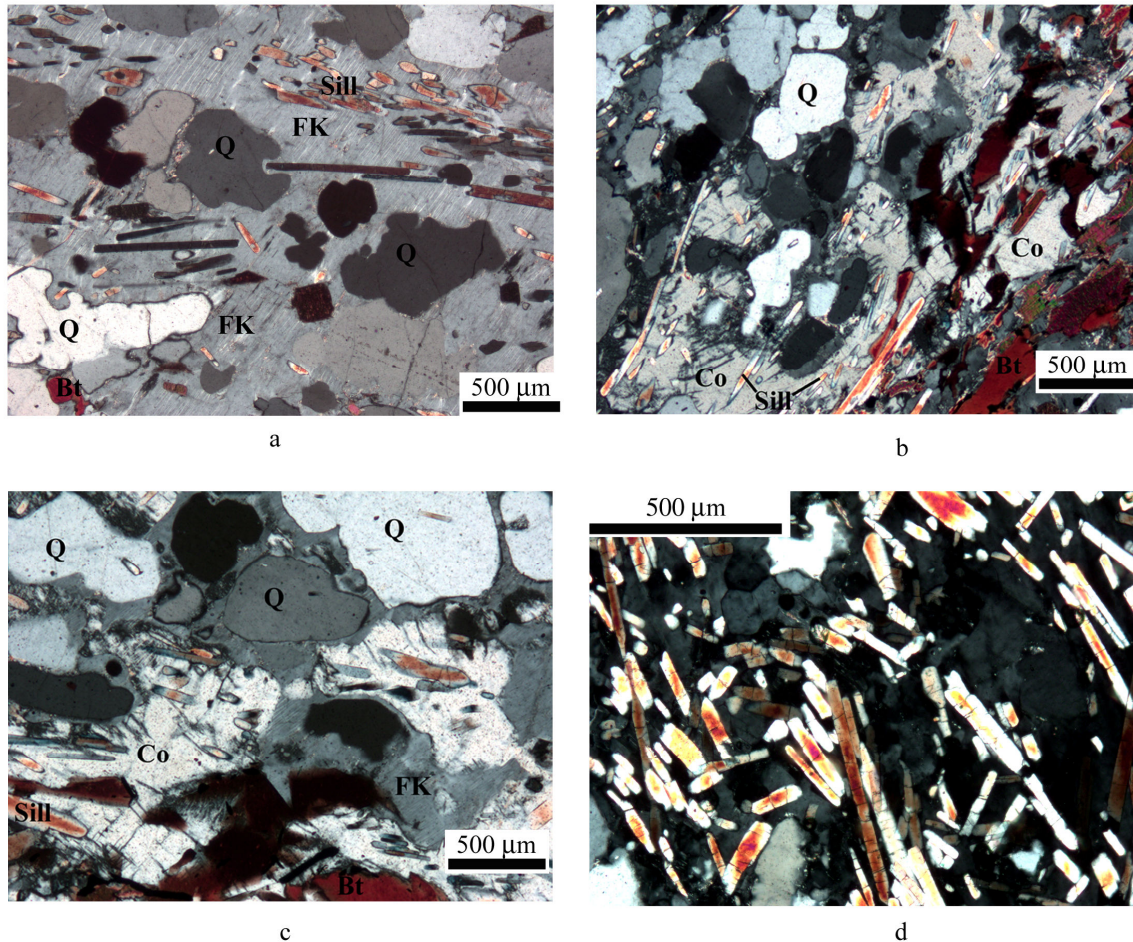


Figure 74 : photographies de lames minces taillées dans un nodule (échantillon ci-dessus) de gneiss gris. On observe un domaine à FK perthitique, un domaine à Co perthitique et un domaine où les 2 phases coexistent.

4.8.6.4 Imbrications entre les DGHC et les autres migmatites

A l'échelle cartographique, les DGHC sont fréquemment associées à d'autres migmatites. Dans les 3 séries étudiées dans ce mémoire, le sommet structural de la formation des gneiss est constitué d'une imbrication de métatexites et diatexites, passant aux DGHC. La transition est parfois équivoque. En effet, des évidences de terrain ont montré que l'on pouvait trouver des DGHC étroitement imbriquées avec d'autres migmatites. Cette imbrication se fait à l'échelle de l'affleurement aussi bien qu'à l'échelle cartographique (Figure 75 et cartes en annexe). Les septa de DGHC sont présents assez bas dans la formation des gneiss.

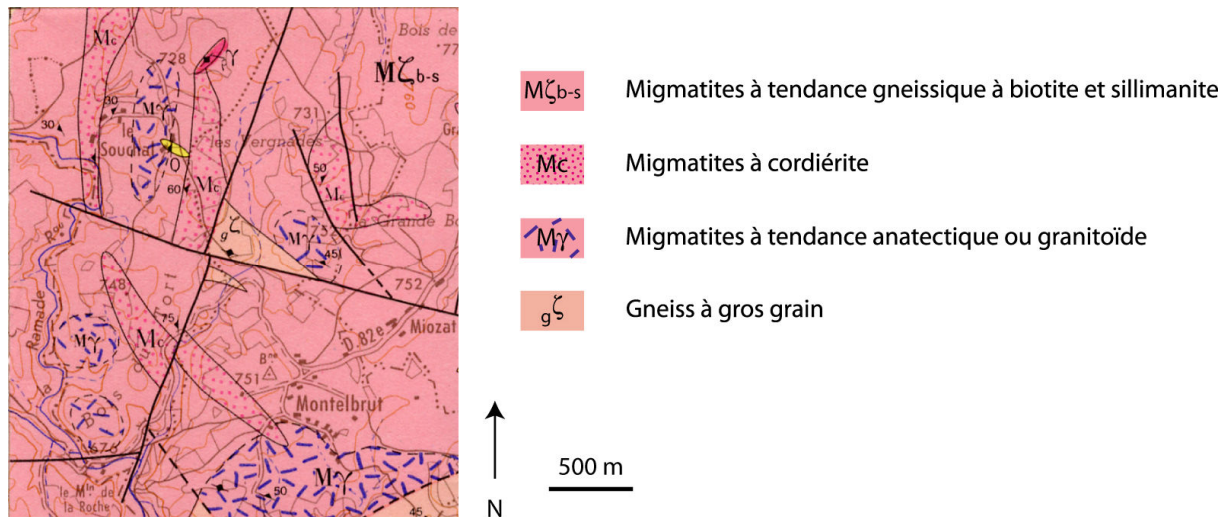


Figure 75 : extrait de la carte géologique de Bourg-Lastic (Brousse & Tempier, 1981) illustrant les imbrications des différents types de migmatites dans la série du Chavanon

Selon la terminologie de Brousse et Tempier (1981) sur la carte de Bourg-Lastic, qui intéresse une partie de la série du Chavanon, nous observons une imbrication entre les types pétrographiques suivants :

- Les « migmatites à tendance gneissique à biotite et sillimanite » constituent le type pétrographique dominant. La minéralogie est à biotite, quartz, feldspath plagioclase, sillimanite et/ou cordiérite. Ces roches sont affectées par une anatexie,
- Les « migmatites à cordiérite » constituent des lentilles de taille variable. Plusieurs pétrotypes peuvent y être mis en évidence. Ce sont des roches complexes riches en cordiérite, dont certains aspects évoquent des cumulats à cordiérite (que je nomme « cordiéritites de Ribieras », voir le § 4.11). Il y existe également des roches similaires aux DGHC,
- Les « migmatites à tendance anatectique ou granitoïde » correspondent aux diatexites leucocrates saccharoïdes de type Cellette (§ 4.9),
- Enfin, quelques septa de gneiss sont présents.

La principale information à retenir de cette abondance de types pétrographiques est **l'imbrication diffuse entre les migmatites du Chavanon et les DGHC** vers le sommet de la série.

De même, au sein de la série d'Ussel, un complexe granito-migmatitique (carrière des Combes, affleurement DG85) permet d'observer des faciès de type DGHC au sein de migmatites complexes (Figure 76).



1



2

Figure 76 : imbrication de migmatites à la carrière des Combes (DG85, série d'Ussel). 1) DGHC 2) migmatites complexes à reliques de métasédiments démembrées par des liquides silicatés

Au sein de cette carrière, de très nombreuses variations texturales sont présentes. Ainsi, on retrouve une fois de plus des imbrications cartographiques entre les migmatites à nodules de cordiérite et d'autres migmatites (voir § 4.8.6.4 ci-dessus).

4.8.6.5 Pour aller plus loin dans l'étude des DGHC

Ces roches mériteraient une étude structurale détaillée à l'échelle du massif Central (périphérie du complexe granitique de Guéret notamment) pour étudier les relations avec les roches métamorphiques qui les encaissent. Compte tenu de leur aspect de granitoïde équant, en complément à une mesure de foliation sur le terrain, le prélèvement d'un échantillon orienté semble judicieux. Celui-ci peut alors être scié en tranches pour reconstruire en 3 dimensions les nodules, ce qui permettrait d'étudier la relation nodule/foliation. Certains auteurs (Brown et al., 1999) ont appliqué cette méthode pour obtenir une reconstitution spatiale de leucosomes dans un échantillon de métatexite. Cette technique, appliquée à un grand nombre d'échantillons, permettrait d'obtenir une image de la déformation de ces roches et donc de l'état des contraintes régionales qui régnaient lors de leur mise en place.

4.8.7 Synthèse sur les migmatites à nodules de cordiérite (« DGHC »)

Les aspects pétrographiques (forme des minéraux, présence de schlieren) et structuraux indiquent clairement la nature migmatitique de ces terrains. L'abondance de plagioclase automorphe implique que sa croissance s'est faite en présence de melt. La présence de schlieren allongés, marquant une foliation diffuse et pas nécessairement organisée, démontre le mouvement de ce melt. Les nodules de cordiérite mettent en évidence une décompression (Barbey et al., 1999).

Ainsi, compte-tenu de ces éléments, nous considérons que les DGHC sont des diatexites de basse pression, plus ou moins déracinées de leur région source. Celle-ci serait représentée par le sommet des séries métamorphiques sur lesquelles elles se situent structuralement. Ce sont des diatexites qui correspondent à la zone magmatique (Vanderhaeghe, 2009). Par analogie avec les migmatites à cordiérite du Velay (voir par exemple Ledru et al., 2001), l'anatexie à cordiérite qui affecte les séries d'Ussel, de la Sioule et du Chavanon s'est déroulée à des températures de l'ordre de 700° pour des pressions de 3-5 kbar.

4.9 Les diatexites leucocrates (type la Cellette)

De telles diatexites sont présentes dans les deux séries et ont des similitudes pétrographiques frappantes (Figure 77).



Figure 77 : similitudes pétrographiques des diatexites de type Cellette de 1) la série du Chavanon (DG 80) et 2) de la série de la Sioule (DJ 85)

Dans la série du Chavanon, elles forment un petit massif (Figure 78) étroitement imbriqué dans les gneiss gris métatectiques. Il s'agit d'une migmatite dont le taux de fusion a été suffisamment important pour que le gisement de ce massif soit sensiblement le même qu'un corps de granitoïde.

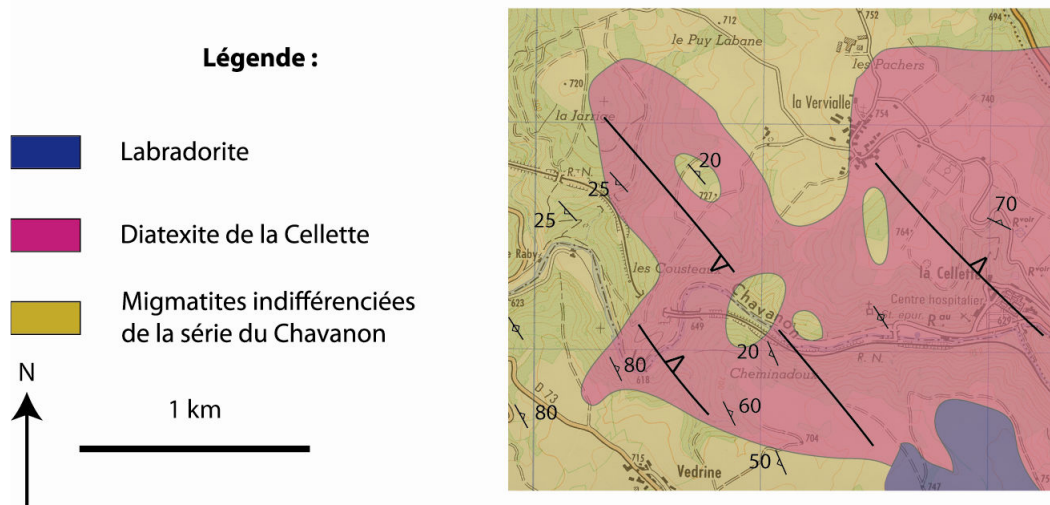


Figure 78 : massif de diatexite de la Cellette, série du Chavanon. Extrait de la carte géologique d'Ussel (Thiéry et al., accepté)

Dans la série de la Sioule, le gisement de ces roches est sensiblement différent puisqu'elles constituent l'essentiel des terrains migmatitiques. D'après les coupes de terrain que j'ai pu effectuer, elles semblent couvrir une surface bien plus importante que leur équivalent de la série du Chavanon. Ce sont des roches leucocrates, rosées, à grain fin millimétrique, qui leur confère un aspect saccharoïde caractéristique. Elles sont pauvres en mica, et peuvent parfois contenir de petits grenats globuleux.

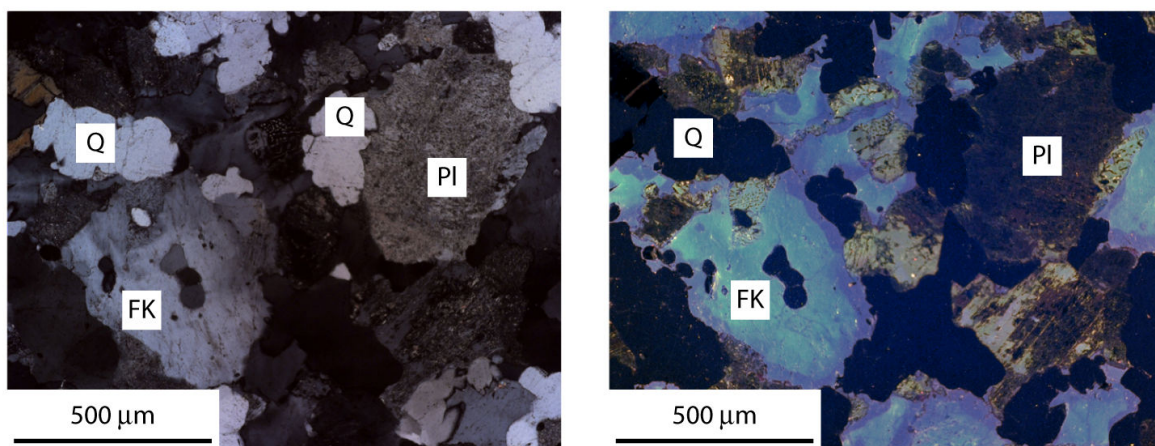


Figure 79 : microtextures en LPA et en cathodoluminescence des diatexites de type Cellette. Noter la zonation de luminescence du FK

En synthèse, les diatexites leucocrates de type Cellette représentent une accumulation de melt, qui a migré à l'aide de structures de plusieurs ordres de grandeurs : les leucosomes, à l'échelle de l'affleurement, puis les dykes, qui accommodent le flux de melt sur une plus vaste échelle (Brown, 2007; Brown, 2008; Kisters et al., 2009; Vanderhaeghe, 2009).

4.10 Les marbres

Cette lithologie particulière est présente dans les séries de la Sioule (De Launay, 1895; Garde, 1920) et du Chavanon (De Boucheporn, 1848; Lecoq & Bouillet, 1830) sous forme de lentilles plus ou moins hectométriques. Il est intéressant de noter que ces marbres ont été préservés au sein de terrains migmatitiques.

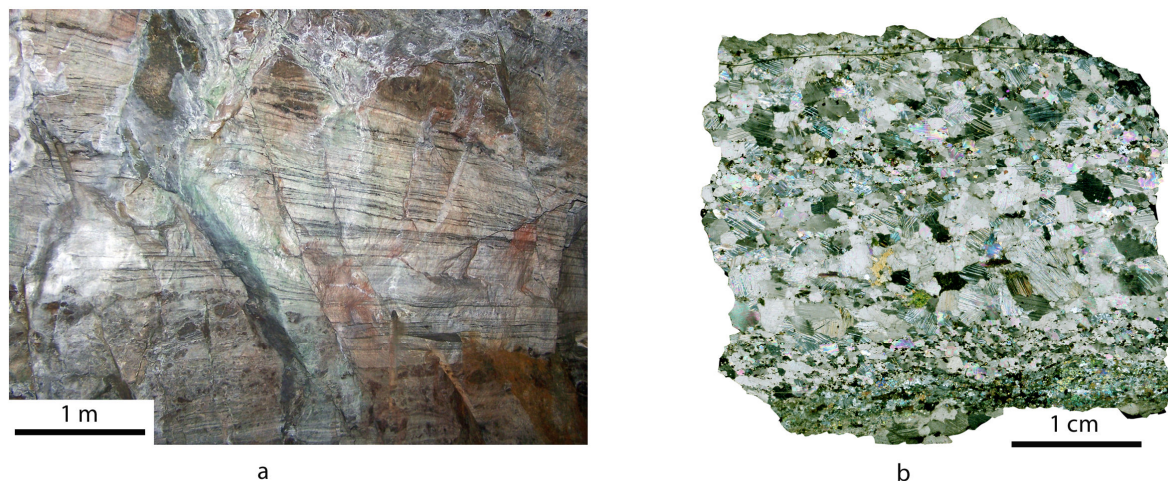


Figure 80 : a) aspect des marbres à l'affleurement, affleurement E40, Gorges du Béal du Mas ; b) lame mince scannée de marbres du Chavanon

Leur minéralogie est pauvre (Figure 80), ils sont composés de calcite pratiquement pure et contiennent quelques petits grains de pyroxène (diospide) et phlogopite. Lacroix (1898) y décrit prehnite, zoïsite et graphite.

La présence de telles roches au sein d'une série métamorphique ne laisse pas de doute quant à l'interprétation de la nature des protolithes de la série : on a affaire à, au moins en partie, une série méta-sédimentaire au sein de laquelle des carbonates se sont déposés. L'existence de méta-carbonatites paraît peu envisageable. Debrabant (1967; 1970) a comparé les différents marbres de la Sioule entre eux. Sur la base de la teneur en éléments majeurs et traces, et notamment le titane, il met en avant les grandes similitudes entre les marbres de ces différents gisements.

4.11 Les cordiérites de Ribieras (série du Chavanon)

Ces roches singulières forment un essaim de boules pluridécimétriques à décimétriques dans la partie supérieure de la série du Chavanon (voir le log au chapitre consacré à la présentation générale des séries). Ce sont des roches très dures. Elles sont remarquables par leur teneur en cordiérite (de l'ordre de 70 %), qui se montre toujours parfaitement automorphe. Ce sont des roches équi-granulaires, échantées, qui contrastent dans leur environnement de migmatites, car elles présentent peu de traces macroscopiques de migmatisation (quasi absence de leucosome).

Les cristaux de cordiérite contiennent presque systématiquement des inclusions de silicates d'aluminium, qui, lorsque la lame a été convenablement taillée, montrent une disposition parallèle aux faces du cristal (Figure 81). Ces silicates d'alumine se sont donc trouvés sur le cristal de cordiérite lors de sa croissance, soit en épitaxie, soit en tant que réactants. L'étude en cathodoluminescence permet de bien mettre en évidence ces inclusions, d'autant que le plus souvent, elles « n'affleurent » pas à la surface de la lame : leur étude à la microsonde est donc délicate. Elles présentent une luminescence rouge orangée, vive, tranchant nettement avec les teintes bleutées du

quartz, du plagioclase et de la cordiérite. Les cristaux de cordiérite présentent également des inclusions, plus rares, de quartz et de biotite.

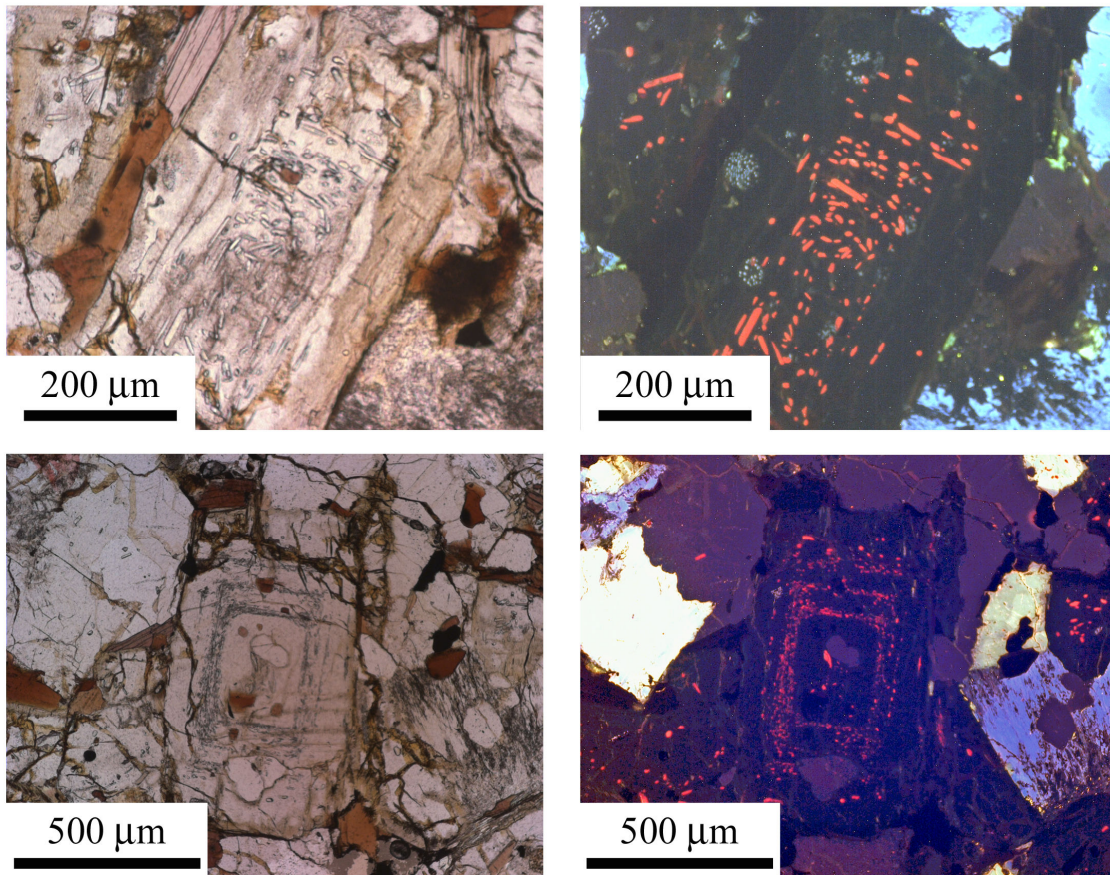


Figure 81 : photos au microscope optique et en cathodoluminescence des cristaux de cordiérite riches en inclusions

4.11.1 Chimie des phases minérales

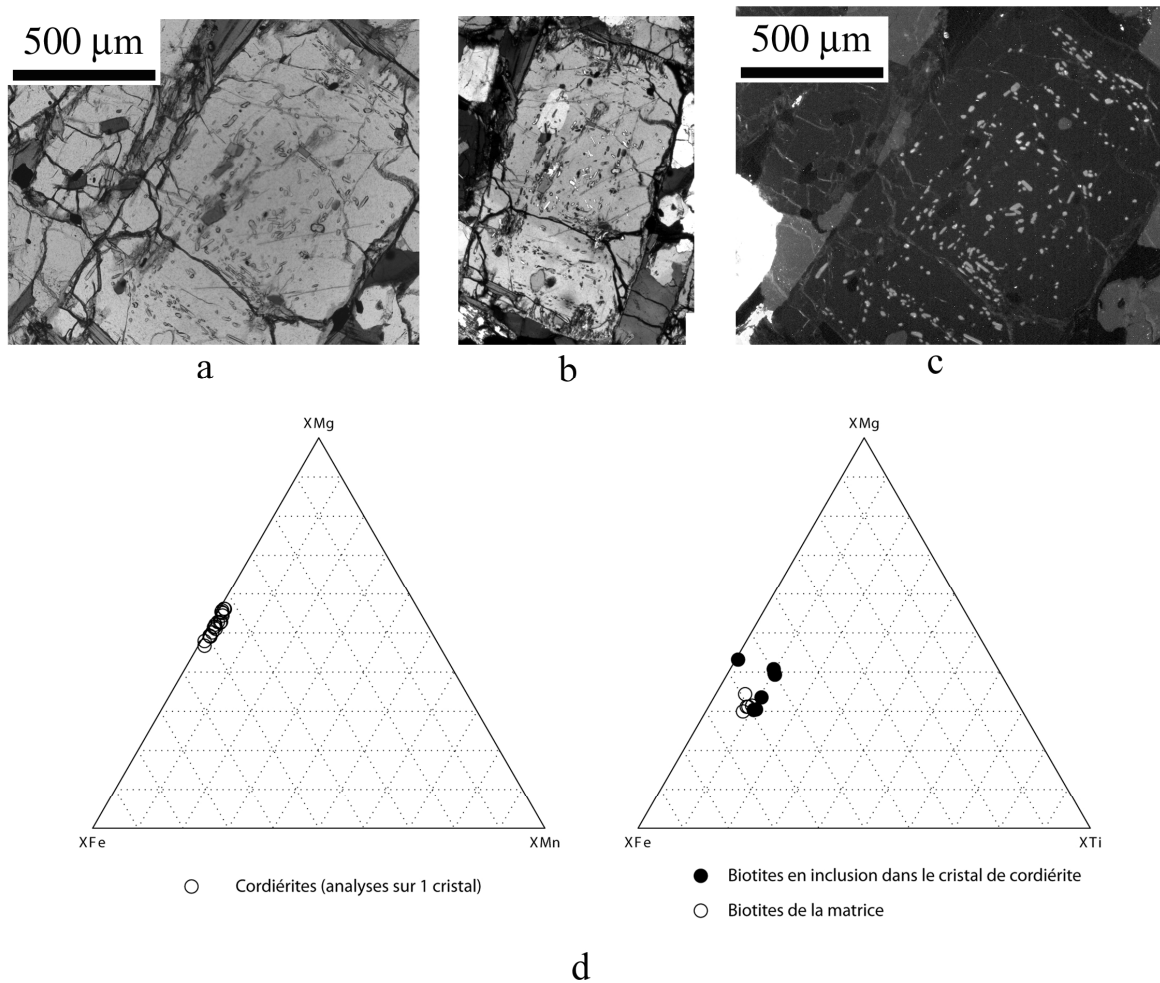


Figure 82 : photographies au microscope optique (a : LPNA, b : LPA) et en cathodoluminescence (c) d'un monocristal de cordiérite riche en inclusions ; d : analyses chimiques sur le cristal et sur les biotites qu'il contient en inclusions

Les analyses microsonde, effectuées sur un seul cristal de cordiérite parfaitement automorphe et riche en inclusions (Figure 82), permettent d'étudier les différences de composition des phases.

Le cristal de cordiérite présente des variations de composition mal définies (le peu de points réalisés ne permet pas de mettre en évidence une éventuelle zonation). La composition varie entre le pôle magnésien (cordiérite s.s. $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$) et le pôle ferreux (sekaninaite $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$).

Les biotites qui sont incluses dans le cristal de cordiérite ont un X Mg qui tend à être supérieur à celui des biotites de la roche. Cette caractéristique s'observe dans les migmatites formées par déshydratation de la biotite (« biotite déshydratation melting »). Notons également le X Ti élevé, caractéristique des hautes températures.

4.11.2 Crystal size distribution (CSD) : théorie et application

Pour contraindre la genèse de ces roches, il est utile de réaliser des diagrammes de CSD (Higgins, 2000). Ceux-ci permettent, à partir de mesures simples effectuées en 2 dimensions (longueur ou largeur de cristaux, aires), d'obtenir des renseignements quantitatifs sur la croissance tridimensionnelle d'une phase minérale (Higgins, 1994; Jerram & Higgins, 2007; Morgan & Jerram, 2006).

Les diagrammes CSD ont des attitudes différentes suivant le type de roche étudiée, et peuvent donc être associés à différentes théories de croissance minérale (Berger & Roselle, 2001). En particulier, la nucléation et la croissance qui se produisent de manière constante selon des faces cristallines donnent des courbes CSD linéaires bien connues dans les roches volcaniques (Cashman & Marsh, 1988).

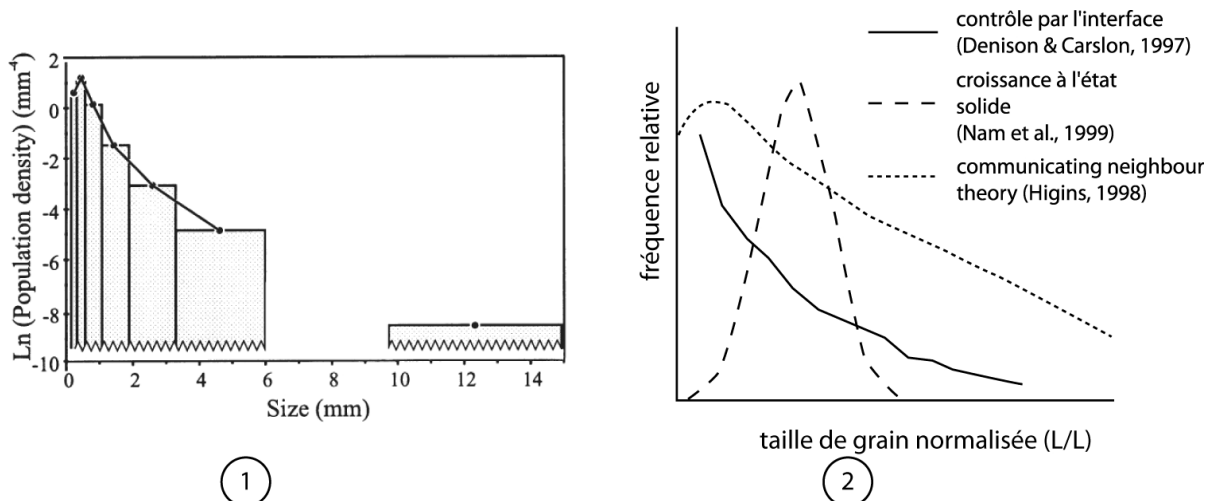
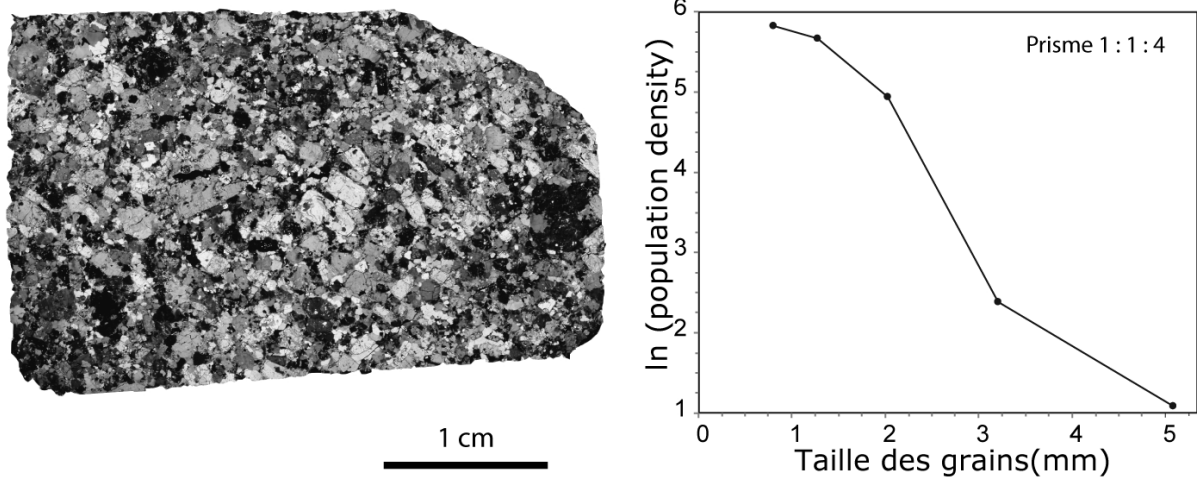


Figure 83 : ; 1) construction d'un diagramme CSD d'après les données expérimentales (histogrammes de fréquence) (Higgins, 2000), 2) courbes CSD pour différents types de croissance cristalline, simplifié d'après Berger & Roselle (2001)

Un diagramme CSD est réalisé à partir d'histogrammes (Figure 83 – 1) mais est généralement représenté sous forme d'une courbe. Ainsi, dans le cas où une classe est absente, on ne peut pas relier les points. Deux types de courbes CSD contrastées peuvent être remarquées (Figure 83 – 2). La courbe de Denison et al. (1997) est caractéristique d'une cristallisation magmatique. En revanche, la courbe de Nam et al. (1999) caractérise une croissance à l'état solide (« solid-state coarsening »). Un autre type de courbe est proposé par Higgins (1998), marquant une croissance tant à l'état solide que magmatique pour la population des cristaux ayant la plus petite taille sur l'échantillon (« Communicating neighbour theory »).

Plusieurs paramètres sont à prendre en compte pour la réalisation de diagrammes CSD : la texture de la roche (équante ou foliée), la forme des minéraux (prismes rectangulaires, ellipsoïdes) ainsi que les proportions propres des minéraux (rapport largeur/longueur/profondeur).



①

②

Figure 84 : diagramme CSD pour les cordiérites de Ribieras : 1) scan de la lame mince étudiée, 2) résultats du calcul de CSD pour des prismes de cordiérite paramétrés selon des rapports largeur/longueur/profondeur de 1 : 1 : 4

Le calcul de CSD a été effectué en utilisant le logiciel CSD Corrections (Higgins, 2000: voir en annexe méthodologique le lien vers le téléchargement de ce logiciel). Les cordiérites sont paramétrées comme des prismes rectangulaires (1 : 1 : 4), la roche comme massive (non foliée). Le diagramme obtenu est d'interprétation double : pour les classes de grains de petite taille la courbe est similaire à celle obtenue par Higgins (1998) dans son modèle de « communicating neighbour theory ». En revanche, le reste de la courbe évoque plus clairement la courbe de Denison et al. (1997)(1997). Berger & Roselle (2001) obtiennent des résultats relativement similaires dans des migmatites à cordiérite de Bavière et **démontrent ainsi une croissance des cordiérites similaire à une croissance d'une phase minérale dans une roche magmatique.**

4.11.3 Hypothèse génétique pour la formation de ces roches

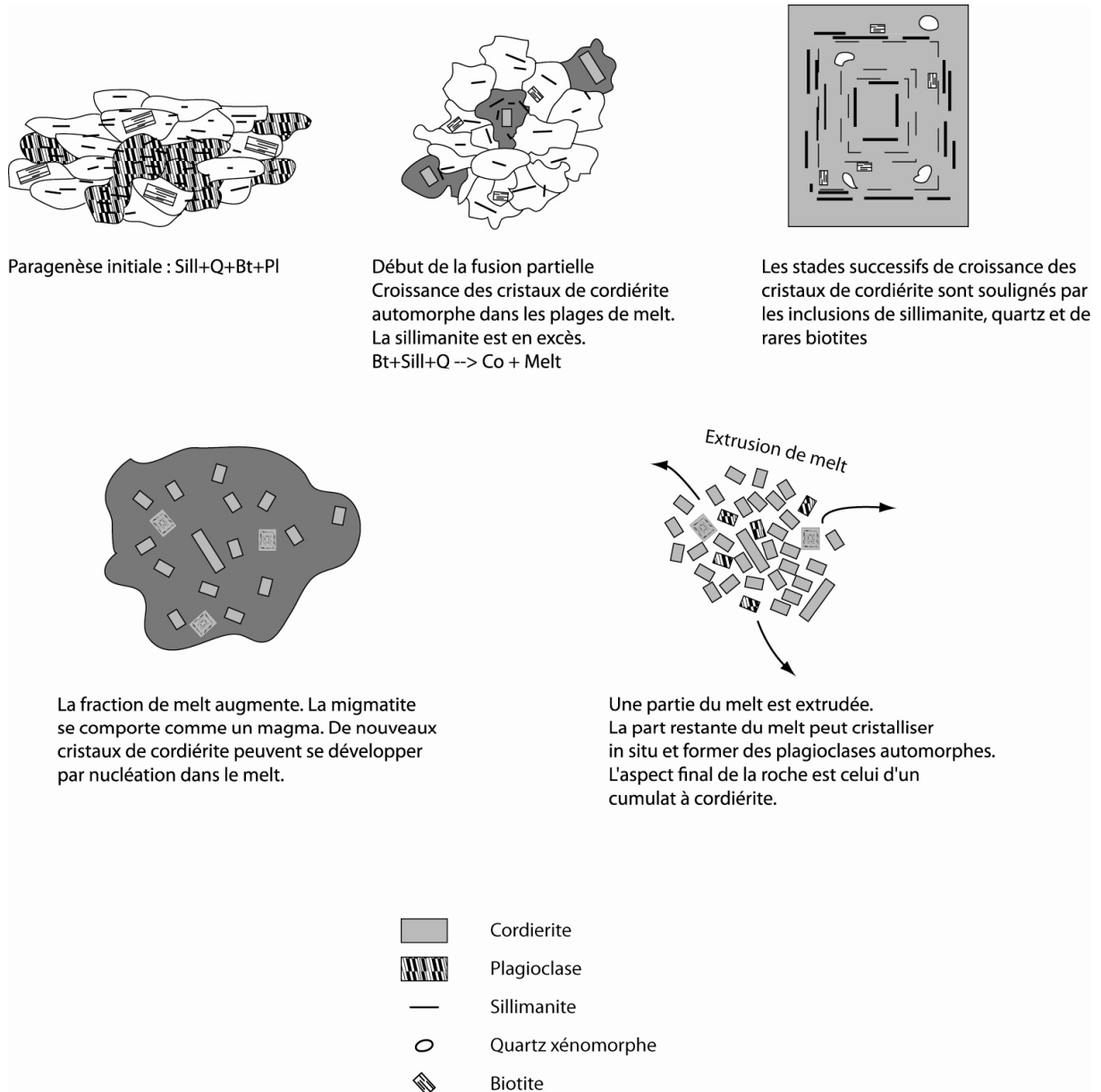


Figure 85 : modèle de formation des cordiérites

On peut alors envisager une réaction du type $Bt + Sill + Q + Pl \rightarrow Co + melt$ (Figure 85). Les cristaux de cordiérite péritectique peuvent croître dans les poches de melt formées par cette réaction. Ils incorporent en inclusion les différents réactants. Une fois une certaine quantité de melt formée, il faut envisager une extrusion de melt pour expliquer la texture cumulative de ces roches. **Ces roches ont donc valeur de résidus de fusion. Par analogie avec les migmatites à cordiérite du Velay (voir par exemple Ledru et al., 2001) et avec les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite (voir au § 4.8), l'anatexie à cordiérite qui affecte les séries d'Ussel, de la Sioule et du Chavanon s'est déroulée à des températures de l'ordre de 700° pour des pressions de 3-5 kbar.**

4.12 Les amphibolites incluses au sein des terrains migmatitiques dans la série du Chavanon

4.12.1 Pétrographie et localisation

Ces roches sont peu abondantes dans la série du Chavanon. Compte tenu de la mauvaise qualité d'affleurement, il est probable que d'autres niveaux amphibolitiques soient masqués par la végétation. Toutefois, compte-tenu de l'organisation de cette thèse (travail sur la feuille « Ussel »), ce sont celles qui ont été le plus étudiées.

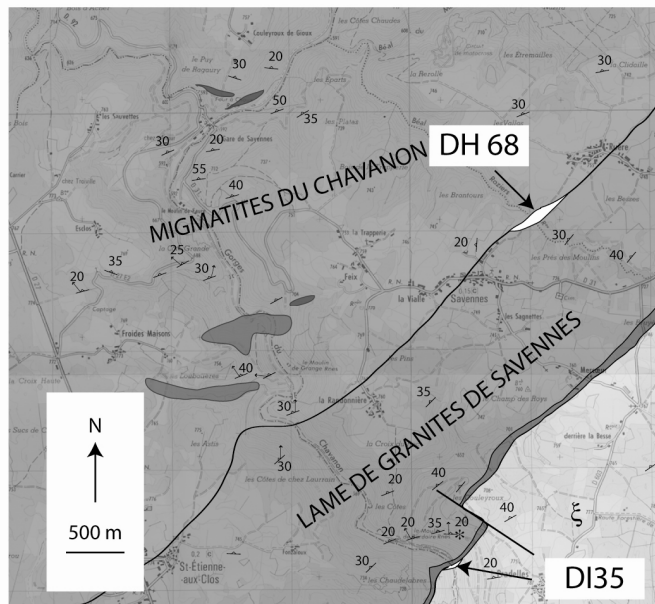


Figure 86 : localisation des échantillons d'amphibolites dans la série du Chavanon

Les amphibolites dérivant de roches basiques, leur étude détaillée est nécessaire pour déceler l'éventuelle présence de reliques de haute pression (métabasites écloogitiques rétro-morphosées par exemple) dans la mesure où les métabasites sont généralement des roches conservant bien ces reliques. Toutefois, à l'heure actuelle, aucun témoignage écloogitique n'a été découvert dans le Chavanon.

L'affleurement DH 68, ou amphibolite de Savennes, est intercalé dans la série du Chavanon, il est situé à la base des terrains migmatitiques (Figure 86). Les affleurements sont discontinus. L'échantillon DI 35 est détaillé au chapitre consacré à la description des lithologies de l'unité parautochtone.



Figure 87 : amphibolite DH 68 du Chavanon

La texture de la roche est grenue et comporte de nombreuses variations de taille de grain (Figure 87), cette roche est très semblable à un gabbro grenu grossier. Elle est composée globalement pour moitié par du plagioclase et pour moitié d'amphibole verte. L'étude en lame mince met en avant l'abondance de la titanite.

La déformation n'est pas très pénétrative : l'échantillon est faiblement folié (foliation moyennement pentée vers le NW), toutefois les amphiboles sont alignées selon une linéation plongeant de 30° au N 330. Cette linéation est celle que l'on retrouve dans toute la série.

4.12.2 Caractérisation des phases minérales à la microsonde électronique

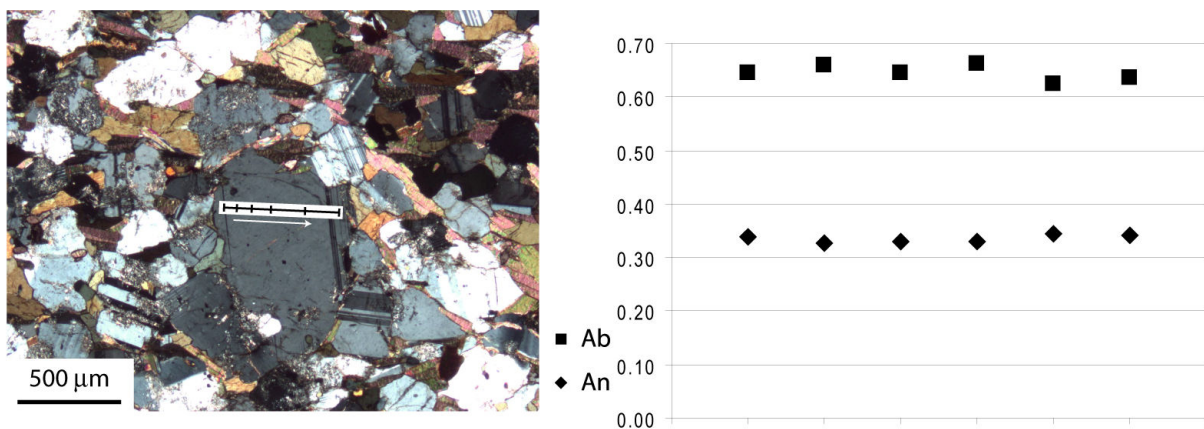


Figure 88 : coupes ponctuelles à la microsonde électronique (traits en surcharge sur les photos de lames) sur les feldspaths de l'échantillon DH68

Le plagioclase est homogène. Il varie de An₃₃ à An₃₆ (Figure 88).

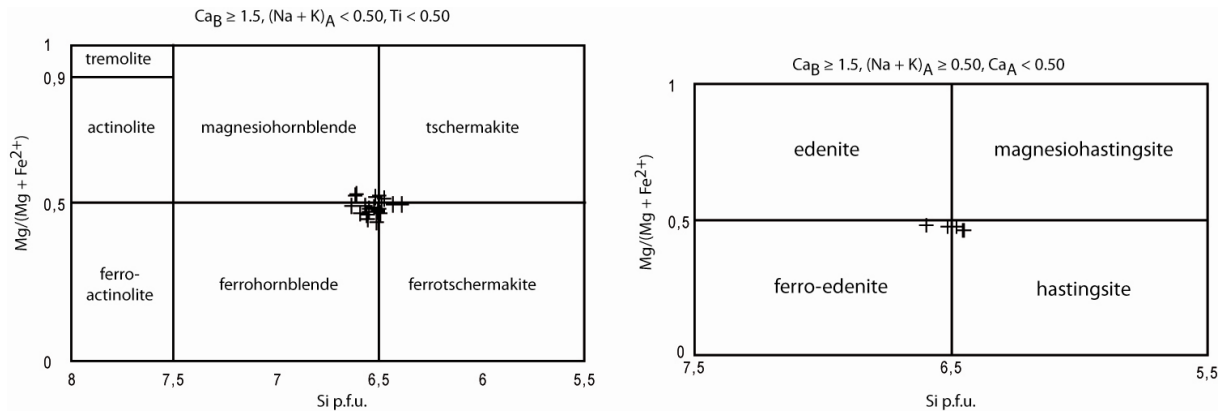
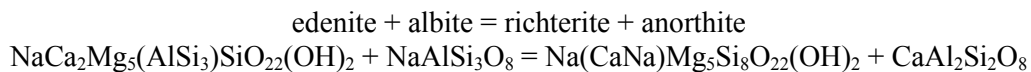


Figure 89 : classification des amphiboles de l'échantillon DH 68 (Leake, 1978; Leake et al., 1997)

Les formules structurales des amphiboles ont été calculées à l'aide de la feuille de calcul Microsoft Excel™ « Ampclass » (Esawi, 2004). Elles sont quant à elles de composition assez variée (Figure 89), elles embrassent le champ des hornblendes, tschermakites, ferrohornblendes et ferrotschermakites. De plus, 5 analyses sont caractérisées par la somme $(Na+K)_A \geq 0.5$ et correspondent donc à des ferro-edenites et à des hastingsites. Il s'agit à chaque fois d'analyses effectuées en bordure d'amphibole, proches d'un contact avec un plagioclase. On peut donc émettre l'hypothèse que les ions Na ont diffusé du plagioclase vers l'amphibole au cours du métamorphisme.

4.12.3 Géothermométrie plagioclase-amphibole

Les données microsonde disponibles permettent une estimations des conditions de T° à une pression fixée grâce au géothermomètre plagioclase-amphibole de Blundy & Holland (1990), révisé par Holland & Blundy (1994b). Celui-ci repose sur l'équilibre suivant :



Ce thermomètre, basé sur la teneur en Al^{IV} des amphiboles qui coexistent avec du plagioclase, est utilisable pour une grande gamme de compositions de minéraux. Il est valable pour la gamme 400-1000°C pour des pressions de 1 à 15 kbar. Les résultats sont à $\pm 40^\circ\text{C}$. Les calculs de température ont été effectués grâce au logiciel Hb-Pl 1.2 (Holland & Blundy, 1994a).

Tableau 4 : résultats des calculs du thermomètre Hb-Pl pour l'échantillon DH 68. Températures en °C

v	$xAb = 0,64$	$xAb = 0,65$	$xAb = 0,66$	$xAb = 0,67$
N°amp	P = 5 kbar	P = 5 kbar	P = 5 kbar	P = 5 kbar
30	768	764	760	757
90	720	717	713	709
85	722	719	715	712

Les résultats thermobarométriques pour cet échantillon (Tableau 4) indiquent des températures plus élevées que pour l'échantillon DI 35 (amphibolite de Pradelles, située au sommet des micaschistes de la série du Chavanon, voir au chapitre consacré à la description des différentes lithologies rattachées à l'unité parautochtone). L'analyse n°30 correspond à un cœur d'amphibole, elle livre les températures les plus élevées.

4.13 Les amphibolites incluses dans les migmatites de la série de la Sioule

Elles sont relativement abondantes dans cette série, et notamment dans sa partie nord-ouest où elles forment un chapelet de lentilles d'orientation SW-NE (voir carte géologique en annexe). Des amphibolites à abondant grenat ont été décrites (De Launay, 1895), mais malheureusement elles n'ont pas pu être retrouvées au cours de ce travail. Leur étude par les méthodes modernes de géothermobarométrie serait d'un grand intérêt. On observe également des gneiss à amphibole, intercalés au sein des migmatites, au nord de Lisseuil, ainsi que des amphibolites bien rubanées (Figure 76) à la carrière de Neuvial.

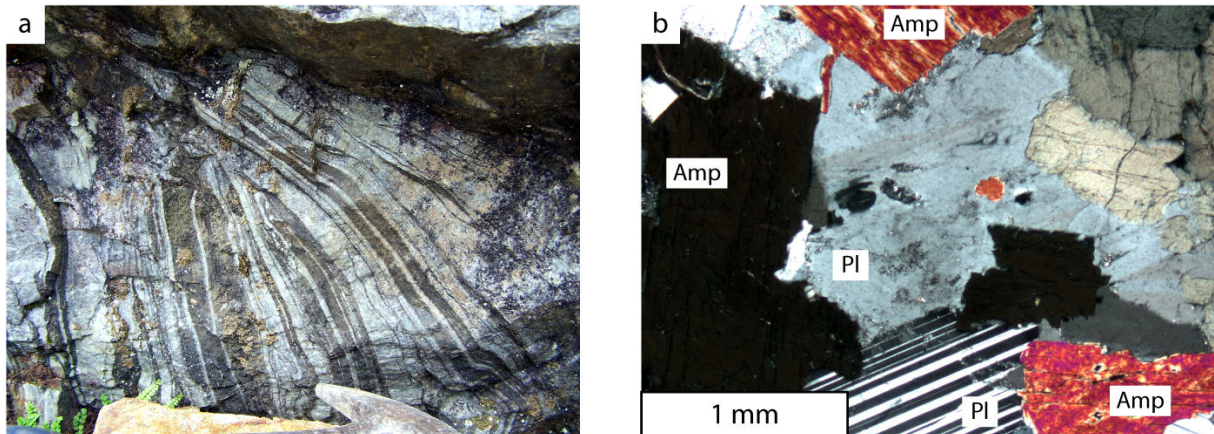


Figure 90 : aspect des amphibolites de la série de Sioule. a) Carrière de Neuvial, affleurement DJ 41, gneiss rubané à amphibole ; b) affleurement DJ 48 : amphibolite grossière

On peut mettre en évidence 2 types pétrographiques pour les amphibolites de cette série (Figure 90). Les gneiss amphibolitiques (Figure 90-1) sont caractérisés par une foliation pénétrative, ils sont intercalés en petites lentilles au sein des gneiss et migmatites. Des amphibolites beaucoup plus grossières sont présentes (Figure 90-2), elles sont assez semblables à celles de la série du Chavanon (§ 4.12). Leur foliation est fruste faisant plutôt penser à un rubanement magmatique. Dans tous les cas, ce sont des roches à amphibole verte et plagioclase ; le sphène est abondant. La biotite peut être présente, ainsi que la chlorite. Des veines tardives de carbonates recoupent parfois la foliation.

4.14 Les amphibolites de la série d'Ussel

Elles sont peu abondantes et n'ont été observées qu'en pierres volantes. L. Rimbault (1984) en a réalisé l'étude géochimique. Il s'agit de roches sombres à grain fin, composées majoritairement d'amphibole. A l'œil nu, aucun autre minéral n'est discernable.

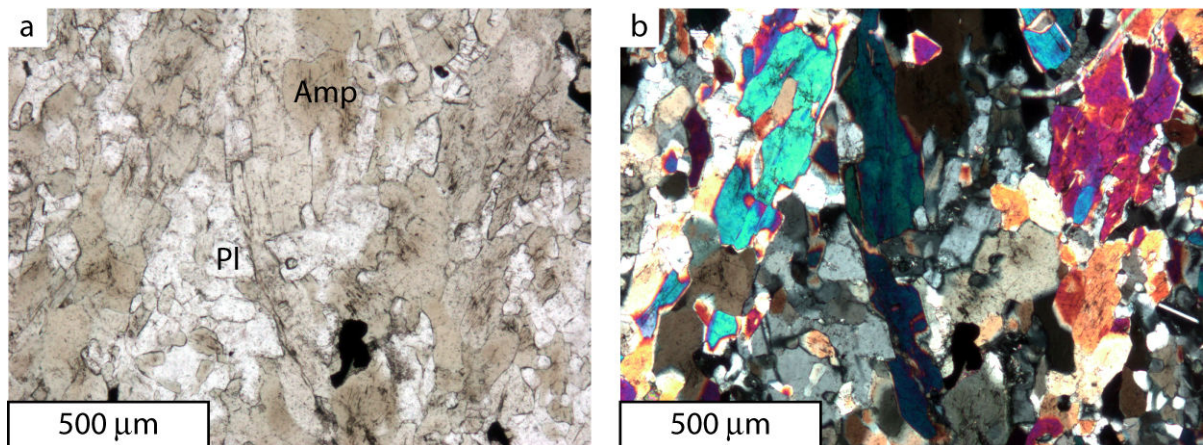


Figure 91 : microtexture des amphibolites de la série d'Ussel, affleurement DI 28. a) lumière polarisée non analysée, b) lumière polarisée analysée

En lame mince, l'amphibole est prépondérante, c'est une amphibole vert-clair peu pléochroïque (Figure 91- a). Les opaques sont relativement abondants.

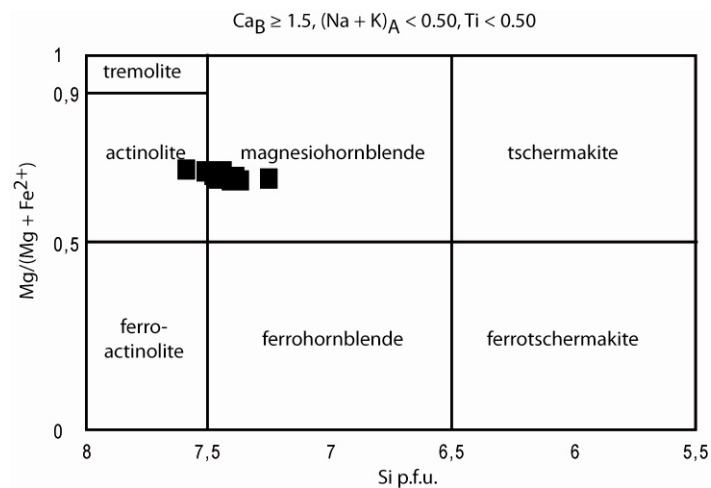


Figure 92 : nomenclature des amphiboles de l'échantillon DI28

Les formules structurales des amphiboles ont été calculées à l'aide de la feuille de calcul Microsoft Excel™ « Ampclass » (Esawi, 2004). Selon les classifications en vigueur (Leake, 1978; Leake et al., 1997), les amphiboles de l'échantillon DI 28 sont des actinolites et des magnésiohornblendes (Figure 92).

4.15 Les migmatites à amphibole dans les séries du Chavanon et de la Sioule

Dans les séries de la Sioule et du Chavanon, des migmatites à amphiboles sont présentes (Grolier et al., 1980a; Rolin et al., 2008). Dans la série de la Sioule, il est assez remarquable d'observer un alignement (voir carte en annexe) d'amphibolites, de gneiss amphibolitiques et de migmatites à amphibole. Cet alignement est parallèle au contact entre 2 grandes unités lithotectoniques.

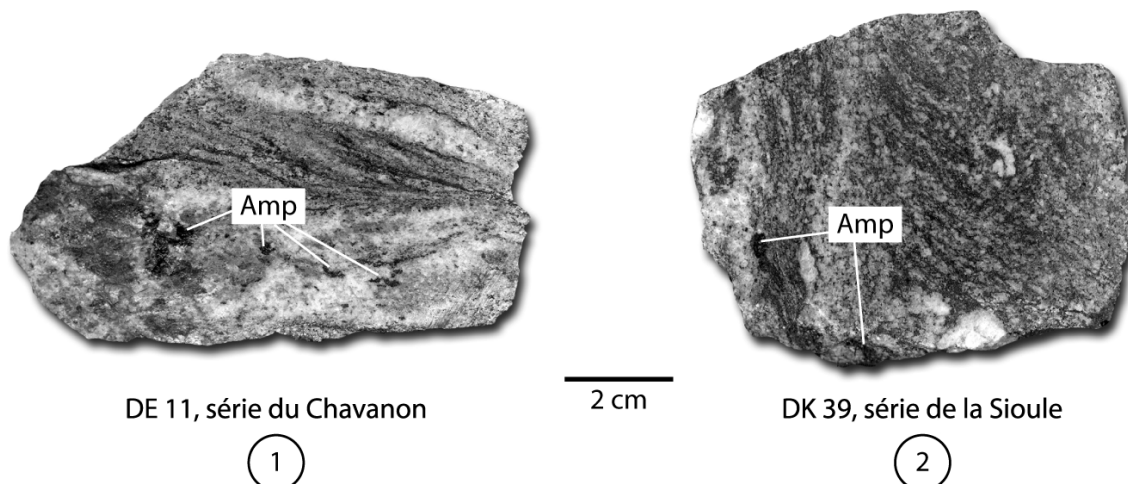


Figure 93 : migmatites à amphibole 1) affleurement DE 11, série du Chavanon ;
2) affleurement DK 39, série de la Sioule

La fusion incongruente de la biotite pour générer une anatexie à amphibole est moins étudiée que d'autres types d'anatexie (Escuder Viruete, 1999). Cet auteur propose la réaction suivante dans le système CaKFMASH : $Bt + Pl + Q + H_2O \rightarrow Amp + melt$, calibrée à 700-750°C pour une pression de 10-12 kbar (Cruciani et al., 2008). Elle ne peut pas être générée par des réactions en absence d'une phase vapeur, et nécessite de plus H_2O en excès amené par des sources externes (Gardien et al., 2000; Naney, 1983).

L'anatexie à amphibole n'est pas datée, ni dans la série de la Sioule, ni dans la série du Chavanon. Elle est toutefois spatialement associée à l'anatexie à cordiérite, principalement dans la série de la Sioule.

4.16 Synthèse sur la présence de niveaux basiques dans ces séries métamorphiques

Nous avons vu (voir au chapitre 2 l'historique sur le Massif Central) que la présence de roches basiques au sein des séries métamorphiques du massif Central est souvent interprétée en termes de grands contacts structuraux. Plus précisément, l'imbrication étroite entre lithologies acides et lithologies basiques dans les CLA (voir au chapitre 2) est interprétée en accidents majeurs (zones d'écaillage profond).

Dans les séries de la Sioule et du Chavanon, nous pouvons distinguer 2 types de roches basiques : les amphibolites s.l., qu'elles soient ortho-ou para dérivées (nous ne disposons pas de suffisamment de données pour étayer ce point), et les migmatites à cordiérite, qui reflètent un mécanisme particulier de fusion partielle. Elles sont associées à un contact lithologique, mais ne sont pas symptomatiques d'une déformation majeure dans ces séries. De plus, dans la série du Chavanon, l'amphibolite de Savennes (échantillon DH68) est si peu structurée qu'elle évoque plutôt une intrusion tardive à la structuration de la série du Chavanon.

4.17 Le métamorphisme de haute pression

Des roches métamorphiques de haute pression sont communes aux séries de la Sioule et du Chavanon. Elles avaient été décrites dans la série de la Sioule mais leur découverte dans la série du Chavanon a été effectuée lors du levé de la carte géologique d'Ussel. Des reliques de disthène avaient toutefois été signalées dans la série du Chavanon (Martin, 1980a) ainsi que des roches à spinelle (voir au § 4.17.4). Une étude pétrographique détaillée réalisée dans les micaschistes de la série du Chavanon nous a

permis de soupçonner que ceux-ci ont également subi une phase de haute pression (voir au chapitre suivant).

4.17.1 Les granulites à grenat-sillimanite-kyanite de la série du Chavanon

Lors de la réalisation de la carte d'Ussel (Thiéry et al., accepté) nous avons pu mettre en évidence des boudins, d'échelle pluridécamétrique, de granulites. Celles-ci ont un gisement limité aux alentours du village de Feyt. Elles sont encaissées dans les migmatites de la série du Chavanon.

Ce sont des roches non migmatitiques, emballées dans un encaissant métatectique voire diatectique. Elles présentent la paragenèse suivante (Figure 94) : plagioclase, feldspath potassique, quartz, grenat, biotite, sillimanite et kyanite. Parmi les minéraux accessoires, notons le zircon, en inclusions dans la biotite, ainsi que l'apatite, pouvant former d'assez gros prismes.

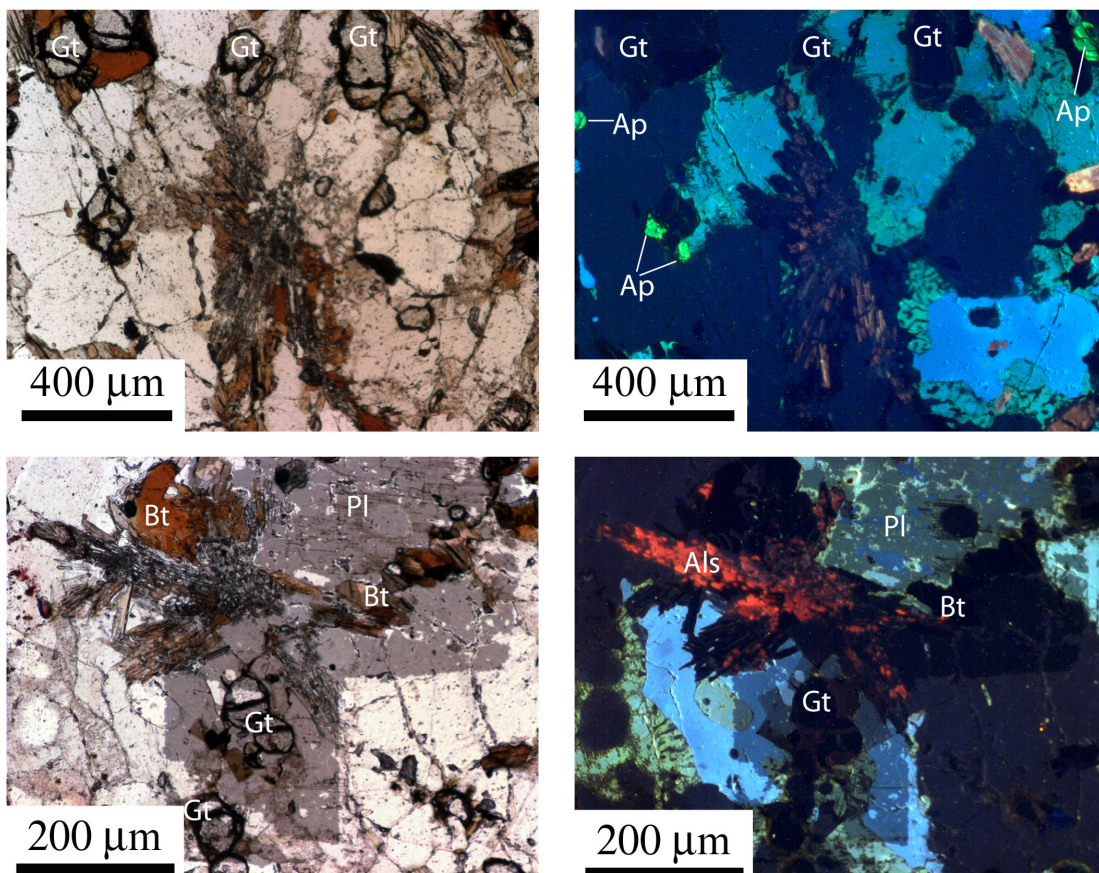


Figure 94 : photographies au microscope optique et en cathodoluminescence des granulites de Feyt

On observe fréquemment un silicate d'alumine (vraisemblablement la sillimanite) éclater en gerbes, associées à la biotite.

4.17.1.1 Hypothèse « autochtone »

Ces granulites de haute pression se sont formées en base de croûte et ne sont pas des restites d'une fusion partielle. Leur chimie reflète celle de leur protolithe, contrairement à ce qui se produit dans le cas de granulites résiduelles (voir ci-dessous).

4.17.1.2 Hypothèse « restitique » : granulites résiduelles

La biotite montre parfois des formes lobées (Figure 95), il pourrait s'agir d'une preuve que ces roches ont subi une fusion partielle (Sawyer, 2001, 2008). Ces roches n'étant pas anatectiques, cela impliquerait une expulsion de melt : elles pourraient donc être des granulites résiduelles. L'abondance de grenat, réfractaire, va dans ce sens. White et Powell (2002), ainsi que Brown (2002) notent que la préservation des assemblages du faciès granulitique nécessite une perte importante de melt durant le métamorphisme prograde et durant le pic de métamorphisme. Le changement chimique subi par la roche est alors irréversible.

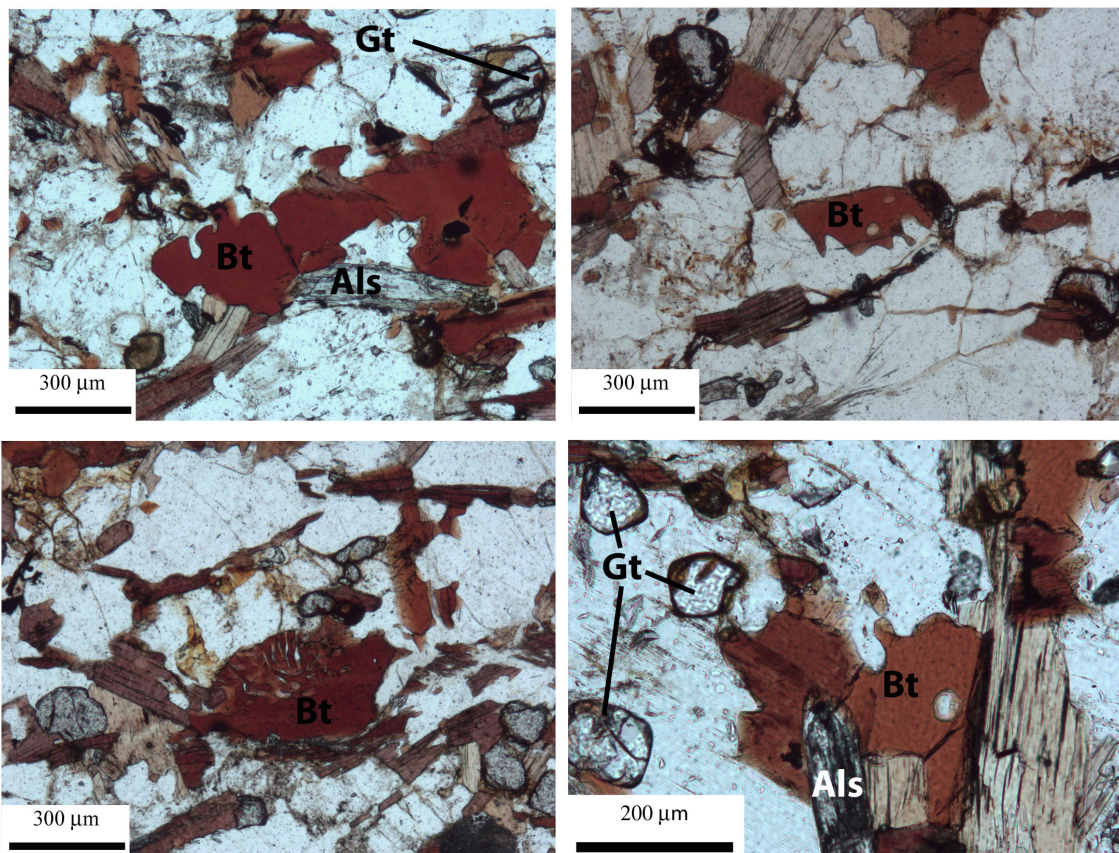
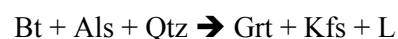


Figure 95 : microtextures des biotites lobées des granulites à gt-ky-sil

On peut envisager la réaction suivante pour la formation de ces roches (« biotite breakdown ») :



Si cette réaction est arrêtée avant que tous les réactants soient consommés, on retrouvera toutes les phases dans la roche, sauf le melt. Or, nous avons postulé que ces granulites ont valeur de granulites résiduelles : le melt s'en est échappé. Dans ce cas, l'étude géochimique de ces roches ne livrera donc pas d'indication sur la géochimie du protolithe, mais bien sur le caractère résiduel de cette roche.

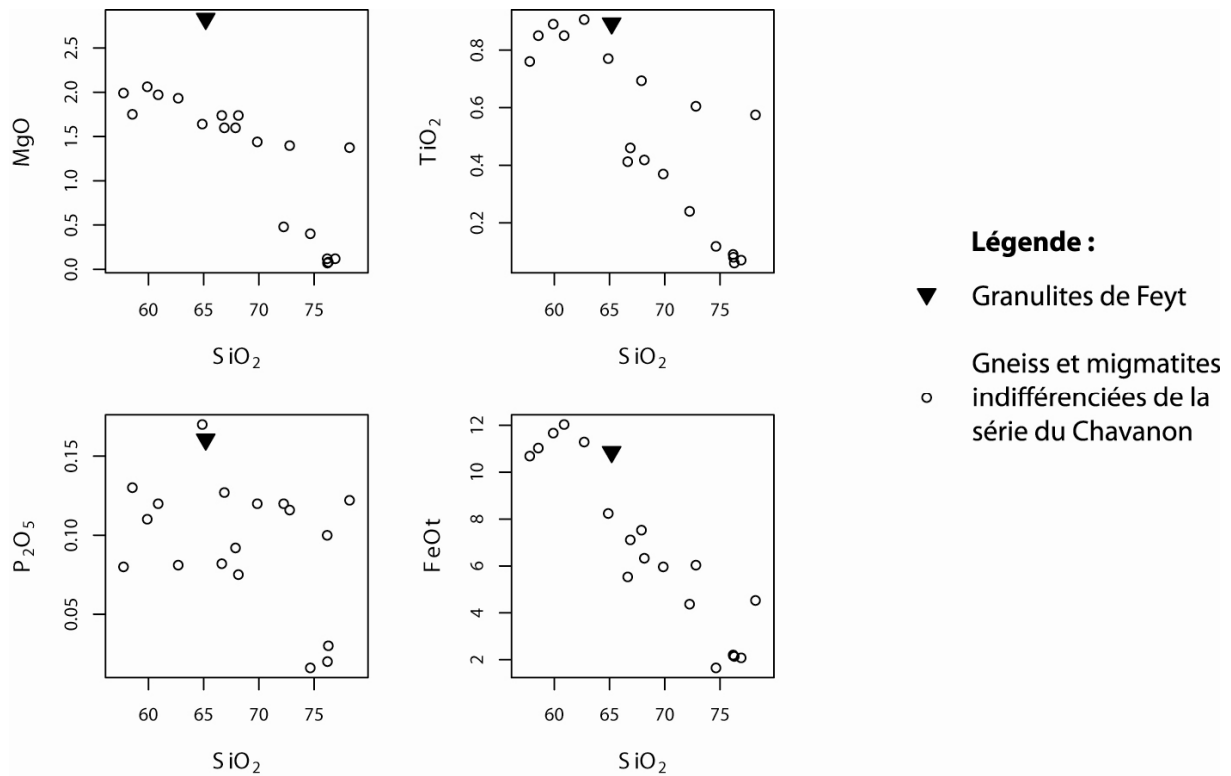


Figure 96 : géochimie comparative des granulites et des autres gneiss de la série

Sawyer (2008) montre que les roches résiduelles générées par l’anatexie sont fréquemment caractérisées par une teneur en FeO et MgO plus élevée que les migmatites qui en dérivent. La géochimie comparative (Figure 96) des ces granulites et des autres roches de la série (hormis les amphibolites et le granite orthogneissifié) montre nettement un contraste. Les granulites sont les roches de la série qui sont les plus riches en MgO (>2,5 %), et parmi les plus riches en TiO₂, P₂O₅ et FeOt. Les autres roches particulièrement riches en TiO₂ et FeOt sont des gneiss migmatitiques très biotitiques, dont les biotites sont riches en titane. En ce qui concerne P₂O₅, seule une analyse sur un micaschiste est plus riche.

Ces granulites résiduelles ne permettent pas d’établir un lien génétique entre elles et une génération particulière de leucosomes dans la série du Chavanon. Si elles sont clairement liées à une phase anatectique, elles peuvent très bien avoir été transportées lors d’une phase de migmatitisation ultérieure. Concrètement, en l’absence de datations, on ne peut pas savoir si elles sont liées à l’anatexie qui a affecté la série du Chavanon, ou si celle-ci a remanié une base de croûte structurée antérieurement.

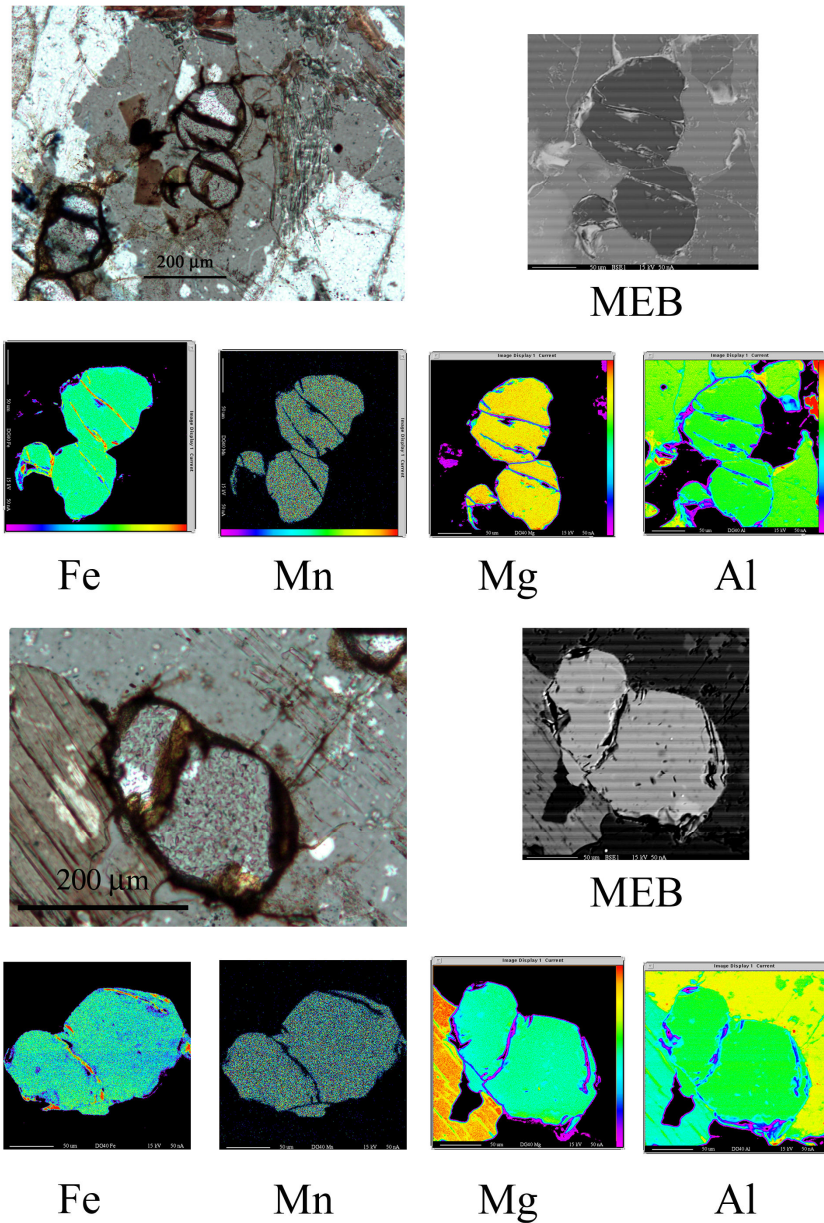


Figure 98 : cartographie à la microsonde électronique des grenats des granulites

4.17.2 Les roches de haute pression : grenatites à kyanite de Saugère (série de la Sioule)

Ces roches exceptionnelles ont été décrites par Richard (1938) et Grolier (1971). Nous n'avons pu obtenir des échantillons qu'à la fin de ce travail, ils ne sont donc décrits que sommairement. Aucune étude au MEB ou à la microsonde n'a pu être acquise. Ces roches n'affleurent que sous la forme de pierres volantes éparses au milieu d'un champ, il est donc difficile d'établir clairement la relation qu'elles ont avec leur encaissant.

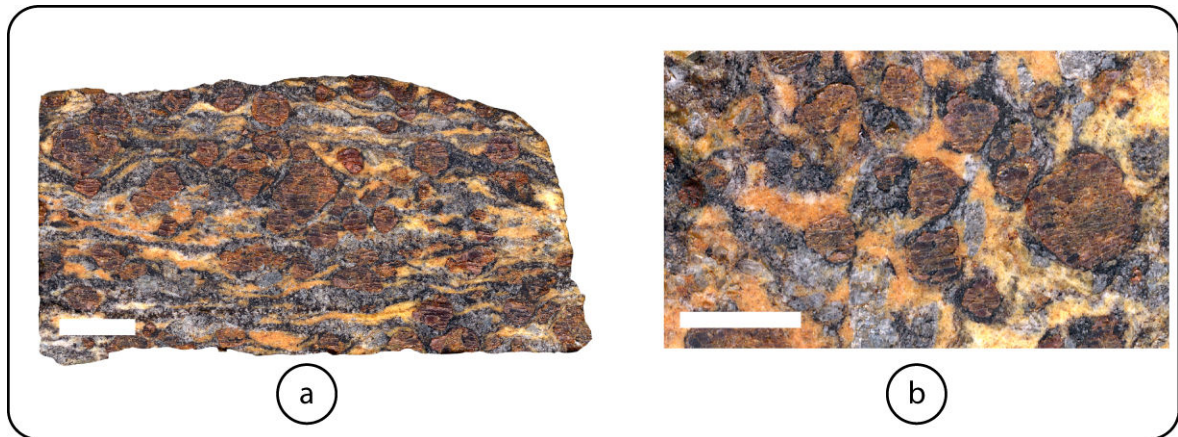


Figure 99 : grenatites à kyanite de Saugère, série de la Sioule. Type pétrographique à gros grain. a) : vue en coupe du plan de foliation, b) vue du plan de foliation. La barre d'échelle mesure 1 cm

Sur les échantillons en notre possession, nous pouvons mettre en évidence au moins 2 types pétrographiques différents.

Le type pétrographique à gros grain (Figure 99 a et b) est spectaculaire par la taille des grenats qu'il contient. Ils peuvent atteindre un diamètre de 1 cm, ils sont de couleur rouge sombre. Le kyanite est abondant, automorphe, dans le plan de foliation. Il peut former des prismes centimétriques. Il est associé à la biotite. Le plan de foliation en lui-même (Figure 99 a) ne porte pas de linéation : l'échantillon a été scié de manière arbitraire. La texture évoque tout de même des queues de type sigma, voire delta, autour des grenats, ainsi que des plans C' assez frustes, indiquent une déformation à caractère mylonitique en contexte métamorphique de haut grade.



Figure 100 : grenatites à kyanite de Saugère. Type pétrographique à grain fin. La barre d'échelle mesure 1 cm

Le type pétrographique à grain fin est très riche en grenat et en kyanite. La taille moyenne du grenat est de 3-4 mm, il peut atteindre 1 cm au maximum. On peut mettre en évidence à l'œil nu 2 types de grenat : des grenats rouge-orangé assez fracturés, des grenats rouge-violet très sains, paraissant même noirs pour certains. Le kyanite est très abondant en petits prismes de 1 à 3 mm, bleutés. L'ensemble baigne dans une trame à grain très fin assez sombre, évoquant une mylonite.

Dans les 2 types pétrographiques, le grenat est ceinturé d'un fin liseré noir de biotite. Ceci indique une déstabilisation du grenat lors de la rétro-morphose.

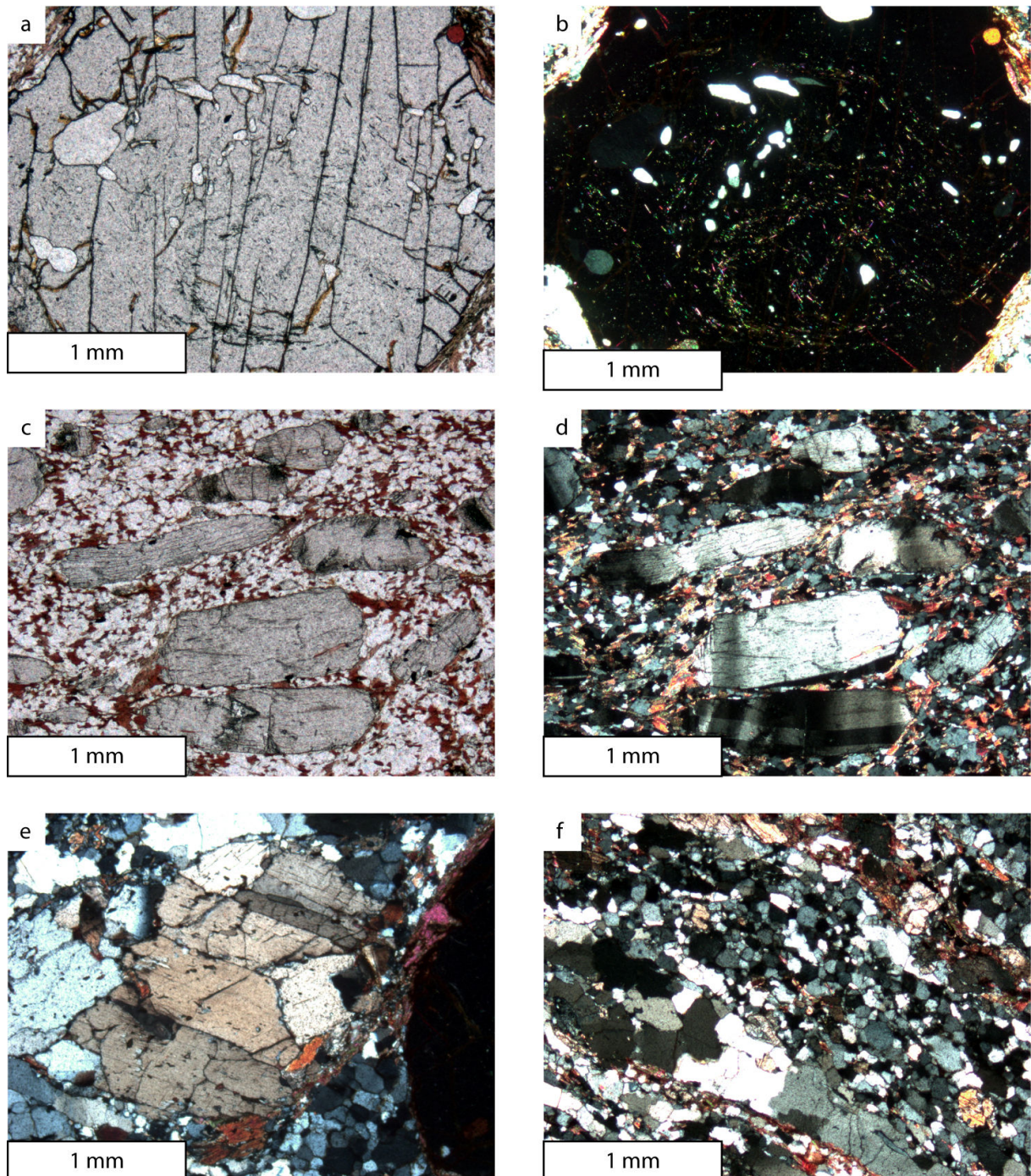


Figure 101 : microtexture des granulites à grenat-kyanite de Saugère

En lame mince, ces roches sont spectaculaires (Figure 101). Le grenat contient fréquemment des inclusions à caractère sigmoïde (Figure 101 a et b), trop petites pour être identifiées de manière sûre au microscope optique (silicates d'alumine ?). Les inclusions dans les grenats ont toujours été à la source de débats et d'interprétations parfois contradictoires (Bell & Johnson, 1989; Bell et al., 1992; Huddleston-Holmes & Ketcham, 2005; Johnson, 2009). Toutefois, compte-tenu du gisement en « pierres volantes » de ces roches, l'étude des orientations des inclusions dans ces grenats ne pourra être quantitative.

Le kyanite forme de gros prismes millimétriques (Figure 101 c et d), maclés, à extinction ondulée. Notons par ailleurs que ce minéral semble localement pseudomorphoser le grenat (Figure 101).

La trame générale de la roche est à grain fin, elle est riche en petites biotites très rouges (Figure 101 c) et surtout en quartz à texture en mosaïque (Figure 101 f) évoquant une texture de recuit après recristallisation. Nous n'avons pas observé de feldspath dans cette roche, Grolier (1971) n'en décrit pas pour ce gisement mais note qu'il est présent dans des roches similaires provenant d'un autre affleurement de la série de la Sioule.

4.17.3 Les granulites à grenat-kyanite de Breuilly-Cesset (Sioule)

Le seul échantillon en notre possession consiste en une pierre volante (le lieu où elles ont été décrites est aujourd'hui inaccessible) : nous ne décrivons donc que les aspects pétrographiques sans chercher à en tirer des conclusions structurales.

N'affleurant que dans la série de la Sioule, ces roches se distinguent nettement des autres lithologies de cette série (Gentilhomme, 1972, 1975; Grolier, 1971; Turland et al., 1990). Elles présentent une grande richesse en grenat (Figure 102) macroscopique.

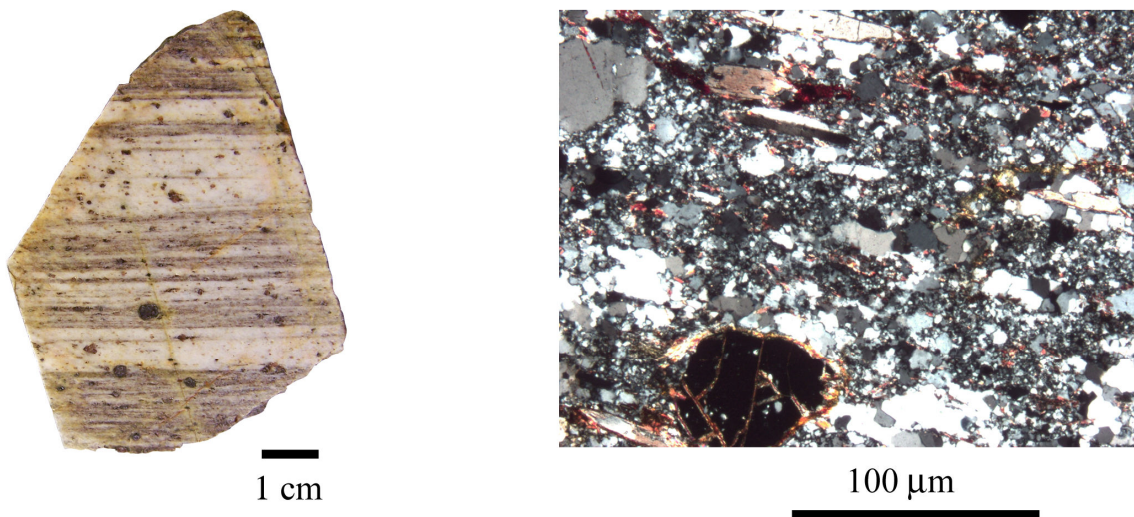


Figure 102 : échantillon macroscopique et cliché au microscope en LPA des quartzites à grenat-kyanite de Breuilly-Cesset (affleurement DJ 61)

Ces roches montrent un litage net, rose et blanc. Au microscope, le quartz est très recristallisé. Le grenat est systématiquement entouré d'une auréole de chlorite. Le kyanite est relativement abondant. Le plagioclase est peu abondant. Tout comme les granulites décrites ci-dessus (§ 4.17.2), la paragenèse « acide » est assez originale dans la mesure où d'autres phases de haute pression (comme par exemple l'orthopyroxène) sont absentes, ainsi que le mica blanc.

Ces roches sont très similaires aux granulites felsiques (« Weiss Stein granulites ») de Bohême (voir par exemple O'brien, 2006). En l'absence de données microsonde, il est délicat d'estimer les conditions P, T de formation de ces roches. Par similitude avec les données obtenues sur les roches du massif de Bohême, des conditions de 20-25 kbar pour des températures de l'ordre de 1000°C sont envisageables. **Ces roches ont subi un métamorphisme de faciès éclogitique.**

4.17.4 Les roches à spinelle

Dans la série du Chavanon, le spinelle est présent dans un type pétrographique particulier qui affleure sur la carte de Saint-Gervais-d'Auvergne (Hottin et al., 1989b). Il s'agit d'un gneiss leptynique à biotite, grenat et sillimanite, dans lequel sont présents des injectats leucocrates à nodules de

cordiérite. Le spinelle est un spinelle zincifère. Pour ces auteurs, il s'agit de reliques de métamorphisme granulitique.

Dans la série de la Sioule, le spinelle est mentionné dans les micaschistes par Audren et al (1987) mais n'est pas décrit. Nous ne pouvons donc pas en tirer de conclusion.

4.17.4.1 Synthèse sur les roches de haute pression dans les séries de la Sioule et du Chavanon

Contrairement aux micaschistes (voir au chapitre suivant), les témoignages de haute pression dans les terrains migmatitiques des séries étudiées ne se signalent pas seulement sous forme de minéraux reliques mais par une paragenèse de haute pression stable (même si des signes de rétro-morphose sont identifiés). Dans la série du Chavanon, les granulites forment de petits panneaux au plus pluridécamétriques, alors que dans la série de la Sioule les roches de haute pression, en plus d'un gisement en petits panneaux de même type, affleurent en un ensemble plurikilométrique à l'est (voir carte géologique de la série de la Sioule en annexe).

Dans la série de la Sioule, les microtextures des roches de haute pression évoquent une forte déformation qui se serait donc déroulée en contexte métamorphique de haut grade. Compte-tenu de l'absence de données structurales orientées sur ces roches, prélevées en pierres volantes, nous ne pouvons pas en tirer de conclusions cinématiques.

Comme le notent White et Powell (2002), la présence de granulites de haute pression est révélatrice d'un comportement en milieu ouvert vis-à-vis du melt. On se trouve donc en présence de terrains ayant valeur de région source pour la fusion partielle. Il s'agit de la zone d'accumulation selon Vanderhaeghe (2009), c'est-à-dire une concentration des résidus de la fusion partielle.

4.18 Le granite syn-cinématique de Savennes

Ce massif a été mis en évidence lors des levés de la feuille Ussel. Malheureusement, il n'affleure pas très bien sur le plateau, les bons points d'observation sont difficiles d'accès car situés dans les gorges du Chavanon.

Structuralement, ce massif est intéressant car il est situé sur la limite entre l'unité des migmatites du Chavanon, qui le surmonte, et l'unité des micaschistes, qu'il surmonte (voir le log au chapitre 3). Ce massif de granitoïdes structurés arrive au contact du Sillon Houiller sur la feuille de Bourg-Lastic.

4.18.1 Pétrographie

Son aspect est celui d'un granitoïde sombre, orienté, au sein duquel plusieurs types pétrographiques coexistent, selon la taille de leur grain et leur teneur en biotite (Figure 103). Le gisement en lames de ce massif est localement flagrant à l'échelle de l'affleurement, les changements de types pétrographiques s'y effectuant sous forme de feuillets aux limites tranchées (Figure 103).

Le type pétrographique dominant est un granitoïde sombre à grain moyen, mais localement on peut observer des passées pegmatitiques et des passées à grain plus fin, très riches en biotite. Le plagioclase est abondant et forme localement de gros blastes. La muscovite est présente dans certains types pétrographiques, elle semble primaire car elle est bien automorphe.

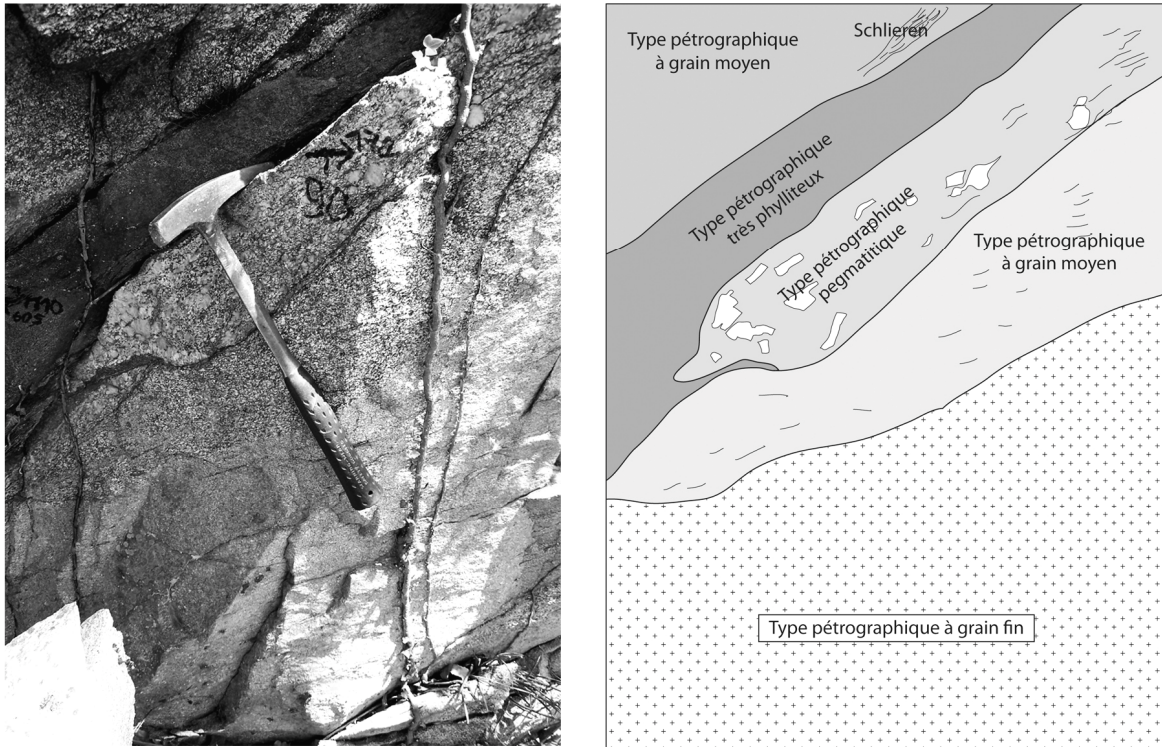


Figure 103 : diversité des types pétrographiques du granite orienté de Savennes

La déformation est dans l'ensemble peu intense (Figure 103), la roche a conservé son aspect magmatique. Les foliations sont faiblement pentées vers le nord (voir le chapitre... structural). La déformation est syn-solidus : le quartz est recristallisé dynamiquement.

4.18.2 Déformation

Le granite de Savennes est peu déformé, hormis à son mur et à son toit où il présente une légère déformation mylonitique. Les critères de cisaillement sont assez peu évidents (déformation non coaxiale), ils indiquent un cisaillement vers le SE-SSE voir du N vers le S.

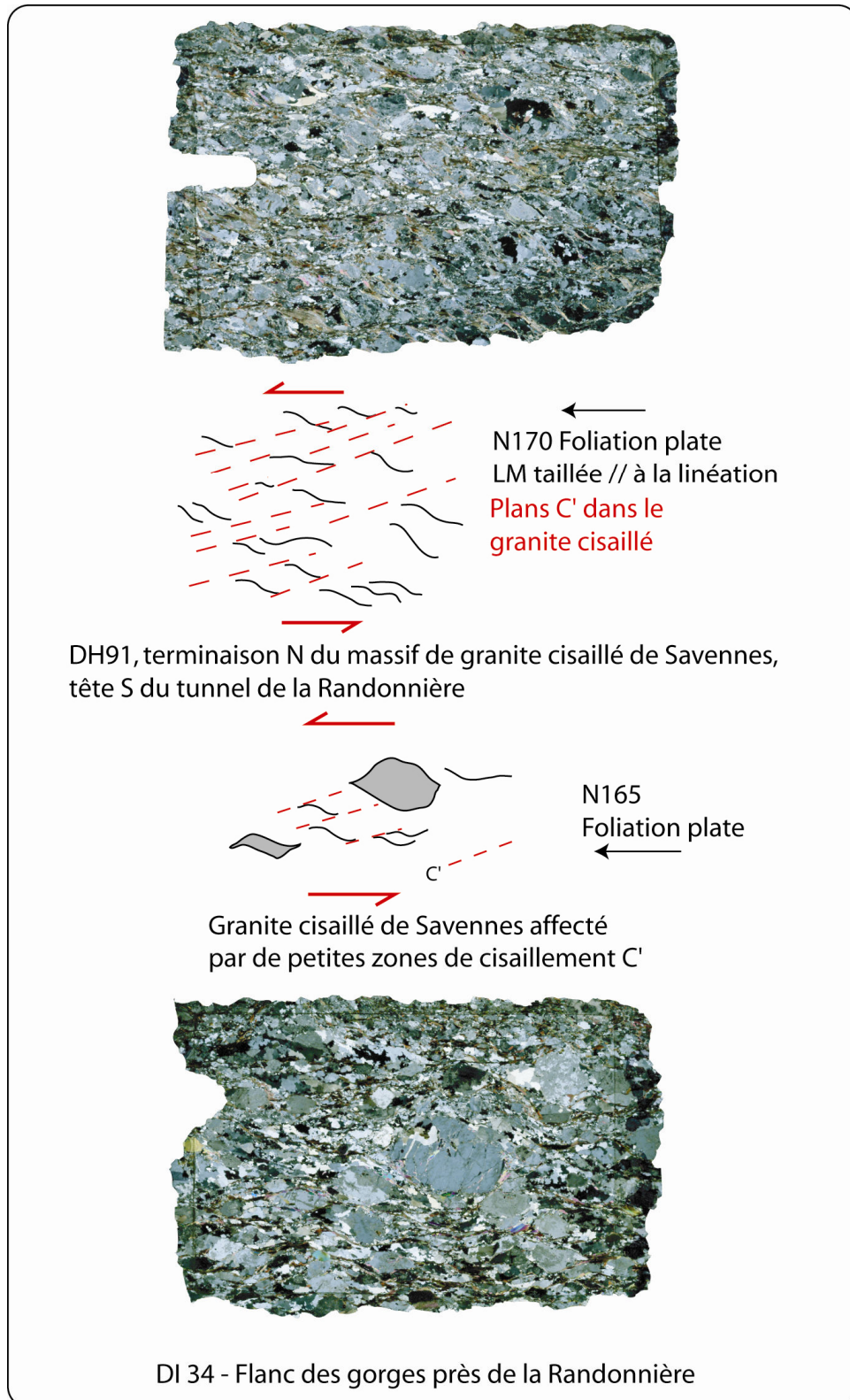


Figure 104 : critères cinématiques dans le granite de Savennes

L'étude structurale détaillée de cette intrusion est détaillée au chapitre 4. Néanmoins, nous présentons ici des données pétrographiques afin d'argumenter les conditions de déformation. Les critères de cisaillement consistent en des bandes de cisaillement C' et en des porphyroclastes présentant des queues de recristallisation (Figure 104). Le quartz présente fréquemment des migrations aux joints de grains (« bulging »). La déformation n'atteint jamais le stade ultramylonitique. Tout ceci argumente en faveur d'une **déformation post-solidus**.

La foliation de ce granite est soit plate, soit modérément pentée vers le NW ou le N : les critères rotationnels indiquent donc un mouvement plutôt tangentiel. La linéation minérale est N320 à N-S.

4.19 Conclusion à l'étude des migmatites rattachées à l'unité inférieure des gneiss et à l'unité supérieure des gneiss

Cette étude pétrographique couplée à des levés de terrain détaillés a permis de mettre en évidence les étroites imbrications qui existent entre les lithologies. Les migmatites enclavent des reliques de roches de haute pression sous forme de petits panneaux décimétriques à décamétriques. Des niveaux de carbonates ont été préservés au cours de l'anatexie, ils traduisent une origine métasédimentaire pour une partie au moins des séries étudiées.

Plusieurs types d'anatexies ont été reconnues : des leucosomes à minéralogie de granitoïde, une anatexie à cordiérite (diatexites hétérogènes à nodules de cordiérite) très largement développée dans toutes les séries et enfin, localement, une anatexie à amphibole mal contrainte.

Les aspects structuraux seront développés lors d'un chapitre ultérieur, néanmoins, on peut d'ores et déjà souligner **l'étroite imbrication entre les divers types de migmatites entre lesquelles la transition s'effectue souvent de manière diffuse.**

Chapitre 5

Géochimie comparative des différentes lithologies de la série du Chavanon

Ce court chapitre présente quelques données géochimiques sur la série du Chavanon et se propose de les utiliser afin d'établir des liens génétiques entre les différentes lithologies.

Nous n'avons effectué ce travail que dans la série du Chavanon compte-tenu du peu de données géochimiques disponibles dans la série de la Sioule, notamment en ce qui concerne les éléments en traces.

Ce travail a été ébauché afin de proposer une réflexion sur les liens existant entre les différentes lithologies, plus précisément entre celles qui sont anatectiques et celles qui ne le sont pas.

5.1 Représentativité des analyses géochimiques

De nombreuses analyses chimiques sur roche totale sont disponibles sur les cartes géologiques couvrant la série du Chavanon. Il nous a paru utile de réaliser des diagrammes afin de comparer la géochimie des différentes lithologies. Les données, issues des cartes de Felletin et d'Ussel, ainsi que de la thèse de C. Cartannaz, sont présentées en annexes. D'autres données tirées de la carte de Bourg-Lastic (Brousse & Tempier, 1981), Pontgibaud (Hottin et al., 1989a) et Saint-Gervais-d'Auvergne (Hottin et al., 1989b) ont été également utilisées.

Compte-tenu des nombreux phénomènes présents dans les migmatites (fusion partielle, extraction partielle ou totale des jus silicatés, migration...), il faut garder à l'esprit que la donnée géochimique est représentative du « produit fini ». Ainsi, l'analyse est probablement très différente de celle du protolithe de la roche ayant donné naissance à la migmatite. Ceci est probablement d'autant plus le cas quand on a affaire à des diatexites (par exemple ici la diatexite de la Cellette, ou les DGHC) qui sont des migmatites qui ont vraisemblablement subi un fort taux de fusion et qui ont migré hors du lieu de fusion partielle.

5.2 Choix des éléments qui seront comparés lors des comparaisons entre les lithologies

Quelques diagrammes nous permettront d'établir une comparaison géochimique entre les terrains, sans toutefois préjuger des relations qui existent entre eux.

Compte tenu de l'abondance des terrains migmatitiques dans la série étudiée ici, nous travaillerons sur les éléments qui nous livreront des renseignements sur la fusion partielle en raison de leur affinité pour la phase « solide » ou la phase « liquide ».

5.3 Migmatites : éléments majeurs

Les éléments majeurs des migmatites peuvent être comparés entre eux grâce aux diagrammes de Harker.

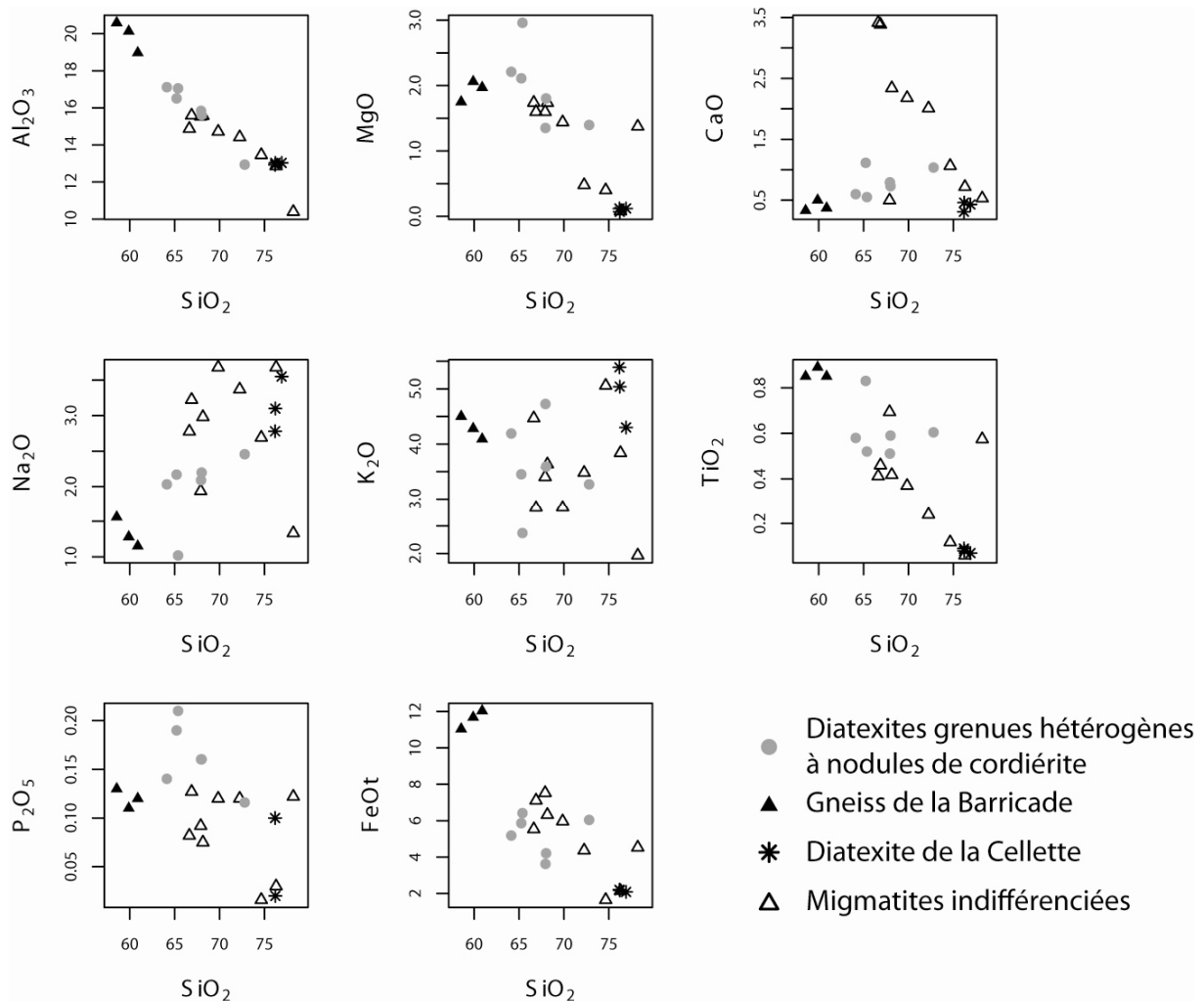


Figure 105 : diagrammes de Harker pour les migmatites de la série du Chavanon et les DGHC

La diatexite de la Cellette est géochimiquement assez homogène, et ce tout particulièrement en ce qui concerne Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 et FeOt .

Les gneiss de la Barricade se distinguent généralement des autres migmatites et sont homogènes entre eux. On peut noter leur forte teneur en titane (0,8-1%), qui peut s'expliquer par leur richesse en biotite.

Les DGHC ne se distinguent pas franchement des autres migmatites de la série, hormis par une plus faible teneur en Na_2O et une plus forte teneur en TiO_2 et P_2O_5 .

5.4 Eléments en traces

L'étude géochimique des DGHC a été abordée par Cartannaz (2006). Toutefois, son attention s'est surtout concentrée sur les différences existant entre les granitoïdes de Guéret et leur encaissant en grande partie composé de DGHC.

Il est donc intéressant d'effectuer une analyse comparative de ces diatexites et des autres migmatites de la série du Chavanon, notamment en ce qui concerne les éléments en trace et les Terres Rares.

L'étude des données géochimiques comparative est effectuée ici en normalisant les valeurs à un échantillon de migmatite moyen, dont la composition chimique est obtenue en faisant la moyenne des analyses effectuées sur les migmatites du Chavanon, hormis la diatexite de la Cellette compte-tenu de

sa position structurale particulière et de sa vraisemblable absence de lien avec les DGHC (voir au chapitre de présentation des unités ; de plus, la diatexite de la Cellette ne contient pas de cordiérite).

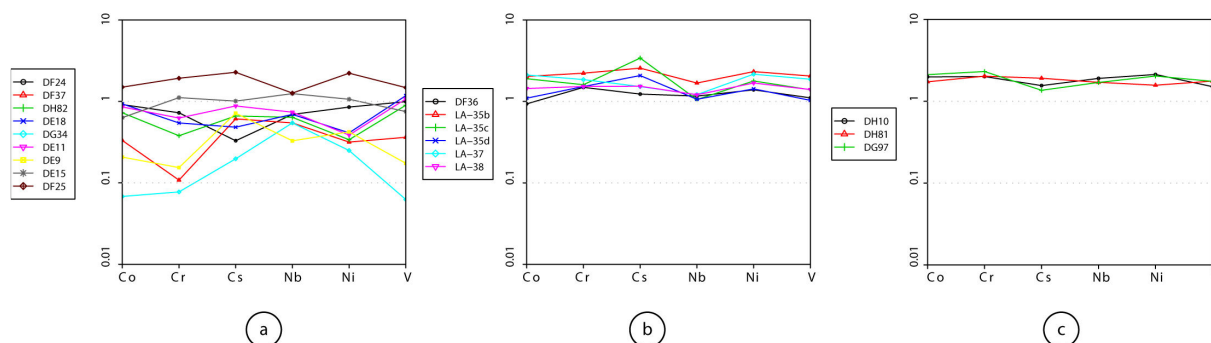


Figure 106 : comparaison géochimique entre diverses migmatites de la série du Chavanon et les DGHC

Après une étude systématique, seul un petit nombre d'éléments ont été retenus à titre de comparaison. Comparativement à l'échantillon de composition moyenne calculée, les autres migmatites de la série (Figure 106 a) sont plus pauvres en Co, Cr, Cs, Nb, Ni et V. Toutefois, aucune tendance ou similitude frappante ne se dessine.

En revanche, les DGHC (Figure 106 b) sont entre elles très homogènes et présentent pour les mêmes éléments des teneurs globalement plus élevées (hormis Co pour un seul échantillon). Notons que ce spectre d'éléments est similaire à celui de l'échantillon DF 25 (Figure 106 a), qui est pétrographiquement une diatexite assez proche des DGHC. Cr, Ni et V se concentrent dans la cordiérite lors de l'anatexie ; Co se concentre dans le liquide dans la fusion partielle (Martin, 1980b) : comme on a affaire à des anatexites à cordiérite, il semble logique que l'on observe des teneurs élevées en ces éléments pour ces roches.

Les gneiss de la Barricade méritent d'être représentés à part (Figure 106 c) car leur spectre est très proche de celui des DGHC.

5.5 Comparaison géochimique de l'intégralité des lithologies présentes dans la série du Chavanon

Nous comparerons la géochimie des terrains non-anatectiques avec celle des terrains anatectiques, afin d'examiner si ce concept peut rendre compte des observations réalisées sur les roches de la série du Chavanon. Nous avons rappelé au chapitre consacré à la présentation des lithologies de l'UIG et de l'USG que les conceptions actuelles sur les migmatites envisagent des mouvements de liquide silicaté pouvant être de grande ampleur, ne laissant derrière eux qu'un résidu de fusion (voir par exemple Kisters et al., 2009).

D'après Martin (1980b), Rb, Sr ainsi que Co sont incorporés dans le liquide au cours de la fusion partielle ; Cr, Ni et V sont incorporés dans la cordiérite. Le solide résiduel est donc appauvri en Sr et Rb. Nous pouvons donc confronter ces différents éléments entre eux en observant les variations du rapport suivant : $(Rb+Sr+Co)/(Ni+Cr+V)$, en fonction de l'acidité de la roche, SiO_2 étant pris comme un indicateur de la différenciation. Rb et Sr se concentrant dans la phase liquide, nous nous attendons à ce que cette somme soit élevée pour les terrains migmatitiques. A l'inverse, Ni, Cr et V se concentrant dans le résidu solide, leur somme sera élevée dans les terrains de nature plutôt restitique. Le **rapport** devrait donc être élevé pour les terrains anatectiques et faible pour les terrains restitiques (Figure 107).

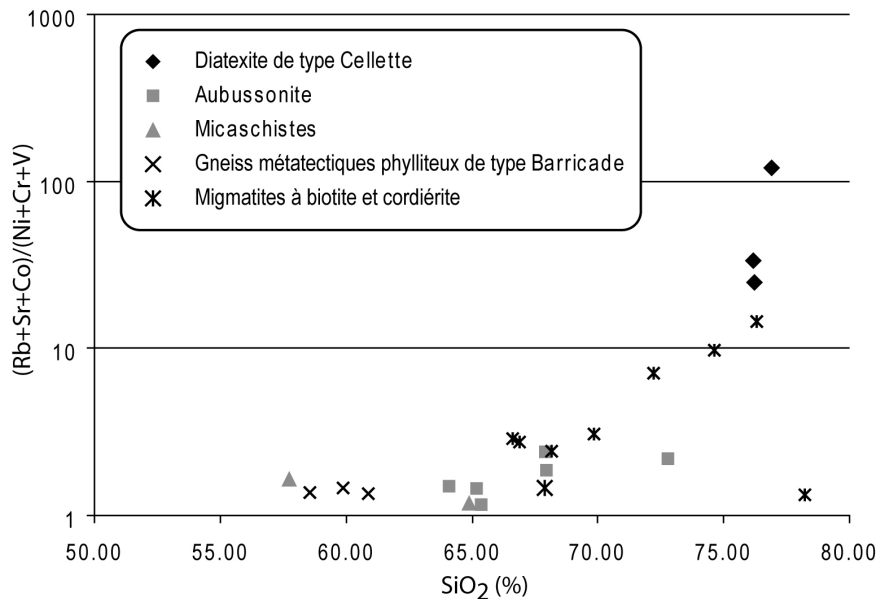


Figure 107 : diagramme de comparaison géochimique $(Rb+Sr+Co)/(Ni+Cr+V)=f(SiO_2)$ pour toutes les lithologies de la série du Chavanon

Ce diagramme étant partiellement réalisé à partir de données issues de la bibliographie (notices de cartes géologiques) la lithologie « migmatites à biotite et cordiérite » est de définition assez vague, pouvant désigner tant des types pétrographiques proches des DGHC que des types pétrographiques foliés (métatexites).

On retrouve une fois de plus une similitude entre les micaschistes du Chavanon et les gneiss métatectiques de type Barricade, ainsi qu'entre certaines migmatites à biotite et cordiérite indifférenciés. Ces lithologies sont caractérisées par un faible rapport $(Rb+Sr+Co)/(Ni+Cr+V)$, qui tendrait à indiquer une nature plutôt restitique. L'interprétation qui peut en être faite est que les leucosomes présents dans les gneiss métatectiques de type Barricade ont migré depuis leur source et que la composition plutôt restitique traduit un système en cours de fin d'évolution, c'est-à-dire que les leucosomes actuellement présents dans ces gneiss représentent les liquides silicatés très différenciés issus de la fusion partielle, tandis que les générations précédentes ont été extraites du système.

A l'autre extrême de ce diagramme, nous pouvons mettre en évidence la forte valeur de ce rapport pour les diatexites de type Cellette : la géochimie conforte les observations pétrographiques et structurales : ces roches ont subi un fort taux de fusion.

Les DGHC montrent une faible valeur du rapport décrit ci-dessus, alors que toutes leurs caractéristiques indiquent qu'elles ont subi un fort taux de fusion partielle. Doit-on alors envisager, pour ces roches, que la cordiérite ne se soit pas formée lors de la fusion partielle, mais lors de la cristallisation ou lors d'un métamorphisme ultérieur ?

Enfin, les migmatites à biotite et cordiérite se répartissent depuis des valeurs indiquant une nature plutôt restitique jusqu'à des valeurs indiquant plutôt un fort degré de fusion partielle.

En résumé, ce diagramme géochimique paraît bien éclairer la genèse des termes extrêmes (diatexites vs micaschistes) mais reste d'interprétation plus délicate en ce qui concerne les autres lithologies : il devra être complété par des contraintes structurales, géochronologiques et pétrographiques. Ce modèle d'évolution, qui ne sera pas rediscuté par la suite faute d'éléments complémentaires disponibles, permettrait d'expliquer la présence, au sein des grenats des micaschistes, de probables inclusions de « nanogranite » (Cesare et al., 2009). Dans cette hypothèse, les micaschistes auraient été anatexiques à un moment de leur évolution et tout le liquide silicaté, issu de leur fusion partielle, en aurait été extrait. Ils auraient alors valeur de restite vis-à-vis d'une anatexie. Cette hypothèse rejoint celle formulée au chapitre consacré à l'étude des micaschistes du parautochtone où des inclusions de « nanogranite » ont été décrites.

Chapitre 6

Géochronologie

Ce chapitre présente et discute les données géochronologiques disponibles sur les séries étudiées et propose un certain nombre de nouvelles données (âges de l'anatexie, âges de refroidissement de minéraux et âges d'intrusions de granitoïdes).

6.1 Avant-propos

Les nouvelles données géochronologiques présentées dans ce mémoire ont 2 provenances :

- Les datations par la méthode chimique U/Th/Pb sur monazite et xénotime, ainsi que les datations U/Pb sur zircon, ont été réalisées par Alain Cocherie, sur la microsonde Cameca SX 50 au BRGM et sur la SHRIMP de Canberra, respectivement,
- Les datations Ar/Ar ont été réalisées par mes soins. Le protocole expérimental est détaillé ci-dessous.

6.2 Méthode de datation des amphiboles (série du Chavanon)

Les roches sont broyées au concasseur à mâchoires, puis tamisées et lavées. Le granulat obtenu est passé dans une liqueur dense pour faire une première séparation entre les amphiboles et les autres minéraux. Enfin, une séparation manuelle est effectuée sous la loupe binoculaire afin d'obtenir les cristaux d'amphibole les plus purs. Les amphiboles ont ensuite été irradiées afin de transformer une partie du ^{40}K en ^{40}Ar .

La méthode décrite concernant la datation Ar-Ar *s.s.* est directement inspiré de Villa et al. (2000). Les paliers sont obtenus par chauffage successif (« stepwise heating »). Un palier de chauffage dure une vingtaine de minutes. Le gaz extrait des amphiboles est analysé dans un spectromètre de masse qui mesure les abondances relatives des différents isotopes de l'Ar.

Un **âge plateau** sera défini comme une succession de paliers successifs comprenant 50 % de l'Ar expulsé (la valeur de 60 % est parfois choisie suivant les auteurs) et dont l'âge est à $\pm 2 \sigma$.

6.3 Les diatexites

6.3.1 Les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite

Ces roches ont fait l'objet de plusieurs datations par Alain Cocherie (BRGM) dans le cadre du levé des cartes géologiques de Saint-Sulpice-les-Champs (Cartannaz et al., 2006b) et d'Aubusson (Cartannaz et al., 2008). Les échantillons proviennent des environs d'Aubusson. Les âges ont été obtenus par la méthode chimique U-Th-Pb total sur monazite. Ils sont relativement proches : 373 ± 5 Ma, 375 ± 2 Ma et 371 ± 8 Ma. On situe donc l'anatexie responsable de la formation de ces diatexites sur la période 379-363 Ma (Dévonien moyen-supérieur).

6.3.2 Les diatexites leucocrates (type la Cellette, série du Chavanon)

Monazites. La méthode retenue s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie et al. (1998).

La monazite est très abondante dans cette migmatite. Plus de 70 grains ont pu être séparés et montés en section polie pour être étudiés au MEB (électrons rétrodiffusés). Ils sont de très grande taille (souvent $> 500 \mu\text{m}$). Ils sont parfois automorphes avec des contours bien dessinés. Ils présentent peu de fractures et autres défauts. Deux grains représentatifs sont présentés ci-dessous (Figure 108).

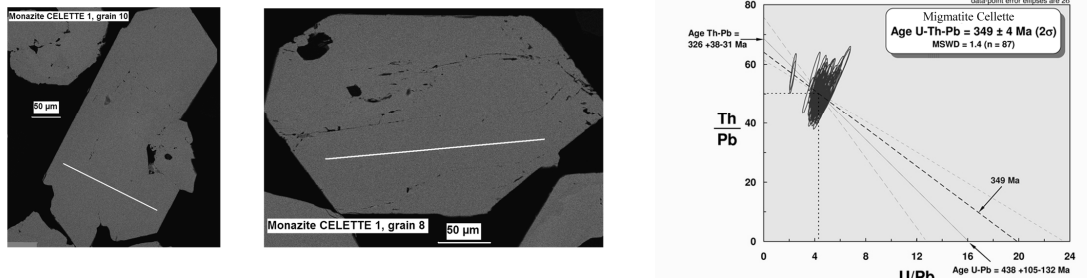


Figure 108 : datation sur monazites de la diatexite de la Cellette

Neuf grains ont été analysés. Quarante-vingt analyses ont été effectuées selon des traversées sélectionnées. Une analyse conduisant à un total d'oxydes inférieur à 97 % a été écartée. Deux analyses ont été statistiquement écartées. Les 87 analyses restantes sont homogènes en composition (tableau 2), en particulier le rapport Th/U varie peu ($0.29\% < U < 0.76\%$ et $4.5\% < Th < 9,2\%$). Pourtant, elles ont pu être traitées dans de bonnes conditions dans le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) (Figure 108). Un âge moyen à **349 ± 4 Ma** (2σ) est ainsi déterminé. Il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite.

Zircons. La datation isotopique U-Pb à la sonde ionique SHRIMP (sensitive high resolution ion microprobe, Williams, 1998) sur zircons permet de préciser l'âge de mise en place de cette diatexite. Les zircons sont allongés et de grande taille (200-300 µm). Dix-neuf analyses ont été effectuées sur 16 zircons. Sept analyses donnent des âges hérités ordoviciens à 471 ± 5 Ma ; 9 analyses contraignent l'âge viséen à 339 ± 3 Ma.

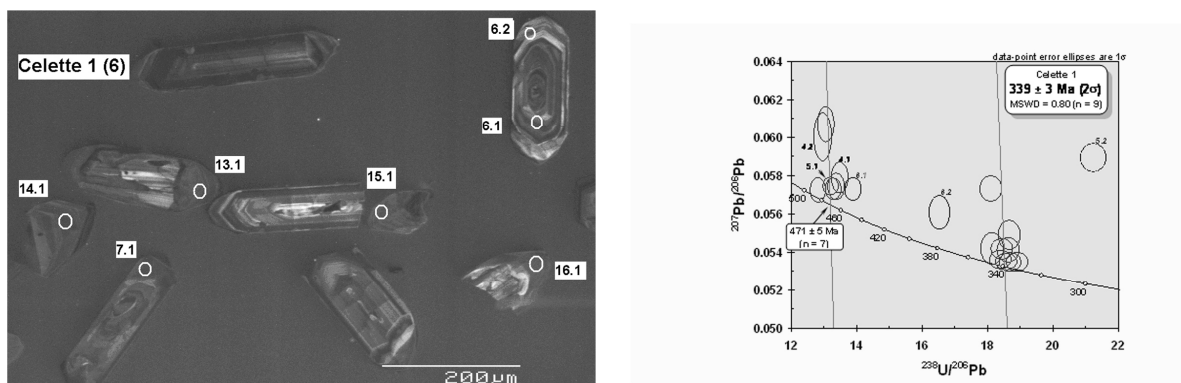


Figure 109 : photos des zircons en cathodoluminescence et diagramme Concordia pour la diatexite de la Cellette

6.4 Les gneiss métatectiques et les roches incluses

6.4.1 Les cordiérites de Ribieras

Nous avons vu que ces roches sont riches en cristaux automorphes de cordiérite, à aspect cumulatif. Ce sont donc des migmatites, qui sont toutefois singulières de par leur aspect cumulatif marqué. Elles sont relativement proches des DGHC sur certains échantillons. Une étude géochronologique a été menée sur un échantillon provenant de la carte géologique de Felletin, les monazites indiquent une anatexie à 362 ± 6 Ma (méthode U-Th-Pb, Cocherie in Rolin et al., 2008).

6.4.2 Chavanon : échantillon DH 68 (amphibolite de Savennes)

Le dégazage de cet échantillon (Figure 110) se caractérise par de nombreux petits paliers qui expulsent à chaque fois une faible quantité d'Ar, et par 2 paliers qui contiennent à eux seuls plus de 60 % de l'Ar expulsé.

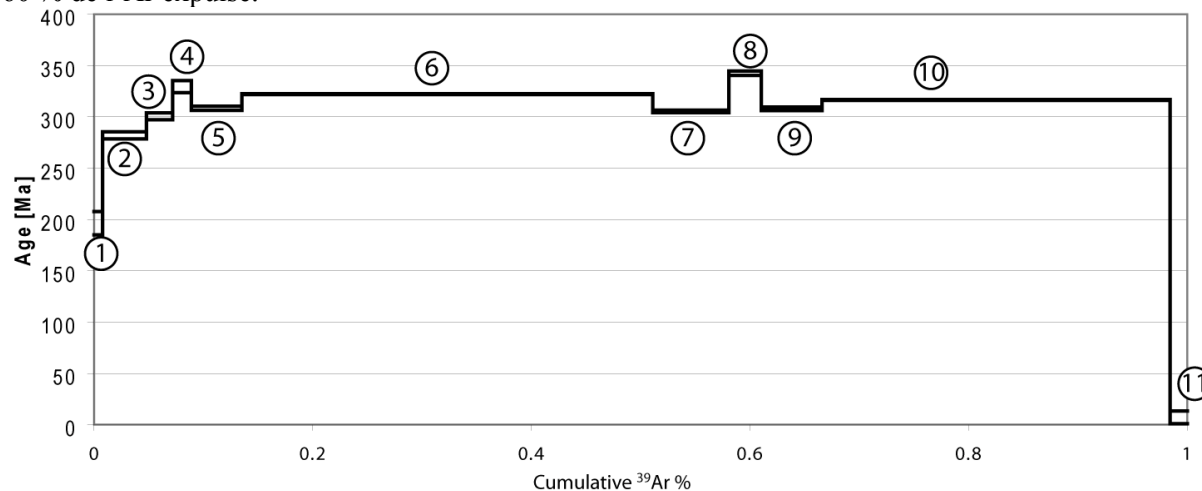


Figure 110 : spectre d'âge Ar/Ar de l'amphibole DH68

Les paliers 1 et 2, considérés comme dus au dégazage de phases d'altérations ou d'impuretés, ne sont pas pris en compte. Les paliers 3, 5, 7 et 9 sont peu importants et ont des âges relativement peu éloignés : $300,5 \pm 3,2$, $308,3 \pm 2$, $305,3 \pm 1,1$ et $307,8 \pm 1,7$ Ma respectivement. Les paliers 4 et 8 livrent des âges plus anciens : $329,3 \pm 5,8$ et $342,5 \pm 2,1$ Ma respectivement. Enfin, les paliers 6 et 10, qui contiennent la majorité de l'argon expulsé, livrent des âges à $322,1 \pm 0,4$ et $316,5 \pm 0,3$ Ma.

Un âge plateau ne peut pas être défini ici. Toutefois, les paliers 6 et 10 correspondant à l'expulsion de 68 % de l'argon, permettent de donner une estimation de l'âge de refroidissement à 319 ± 3 Ma.

6.4.3 Sioule : âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur micas et ThO_2^* -PbO sur monazite

De nombreux âges sont disponibles sur les séries étudiées, grâce à deux études géochronologiques publiées. L'étude de Faure et al. (2002) a permis d'obtenir des âges sur **biotite** à $332,1 \pm 1,2$ Ma, $321,4 \pm 1,2$ Ma et $334,4 \pm 1,2$ Ma pour des gneiss de **l'unité inférieure des gneiss**, ainsi qu'un âge à $334,2 \pm 1,6$ Ma sur un gneiss de **l'unité supérieure des gneiss**. Cette même étude a également permis d'obtenir des âges sur **muscovite** à $331,6 \pm 1,2$ Ma, $328,6 \pm 1,6$ Ma et $332,2 \pm 1,2$ Ma pour des gneiss de **l'unité inférieure des gneiss**.

L'étude géochronologique de B. Schulz (2009) a fourni des âges sur monazite, pour **l'unité supérieure des gneiss** à 337 ± 9 Ma, 330 ± 14 Ma et 334 ± 15 Ma, et pour **l'unité inférieure des gneiss** à 343 ± 11 Ma, 335 ± 10 Ma et 329 ± 10 Ma.

Ces âges sont discutés ci-dessous (§ 6.7.1).

6.5 Les micaschistes et les roches incluses

6.5.1 Chavanon : âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur micas

A. Gébelin (2004) a fourni une datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur population et monograin de biotite dans les micaschistes du Chavanon. Cet auteur a situé l'échantillon dans le prolongement de la zone de cisaillement de la Courtine. Compte-tenu de nos nouvelles données de terrain sur la carte géologique

d'Ussel (Thiéry et al., accepté), selon les coordonnées fournies par cet auteur, nous pouvons situer cet échantillon dans l'unité des micaschistes du Chavanon au niveau du Pont d'Arpiat (voir étude structurale).

Les données de A. Gébelin (2004) indiquent que l'âge des biotites est de **341 ± 3 Ma pour la population des biotites** ; les paliers de plus haute température indiquent des âges qui s'étagent de 340 à 355 Ma. Sur monograin, le spectre de dégazage est chaotique. Il indique des âges s'étalant de 352 à 324 Ma.

Nous ne disposons pas de description détaillée de l'échantillon qui a été prélevé, néanmoins, compte-tenu de nos observations pétrographiques à l'échelle de la série, il paraît raisonnable d'envisager que les datations indiquent l'âge de l'unique population de biotites de la série du Chavanon. En effet, nous n'avons pas observé de biotites héritées d'une paragenèse antérieure.

Pour reprendre les conclusions de A. Gébelin (2004), l'âge à 352 ± 4 Ma correspond à un âge minimum de fermeture de la biotite, l'âge à 324 ± 3 Ma correspondant à une réouverture du système isotopique de l'Ar.

6.5.2 Chavanon : échantillon DI 35 (amphibolite de Pradelles)

Cet échantillon présente une succession de paliers assez groupés (Figure 111).

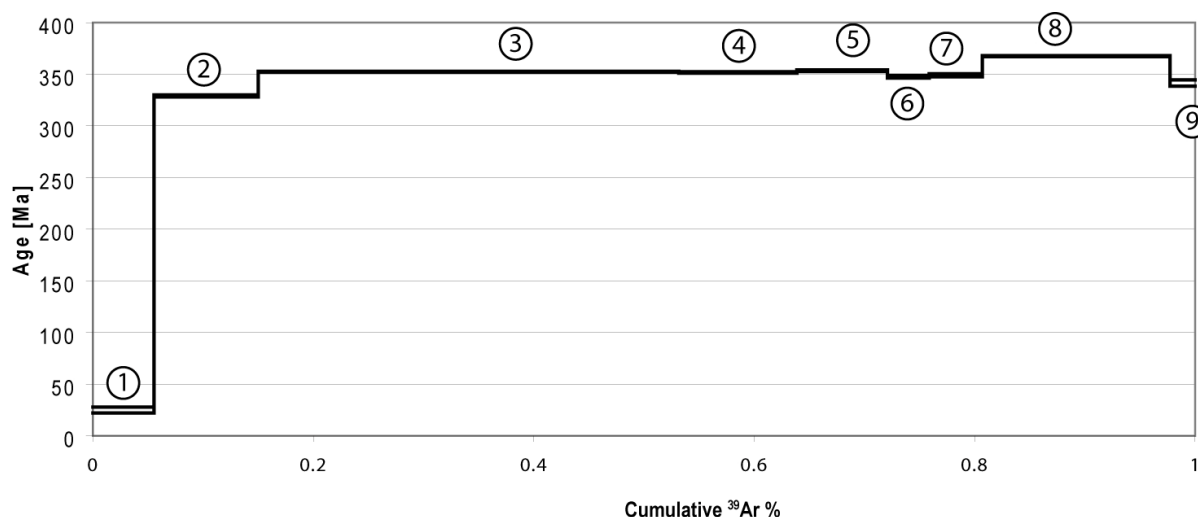


Figure 111 : spectre d'âge Ar/Ar de l'amphibole DI35

Le palier 1 correspond vraisemblablement au dégazage de phases mineures telles que des minéraux d'altération ou des impuretés restées lors de la préparation de l'échantillon. Le palier 2, qui contient environ 10 % de l'Ar expulsé, livre un âge de 328,9 ± 2,8 Ma. Les paliers 3, 4 et 5 qui contiennent à eux seuls environ 60 % de l'Ar expulsé ont des âges qui sont identiques aux barres d'erreur près : 352,3 ± 0,3, 351,6 ± 0,7 et 353,4 ± 0,8 Ma. Notons que le palier 9 livre la même information, avec un âge à 341,4 ± 3,1 Ma. Les paliers 6 et 7, qui contiennent environ 10 % de l'Ar expulsé, livrent des âges légèrement plus jeunes, 347,5 ± 1,3 et 348,9 ± 1,4 Ma respectivement. Enfin, le palier 8, qui contient environ 15 % de l'Ar expulsé, livre un âge plus ancien, de 367 ± 0,5 Ma.

L'âge plateau est défini par les paliers 3 à 7, qui correspondent à l'expulsion de 65 % de l'argon et permettent de fixer un âge à 350,7 +3,5/-4,5 Ma.

6.5.3 Sioule : âges ³⁹Ar/⁴⁰Ar sur micas et U/Th/Pb sur monazite

Plusieurs âges sont disponibles pour les micaschistes de cette série. Faure et al. (2002) ont obtenu, par la méthode ³⁹Ar/⁴⁰Ar, un âge à 332 ± 2 Ma sur muscovite. Pour une autre localité (toujours dans les micaschistes), un âge à 333 ± 2 sur muscovite et à 334 ± 2 Ma sur biotite ont été obtenus. Des

monazites extraites de ces micaschistes ont livré des âges à 327 ± 12 Ma et 333 ± 18 Ma (Schulz, 2009).

Le métamorphisme dans la formation des micaschistes de la Sioule est donc daté dans la période 315-351 Ma par les monazites avec un pic vers 333 ± 3 Ma suggéré par les âges sur biotites et muscovites. Il est donc d'âge Viséen, voire Tournaisien en prenant en compte les marges d'erreur. Ceci correspond au « late Visean thermal event » de Faure et al. (2002), interprété comme lié à une phase d'extension syn orogénique.

6.6 Le granite de Savennes (série du Chavanon)

6.6.1 Monazite

Les grains de monazite sont de grande taille : de 300 à 400 μm . Beaucoup sont automorphes avec des bords bien nets. De larges domaines sans défauts sont disponibles. Cent-dix analyses ont été réalisées sur 10 grains différents. L'âge moyen au barycentre des analyses représentées par leur ellipse d'erreur est de 359 ± 7 Ma.

6.6.2 Xénotime

Plus de trente grains ont pu être identifiés en section polie lors de l'étude au MEB de la section polie contenant les grains de monazites (électrons rétrodiffusés). Ils sont d'une qualité remarquable. Comme les grains de monazite, ils atteignent 300 à 400 μm (Figure 112). Beaucoup sont automorphes avec des contours bien nets (Fig. 9) et souvent sans défauts apparents en dehors de quelques fractures. Cent analyses ont été effectuées selon des traversées sélectionnées sur 9 grains. Une seule analyse conduisant à un total d'oxyde inférieur à 97 % a été écartée. Trois analyses ont donné des âges qui ont été statistiquement écartés. Les 96 analyses restantes donnent des âges statistiquement homogènes.

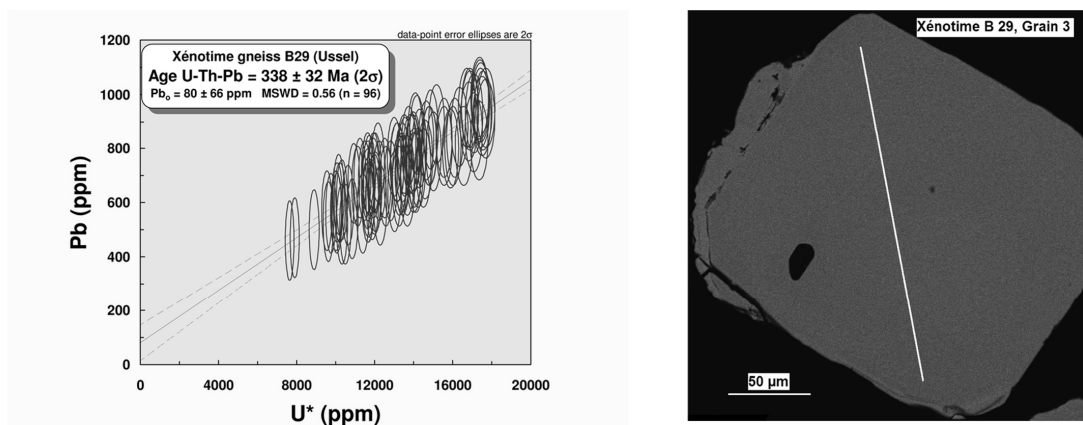


Figure 112 : datation sur xénotime du granite de Savennes

En raison de l'existence potentielle de Pb commun dans certains xénotimes (Cocherie & Legendre, 2007), il est recommandé d'utiliser le diagramme $\text{Pb} = f(\text{Th}^*)$ qui peut permettre d'évaluer ce Pb commun, ce qui n'est pas possible à l'aide du diagramme $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$. On obtient un âge isochrone de 338 ± 32 Ma calculé à partir de la pente de la régression linéaire. La valeur du MSWD à 0.56 est parfaitement en accord avec la limite théorique de 1.29 (Wendt & Carl, 1991). Elle traduit l'homogénéité en âge de toute la population d'analyses.

6.6.3 Zircons

Les zircons sont très allongés et de grande taille (200 à 300 μm). Vingt analyses ont été effectuées sur 12 zircons. Plusieurs âges hérités ont été obtenus : 2204 ± 22 Ma, 1889 ± 29 Ma, 580 ± 8 Ma, 347 ± 3 Ma. L'âge de mise en place quant à lui a été calculé à 336 ± 3 Ma.

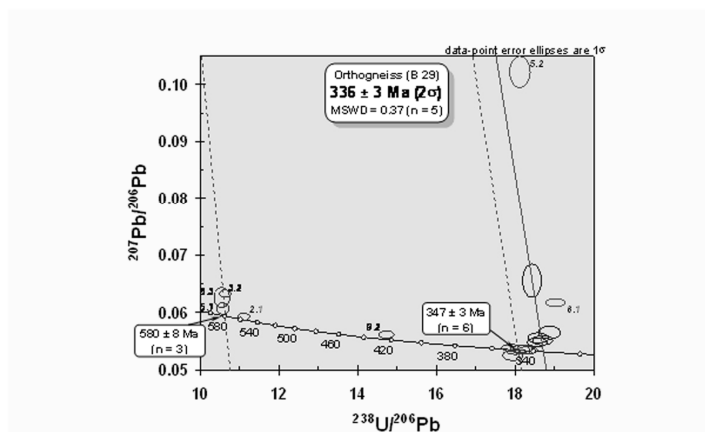
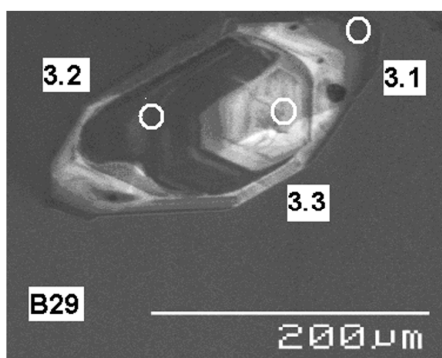
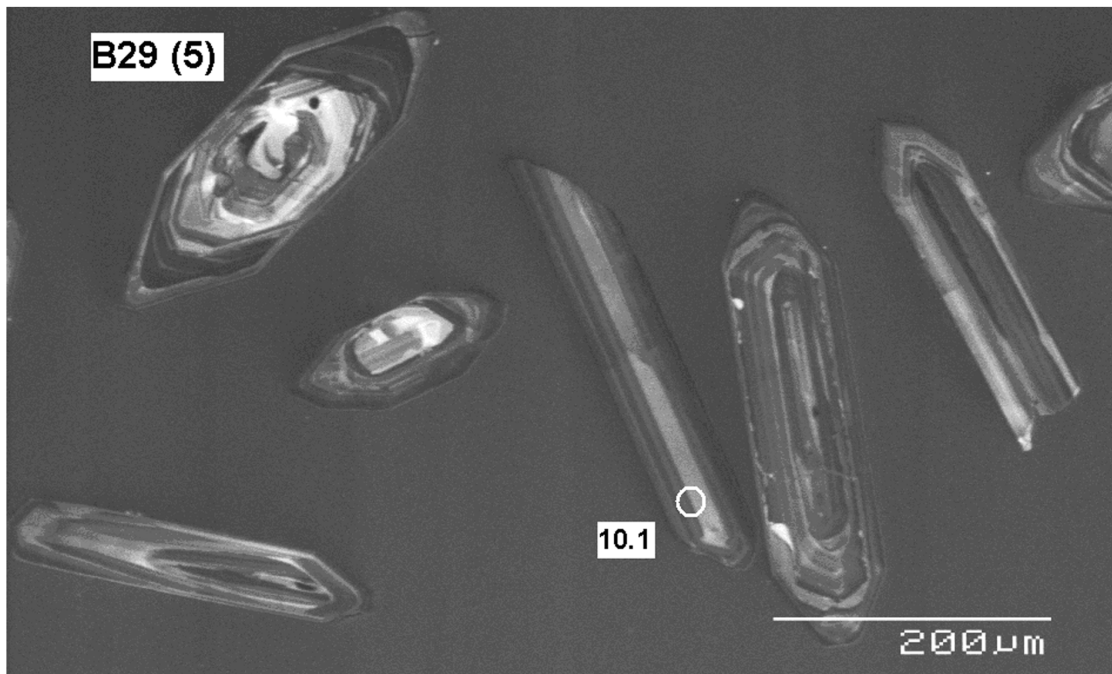


Figure 113 : zircons prismatiques du granite cisailé de Savennes. En bas à gauche, un zircon présentant à lui seul 3 âges hérités : 3.3 : 1189 ± 29 Ma, 3.2 : 577 ± 12 Ma et 3.1 : 351 ± 7 Ma

6.6.4 Synthèse sur les datations du granite de Savennes

Les datations sur zircon précisent le rôle des héritages enregistrés dans ce granitoïde déformé (voir l'étalement des âges sur monazite): paléoprotérozoïque, néoprotérozoïque et Carbonifère inférieur. En revanche, l'âge à 336 ± 3 Ma contraint bien la mise en place du granite de Savennes.

6.7 Synthèse et discussion sur les données géochronologiques

Les différentes datations présentées ci-dessus permettent de mettre en avant 2 conclusions :

- Dans la série du Chavanon, les âges du métamorphisme sont décroissants du sommet vers la base de la série,
- Dans la série de la Sioule, les âges sont plus jeunes d'environ 20 Ma que dans la série du Chavanon (Figure 114).

On peut exprimer la succession des âges de la manière suivante :

- Un évènement D1 anatectique sur la période 375-360 Ma,
- Un évènement D2 en faciès amphibolite vers 350 Ma, pouvant être associé à une anatexie comme par exemple pour la fusion partielle à l'origine de la diatexite de la Cellette.

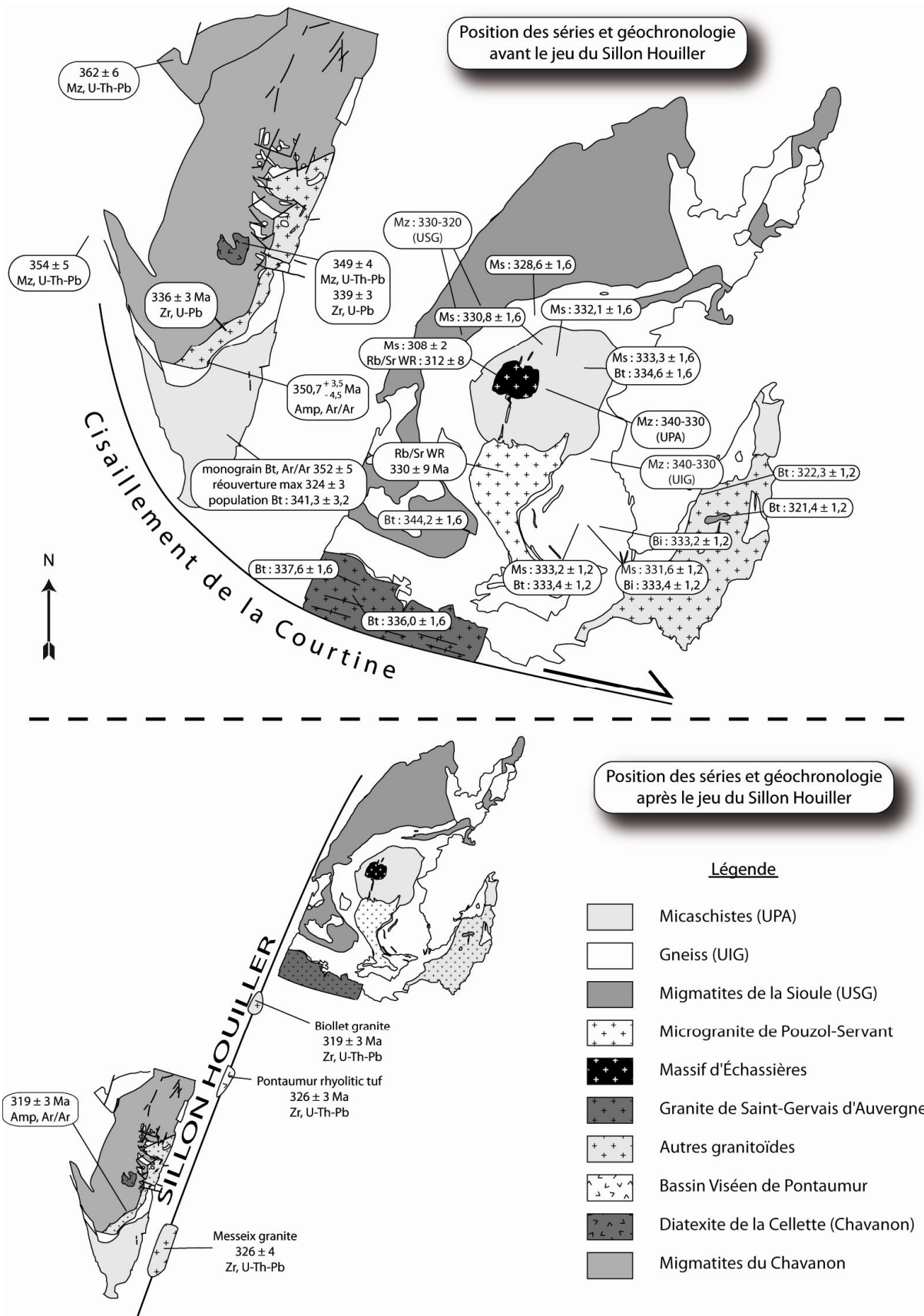


Figure 114 : synthèse géochronologique pour les séries de la Sioule et du Chavanon

6.7.1 Les âges de la série de la Sioule

Depuis les travaux de M. Faure (2002), et avec les travaux récents de B. Schulz (2009), les âges Viséens sont bien étayés dans la Série de la Sioule (voir § 6.4.3 et § 6.5.3 ainsi que la Figure 115). Compte-tenu du magmatisme abondant dans cette série au Viséen supérieur (tufs du bassin de Châteauneuf-les-Bains), il est vraisemblable que les systèmes isotopiques (Ar) ont été rouverts.

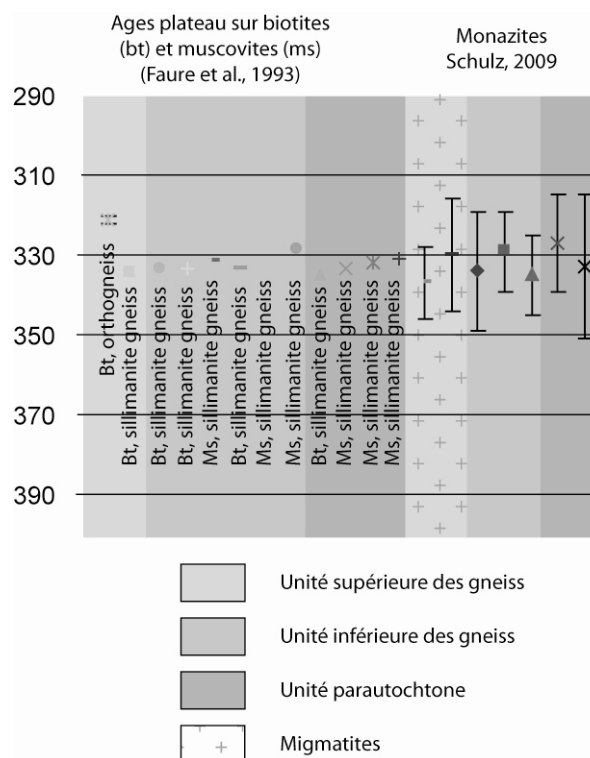


Figure 115 : planche synthétique des datations disponibles sur la série de la Sioule

Toutefois, les âges sur monazite obtenus par Schulz (2009) dans les mêmes lithologies fournissent des âges relativement similaires, aux barres d'erreur près. Cependant, ces âges sont difficiles à interpréter, et notamment en ce qui concerne les âges les plus jeunes (vers 320 Ma) : le bâti est en effet en surface à cette période (dépôt des tufs Viséens dans le bassin de Châteauneuf-les-Bains immédiatement au sud de la série de la Sioule). Il paraît donc difficile d'expliquer de la cristallisation de monazite métamorphique dans ce contexte.

Cette remarque est corroborée par des travaux inédits de M. Faure (communication personnelle) qui a récemment obtenu des âges sur monazite (méthode chimique U-Th-Pb) aux alentours de 360 Ma.

6.7.2 Synthèse sur les âges obtenus pour les amphiboles (série du Chavanon) : discussion sur l'évènement thermique 330-300 Ma

Même s'ils sont bien marqués, les paliers obtenus présentent quelques petites variations dans les âges, que nous discuterons ici. Nous discuterons ensuite les implications des résultats obtenus.

L'échantillon **DI 35** fournit un âge à $350,7 + 3,5/-4,5$ Ma. L'échantillon est bien structuré et porteur d'une linéation minérale au N330 (contrairement à l'échantillon DH 68, voir ci-dessous). On peut donc proposer comme interprétation que **la tectonique responsable de cette déformation planaire et linéaire était active vers 352 Ma dans la série du Chavanon, sans toutefois que nous puissions lui fixer une borne inférieure.**

L'échantillon **DH 68** présente un spectre perturbé sur lequel aucun âge plateau n'a pu être obtenu. L'âge à retenir pour cette amphibole est de 319 ± 3 Ma, si l'on considère que les 2 paliers les plus marqués (68 % de l'argon expulsé) ont des âges à 322 et 316 Ma. Nous avons vu que la roche est assez peu structurée (linéation mal exprimée, la texture de la roche évoquerait d'avantage une roche plutonique). **Ceci implique que l'âge à 319 ± 3 Ma post-date la déformation régionale responsable de la linéation NW-SE.**

Les âges plus jeunes obtenus sur quelques paliers peuvent marquer une réouverture partielle du système, comme par exemple lors de « l'évènement thermique Stéphaniens ». De 330 à 300 Ma se développe à l'échelle du Massif Central un gradient géothermique anormal, auquel paraissent liées les minéralisations, notamment aurifères, mais également antimonifères voire plombifères (Bouchot et al., 1997; Marignac & Cuney, 1999; Roig et al., 2002). Cet évènement est également connu sous le nom de « Au-300 Ma mineralizing event » (Lescuyer et al., 1993). Par endroits, il a été démontré que ce gradient anormal atteignait des valeurs de l'ordre de $45^\circ/\text{Km}$, avec franchissement de l'isograde de la biotite et croissance de grenat dans le socle à proximité d'un bassin houiller, notamment dans le Haut-Allier (Van Hinsberg et al., 2007).

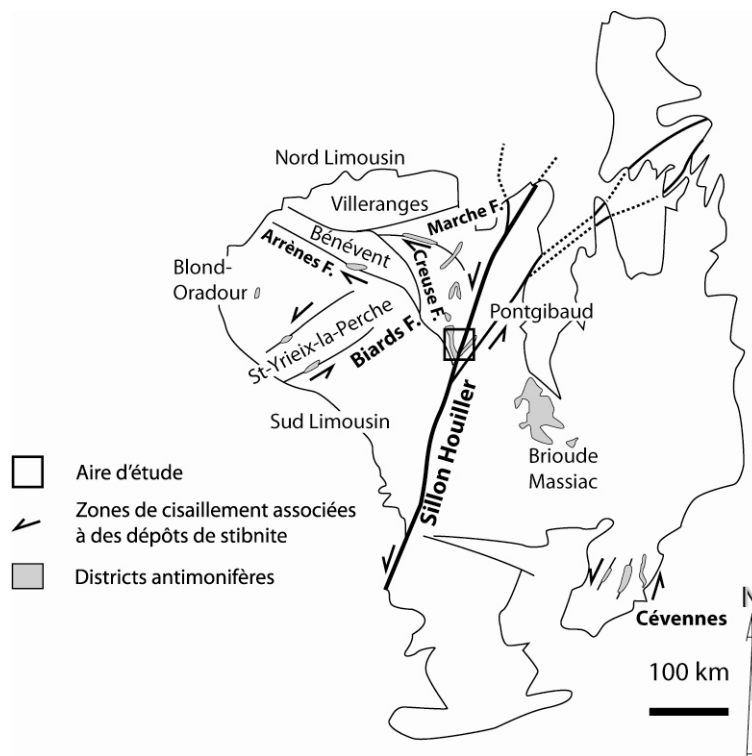


Figure 116 : carte des minéralisations antimonifères et des grands cisaillements du Massif Central (Bellot et al., 2003)

Du fait de l'absence de travaux miniers récents et/ou importants, le Chavanon n'a pas été autant étudié que les secteurs miniers « classiques » du Limousin et du Massif Central en général (Figure 116) où les minéralisations ont fait l'objet de nombreuses études les replaçant dans leur contexte tectonique (Bellot, 2004; Bellot et al., 2003). Toutefois, de nombreuses petites structures minéralisées sont présentes ici (Figure 117), certaines ayant été exploitées. Ce sont des veines à éléments métalliques, consistant en filons quartzeux, minéralisées en stibnite, berthièrite, kermésite et localement antimoine natif. La pyrite et l'arsénopyrite sont également présentes. A l'est du Sillon Houiller, face aux micaschistes de la série du Chavanon, le gisement polymétallique (Sb, Pb, Zn, Ag, Cu) complexe des Borderies est supposé s'être formé de 320 à 295 Ma (Marcoux et al., 1988),

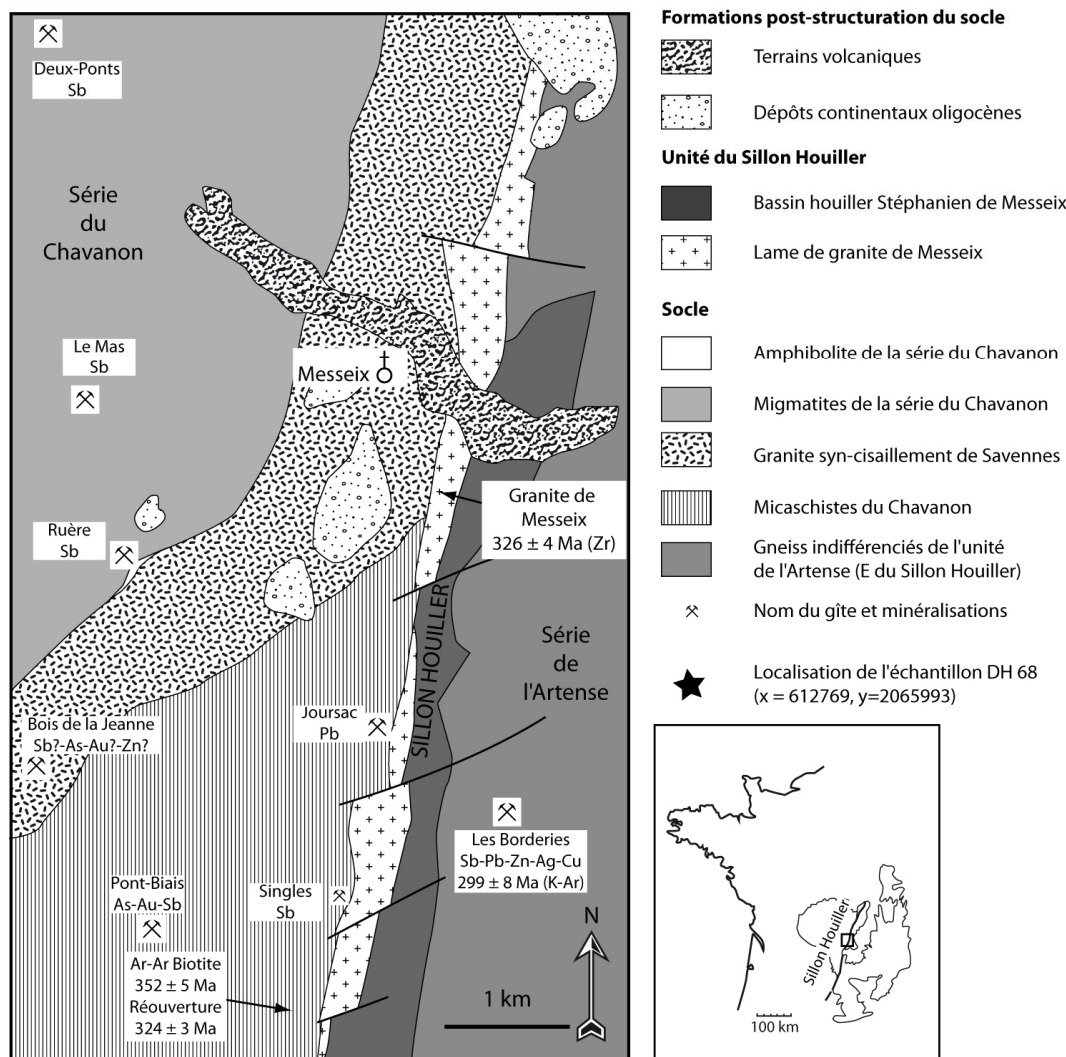


Figure 117 : localisation des minéralisations dans le cadre de la série du Chavanoon et du Sillon Houiller

L'âge à 319 Ma, avec des réouvertures vers 300 Ma, pour l'amphibole de l'échantillon DH 68, prélevé à proximité d'une veine minéralisée en Sb (et probablement Au) repose le problème d'un évènement thermique lié à une grande faille décrochante (dans ce cas, le Sillon Houiller) guidant l'ouverture de bassins houillers (ici, le bassin de Messeix). En effet, plusieurs auteurs ont déjà mis en avant le lien entre les minéralisations du socle et le degré de houillification dans les bassins (Berquer-Gaboreau, 1986; Copard et al., 2000; Robert et al., 1988) à l'échelle du Massif Central.

Le Sillon Houiller, après avoir joué en décrochement ductile (Joly, 2007; Rolin, 1987; Thiéry et al., 2009), puis guidé l'ouverture de bassins houillers (Letourneur, 1953), paraît lié à une anomalie thermique, marquée dans les bassins houillers par une houillification précoce et rapide (Berquer-Gaboreau, 1986; Robert et al., 1988), mais également dans le socle où de nombreuses minéralisations, notamment à Sb, sont présentes (Bouchot et al., 1997). Les contextes similaires minéralisations/bassin houiller sont en effet constants à l'échelle du Massif Central (De Launay, 1913; Routhier, 1963). De plus, les grands accidents ductiles ont fréquemment joué dans le domaine cassant tout en servant de guides aux minéralisations, comme par exemple la Faille d'Argentat (Roig et al., 2002), dont le jeu ductile en faille normale-dextre au Viséen s'est poursuivi en faille décrochante sénestre associé à des minéralisations à As ± Au.

Si le plateau à ~300 Ma obtenu sur les amphiboles de la série du Chavanoon est lié à une réouverture du système lors d'un épisode de minéralisations, cela implique qu'elles sont plus jeunes dans la série du Chavanoon que dans la série de la Sioule. En effet, dans la série de la Sioule, les minéralisations antimonifères sont rattachées au microgranite tardi-Viséen de Pouzol-Servant (Faure et al., 2002;

Fernandez et al., 1979). A la fin du Viséen, les 2 séries étaient déjà séparées par le jeu d'environ 70 Km du Sillon Houiller (Thiéry et al., 2009). On peut toutefois envisager un continuum de minéralisations puisque le district de Pontvieux, le long du Sillon Houiller, consistant en des veines à Sb-As, a été daté (K/Ar) à 299 ± 8 Ma (Marcoux & Picot, 1985), et les veines des Borderies (Figure 117) ont été datées (K/Ar sur phengite) à 313 ± 5 (Marcoux et al., 1988). Dans le bassin houiller de Messeix, la durée de carbonisation est estimée à environ 12 Ma (Berquer-Gaboreau, 1986; Robert et al., 1988) : l'évènement thermique qui lui est associé peut avoir eu une influence dans le socle sur la même durée.

Chapitre 7

Le Sillon Houiller

Le Sillon Houiller est décrit sous la forme d'une publication parue au Bulletin de la Société Géologique de France (2009 n°180 (6) pp 513-528). Les données présentées permettent d'établir l'âge du cisaillement ductile de cette faille grâce à des datations de granitoïdes qui recoupent la zone de cisaillement. Toutefois, nous présenterons ici quelques compléments à la publication : nature du couloir de cisaillement et spécificités de celui-ci.

Les autres grands cisaillements crustaux affectant le socle métamorphique du Massif Central ont été décrits au chapitre 1 (Historique et contexte géologique).

7.1 Compléments à la publication

Le Sillon Houiller est un accident complexe, son étude détaillée intégrale sortait du cadre strict d'une publication. Nous avons choisi de nous concentrer sur la partie située entre Chavanon et Sioule, région de base choisie dans le cadre de ce mémoire. Toutefois, d'autres évidences d'un décalage senestre le long de cet accident sont présents plus au nord, c'est le cas par exemple du décalage des leucogranites (Figure 118) du nord du massif Central (Weber, 1973). Notons que cet auteur avait mis en évidence « un coulissement lévogyre le long de la zone de faiblesse correspondant à l'axe de la grande anomalie magnétique du Bassin de Paris ». Le prolongement du Sillon Houiller vers le nord plutôt que son inflexion vers le nord-est a d'ailleurs été proposé par Scanvic (1978) sur la base des images satellites.



Figure 118 (Weber, 1973) : carte illustrant le décalage des leucogranites de part et d'autre de la prolongation N du Sillon Houiller

Malgré les nombreux travaux menés jusqu'ici sur le Sillon Houiller, plusieurs questions restent encore en suspens sur cet accident. Les faits de terrain restent épars compte-tenu des conditions d'affleurement.

7.1.1 Le problème des trajectoires de foliation

Nous avons pu mettre en évidence, sur les secteurs étudiés en détail, une torsion à l'échelle cartographique des trajectoires de foliation, ainsi que, à mesure que l'on s'approche du Sillon Houiller, une verticalisation de la foliation. Toutefois, celle-ci n'est pas systématique. L'attitude du socle est très différente de part et d'autre de l'accident (Letourneur, 1953; Termier, 1922) : « de part et d'autre du Sillon, le cristallin présente une déformation si dissemblable : à l'est, deux grandes masses, de gneiss au N et de granite au S, séparées par une limite sensiblement perpendiculaire à la direction de la traînée houillère, à l'ouest, au contraire, des bandes alternées de granite et de gneiss, parallèles à celle-ci ».

7.1.2 Quelle est la nature du couloir de mylonites ?

L'accident antérieur à l'ouverture des bassins houillers se manifeste sous la forme d'un couloir de déformation ductile (Rolin, 1987). Toutefois, de nombreux auteurs avaient mis en évidence cette déformation et avaient posé la question de la succession des jeux du Sillon Houiller. Cependant, compte-tenu de l'ambiguïté du terme « mylonite » dans les anciens travaux, il faut rester prudent à ce sujet.

Le Sillon Houiller, dans le secteur considéré, est fréquemment associé à des lames de granitoïdes, étroites et allongées. Elles ne sont pas toutes déformées ductilement (mais elles peuvent être bréchiques localement), et peuvent servir de marqueurs pour caler la déformation grâce aux études géochronologiques.

L'aspect des mylonites formant le couloir de déformation est feuilleté, à critères de cisaillements ambigus. Les conditions d'affleurement sont éparpillées : on ne sait pas réellement ce qui est mylonitisé. S'il est évident que le socle (micaschistes, gneiss, migmatites) est affecté, l'aspect œillé de certaines mylonites laisse penser que des granitoïdes ont été déformés (Figure 119, Figure 120).

Ainsi, on peut penser que les injections de granitoïdes dans la zone de cisaillement ductile du Sillon Houiller se sont échelonnées dans le temps : anté-tectoniques, syntectoniques et post-tectoniques.

7.1.3 Existe-t-il des évidences d'un jeu autre que sénestre ?

Le rejet du Sillon Houiller tel que nous pouvons l'estimer à présent est sénestre. Toutefois, comme il s'agit du dernier jeu de ce grand accident, il est probable qu'il ait complètement oblitéré d'éventuels jeux antérieurs.

Ainsi, au N de Messeix (Figure 119), une lame de granitoïde bordant le Sillon Houiller est affectée par un couloir de déformation N170. Celui-ci consiste en des mylonites à grain fin, à foliation N-S nette. Cette foliation est porteuse d'une linéation à pitch moyen vers le sud, de l'ordre de 45°. De petits plis en genou affectent cette foliation, la linéation s'enroule autour de ces plis. **Les critères rotationnels dans ce granite mylonitique consistent en d'abondantes bandes de cisaillement C' indiquant un jeu dextre.**

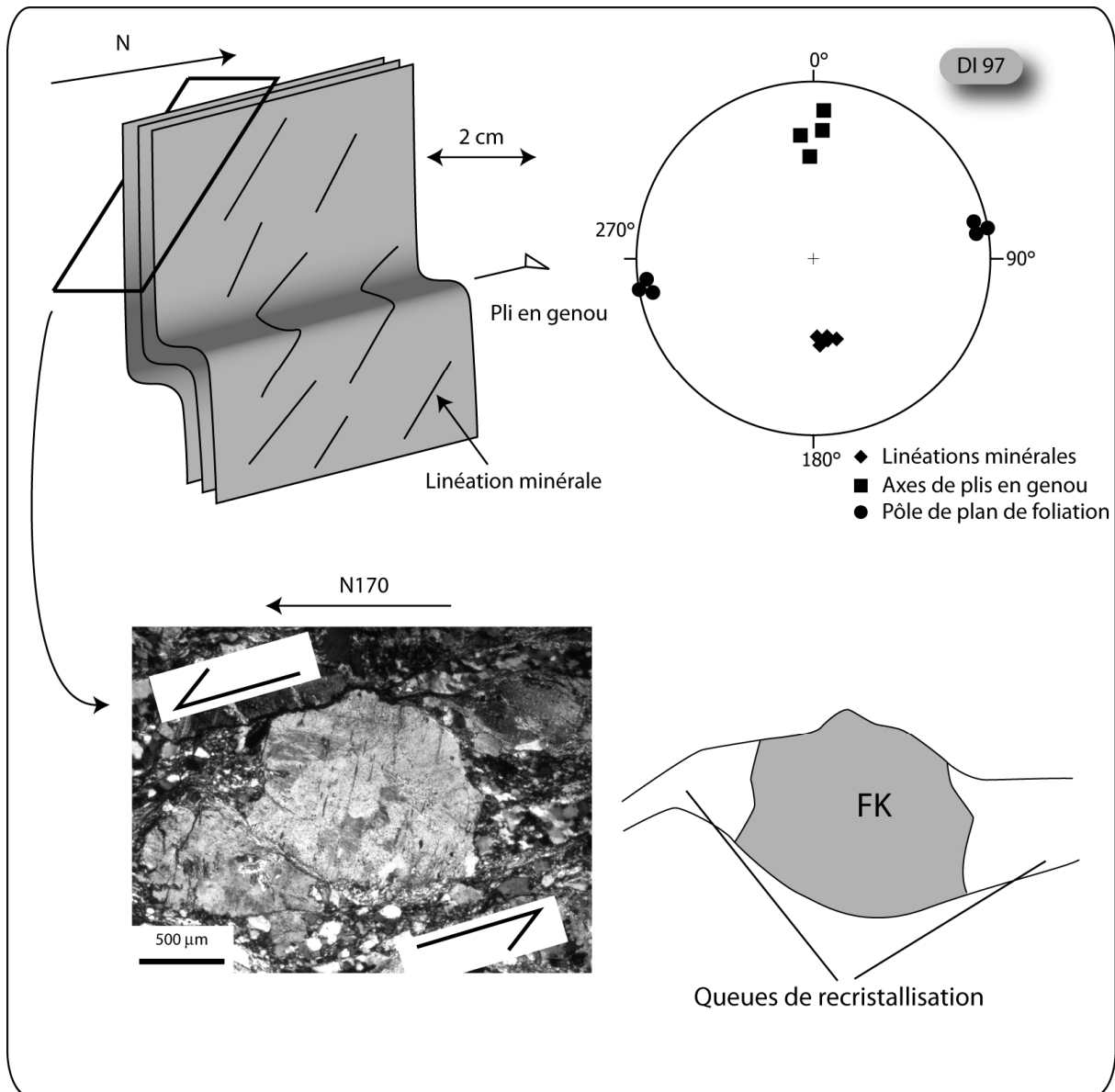


Figure 119 : aspect de la déformation dans une lame de granitoïde au N de Messeix

Toutefois, cette observation reste ponctuelle et mal étayée. La lame de granite affectée par ce cisaillement dextre n'est pas datée (le type pétrographique est différent de celui du granite de Messeix daté dans la publication).

7.1.4 Quelles conditions de déformation ?

Compte-tenu d'une altération toujours assez poussée, les roches qui constituent le couloir de déformation du Sillon Houiller sont d'une étude d'autant plus délicate que le grain est très fin et que les plagioclases sont systématiquement altérés en séricite (Figure 120).

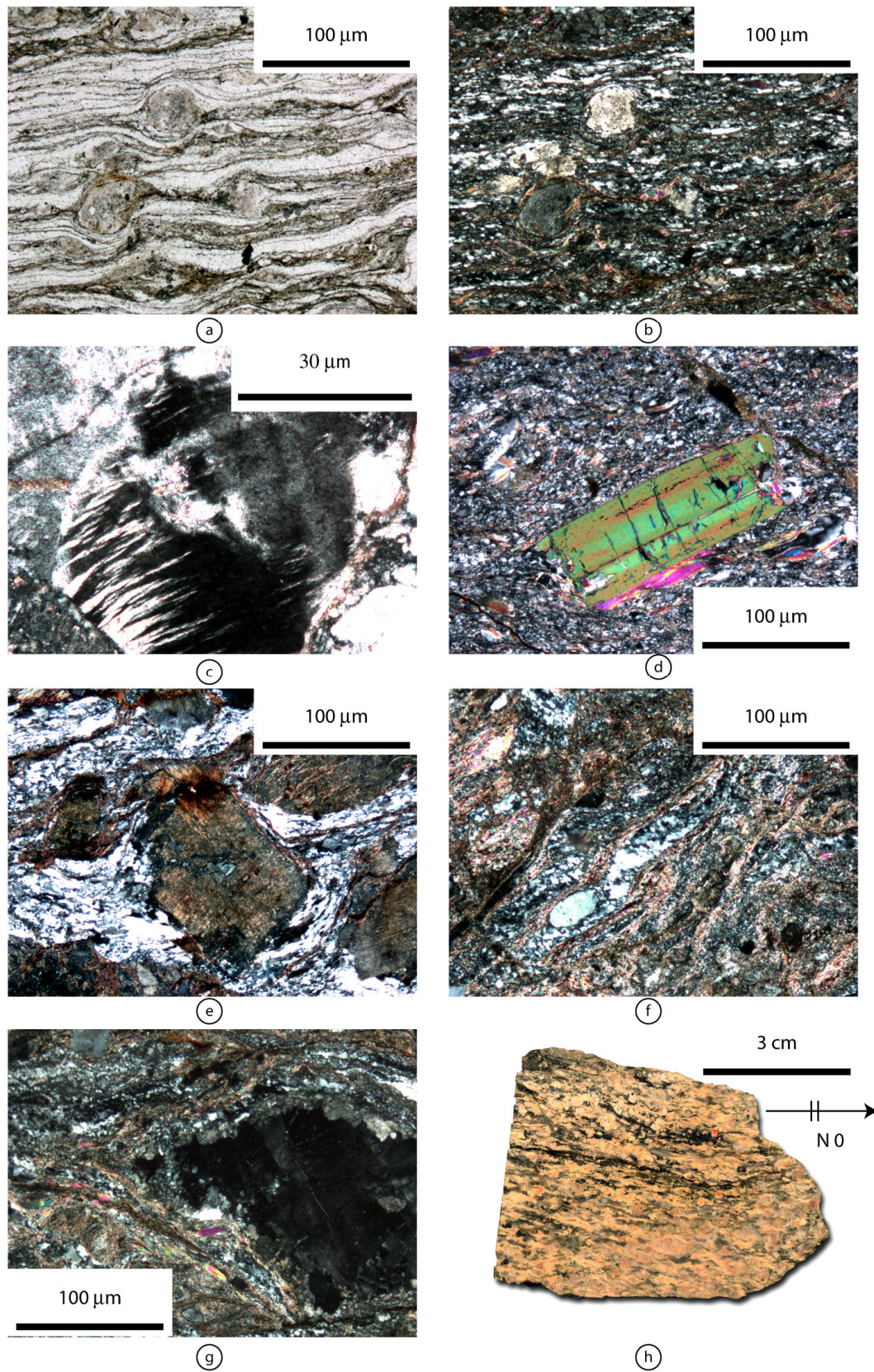


Figure 120 : microtextures des mylonites du Sillon Houiller

Les critères de cisaillement sont rares, et presque systématiquement ambigus. Les mylonites C/S caractéristiques sont absentes, toutefois, on peut mettre en évidence des structures du type σ ou

δ (Figure 120, a : en LPNA, b : en LPA, e, g). Notons qu'en a et b, cette mylonite a un aspect oillé et provient probablement de la déformation intense d'un granitoïde. Le quartz forme parfois des rubans (Figure 120 a, b, e, f), caractéristiques d'une intense déformation plastique (Bouillier & Bouchez, 1978). La présence de perthites en flammes (Figure 120 c) est également symptomatique des zones de forte déformation (Debat et al., 1978; Pryer & Robin, 1996). Curieusement, certaines mylonites contiennent des porphyroblastes de tourmaline (Figure 120 d) non déformés (ou alors très faiblement tronçonnés). Ceux-ci ne semblent pas tardifs sur la foliation mylonitique dans la mesure où ils ne sont pas poecilitiques. Notons que l'absence de déformation interne aux « tourmaline fish », en contexte mylonitique, a déjà été signalée (Ten Grotenhuis et al., 2003). Ces auteurs suggèrent que la déformation de ce type de minéral ne se produit qu'à ses extrémités, par précipitation ou diffusion. Enfin, en h), se trouve le granite de Théneuille, évoqué dans la publication mais non illustré. La zone de cisaillement qui l'affecte se trouve dans le prolongement N du Sillon Houiller de l'autre côté du granite de Montmarault.

7.2 Publication

Visean sinistral wrench faulting along the Sillon Houiller in the French Massif Central : Late Variscan Tectonic implications

Vincent THIERY (1), Patrick ROLIN (1), Didier MARQUER (1), Alain COCHERIE (2), C. Mark FANNING (3), Philippe ROSSI (2)

- 1 Université de Franche-Comté, UMR 6249 Chrono-environnement, 16, route de Gray, 25030 BESANCON CEDEX
- 2 BRGM, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France
- 3 Research School of Earth Sciences, ANU, Canberra, ACT 0200, Australia

Keywords : Variscan Belt – French Massif Central – Sillon Houiller – Visean – Paris Basin Magnetic Anomaly

Abstract

The Sillon Houiller is one of the main crustal discontinuity of the Variscan domain of the French Massif Central. Paradoxically, its kinematic evolution and its tectonic significance are still a matter of debate.

Since Grolier & Letourneur [1968] work, the Late Carboniferous (Stephanian) sinistral offset, inferred from microstructural studies in the coal basins arranged along the fault, is widely accepted. However, the earlier history of the Sillon Houiller is still debated. The finite offset of the Sillon Houiller results from the superposition of 3 distinct events. The first one is a brittle/ductile shearing that is probably at the origin of the main left-lateral motion. Dated granitoid intrusions (Biollet-Gouttières granite, 319 ± 3 Ma on Zr ; Messeix granite 326 ± 4 on Zr) and Visean tuff (Pontaumur basin, 326 ± 3 Ma) seal this activity. The Late Stephanian motion is revealed by brittle faulting related to coal basin opening. The Visean offset of the Sillon Houiller has first order implications for the understanding of the Western Europe Variscan orogeny. We suggest that the Sillon Houiller and the Paris Basin Magnetic anomaly belongs to single crustal discontinuity interpreted as the eastern boundary of the Armorican/Limousin block. A 15° clockwise rotation affecting this crustal block, inferred from the structural study of this domain is accommodated along this accident. The magnetic and gravimetric anomaly would be the result of Visean or older mafic intrusions, such as quartzitic diorite that are exposed in the northern part of the Massif Central (Montées gabbro-diorite (dated to 335 ± 3 Ma, U-Pb on zircon) and the Ribière quartzitic diorite (dated to 326 ± 4 Ma, U-Pb on zircon) close to the southern end of the anomaly.

Mots-Clés : Chaîne Varisque – Massif Central Français – Sillon Houiller – Viséen – Anomalie magnétique du Bassin Parisien

Résumé

Le Sillon Houiller est l'un des plus importants accidents du domaine Varisque du Massif Central français. Paradoxalement, son fonctionnement et ses implications géodynamiques restent débattus.

Depuis les travaux de Grolier et Letourneur [1968], le jeu en décrochement sénestre Stéphanien de cet accident est admis par tous.

Les jeux antérieurs sont débattus et sujets à controverse. Le jeu du Sillon Houiller est la conséquence de 3 accidents distincts. Le premier est un accident qui s'est produit en conditions ductiles/cassantes, et qui est vraisemblablement à l'origine de la plus grande part du décrochement. Des intrusions de granitoïdes et des dépôts de tufs Viséens scellent cet accident. Le second jeu, Stéphanien, est révélé par une faille cassante jalonnée de brèches peu abondantes, qui a guidé l'ouverture de bassins houillers. Enfin, un jeu vertical du Sillon Houiller est révélé par la présence de quelques rares stries à fort pitch.

Le jeu Viséen du Sillon Houiller a des conséquences géodynamiques importantes pour la compréhension de l'orogénèse Varisque d'Europe occidentale. En effet, cet accident peut être envisagé comme lié à l'anomalie magnétique du Bassin Parisien. Les 2 accidents formeraient ainsi une seule majeure discontinuité crustale, correspondant à la limite est du bloc Armorique/Limousin, qui subirait une rotation horaire d'une quinzaine de degrés le long de cet accident, déduite de l'étude structurale de ce domaine. L'anomalie magnétique et gravimétrique résulterait de l'intrusion de corps basiques (diorites quartzifères) au Viséen ; de telles intrusions sont par ailleurs connues dans le nord du Massif Central à proximité de l'extrémité méridionale de l'anomalie.

1 Introduction

The French Massif Central is a part of the Moldanubian domain of the European Variscan belt (fig. 1). This tectonic domain is characterized by nappe stacking [Matte, 1986] induced by the collision of two lithospheric plates : Gondwana to the south and Armorica to the north. This nappe stacking is followed by widespread extension [Burg *et al.*, 1994 ; Faure *et al.*, 1990 ; Faure & Becq-Giraudon, 1993 ; Faure, 1995 ; Faure *et al.*, 1997 ; Faure *et al.*, 2002] followed by local normal faulting and large scale strike-slip faults [Rolin *et al.*, this volume and references therein]. These extensional and transcurrent tectonics are associated with numerous syn-tectonic granite intrusions [Duthou *et al.*, 1984 ; Lagarde *et al.*, 1992 ; Roig & Faure, 1995 ; Roig *et al.*, 2002 ; Gèbelin, 2004, Cartannaz *et al.*, 2007], favourable to date these different tectonic events.

The main strike slip faults oriented in N110-130° and N160° directions are interpreted as large-scale dextral shearing developed in the Moldanubian-Armorican domains at the end of the collision [Arthaud and Matte, 1975 & 1977 ; Matte, 1986]. On the other hand, a few major faults, such as the sinistral N20° Sillon Houiller, exhibit a contrasting N20° trend and sinistral kinematics.

The Sillon Houiller (SH), by its length and nature, is a key discontinuity to tackle this issue. It is a narrow N20° trending lineament of about 270 kilometers long that cuts across the whole French Massif Central (fig. 2A). All along this accident, numerous coal basins are present (Sillon Houiller stands for "Coal bearing furrow"). Geometrically, this fault is in the southern continuity (but with a different trend) of the Paris Basin Magnetic Anomaly (PBMA) and forms a 600 kilometers long tectonic accident [Weber, 1973 ; Debeglia & Debrand-Passard, 1980]. Numerous questions about this accident are still debated : is it only a sinistral strike-slip fault [Grolier & Letourneur, 1968] or a polyphase fault with a Namurian-Westphalian normal offset followed by a brittle left-lateral motion [Faure, 1995 ; Joly, 2007 ; Joly *et al.*, 2007 & 2008] ? What are the relationships with the PBMA ? What are the relationships with the granites that are present along the fault ?

This study focuses on the northern part of the Sillon Houiller. In this area, the shear zone activity is closely linked to syn- and post- tectonic granites intrusions, from Middle Viséan to Namurian time (340-310 Ma). Geodynamic scenarios that emphasise on the role of the SH extended to the PBMA in the evolution of the western Variscan belt are proposed.

2 Geological setting and problematics

2.1 Tectonic setting

During Middle to Upper Devonian time, at the end of nappe stacking, a widespread partial melting affects the Massif Central units. Migmatites are well-developed from the bottom to the top of the set of nappes [Rolin, 2007 ; Faure *et al.*, 2008]. The regional foliation, synchronous with this anatexis, is subhorizontal [Faure, 1993]. In the studied area, the nappe stacking can be observed on both side of the SH, in the Guéret-Chavanon unit [Ledru *et al.*, 1989 ; Faure *et al.*, 1993, Rolin, in press], the Ussel-Moyenne Dordogne unit [Ledru, 1988], the Sioule unit [Feybesse & Teghey, 1987] and the Artense unit [Mercier *et al.*, 1992] (fig. 2B).

N110-130 and N20-40° wrench faults cut across this tectonic edifice. This part of the belt was affected by an early post-thickening extension [Faure & Becq-Giraudon, 1993 ; Burg *et al.*, 1994], that have

been studied in detail on both sides of the Sillon Houiller : in the Sioule and the Chavanon sequences [Faure *et al.*, 1993], and recently directly along the Sillon Houiller [Joly, 2007]. The Sioule sequence is affected by extensional tectonics during the Late Visean to Westphalian, as shown by the architecture of the Echassières pluton and the ductile reworking of its host-rocks in retrogressive conditions [Faure *et al.*, 1993 & 2002].

During Famennian to Lower-Middle Visean time (370 – 345 Ma), the northwestern part of the French Central Massif is involved in large scale dextral shearing (fig. 1 & 2) mainly corresponding to the activity of the N100-130 southern branch of the South Armorican shear zone system (i.e. the Chambon-sur-Voueize (CVSZ) and the North Millevaches-La Courtine Shear Zone (NM-CSZ) [Cartannaz, 2006 ; Cartannaz *et al.*, 2006 ; Cartannaz *et al.*, 2007] ; the St-Gervais-L'Hermitage Shear Zone (SGSZ) [Barbarin & Belin, 1982 ; Belin, 1983] ; the Availles Shear Zone [Rolin *et al.*, 1999]. The N100-130 regional trending shear zones as well as Tournaisian - Lower Visean intragranitic shear zones [Rolin *et al.*, this volume], suggest a bulk NW-SE shortening axis direction and a NE-SW stretching axis during the Famennian-Lower Visean tectonic event, associated to large crustal scale displacements.

During the Middle-Upper Visean (340-315 Ma) to Namurian times the French Massif Central is involved in a second N150-160 shear zones network (i.e. Pradines Shear Zone (PSZ) [Gebelin *et al.*, 2004] ; Creuse Faut System (CFS) [Cartannaz *et al.*, 2007]) which cut across the first N100-130 shear zone network still active in the Armoricaïn massif [Berthé *et al.*, 1979 ; Poncet, 1991 ; Le Corre *et al.*, 1991 ; Gumiaux *et al.*, 2004] and the Availles – Blond Shear Zone (ABSZ) [Rolin *et al.*, 1999 ; Alexandrov *et al.*, 2000 ; Rolin *et al.*, this volume]). The N150-160 trending shear zones as well as Middle-Upper Visean intragranitic shear zones (Rolin *et al.*, this volume), suggest a bulk N-S to N20 shortening axis direction during the Middle-Upper Visean tectonic event.

The metamorphic domain affected by the SH is intruded by several Famennian to Namurian peraluminous granitic plutons (biotite-granites and leucogranites). The largest one is the Guéret magmatic complex emplaced in the Chavanon metamorphic series. Successive granitic intrusions occurred in that complex between 360-320 Ma [Cartannaz *et al.*, 2007]. The Tréban massif (fig 2. b), located to the east of the SH is intruding in the upper part of the Sioule metamorphic series. It is classically interpreted as the prolongation of the Guéret massif [Duthou, 1967 ; Grolier, 1971] separated by the left-lateral motion of the SH. The Sioule series [Grolier, 1971 ; Feybeysse & Tegye, 1987 ; Faure *et al.*, 1993] is also interpreted as the eastern extension of the Chavanon metamorphic series [Martin, 1980] disrupted by the Sillon Houiller. Finally, the La Courtine shear zone [Gebelin, 2004] finds its prolongation in the Sainte-Christine-Saint-Gervais-l'Hermitage shear zone [Barbarin & Belin, 1982 ; Belin, 1983], and the Saint-Gervais granite [Belin, 1983] is the equivalent of the Ussel granite [Mezure, 1980] on the other side of the Sillon Houiller.

1.1 Synthesis of the structural data along the Sillon Houiller

The geophysical investigations have shown that the Sillon Houiller is a major vertical boundary between a thin continental crust to the east and a thicker one to the west [Perrier & Ruegg, 1973 ; Zeyen *et al.*, 1997]. These two crustal parts are characterized by distinct magnetic behaviour [Aubert & Perrier, 1971 ; Debeglia *et al.*, 1977] and heat flow [Vasseur, 1982]. The fault also coincides with the western boundary of the thermal anomaly of the Cantal [Granet *et al.*, 2000]. Furthermore, the tomographic seismic data below the French Central Massif and the Sillon Houiller suggest that the SH is a lithospheric scale fault [Sobolev *et al.*, 1997 ; Granet *et al.*, 2000].

On the field, the SH appears as a brittle fault that affects the metamorphic rocks. But for Lerouge [1987], Rolin [1987], Joly [2007] and Joly *et al.* [2007, 2008], this brittle accident is a the reactivation of a previous ductile fault named as the “Proto-Sillon Houiller” (PSH).

Granitic sheets are exposed along the Sillon Houiller. From South to North : the Messeix and Biollet-Gouttières monzogranitic sheets (fig. 2, 3A & 5A) and the Montmarault massif near the Paris basin.

The Montmarault massif exhibits a Y shape with two branches (fig. 2B) : the eastern N40 trending branch appears as a 1 to 12 km wide granitic sheet along the Sillon Houiller and the western N140 trending branch is disrupted by N140 trending fault related Stephanian basins [Joly *et al.*, 2007 & 2008]. These faults joint the N00 Cher sinistral strike-slip fault. Three-dimensional numerical modelling based on AMS and gravimetry measurements suggests that the emplacement of the Montmarault pluton occurred during the normal offset of the Sillon Houiller [Joly *et al.*, 2007 & 2008].

During the late Westphalian and the Stephanian, the Sillon Houiller acted as a sinistral fault that controlled the opening of pull-aparts basins filled with detritical coal-bearing sediments [Bonijoly & Castaing, 1983 ; Blès *et al.*, 1989]. However, the bottom of some basins consists frequently of Late Visean volcano-sedimentary deposits [Letourneur, 1953, Brousse *et al.*, 1981]. It is worth noting that more to the south of the Sillon Houiller, in the Decazeville coal basin, Bruguier *et al.*, [1988] dated a similar acidic tuff at 333 ± 2 Ma (Visean). Such Late Visean volcano-sedimentary deposits also crop out in the Pontaurum basin [Hottin *et al.*, 1989].

In its northern part, the SH splits in branches (fig. 2A) including the Decize-la-Machine faults that bound the Stephanian Noyant and Decize coal basins, and the Permian Aumance basin. The N-S Cher fault and The Thèneuille-La Loire faults (fig. 2B), parallel to the Decize-la-Machine faults, and also several N140 “en relais” faults that bound the western branch of the Montmarault massif, participate to the regional dislocation of the northern part of the SH. The Thèneuille fault is cut across to the south by the Montmarault granite that prevents the junction of this fault with the Sillon Houiller.

The PBMA is a strong narrow positive magnetic [Rothe, 1930 ; Le Mouël, 1969] and gravimetric [Goguel, 1954] anomaly that is present below the Paris basin, from Rouen to the northern French Massif Central (fig. 2A). This anomaly could find its origin in mafic to ultramafic magmatic bodies that would have been injected within a crustal discontinuity [Gérard & Weber, 1971 ; Mégnién, 1971, Weber, 1973, Bayer *et al.*, 1987]. Some authors [Autran *et al.*, 1986] have suggested that these bodies are Devonian in age. Others proposed a pre-variscan structure [Dupis *et al.*, 1990, Pham *et al.*, 2000]. For Edel and Weber [1995], the PBMA corresponds to mafic bodies emplaced in a transtensional discontinuity opened in a NNW-SSE bulk shortening and WSW-ENE bulk stretching context between the two shear zones of Bray-Vittel and Northern Massif Central. But in fact, the age, the nature and the morphology of these magmatic bodies are unknown. Neither petrographic nor structural data are available. However, the combination of several geophysical methods, such as seismic and magnetotelluric methods, allowed few authors to argue a deep structure, such as an upper mantle anomaly [Baltenberger, 1973]. Moreover, detailed study on the wavelengths of the magnetic anomaly allows to interpret the anomaly as a result of two structures [Guillen *et al.*, 1990] : a shallow pyrrhotite-bearing gneiss-amphibolite complex, recognized in deep borehole [Sancerre-Couy borehole, Cabanis & Thiéblemont, 1992], and a deep (about 20 km) unknown structure.

The results of the ECORS “North of France” project lead few authors to propose different interpretations concerning this anomaly : “Banded iron formation” [Galdeano, 1985] or subhorizontal mafic massifs [Matte & Hirn, 1988]. The southern limit of the PBMA roughly ends 10 kilometres from the northern limit of the French Central Massif. In this area, the Mesozoic cover is faulted above the anomaly. The Montmarault granitic massif lies exactly at the junction between the PBMA and the Sillon Houiller (fig. 2B).

The PBMA probably acted as a sinistral accident since the Eo-Variscan suture is left-laterally offset of about 50 km on both sides of the PBMA (fig. 2A). Moreover, magnetic anomalies that are present in the basement of the Paris basin are also left-laterally disrupted.

Thus, the 2 accidents (SH and PBMA) forms a single sinistral dislocation that affects the Hercynian belt on a 600 km long trajectory.

1.1 Tectonic models and kinematics of the Sillon Houiller

The first models proposed a sinistral strike-slip displacement along the SH [Letourneur, 1953 ; Grolier & Letourneur, 1968 ; Castaing, 1982 ; Lerouge, 1987 ; Rolin, 1987]. This sinistral motion of the SH is only argued by the offset of markers on both sides of the fault (fig 2B). The most obvious are the la Courtine and Saint-Gervais l'Hemitage shear zones, which are the southern boundaries of the Chavanon and the Sioule series, respectively. This sinistral offset is similar to the 50 km offset of the Eo-Variscan suture on both sides of the PBMA [Faure, 2005] and of the offset of gravimetric and magnetic anomalies of the southern part of the basement of the Paris basin [Weber, 1973 ; Debeglia *et al.*, 1977].

A second model [Joly, 2007 ; Joly *et al.* 2007 & 2008] does not consider only the sinistral shearing but postulates normal faulting which lowers the eastern part along the early SH, slightly dipping to the east. For Joly [2007] and Joly *et al.*, [2007 & 2008], the “perpendicular lineation to the SH excludes the possibility of strike-slip motion along the SHF during the Montmaraut pluton emplacement” [Joly *et al.*, 2007]. This interpretation was completed with punctual new data on the SH close to Bourglastic. There, a moderately dipping foliation is cut across by subvertical shear planes that bears a vertical lineation. This implies that the early SH behaved as a normal fault dipping to the east during the emplacement of the Montmaraut granite in Namurian times. During Stephanian times, the Montmaraut pluton is deformed by the SH that acts as a sinistral wrench fault [Joly *et al.*, 2007].

The different authors are still discussing the early stages of this deformation. Lerouge [1987] and Rolin [1987] argue that the brittle fault of the Sillon Houiller corresponds to the reactivation of the “Proto Sillon Houiller (PSH)” ductile shear zone. For Lerouge [1987] and Rolin [1987], its activity is earlier than the emplacement of the Montmaraut granite since these two authors consider the Theneuille fault (fig. 2B) to be the northern continuity of the Sillon Houiller. All the authors agree that the 70 km sinistral offset occurred before the opening of the coal basins (325-305 Ma) but the timing is still a matter of debate : Westphalian for Letourneur [1953] and Grolier & Letourneur [1968], Namurian-Westphalian for Lerouge [1987] and Rolin [1987], Namurian for Faure [1995], Faure *et al.* [2007] and Joly [2007] for the extensional motion of this fault.

The origin, the nature and also the kinematic of emplacement of the vertical Biollet and Messeix granitic sheets localized along the Sillon Houiller have always been a matter of debates. For some authors, they consist on syntectonic bodies emplaced along the fault while it was active [Letourneur, 1953 ; Lerouge, 1987 ; Rolin, 1987]. Other authors interpret these magmatic bodies as tectonic slices torn off from the surrounding intrusions that were affected by the faulting [Grolier & Letourneur, 1968 ; Joly, 2007].

1.2 Problematics

The previous synthesis demonstrates that the kinematic history of the SH is not clearly established and that some questions are still rising. Is it a normal fault that contributes to the collapse of the belt during the Namurian [Faure *et al.*, 1993 ; Joly, 2007] ? In this case, what is the importance of the normal motion assuming a sinistral Stephanian offset ? Is it a simple wrench fault [Grolier & Letourneur, 1968], or a ductile shear zone reactivated by brittle faulting [Lerouge, 1987 ; Rolin, 1987] ?

The age of the faulting is subject to numerous controversies. This has many consequences in the reconstitution of the tectonic evolution of this part of the Variscan belt. Thus, tectonic field studies coupled to new geochronological data on granitic intrusions along the SH permit to discuss the timing of the activity along the SH.

This study particularly aims to the northern part of the Sillon Houiller. In this area, the shear zone activity is closely linked to granites intrusions, dated from Middle Viséan to Namurian time (340-310 Ma). After describing the new structural data, we present new ages for some granites located close to the Sillon Houiller. These new geochronological and structural data lead us to propose a new model for the SH and the AMBP.

1 Structural analysis and kinematics along the SH

We have studied the Sillon Houiller from the eastern boundary of the Montmarault granite to the eastern boundary of the Ussel granite. We also studied the Théneuille fault to the north of the Montmarault granite (fig. 2B). On this 100 km long area, the Sillon Houiller is frequently hidden by Oligocene deposits and by tertiary volcanic products (fig. 3A, 4A, 5A). We focused on 5 well-exposed places to study the structural relationships between the magmatic intrusions and the mylonitic shear zone. This mylonitic shear zone (Proto Sillon Houiller of Joly [2007]) has to be distinguished from the brittle fault, which is related to the opening of the coal basins. From the south to the north, the successively studied places are :

- The Bourg-Lastic area (fig. 3). The Stephanian Messeix coal basin, is bound to the west by a narrow N20° trending granitic sheet of 100-700 meters wide. This granite is in contact to the west with ultramylonitic micaschists and locally cataclasites that forms a deformation zone of less than 250 meters width. The Messeix granite is not affected by the mylonitization (fig. 8C). This shear zone exhibits two vertical families of intersecting foliation planes (N20-N30°). The angle between them is very small (10°), bearing stretching lineation dipping 00° to 30° to the N (fig. 3A & 3C). A few vertical striations have been observed but they are really scarce and poorly documented in comparison with the horizontal ones.
- The Pontaumur area (fig. 4). The Sillon Houiller is stacked out by the volcano-sedimentary Pontaumur basin [Hottin *et al.*, 1989]. Towards the west, this basin is in contact with a N20° trending ultramylonite zone. The N20 shear zone, of about 300 meters width, appears to be formed by progressive deformation of the Chavanon sequence migmatites. The ultramylonites show two vertical families of foliation planes bearing stretching lineation dipping 10° to the south, with low angle between these two planes families. The shear zone is hidden toward the north and toward the south by Oligocene deposits (fig. 4A).
- The Tingaud area (fig 5). The shear zone disappears northward against the Grégottier Visean basin that is in contact with the Biollet-Gouttières granite. The contact between the Biollet-Gouttières granite and the Grégottier Visean basin crops out in a nearly continuous way. This contact is not mylonitized and weakly brecciated. The Visean tuffs are not affected by the mylonitization (fig. 8B). In other words, the granite and the Visean basin cut across the PSH.
- The Saint-Éloy-les-Mines area (fig. 6). The N20 shear zone consists on a 300 to 400 meters wide zone of mylonites that shows two vertical N15 and N40 planes families that intersect with a low angle. They bear striation that plunges from 15° to 40° to the S. Toward the north, the shear zone is cross-cut by the Montmarault granite, and toward the south, it is cross-cut by the Biollet-Gouttières granite. Toward the east, this shear zone affects the Sioule metamorphic sequence.
- The Théneuille area (fig 7). The N-S Théneuille fault separates the Aumance Permian basin from the Théneuille monzogranite. The granite is mylonitized on a 500m thick zone along this fault. The mylonitisation leads to a strong stretching of the magmatic minerals. The mylonites bear a N20 trending horizontal lineation. The deformation is post-solidus and occurred in the biotite stability field.

In all these studied areas, the proto-Sillon Houiller mylonites exhibit strike-slip deformation, with vertical foliation planes bearing horizontal to moderately dipping stretching lineation and striation. The shear zone of the PSH shows a typical mylonitic foliation (fig. 8D & 8E) that is sometimes deflected around small porphyroclasts (fig. 8D & 9). The microstructures (fig. 9) typically reflect brittle-ductile deformation conditions (weakly exprimed ductile deformation except in a few samples).

case, shear criteria are not obvious at sample scale or in thin sections. The sinistral kinematics of the Sillon Houiller is only clearly identified by the cartographic offset of structural markers, and also suggested by the large scale bending of the regional foliation trajectories (fig 3A, 4A, 5A & 6A). The vertical striation is very scarce and less documented than the sub-horizontal striation.

In summary, our field investigations confirm the existence of a major shear zone close to the border of the granites (Messeix and Biollet-Gouttières). The shear zone consists of a 250-400m wide zone of mylonites that appears to be formed by progressive deformation of the Chavanon series. These new structural results testify to a strike-slip ductile deformation along the proto-Sillon Houiller. Locally, the shear zone is affected by brittle deformation mechanisms leading to the development of greenish cataclasites and breccia zones in contact with the Biollet-Gouttières and Messeix monzogranites. Even close to the Sillon Houiller, these intrusions are weakly affected by this faulting (fig. 5A). These two accidents (Proto-Sillon Houiller and brittle fault) are parallel and close to each other up to Saint-Eloy-les-Mines toward the north (fig. 6A), and then split off north of the French Central Massif (fig. 2B) : the N20 trending proto Sillon Houiller is cross-cut by the Montmarault granite, while the brittle fault takes a N40° direction and becomes parallel to the eastern boundary of the Montmarault massif. Toward the north of the Montmarault massif, the direction of the Théneuille shear zone is in the prolongation of the proto-Sillon Houiller (fig. 2B). Finally, The Grégottier and Pontaurum Viséan basins overlap the shear zone.

1 Geochronological results

1.1 Viséan magmatic intrusions

In our study area, two granites sheets are close to the Sillon Houiller : the Biollet-Gouttières monzogranite and the Messeix monzogranite.

The Biollet-Gouttières monzogranite (sample GE14, fig. 8C) consists of a composite granitic sheet of 20 kilometres long and 0,5 to 4 kilometres width. Several petrographic types are present : light medium-grained monzogranite with idiomorphic potassic feldspars, and also a monzogranite that bears idiomorphic biotite. All these granites are isotropic or sometimes slightly oriented, but they are not affected by the mylonitic deformation. The study sample comes from the Tingaud area (fig. 5A). The zircons (fig. 11A) in this rock are numerous, generally large (250-500 μm) and euhedral. Seventeen analyses were done (LA-MC-ICPMS) on seventeen grains. In the Tera and Wasserburg diagram (fig. 10A), the related analyses plot on the Concordia except two of them. The analysis 13.1 shows 1.6 % of ^{206}Pb that is common Pb (Table 1) and seems to suffer Pb^* loss. Therefore it was not considered for the mean age calculation. On the other hand, the analysis 16.1 shows 2.9 % of common Pb but plots right on the mixing line drawn from the common Pb composition towards the group of 12 concordant analyses. Because they correspond to domains having suffered Pb^* loss, analyses 2.1 and 7.1 were not considered in the calculations. The intercept of this regression line and the Concordia led to a well-defined $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ age at 318.9 ± 2.4 Ma. The MSWD of 2.0 is only slightly above the value of 1.8 defined for a population of 13 analyses by Wendt and Carl (1991). One concordant analysis (17.1) gave an older age at 348 ± 7 Ma. The age of 318.9 ± 2.4 Ma (Serpukhovian) is interpreted as the age of emplacement age of the Biollet monzogranite. An inherited zircon was also dated at 348 Ma.

The Messeix monzogranite (sample CN 44, fig. 8C) consists on a narrow sheet of 18 kilometres long and 0,2 to 1 kilometre width. It consists on a light medium grained monzogranite. The sample comes from the south-east of Messeix, close to the Sillon Houiller shear zone. The zircons in this granite (fig. 11B) are rather numerous, of various size (150-350 μm), zoned and euhedral. Eighteen spot analyses were done using LA-MC-ICPMS technique on 17 different grains (Table 1). In agreement with the calculated percentage of ^{206}Pb that is common Pb (f_{206}), the uncorrected data plot on the Concordia or very close to it (Fig. 10B). The analysis 8.1 exhibits either common Pb and/or Pb loss effects, so it was not used. Among the 17 analyses, a group of 12 analyses shown in the Tera and Wasserburg

Concordia diagram (Fig. 10B) is rather well clustered on the Concordia. However, 4 out of the 12 must be rejected (2.1, 9.1, 10.1 and 12.1) because they are significantly shifted, suggesting that they underwent Pb losses. The remaining 8 analyses of this group defined a $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ age at 326.3 ± 4.1 Ma. The MSWD of 3.3 is significantly above the accepted value of 2.0 defined by Wendt & Carl (1991) for such a population. We also can observe that at 1σ level (table 1) the uncertainty on individual age analyses are below those calculated from SHRIMP II analyses by a factor 2. Despite errors on sample, standard counting statistics are taken into consideration: the error calculations associated with LA-MC-ICPMS seem slightly underestimated which would tend to give rise to higher MSWD. Five grains gave older ages. The oldest 15.1 analysis was corrected by the ^{204}Pb method (Table 1). Its degree of discordance 7% is relatively low, which allow a meaningful $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age of 1830 ± 36 Ma to be calculated. It represents the minimum age of this inherited grain. The other analyses plot close to the Concordia in the Tera and Wasserburg diagram (Fig. 10B). One gives a $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ age at 660 ± 20 Ma (11.1) and the three remaining analyses constitute a group around 550 Ma. In summary, the emplacement age of the Messeix monzogranite was calculated at 326.3 ± 4.1 Ma (Serpukhovian/Visean limit), while inherited zircons were dated around 550 Ma and at 660 and 1830 Ma.

1.1 Visean volcano-sedimentary basins

Two volcano-sedimentary basins are present along the Sillon Houiller in the study area: the Pontaurmur basin, and the Tingaud basin. We only performed geochronological dating for the Pontaurmur basin. This basin consists of an imbrication of rhyolitic tuffs and coal layers (anthraciferous tuffs). The analysed sample (CL35) comes from rhyolitic tuffs close to the Pontaurmur city. The zircons in this rock (fig. 11c) are numerous, elongated and well crystallized. Some are quite large (up to 300-400 μm). Some rare more massive grains were not analyzed. Thirteen analyses were done (SHRIMP II) on eleven grains. In the Tera and Wasserburg diagram (fig. 10c) the related analyses plot close to the Concordia. The U content is generally high ranging from 800 to 2000 ppm (Table 2). One analysis even shows a very high content at 6148 ppm. As predicted by Balan *et al.*, (2001), the decrease in chemical durability of zircon in natural weathering environments becomes significant when the radiation dose exceeds 3.5×10^{15} α -decay/mg. For a 300 Ma old zircon this rate is reached when it contains about 8000 ppm U. So our isotope measurements on grain 8 empirically confirm Balan *et al.*'s calculations. The direct calculation using all the 13 grains leads to a relatively high MSWD of 2.1 ; according to Wendt and Carl (1991) it should remain below 1.8 for a homogeneous population of 13 analyses. On one hand, the domain related to the 3.1 analysis, giving the youngest age, underwent a slight Pb^* loss. On the other hand, the data obtained on the core of grain 1 (1.2) associated to low U content (233 ppm) suggest an inherited origin for it (343 ± 11 Ma). Finally, the 11 remaining analyses give rise to an intercept $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ age at 326.6 ± 2.9 Ma and an associated good MSWD of 1.3.

2 Timing of the sinistral shearing along the SH

The proto-Sillon Houiller offset occurred after the dextral shearing of the North Millevaches-la Courtine shear zone, and of the Saint-Gervais-l'Hermitage shear zone. Indeed, these 2 accidents were initially the same tectonic discontinuity. Because the North-Millevaches-la-Courtine shear zone acted during the Famennian-Tournaisian [Cartannaz *et al.*, 2007], the proto Sillon Houiller offset is therefore post Tournaisian in time.

This Proto-Sillon Houiller shear zone is cut across by different well dated granitic intrusions : the Biollet-Gouttières granitic sheet (319 ± 3 Ma), the Messeix sheet (326 ± 4 Ma), the Montmarault pluton (321 ± 2 Ma) [Joly, 2007]. This last pluton interrupts the continuity between the Proto-Sillon Houiller and the Théneuille fault, which is probably in the southern continuity of the Paris Basin Magnetic Anomaly. The Visean basins (i.e. Grégottier, Pontaurmur, 326 ± 3 Ma on zircon) are not affected by this ductile deformation. Our new geochronological data on granites and tuffs allow us to define the end of the ductile offset before the Visean-Namurian boundary (325 - 320 Ma). Furthermore, the sinistral

offset occurs after the Tournaisian dextral offset of the la Courtine shear zone, which is disrupted by the Sillon Houiller. Thus, we can attribute a Visean shearing activity for the proto-Sillon Houiller, occurring under ductile-brittle deformation conditions. We do not interpret the weakly deformed Biollet-Gouttières and Messeix granites as tectonic slices torn out from the surrounding intrusions [Grolier & Letourneur, 1968 ; Joly, 2007] but as late magmatic bodies that took place in transtensional segments of the fault [Letourneur, 1953 ; Lerouge, 1987 ; Rolin, 1987]. This implies that the greatest part of the sinistral strike-slip offset was already acquired when the brittle fault has been activated. As a consequence, the main part of this sinistral offset of the proto-Sillon Houiller took place during Visean time.

The brittle sinistral strike-slip activity along the Sillon Houiller fault leads to the local opening of the Stephanian coal basins. This brittle behaviour of the Sillon Houiller is visible in the breccias that locally affect the granite sheets.

The scarce vertical striation along the SH and in the granitic sheet suggests a post Visean vertical offset of the SH, which kinematics and age are not really well-known. It would be interesting to attribute this brittle deformation to the uplift of the oriental part of the French Central Massif to explain the differences of the crustal thickness on both sides of the Sillon Houiller [Perrier & Ruegg, 1973 ; Zeyen *et al.*, 1997]. These observations are not consistent with the hypothesis of normal faulting along the Sillon Houiller [Joly 2007]. The ductile structures described by this author cannot be generalised to the whole proto-Sillon Houiller. Our field experience leads us to be very cautious to this interpretation because shear criteria are scarce and not obvious in the field and thin sections. Moreover, the emplacement of the Montmarault granite along the Sillon Houiller does not imply normal faulting but could also occurred along a transtensional part of a strike-slip fault.

1 Geodynamic model : the proto-Sillon Houiller (PSH) and the Paris Basin Magnetic Anomaly (PBMA).

At the crustal scale, the geophysical data shows a sinistral offset along the PBMA : about 50 kilometres of sinistral offset for the eo-variscan suture (fig. 2A) and the southern Cadomian block boundary [Weber, 1973 ; Debeglia *et al.*, 1977 ; Debeglia & Debrand-Passard, 1980]. Therefore, the PBMA seems to correspond to a large scale continental strike-slip fault connected to the Proto Sillon Houiller, forming a 600 kilometres long curved discontinuity.

The displacement along such a sinistral curved discontinuity leads to several geodynamic problems and questions : 1) How to consider its kinematics with a NW-SE shortening direction during the Lower-Middle Visean and a NNE-SSW shortening direction during Middle-Upper Visean times [Rolin *et al.*, this issue] ? 2) What are the relationships between this tectonic accident and the inferred mafic and ultramafic bodies ? 3) Does a curved structure lead to a continental rigid block rotation?

We propose the following model to explain the relationships between the PSH and the PBMA :

The NW-SE regional shortening direction, responsible for the dextral shearing along the N130 shear zones, could also be at the origin of the Visean N20-30 Proto-SH, which is therefore interpreted as a sinistral conjugated fault. This shortening direction is also consistent with the pull-apart opening of a NW-SE discontinuity in which the PBMA finds its origin, as proposed in Edel & Weber's [1995] model.

This dislocation would be connected to the sinistral ProtoSH (fig. 13a). The NNE-SSW oblique opening of the PBMA dislocation, controlled by the 70 km sinistral motion along the PSH, would be responsible for the apparent sinistral offset of about 50 kilometres of the structural markers on both sides of the accident.

Mafic magmas and granites (i.e. Montmarault's granite), emplaced in the PBMA dislocation (fig. 13b), could be similar to the calc-alkaline Middle to Upper Visean intrusives known in the northern part of the French Central Massif, not far away from the southern end of the PBMA and close to the Montmarault pluton [Cartannaz, 2006] : the Montées gabbro-diorite (dated to 335 ± 3 Ma, U-Pb on zircon) and the Ribière quartzitic diorite (dated to 326 ± 4 Ma, U-Pb on zircon). Moreover, magmas

mixing between granite and diorite are also known in the Montmarault granite [Turland *et al.*, 1990]. The Montmarault granite could have reworked previous dioritic intrusions.

The NNE-SSW oblique opening of the PBMA along the north-eastern margin of the Armorican- West French Massif Central crustal block would explain the contemporaneous Middle-Upper Visean NNE-SSW shortening direction observed inside the Armorican-West French Massif Central block and responsible for the N160° dextral shear zones (fig. 2B) (Rolin *et al.*, this volume). At that time, a clockwise rotation of the Armorican - West French Central Massif block is possible along the PBMA-PSH and is in agreement with Gumiaux *et al.*, [2004]'s model, proposing a rigid rotation of about 15° for the Armorican massif.

The reworking of the sinistral strike-slip tectonics along the PSH during Stephanian time leads to the opening of local coal basins that are interpreted to be pull-apart basins or half grabens related to the late stages of normal faulting along the Sillon Houiller [Castaing, 1982 ; Bonijoly *et al.*, 1984].

1 Conclusion

The first tectonic activity of the Sillon Houiller consists on a ductile-brittle deformation recorded by a large-scale sinistral shear zone. Its activity is at the origin of about 70 kilometres offset. This motion occurred under ductile-brittle deformation conditions and led to the formation of a mylonitic shear zone : the Proto Sillon Houiller. The continuation of the displacement in more brittle conditions is revealed by brecciated zones that affect the mylonites. The faults that are in the northern continuity of the SH seems to be linked to the PBMA. The oblique (NNE-SSW) opening of the PBMA, linked to the sinistral motion of the PSH, would lead to the sinistral offset (of about 50 kilometres) of tectonic markers on both sides of the accident. The lower to middle Visean opening along the PBMA would explain the N20 shortening axis that is described in the Massif Central [Cartannaz, 2006 ; Cartannaz *et al.*, 2007]. Mafic magmas (gabbro-diorites, quartzitic diorites ?) emplaced during Middle to upper Visean in the opening generated by the PBMA. Local transtensive of some parts of the Proto Sillon Houiller lead to the ascent of late upper Visean magmatism, that is post-kinematics (i.e. granite sheets and Visean basins). These intrusions seal the main motion of the PSH, which is ante-final Visean. The Namurian Montmarault granite is also post-PSH and it interrupts the continuity of this accident with the PBMA.

The brittle Sillon Houiller fault corresponds to the local reactivation of the ductile fault. The two accidents are parallel and close to each other on the major part of the accident, but in the northern part (eastern part of the Montmarault granite) the 2 accidents are separated. The continuation of transcurrent sinistral tectonics along the Sillon Houiller during the Stephanian leads to the opening of pull-apart coal basins or half grabens.

2 Acknowledgements

Many thanks to 2 anonymous reviewers for their comments on the first version of the paper. Thanks to the BRGM for providing funds to realize this study. Thanks to Philippe Goncalves for final translations of the text. Comments from Michel Faure allowed to improve the manuscript.

Figure captions

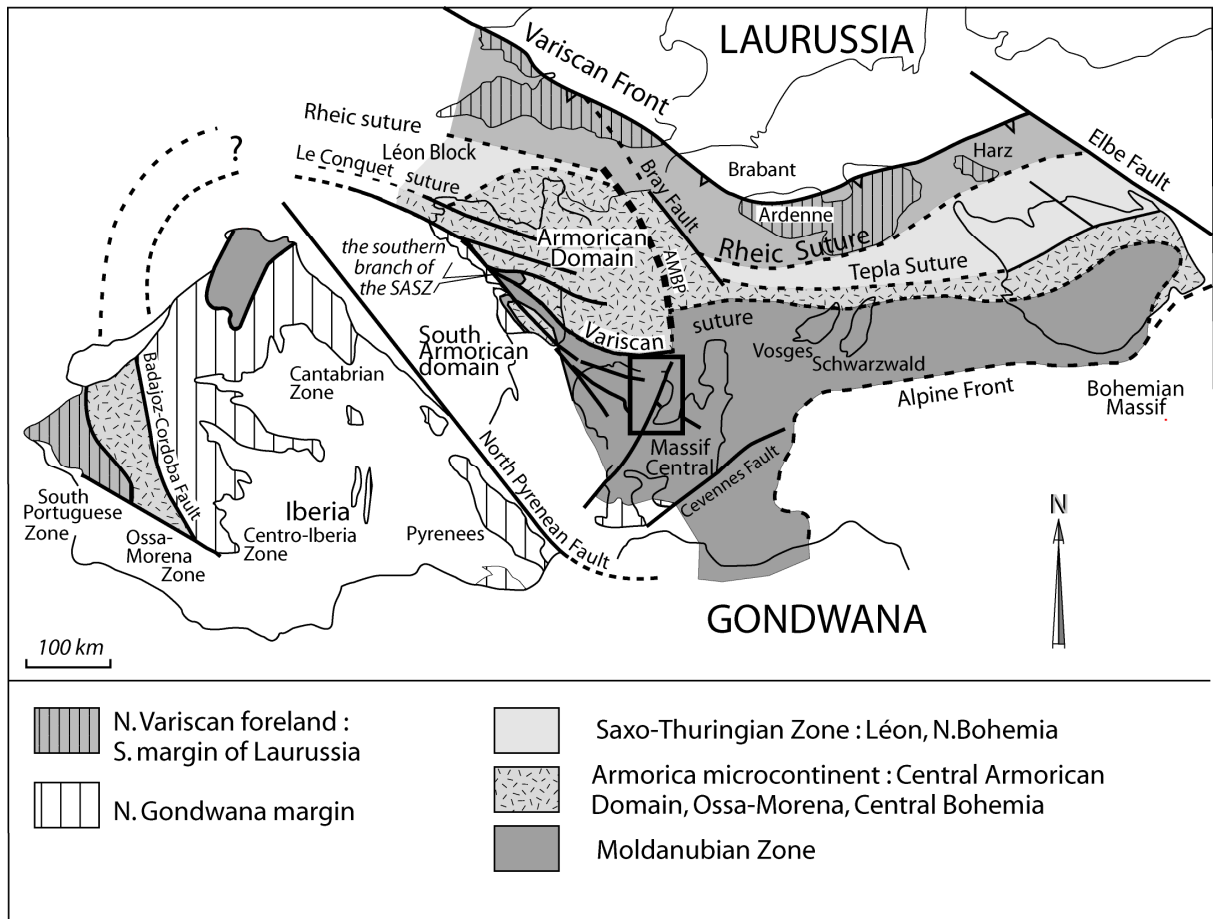


Figure 1 : Structural map of the Variscan domain in western Europe [after Faure, 2005]
 Figure 1 : Carte structurale du domaine varisque de l'Europe de l'ouest [Faure, 2005]

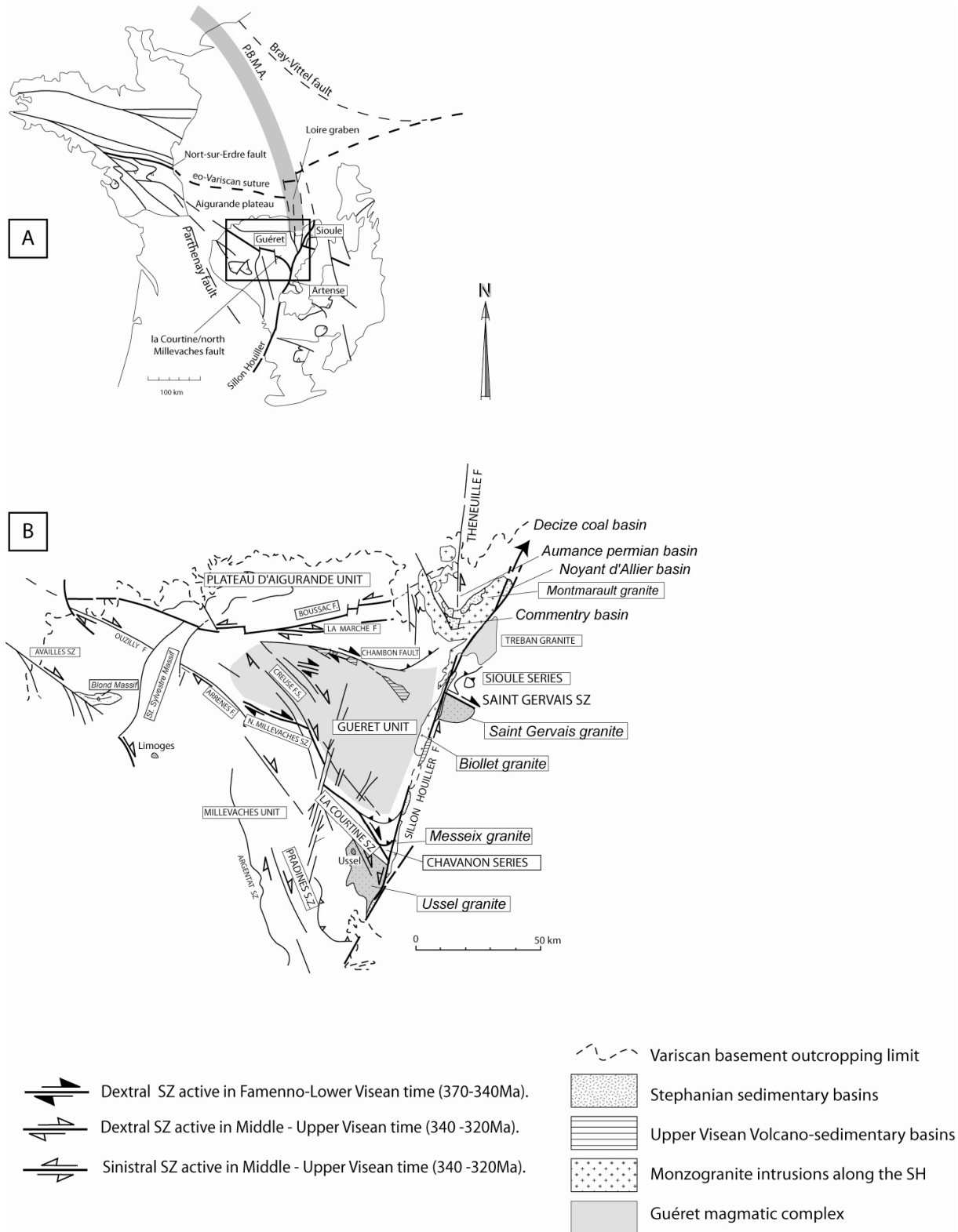


Figure 2 : A) structural map of the Variscan domain in France [after Faure, 2005], B) Upper Devonian and Visean strike-slip faulting in the French Massif Central
 Figure 2 : A) carte structurale du domaine Varisque en France , B) principaux décrochements Dévoniens supérieur et Viséens dans le massif Central.

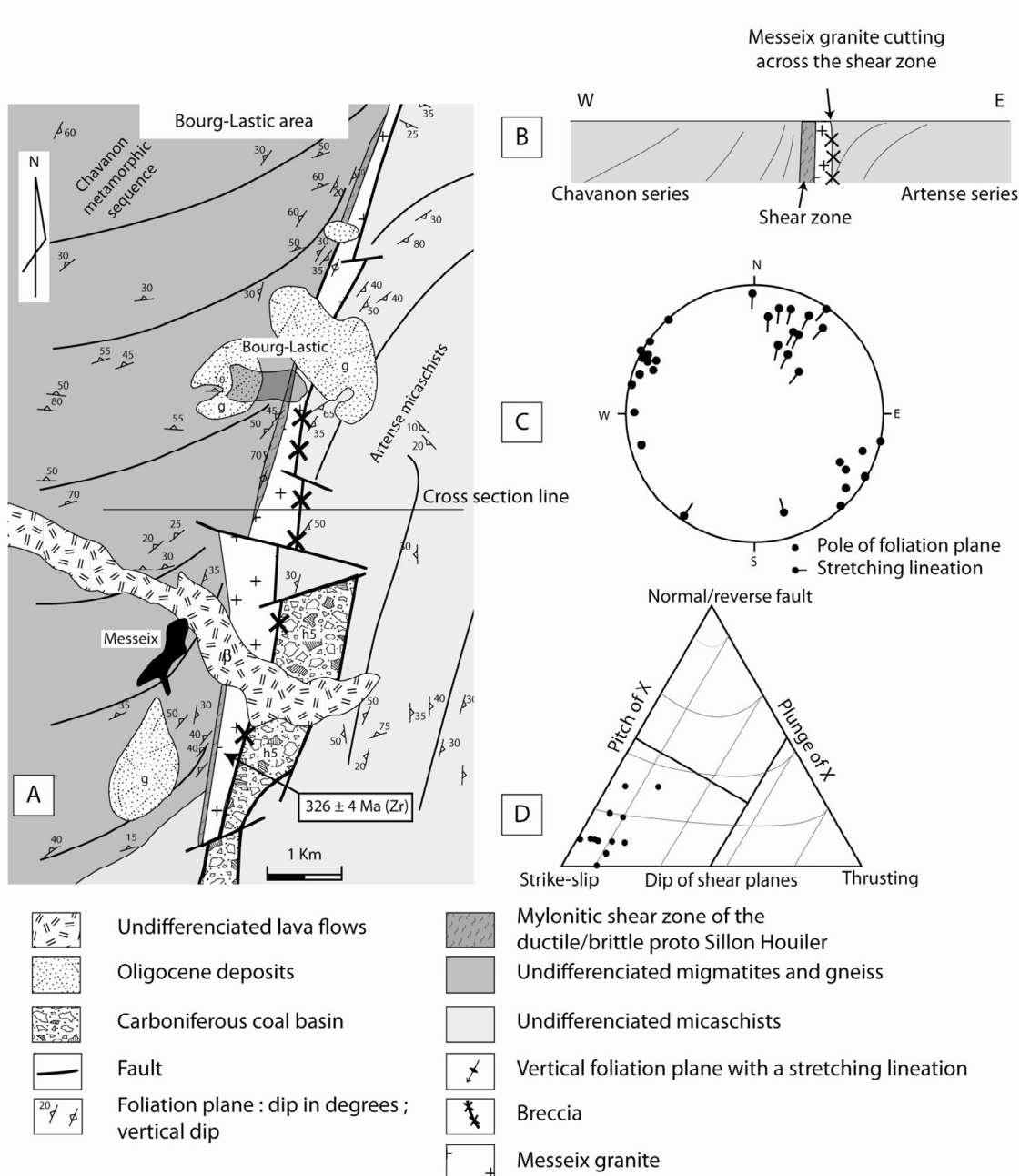


Figure 3 : a) Geological map of the Bourg-Lastic area showing the mylonitic shear zone of the proto-Sillon Houiller cross-cut by the Messeix granite, b) simplified cross-section of the area, c) Stereogram of structural data collected along the proto-Sillon Houiller, d) Projection of the structural data in Rickard's diagram [1983] proving a strike-slip offset of the fault.

Figure 3 : a) Carte géologique du secteur de Bourg-Lastic montrant la zone de cisaillement mylonitique du proto-Sillon Houiller recoupée par le granite de Messeix, b) coupe géologique simplifiée du secteur, c) stéréogramme des données collectées le long du proto-Sillon Houiller, d) Projection des données structurales dans le diagramme de Rickard [1983] qui argumentent un jeu en décrochement pour la faille.

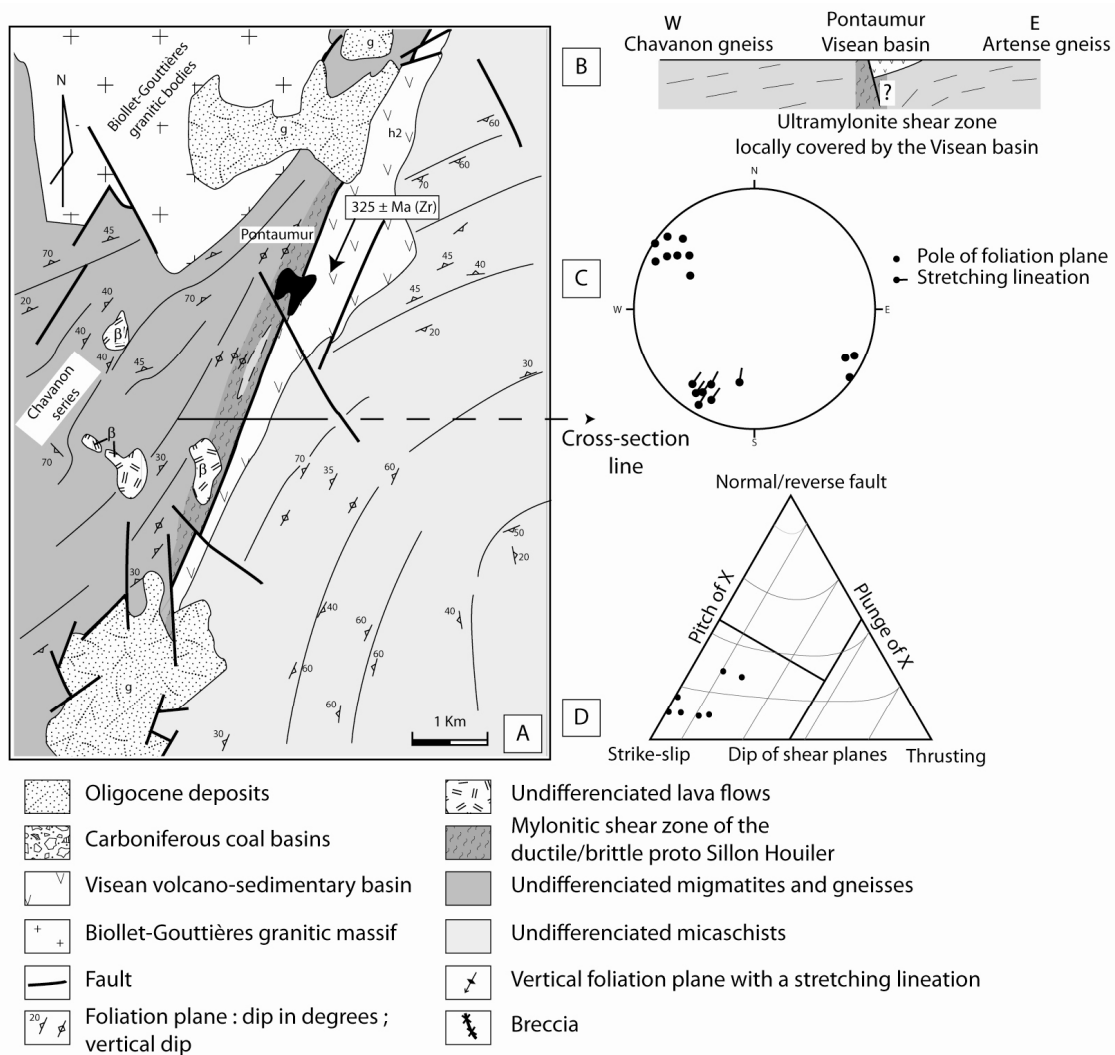


Figure 4 : a) Geological map of the Pontaumur area showing the mylonitic shear zone of the proto-Sillon Houiller cross-cut by the Pontaumur Visean basin, b) simplified cross-section of the area, c) Stereogram of structural data collected along the proto-Sillon Houiller, d) Projection of the structural data in Rickard's diagram [1983] proving a strike-slip offset of the fault.

Figure 4 : a) Carte géologique du secteur Pontaumur montrant la zone de cisaillement mylonitique du proto-Sillon Houiller recoupée par le bassin Viséen de Pontaumur, b) coupe géologique simplifiée du secteur, c) stéréogramme des données collectées le long du proto-Sillon Houiller, d) Projection des données structurales dans le diagramme de Rickard [1983] qui argumentent un jeu en décrochement pour la faille.

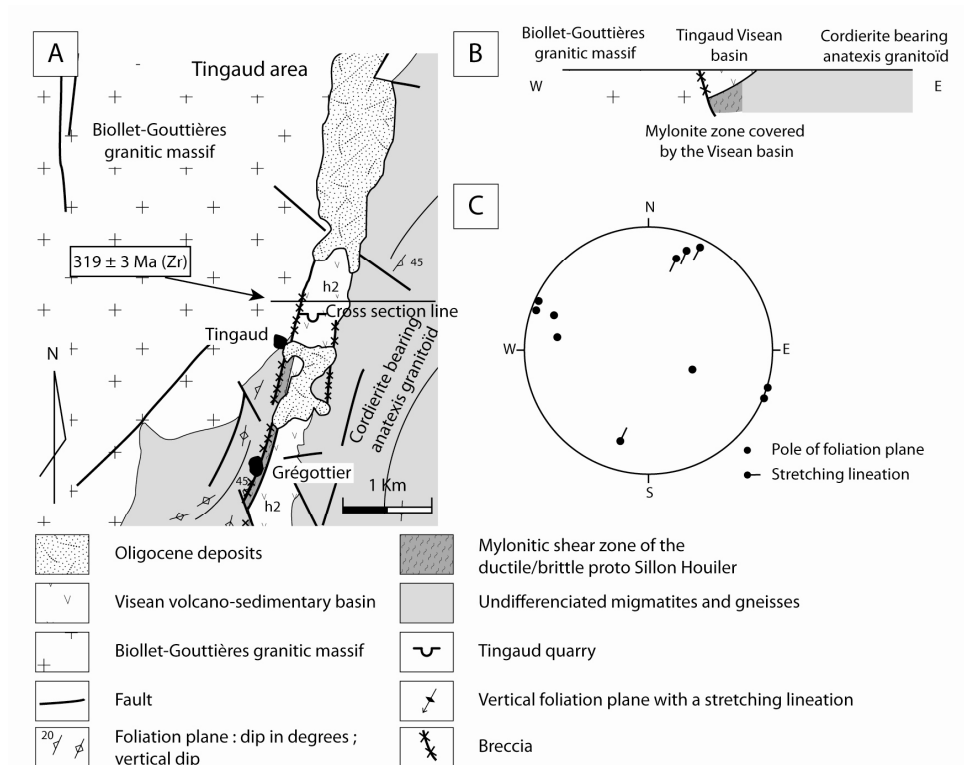


Figure 5 : a) Geological map of the Tingaud area showing the mylonitic shear zone of the proto-Sillon Houiller cross-cut by the Biollet-Gouttières granite and the Tingaud Visean tuff basin, b) simplified cross-section of the area, c) Stereogram of structural data collected along the proto-Sillon Houiller.
 Figure 5 : a) Carte géologique du secteur de Tingaud montrant la zone de cisaillement mylonitique de proto-Sillon Houiller recoupée par le granite de Biollet-Gouttières et le bassin de tufs Viséens de Tingaud, b) coupe géologique simplifiée du secteur, c) stéréogramme des données collectées le long du proto-Sillon Houiller.

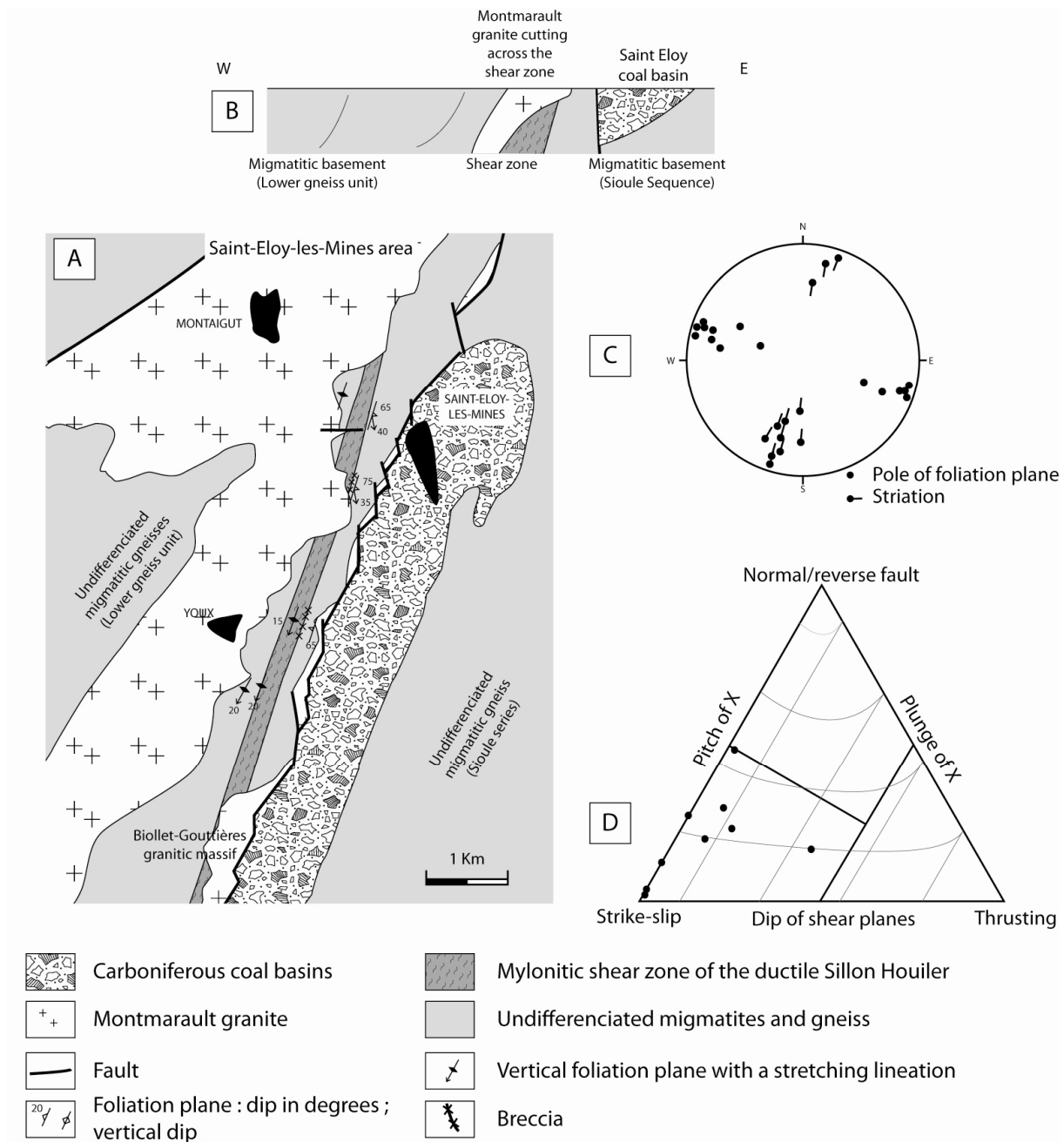
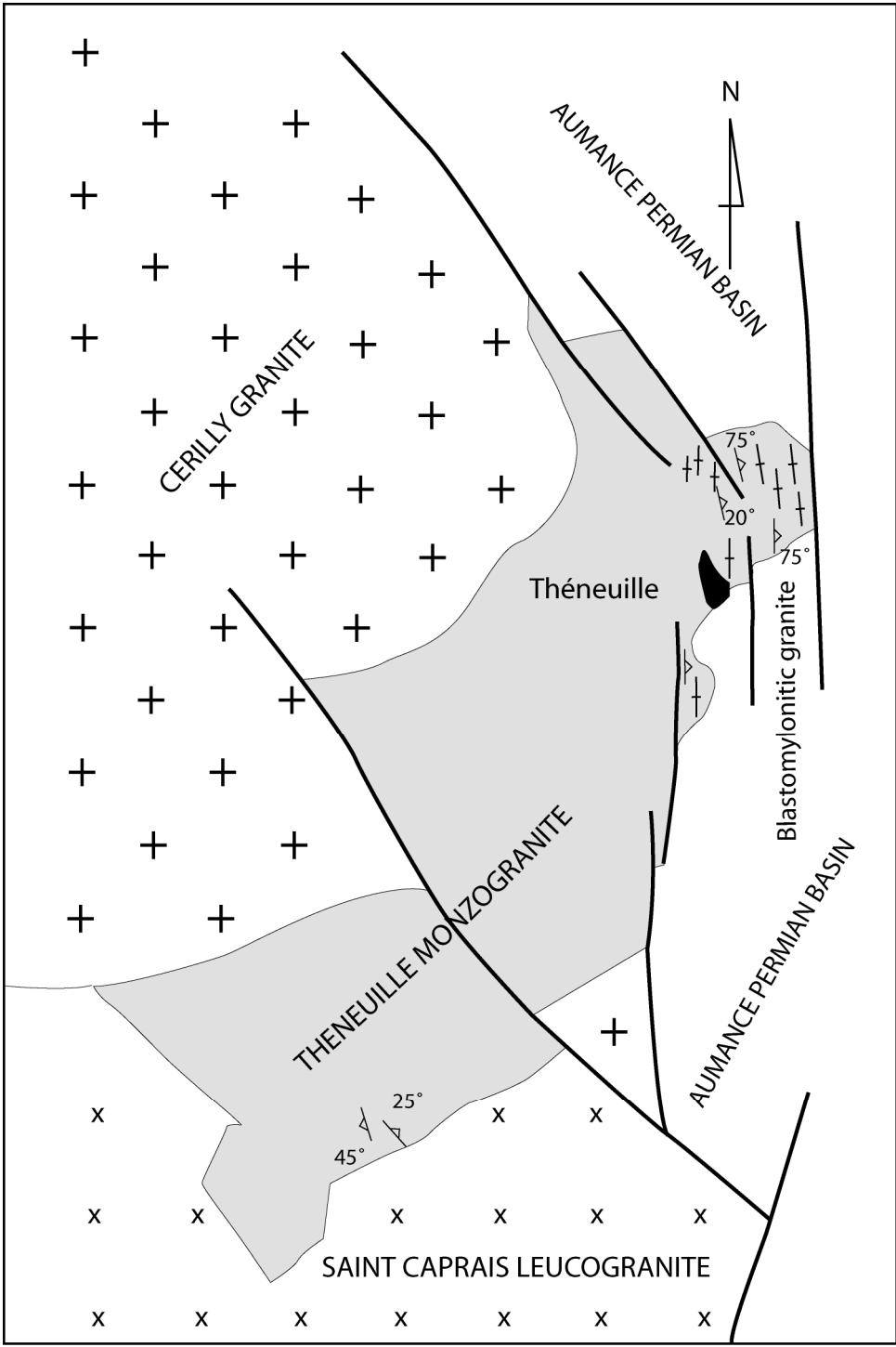


Figure 6 : a) Geological map of the Saint-Eloy-les-Mines area showing the mylonitic shear zone of the proto-Sillon Houiller cross-cut by the Montmarault granite, b) simplified cross-section of the area, c) Stereogram of structural data collected along the proto-Sillon Houiller.

Figure 6 : a) Carte géologique du secteur de Saint-Eloy-les-Mines montrant la zone de cisaillement mylonitique du proto-Sillon Houiller recoupée par le granite de Montmarault, b) coupe géologique simplifiée du secteur, c) stéréogramme des données collectées le long du proto-Sillon Houiller.



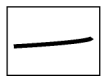

 Fault
  Foliation plane : dip in degrees ; vertical dip

Figure 7 : Geological map of the Théneuille area [after Rolin, 1987].
 Figure 7 : Carte géologique du secteur de Théneuille [Rolin, 1987].

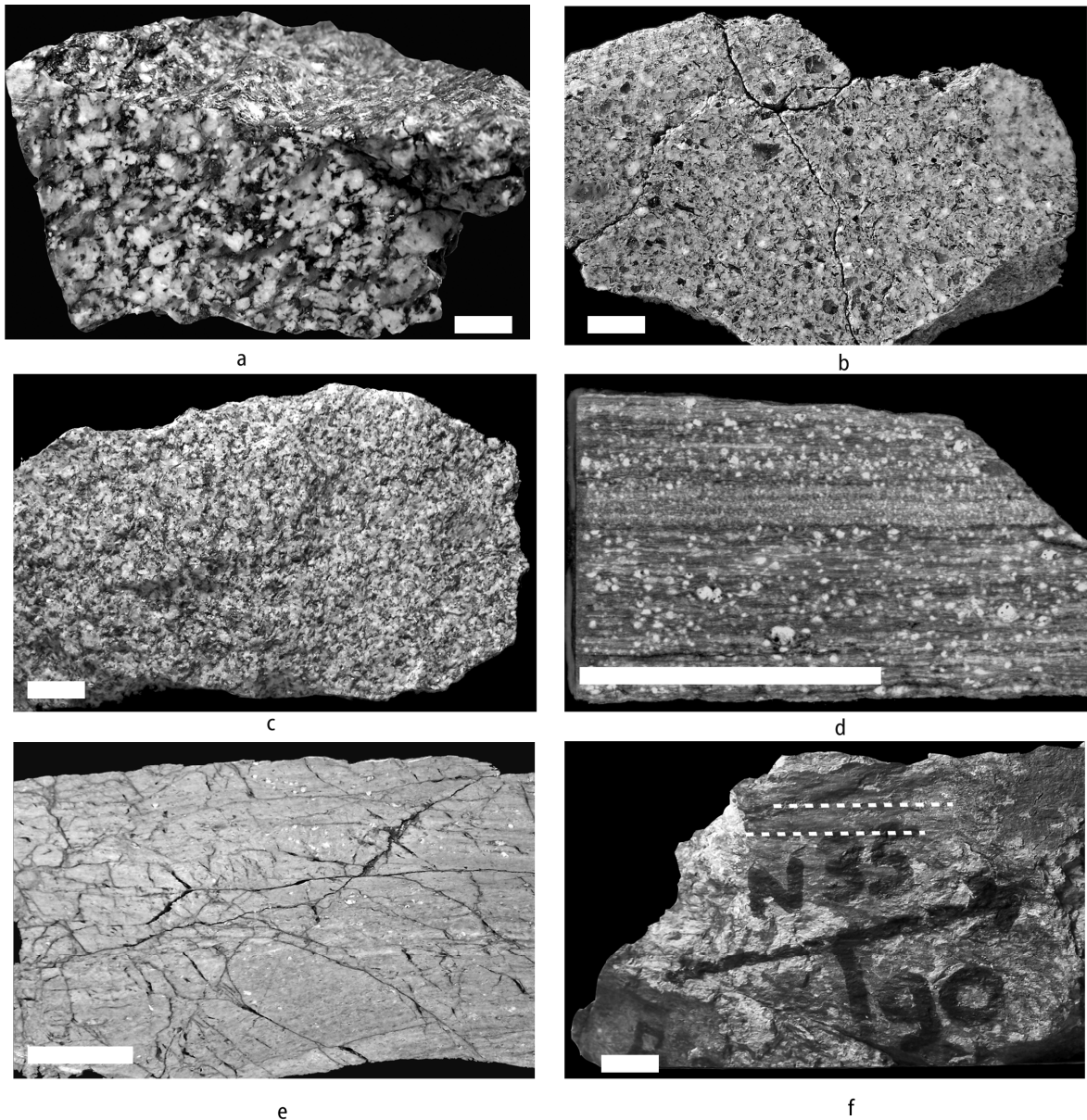


Figure 8 : Hand-sized specimens of granites and tuffs undeformed by the brittle-ductile proto-Sillon Houiller, and mylonites from this shear zone. Scale bar is 1 cm. a : granite from the north of Bourg-Lastic, b : Tingaud Visean tuff, c : Messeix granite (sample CN44 which gave a 326 ± 4 Ma age on zircon), d : fine grained mylonite from the north of Bourg-Lastic with abundants plagioclase porphyroclasts, e : slightly brecciated fine grained mylonite, south of Bourg-Lastic, f : brecciated mylonite bearing obvious subhorizontal striation, south of Bourg-Lastic.

Figure 8 : Échantillons de taille macroscopique de granites et tufs non déformés par le proto-Sillon Houiller ductile-cassant, ainsi que de mylonites de cet accident. La barre d'échelle mesure 1 cm. a : granite du nord de Bourg-Lastic, b : tuf Viséen de Tingaud, c : granite de Messeix (échantillon CN 44, daté à 326 ± 4 Ma sur zircon), d : mylonite à grain fin avec porphyroclastes de feldspath plagioclase abondants (nord de Bourg-Lastic), e : mylonite légèrement bréchifiée du sud de Bourg-Lastic, f : mylonite bréchifiée portant des stries subhorizontales bien exprimées, sud de Bourg-Lastic.

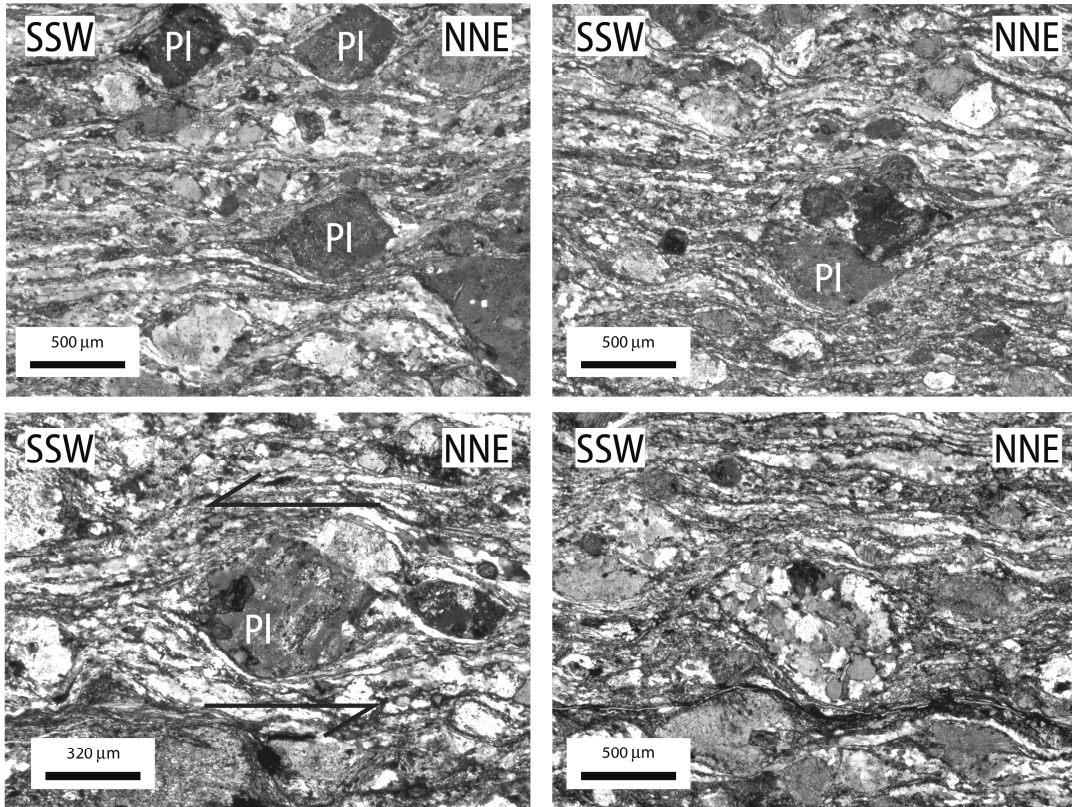


Figure 9 : Thin section pictures of the mylonites from the "Proto Sillon Houiller".
Figure 9 : Photos de lames minces des mylonites du Proto Sillon Houiller.

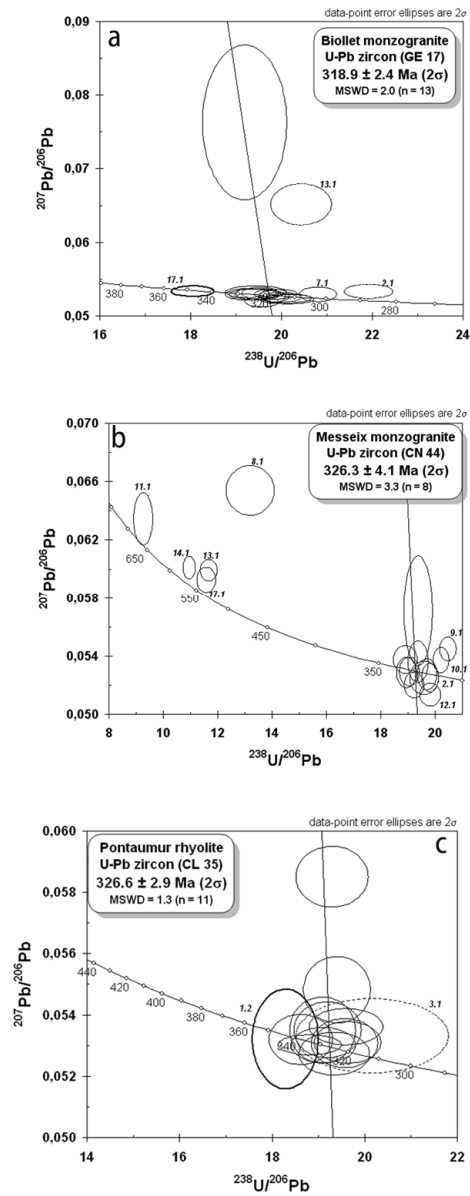


Figure 10 : Terra & Wasserburg diagrams for the dated samples of magmatic bodies along the Sillon Houiller.

Figure 10 : Diagrammes de Terra & Wasserburg des échantillons datés, provenant des corps magmatiques le long du Sillon Houiller.

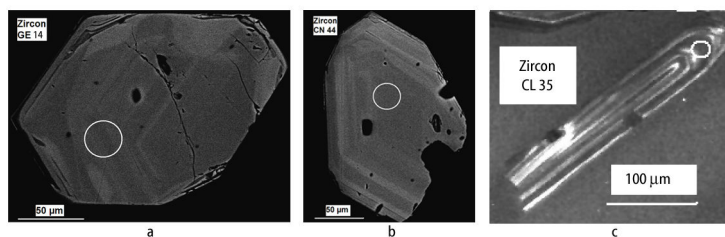


Figure 11 : Back-scattered electrons pictures of the zircons from the dated samples.
 Figure 11 : Photographies en électrons rétrodiffusés des zircons des échantillons datés.

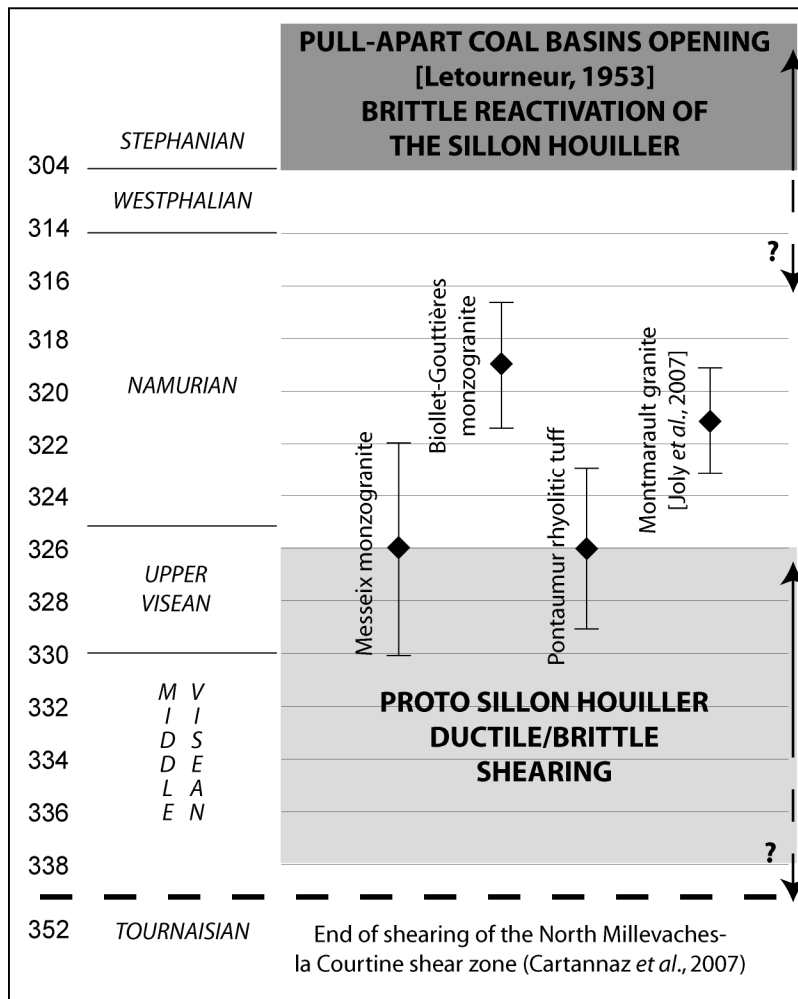


Figure 12 : Synthesis of tectonical and magmatic activity along the Sillon Houiller.
 Figure 12 : Synthèse des évènements tectoniques et magmatiques le long du Sillon Houiller

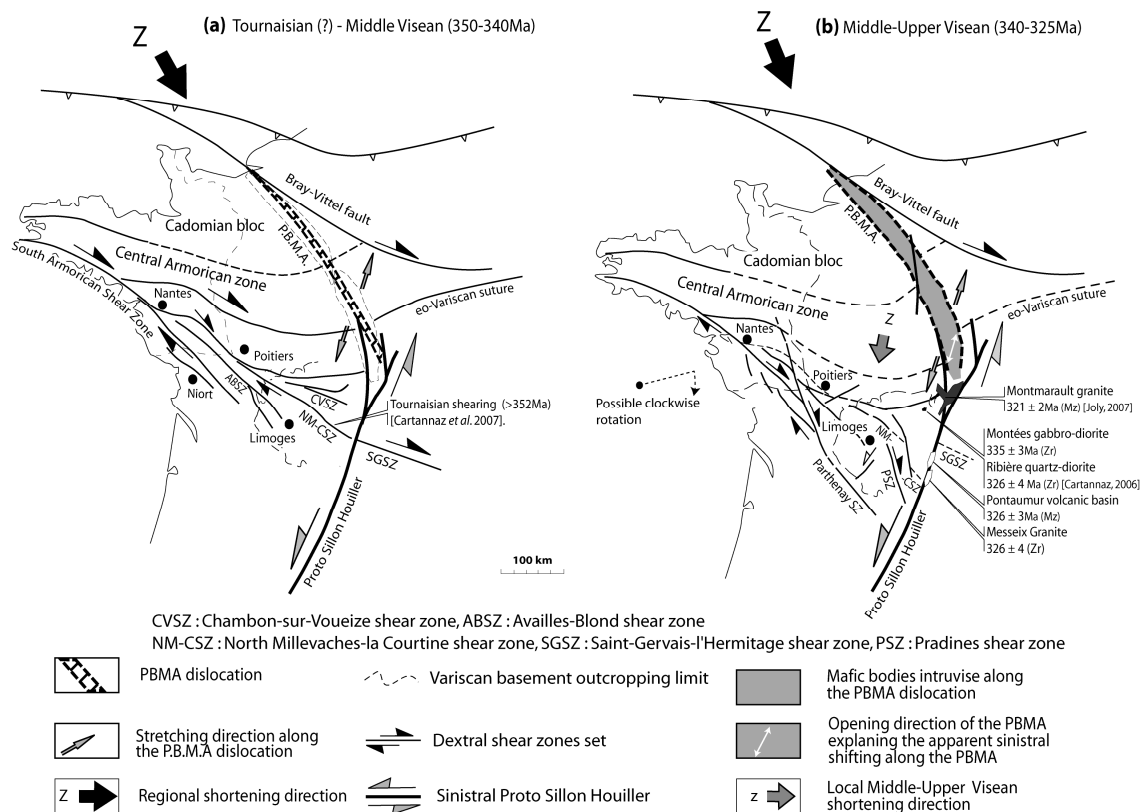


Figure 13 : a) Dextral motion of the N130 shear zones, sinistral offset of the proto-Sillon Houiller and opening of the PBMA, that prolongates the PSH, under a NW-SE shortening, b) The oblique (NNE-SSW) opening of this accident may induce a N20° trending Z shortening in the Massif Central, that is underlined by the N160 dextral shear zones. A clockwise rotation of the Armorica-west Massif Central block is possible during the motion of the system PSH-PBMA. During middle and upper Viséan, mafic magmas and granotoïds take place in the opening of the PBMA. These mafic bodies may be of similar nature that the Montées gabbro-diorite (datée à 335 ± 3 Ma, U-Pb on zircon) and the Ribière quartzic diorite (326 ± 4 Ma, U-Pb on zircon) [Cartannaz, 2006], that took place closely to the Montmarault granite, and that are probably associated with this granite.

Figure 13 : a) Sous l'action d'un raccourcissement NW-SE au Viséen inférieur à moyen se produisent les jeux dextres de failles N130, le jeu senestre du PSH et l'ouverture de la dislocation de l'AMBP se raccordant au Proto-SH, b) L'ouverture oblique (NNE-SSW) de cette dislocation induirait un raccourcissement Z N20 dans le Massif Central marqué par le jeu de failles N160 dextres. Une rotation horaire du bloc Armoricaïn-ouest Massif Central est envisageable lors du fonctionnement du PSH-AMBP. Au Viséen Moyen-Supérieur, des magmas basiques et des granites se mettent en place dans l'ouverture aménagée par la dislocation de l'AMBP, pouvant être de même typologie que la gabbro-diorite des Montées (datée à 335 ± 3 Ma, U-Pb sur zircon) et la diorite quartzique de la Ribière (datée à 326 ± 4 Ma, U-Pb sur zircon) [Cartannaz, 2006], qui sont mis en place à proximité (et sont probablement associés) du granite de Montmarault.

Table caption

Grain. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogenic		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±
Messeix monzogranite (CN 44) - x = 616495, y = 2066329														
1.1	125	51	0.40	5.6	0.001373	0.53	19.375	0.213	0.05711	0.00155	0.0513	0.0006	322.7	3.5
2.1	334	197	0.59	14.6	0.000348	<0.01	19.810	0.126	0.05251	0.00040	0.0505	0.0003	317.5	2.0
3.1	228	97	0.42	10.1	0.000198	<0.01	19.594	0.216	0.05250	0.00046	0.0510	0.0006	320.9	3.5
4.1	192	14	0.07	8.7	-	<0.01	19.053	0.149	0.05293	0.00041	0.0525	0.0004	329.8	2.5
5.1	259	112	0.43	11.8	-	<0.01	18.945	0.151	0.05287	0.00043	0.0528	0.0004	331.6	2.6
6.1	113	67	0.59	5.0	0.000024	0.09	19.370	0.153	0.05360	0.00058	0.0516	0.0004	324.2	2.5
7.1	202	95	0.47	8.9	-	<0.01	19.701	0.146	0.05274	0.00043	0.0508	0.0004	319.2	2.3
8.1	213	122	0.57	14.0	0.000752	1.11	13.193	0.362	0.06540	0.00070	0.0750	0.0021	465.9	12.3
9.1	292	152	0.52	12.4	0.000099	0.25	20.469	0.123	0.05448	0.00033	0.0487	0.0003	306.7	1.8
10.1	331	42	0.13	14.2	0.000052	0.14	20.216	0.118	0.05372	0.00035	0.0494	0.0003	310.8	1.8
11.1	34	53	1.56	3.1	-	0.22	9.262	0.144	0.06344	0.00073	0.1077	0.0017	659.5	9.7
12.1	259	113	0.44	11.3	0.000066	<0.01	19.824	0.156	0.05135	0.00032	0.0504	0.0004	317.3	2.4
12.2	269	99	0.37	12.3	0.000249	0.08	18.903	0.179	0.05376	0.00039	0.0529	0.0005	332.0	3.1
13.1	998	558	0.56	74.0	0.000139	0.24	11.670	0.130	0.05994	0.00030	0.0855	0.0009	528.8	5.6
14.1	418	262	0.63	33.0	0.000217	0.15	10.954	0.092	0.06012	0.00032	0.0912	0.0008	562.4	4.5
15.1	124	83	0.67	32.6	0.000084	<0.01	3.295	0.031	0.11303	0.00057	0.3035	0.0029	1709	14
16.1	321	160	0.50	14.5	-	<0.01	19.222	0.147	0.05200	0.00036	0.0520	0.0004	326.9	2.4
17.1	344	241	0.70	25.7	0.000237	0.14	11.580	0.142	0.05927	0.00035	0.0862	0.0011	533.3	6.3
Biollet monzogranite (GE 17) - x = 628297, y = 212970														
1.1	595	290	0.49	25.6	0.000112	<0.01	20.156	0.225	0.05228	0.00026	0.0496	0.0006	312.1	3.4
2.1	805	425	0.53	31.8	0.000021	0.15	21.917	0.217	0.05333	0.00039	0.0456	0.0005	287.2	2.8
3.1	408	398	0.97	17.8	0.000099	<0.01	19.847	0.132	0.05274	0.00037	0.0504	0.0003	316.9	2.1
4.1	377	188	0.50	16.5	-	<0.01	19.788	0.121	0.05261	0.00035	0.0505	0.0003	317.8	1.9
5.1	519	244	0.47	22.6	0.000106	0.02	19.874	0.194	0.05297	0.00028	0.0503	0.0005	316.4	3.0
6.1	428	158	0.37	19.0	0.000163	0.02	19.441	0.190	0.05297	0.00032	0.0514	0.0005	323.3	3.1
7.1	713	413	0.58	29.7	0.000051	0.08	20.807	0.166	0.05294	0.00041	0.0480	0.0004	302.4	2.4
8.1	778	417	0.54	33.4	0.000092	<0.01	20.125	0.216	0.05239	0.00026	0.0497	0.0005	312.6	3.3
9.1	371	159	0.43	16.0	-	<0.01	20.000	0.176	0.05252	0.00028	0.0500	0.0004	314.5	2.7
10.1	589	231	0.39	26.2	0.000059	0.05	19.434	0.273	0.05323	0.00034	0.0514	0.0007	323.3	4.4
11.1	398	158	0.40	17.7	0.000049	0.01	19.421	0.234	0.05292	0.00030	0.0515	0.0006	323.6	3.8
13.1	886	379	0.43	37.5	0.000795	1.60	20.433	0.274	0.06516	0.00114	0.0482	0.0006	303.2	4.0
14.1	355	107	0.30	15.8	0.000175	0.03	19.530	0.163	0.05308	0.00034	0.0512	0.0004	321.8	2.6
15.1	629	387	0.61	28.3	-	0.02	19.254	0.201	0.05294	0.00032	0.0519	0.0005	326.4	3.3
16.1	741	437	0.59	32.9	0.001672	2.92	19.189	0.379	0.07629	0.00430	0.0506	0.0010	318.1	6.1
17.1	446	193	0.43	21.4	0.000243	<0.01	18.049	0.193	0.05334	0.00029	0.0554	0.0006	347.6	3.6
18.1	374	139	0.37	16.5	-	<0.01	19.570	0.153	0.05192	0.00028	0.0511	0.0004	321.3	2.4
Notes :														
1. Uncertainties given at the one σ level.														
2. Error in 91500 reference zircon calibration was included in above errors.														
3. f ₂₀₆ % denotes the percentage of ²⁰⁶ Pb that is common Pb.														
4. Correction for common Pb made using the measured ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb and ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined in Williams (1998).														
5. Coordinates are given in Lambert II projection														

Table 1 : Laser-MC-ICPMS U-Pb zircon data for the intrusions. Analyses in italic were not considered for average age calculation.

Table 1 : Données laser-MC-ICPMS U-Pb sur zircon pour les intrusions. Les analyses en italique n'ont pas été prises en compte pour le calcul de l'âge moyen.

Grain. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogenic		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±
<i>Pontaumur rhyolite (CL 35) - x = 626440, y = 2096266</i>														
1.1	945	70	0.07	43.6	0.000067	<0.01	18.617	0.280	0.05320	0.00033	0.05371	0.00081	337.3	5.0
1.2	233	104	0.45	11.0	0.000048	<0.01	18.289	0.290	0.05321	0.00066	0.05468	0.00088	343.2	5.4
2.1	561	77	0.14	25.3	0.000023	0.06	19.089	0.291	0.05350	0.00044	0.05235	0.00080	329.0	4.9
3.1	725	305	0.42	30.9	0.000012	0.09	20.160	0.673	0.05332	0.00050	0.04956	0.00167	311.8	10.2
4.1	1362	270	0.20	60.5	0.000029	<0.01	19.340	0.310	0.05274	0.00029	0.05172	0.00084	325.1	5.1
5.1	858	346	0.40	38.4	-	0.07	19.196	0.297	0.05352	0.00037	0.05206	0.00081	327.1	5.0
6.1	2102	378	0.18	94.5	0.000020	<0.01	19.106	0.285	0.05302	0.00023	0.05234	0.00078	328.9	4.8
7.1	1908	163	0.09	83.7	0.000068	0.10	19.597	0.325	0.05361	0.00024	0.05098	0.00085	320.5	5.2
8.1	6148	103	0.02	280.8	0.000015	<0.01	18.810	0.280	0.05302	0.00013	0.05317	0.00080	334.0	4.9
9.1	1048	210	0.20	46.0	0.000026	0.03	19.562	0.294	0.05308	0.00033	0.05110	0.00077	321.3	4.7
10.1	1402	327	0.23	61.3	0.000041	0.04	19.632	0.294	0.05310	0.00028	0.05092	0.00077	320.1	4.7
11.1	1058	281	0.27	47.1	0.000442	0.70	19.292	0.320	0.05851	0.00041	0.05147	0.00086	323.6	5.3
11.2	800	337	0.42	35.4	0.000085	0.24	19.400	0.296	0.05482	0.00044	0.05142	0.00079	323.2	4.9

Notes :

1. Uncertainties given at the one σ level.
2. Error in FC1 reference zircon calibration was 0.49% for the analytical session (included in above errors)
3. f₂₀₆ % denotes the percentage of ²⁰⁶Pb that is common Pb.
4. Correction for common Pb made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined in Williams (1998).
5. Coordinates are given in Lambert II projection.

Table 2 : SHRIMP U-Pb zircon data for the rhyolitic tuffs. Analyses in italic were not considered for average age calculation.

Table 2 : Données SHRIMP U-Pb pour les tufs rhyolitiques. Les analyses en italique n'ont pas été prises en compte pour le calcul de l'âge moyen.

Références

- ALEXANDROV, P., CHEILLETZ, A., DELOULE, E., CUNEY, M. (2000). "319 ± 7 Ma crystallization age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons." *Comptes Rendus Geosciences* 330: 617-622.
- ARTHAUD, F., MATTE, P. (1975). "Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe." *Tectonophysics* 25: 139-171.
- ARTHAUD, F., MATTE, P. (1977). "Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals." *Geological Society of America Bulletin* 88: 1305-1320.
- AUBERT, M., PERRIER, G. (1971). "La structure profonde du Massif Central. Symposium J. Jung: géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. Clermont-Ferrand."
- AUTRAN, A., CASTAING, C., DEBGLIA, N., GUILLEN, A., WEBER, C. (1986). "Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris: hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère." *Bull. Soc. géol. France* II(1): 125-141.
- BABUŠKA, V., JAROSLAVA, P., LUDĚK, V. (2002). "Seismic anisotropy of the French Massif Central and predisposition of Cenozoic rifting and volcanism by Variscan suture hidden in the mantle lithosphere." *Tectonics* 21(4): 11-1.
- BALAN, E., NEUVILLE, D.R., TROCELLIER, P., FRITSCH, E., MULLER, J.-P., CALAS, G. (2001). "Metamictization and chemical durability of detrital zircon." *American Mineralogist* 86: 1025-1033.
- BALTENBERGER, P. (1973). "Etude sismique de la zone d'anomalie magnétique du Bassin Parisien." *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris* 276: 277-280.
- BARBARIN, B., BELIN, J.M. (1982). "Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien "Saint-Gervais-l'Hermitage" (Massif Central français)." *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris* 294: 1377-1380.
- BAYER, R., GUILLEN, A., WEBER, C. (1987). "Investigation par forage profond de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (région de Sancerre): modélisation préalable à partir des données magnétiques et gravimétriques." *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris* 305: 203-208.
- BELIN, J. M. (1983). "Le Massif de Saint-Gervais-d'Auvergne (Massif Central Français): évolution d'un ensemble granitique composite. Thèse, université de Clermont-Ferrand, 176p."
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., JEGOUZO, P. (1979). "Orthogneiss, mylonite and non coaxial déformation of granites: the example of South American Shear Zone." *Journal of structural geology* 1(1): 31-42.
- BLES, J. L., BONIJOLY, D., CASTAING, C., GROS, Y. (1989). "Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data." *Tectonophysics* 169(1-3): 79.
- BONIJOLY, D., CASTAING, C. (1983). "Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif Central français en régime compressif." *Annales de la société géologique du Nord* 103: 187-199.
- BROUSSE, R., TEMPIER, P. (1981). "Carte géol. France (1/50 000), feuille BOURG-LASTIC (716) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par BROUSSE R., TEMPIER P., RANÇON J.P., VEYRET-MEKDJIAN Y. et coll (1989), 78 p."
- BRUGUIER, O., BECQ-GIRAUDON, J.F., BOSCH, D., LANCELOT, J.R. (1998). "Late Visean hidden basins in the internal zones of the Variscan belt: U-Pb zircon evidence from the French Massif Central." *Geology* 26 n°7: 627-630.
- BURG, J. P., BRUN, J.P., VAN DEN DRIESSCHE, J. (1990). "Le Sillon Houiller du Massif Central français: Faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque?" *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris* 311, série II: 147-152.
- BURG, J. P., VAN DEN DRIESSCHE, J., BRUN, J.P. (1994). "Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences." *Géologie de la France* 3: 33-51.
- CABANIS, B., THIEBLEMONT, D. (1992). "Forage scientifique de Sancerre-Couy: géochimie des protolithes (formation orthodériées). Mise en évidence de deux événements paléomagmatiques au cours de l'évolution antévarisque." *Géologie de la France*(3-4): 123-128.
- CARTANNAZ, C. (2006). "Magmatismes et déformations polyphasés: exemples des massifs de Guéret et de Millevaches (Massif Central Français). Origine des magmas et contexte de mise en place. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon, 317p."
- CARTANNAZ, C., ROLIN, P., COCHERIE, A., MARQUER, D., LEGENDRE, O., FANNING, C.M., ROSSI, P. (2007). "Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif Central." *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 96: 271-287.
- CARTANNAZ, C., ROLIN, P., Le METOUR, J., FABBRI, O. (2006). "Fammanian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt." *Comptes Rendus Geosciences* 338(3): 214.
- CASTAING, C. (1982). "Inventaire des ressources nationales de charbon. Gîtologie prévisionnelle des charbons dans le nord du Massif Central et ses prolongements sous couverture sédimentaire. Rapport BRGM 82 SGN 326 GEO."
- COSTA, S., REY, P., TODT, W. (1993). "Late carboniferous age of lower crustal granulite facies xenoliths in the eastern French Massif Central: implications for post-thickening crustal processes." *EUG* 7, Strasbourg, France.
- DE LAUNAY, L. (1894). "Notice explicative de la feuille Gannat de la carte géologique de France au 1/80 000 (1ère édition)."
- DEBGLIA, N., DEBRAND-PASSARD, S. (1980). "Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris." *Bull. Soc. géol. France* 7-XXII(4): 639-646.
- DEBGLIA, N., GERARD, A., WEBER, C. (1977). "Apport des levés aéromagnétiques détaillés à la géologie du socle du Massif Central nord-oriental." *Bull. Soc. géol. France* 7-XIX(3): 563-573.
- DESTHIEUX, F. (1980). "Carte géol. France (1/50 000), feuille MONTAIGUT (644) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DESTHIEUX, F. et BAMBIER, A. (1980), 37 p."

- DUPIS, A., BALTENBERGER, P., FABRIOL, H., GASMI, M., GHORBEL, N., SHOUT, H., THERA, A. (1990). "Contribution de la magnéto-tellurique et de la sismique à l'étude de l'anomalie magnétique du Bassin parisien." *Bull. Soc. géol. France* 6(5): 749-766.
- DUTHOU, J. L. (1967). "Etude du massif granitique de Tréban (Allier). Thèse de 3ème cycle, Université de Clermont-Ferrand, 81 p."
- DUTHOU, J. L., CANTAGREL, J.M., DIDIER, J., VIALETTE, Y. (1984). "Paleozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by 87Rb/87Sr system." *Phys. Earth Planet. Inter.* 35: 131-144.
- EDEL, J.-B., WEBER, C. (1995). "Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence." *Geologische Rundschau* 84(2): 412-432.
- FAURE, M. (1995). "Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central." *Tectonics* 14: 132-153.
- FAURE, M., BE MEZEME, E., COCHERIE, A., ROSSI, P., CHEMENDA, A., BOUTELIER, D. (2008). "Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armorican." *Tectonics* 27.
- FAURE, M., BE MEZEME, E., DUGUET, M., CARTIER, C., TALBOT, J.-Y. (2005). "Paleozoic tectonic evolution of medio europa from the example of the french massif central and massif armoricain." *Journal of the Virtual Explorer* 19(5).
- FAURE, M., BECQ-GIRAUDON, J.-F. (1993). "On the succession of extensional episodes during the carboniferous crustal unthickening of the French Massif Central." *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris* 316: 967-973.
- FAURE, M., GROLIER, J., PONS, J. (1993). "Extensional ductile tectonics of the Sioule metamorphic series (Variscan French Massif Central)." *Geologische Rundschau* 82: 461-474.
- FAURE, M., LELOIX, C., ROIG, J.-Y. (1997). "L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne." *Bull. Soc. géol. France* 168(6): 695-705.
- FAURE, M., MONIE, P., PIN, C., MALUSKI, H., LELOIX, C. (2002). "Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new 40Ar/39Ar and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension." *International Journal of Earth Sciences* 91(1): 53-75.
- FAURE, M., PROST, A., LASNE, A. (1990). "Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français." *Bull. Soc. géol. France* 6(1): 189-197.
- FEYBESSE, J.-L., TEGYEY, M. (1987). "Evolution tectonométamorphique dévonienne et carbonifère de la série de la Sioule." *Géologie de la France* 2-3: 33-41.
- GALDEANO, A., GUILLON, J.-C. (1985). "Interprétation des données magnétiques et gravimétriques, in: Cazes M., Torreilles G (Eds), Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Profil nord de la France, Technip, 1985, pp 127-140."
- GAPAIS, D., BARBARIN, B. (1986). "Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France)." *Tectonophysics* 125(4): 357-370.
- GARDIEN, V., LARDEAUX, J.-M., LEDRU, P., ALLEMAND, P., GUILLOT, S. (1997). "Metamorphism during late orogenic extension: Insights from the French Variscan belt." *Bulletin de la Société géologique de France* 168(3): 271.
- GEBELIN, A. (2004). "Déformation et mise en place des granitoïdes (360-300 Ma) dans un segment de la chaîne varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central), PhD Thesis, Montpellier, 324p."
- GERARD, A., WEBER, C. (1971). "L'anomalie magnétique du Bassin de Paris interprétée comme élément structural majeur dans l'histoire géologique de la France." *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris* 272(7): 921-923.
- GOGUEL, J. (1954). "Levé gravimétrique détaillé du Bassin parisien. Impr. Nat., Paris. Publ. BRGM n°15."
- GRANET, M., JUDENHERC, S., SOURIAU, A. (2000). "Des images du système lithosphère-asthénosphère sous la France et leurs implications géodynamiques: l'apport de la tomographie télé-sismique et de l'anisotropie sismique." *Bull. Soc. géol. France* 171(2): 149-167.
- GROLIER, J. (1971). "Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif Central français: La série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières n°64, Orléans, 163p."
- GROLIER, J., LETOURNEUR, J. (1968). "Evolution tectonique du grand sillon houiller du Massif Central Français. XXIII int. Geol. Congr., Vol 1 pp 107-116."
- GUILLEN, A., BAYER, R., MILLON, R., ROUSSET, D. (1990). "Evolution des hypothèses et modélisations pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris (région de Sancerre)." *Bull. Soc. géol. France* 6(5): 739-748.
- GUMIAUX, C., GAPAIS, D., BRUN, J.-P., CHANTRAINE, J., RUFFET, G. (2004). "Tectonic history of the Variscan Armorican Shear belt (Brittany, France)." *Geodynamica acta* 17: 289-307.
- HOTTIN A.M., B. F., MICHAELY B., NÉGRONI J.M., BESSON J.C., MARCHAND J. (1989). "Carte géol. France (1/50 000), feuille PONTGIBAUD (692) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par HOTTIN A.M., CAMUS G., BESSON J.C., MICHAELY B., MARCHAND J., PÉRICHAUD J.J., D'ARCY D. (1989), 103 p."
- HOTTIN A.M., B. J. M., BOIS J.P., DEYRIEUX G., MORICE E. (1989). "Carte géol. France (1/50 000), feuille SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE (668) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par HOTTIN A.M., PÉRICHAUD J.J., BOIS J.P., D'ARCY D. (1989), 66 p."
- JOLY, A. (2007). "Relations plutons et discontinuités lithosphériques. Approche pluridisciplinaire de la mise en place de plutons granitiques le long du Sillon Houiller (Massif Central Français). Apports des études de terrain et des données gravimétriques, magnétiques et ASM pour des modélisations 3D. PhD thesis, Orléans, 2007, 307 p."
- JOLY, A., CHEN, Y., FAURE, M., MARTELET, G. (2007). "A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault - Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 1. Geochronology, mineral fabrics, and tectonic implications." *Journal of geophysical research* 112(10).
- JOLY, A., MARTELET, G., CHEN, Y., FAURE, M. (2008). "A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault - Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 2. Gravity, aeromagnetic investigations, and 3-D geologic modeling." *Journal of geophysical research* 113(1).

- LAGARDE, J. L., CAPDEVILA, R., FOURCADE, S. (1992). "Granites and continental collision: examples from Carboniferous granitoids in the Hercynian Range of Western Europe." *Bull. Soc. géol. France* 163(5): 597-610.
- LE CORRE, C., AUVRAY, B., BALLEVER, M., ROBARDET, M. (1991). "Le Massif Armoricaïn." *Sciences Géologiques, Strasbourg*: 31-103.
- LE MOUËL, J. L. (1969). "Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse, faculté des sciences de l'université de Paris, spécialité: physique, 154p."
- LEDRU, P. (1988). "Le chevauchement crustal de Moyenne Dordogne." *Bull. Soc. géol. France* 4(3): 471-478.
- LE ROUGE, G. (1987). "Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne: le Massif Central Français septentrional et le sud du Massif Armoricaïn, PhD thesis, Paris, Orsay, 363 p."
- LETOURNEUR, J. (1953). "Le grand Sillon Houiller du Plateau Central français." *Bulletin du service de la carte géologique de France* 238: 1-236.
- MATTE, P. (1986). "Tectonics and plate tectonics models for the variscan belt of Europe." *Tectonophysics* 126: 329-374.
- MATTE, P., HIRN, A. (1988). "Généralités sur la chaîne varisque d'Europe, coupe complète de la chaîne sous l'ouest de la France, in: Cazes M., Torreilles G. (Eds), *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Profil nord de la France*, Technip, 1988, pp. 197-222."
- MEGNIEN, C. (1971). "Observations sur les ondulations tectoniques du Bassin de Paris et hypothèse sur une dislocation majeure du socle." *Bulletin du BRGM (deuxième série) section 1* 2: 31-40.
- 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. France* 163(3): 293-308.
- MEZURE, J.-F. (1980). "Etude structurale des granites d'Egletons, Meymac et Ussel (Nord) - "Contribution à l'estimation quantitative de la déformation" - Petrographie et géochimie. Thèse, Clermont-Ferrand, 200 p."
- PERRIER, G., RUEGG, J.C. (1973). "Structure profonde du Massif Central français." *Ann. Géophysique* 29(4).
- PHAM, V. N., BOYER, D., LE MOUËL, J.-L. (2000). "Nouveaux arguments sur l'origine de l'anomalie magnétique du Bassin parisien (AMB) d'après les propriétés électriques de la croûte." *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris* 331: 443-449.
- RICKARD, M. J., RIXON, L. K. (1983). "Stress configurations in conjugate quartz-vein arrays." *Journal of Structural Geology* 5(6): 573.
- RICKARD, M. J., RIXON, L.K. (1983). "Stress configuration in conjugate quartz-vein arrays." *Journal of structural geology*(5): 573-578.
- ROBERT, P., BERQUER, C., COUREL, L., KUBLER, B., ROBERT, P. (1988). "Anomalie thermique précoce dans le bassin houiller Stéphanien de Messeix-Singles, Massif Central Français." *Bulletin des sciences géologiques* 41(3-4): 333-349.
- 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). PhD Thesis, Université d'Orléans, 289 p."
- ROIG, J.-Y., FAURE, M. (1995). "Quartz deformation in a syntectonic pluton emplaced during the late Carboniferous extension in the French Massif Central, the Chambles leucogranite, Velay Massif." *Comptes Rendus Geosciences* 321(9): 789-796.
- ROIG, J.-Y., FAURE, M., MALUSKI, H. (2002). "Surimposed tectonics and hydrothermal events during the late orogenic extension in the Western French Massif Central: a structural and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ study." *Terra Nova* 14: 25-32.
- ROLIN, P. (1987). "Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne: le Massif Central français septentrional et la meseta marocaine septentrionale. Thèse, Université de Paris-Sud, 470 p."
- ROLIN, P., CARTANNAZ, C., HENRY, P., ROSSY, M., COCHERIE, A., SALEN, F. & DELWAULLE, B. (2007). "Notice explicative de la carte géologique de St-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50.000. Orléans, BRGM, 177p."
- ROLIN, P., THIERY, V., CARTANNAZ, C., COCHERIE, A., ROSSY, M., HENRY, P. "Notice explicative de la carte géologique de Felletin (n° 691), en cours."
- ROQUES, M., JUNG, J., RAVIER, J., BROUSSE, R. (1965). "Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 - Feuille "Ussel" (n°165) - 2ème édition. BRGM, Orléans."
- ROTHER, J. (1930). "Interprétations géologiques des mesures magnétiques dans le Bassin de Paris." *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris* 191: 1144-1147.
- SOBOLEV, S. V., ZEYEN, H., GRANET, M., ACHAUER, U., BAUER, C., WERLING, F., ALTHERR, R., FUCHS, K. (1997). "Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations." *Tectonophysics* 275(1-3): 143-164.
- SOSSA-SIMAWANGO, M. (1980). "Contribution à la pétrologie, la géochimie, la géologie structurale du massif granitique de Montmarault (Massif Central, France). Thesis, University of Orleans, 341 p."
- TERA, F., WASSERBURG, G.J. (1972). "U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks." *Earth and planetary science letters* 14: 281-304.
- TURLAND, M., GENTILHOMME, P., SOSSA-SIMAWANGO, M., DUTHOU, J.L., DEBRETTE, P., BROUSSE, J.M. (1990). "Carte géol. France (1/50 000), feuille MONTMARAULT (620) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par TURLAND M. et coll (1991), 114 p."
- VASSEUR, G. (1982). "Synthèse des résultats de flux géothermique en France." *Ann. Géophysique* 38 fascicule 2: 189-201.
- WEBER, C. (1973). "Les granitoïdes du Sud du Bassin de Paris: données hypogéologiques obtenues par la géophysique." *Bull. Soc. géol. France* 7-XV(3-4): 252-259.
- WENDT, I., CARL, C. (1991). "The statistical distribution of the mean squared weighted deviation." *Chemical geology* 86: 275-285.
- ZEYEN, H., NOVAK, O., LANDES, M., PRODEHL, C., DRIAD, L., HIRN, A. (1997). "Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France)." *Tectonophysics* 275(1-3): 99-117.

Chapitre 8

Analyse structurale des formations métamorphiques

Ce chapitre présente tous les aspects structuraux des séries étudiées : les phases de plissement, sur lesquelles nous proposons une chronologie, les linéations, les critères de cisaillement. Une étude de terrain détaillée est proposée pour un certain nombre de secteurs correspondant à des contacts entre unités.

8.1 Présentation des relations structurales entre les unités et au sein des unités (voir cartes géologiques hors texte)

Les 3 séries présentées dans ce mémoire sont séparées par des éléments structuraux majeurs du Massif Central. Les séries d'Ussel et du Chavanon sont situées de part et d'autre de la zone de cisaillement dextre de la Courtine (§ 8.7). On ne connaît pas l'ampleur du déplacement le long de celle-ci. Les séries du Chavanon et de la Sioule sont séparées par le Sillon Houiller, dont le rejet sénestre est estimé à environ 70 km (Grolier & Letourneur, 1968). Des cartes géologiques de ces 3 séries sont présentées en annexe de ce mémoire afin de pouvoir être facilement accessibles au lecteur.

La série du Chavanon présente une structure globale assez simple. Structuralement, on y observe le plongement des micaschistes sous un ensemble de terrains migmatitiques (gneiss métatectiques essentiellement), eux-mêmes situés structuralement sous les diatexites hétérogènes grenues à cordiérite. La succession des terrains, sur la carte, s'effectue ainsi, du sud-sud ouest au nord-nord est : micaschistes, gneiss migmatitiques, diatexites grenues hétérogènes à cordiérite.

La série de la Sioule présente exactement les mêmes relations structurales mais une tectonique ultérieure l'a affectée : elle présente en effet des plis d'échelle plurikilométrique (synforme du Pont-de-Menat, synforme de Saint-Gal, antiforme de Vernusse). De plus, l'intrusion du microgranite de Pouzol-Servant, situé en plein centre géographique de la série, oblitère les affleurements de socle. Le granite d'Échassières quant à lui affleure au nord de ce microgranite, au sein des micaschistes. Cartographiquement, la série de la Sioule est plus complexe que la série du Chavanon. Les micaschistes affleurent majoritairement au nord et au sud du microgranite, ainsi que sur une mince lanière à l'est de l'intrusion, au niveau de Chouigny. Ils affleurent à l'extrême est de la série au niveau du bassin d'Ébreuil, mais nous n'avons pu collecter aucune donnée dans ce secteur. Les gneiss ceignent les micaschistes. Les migmatites affleurent majoritairement au nord de la série, ainsi qu'au niveau de Menat, au sud-ouest, à la faveur d'un pli régional tardif (synforme du Pont-de-Menat).

La série d'Ussel n'est pas une série inverse mais elle offre l'intérêt de pouvoir étudier des contacts cartographiques entre des migmatites à cordiérite de type diatexites grenues hétérogènes à cordiérite et des gneiss métatectiques.

8.2 Structures visibles dans les formations gneisso-migmatitiques et gneissiques des séries du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel

La très mauvaise qualité des affleurements dans la série d'Ussel fait que peu d'observations ont été réalisées. La quasi totalité des descriptions présentées dans ce chapitre porte sur les observations réalisées dans les séries du Chavanon et la Sioule.

Dans ces séries, les reliques de stratifications anté-métamorphiques sont absentes, complètement oblitérées par les recrystallisations et/ou l'anatexie.

8.2.1 Structures visibles dans les gneiss migmatitiques de la série du Chavanon et de la série d'Ussel

8.2.1.1 Attitude de la foliation et de la linéation

Les gneiss présentent un rubanement S1 fortement penté voire subvertical (Figure 121), bien exprimé, et assez nettement plissoté par des plis P2 post S1. Il s'agit de leucosomes plus ou moins boudinés (voir Figure 122 et Figure 123), leur épaisseur est irrégulière, de 2 à 5 mm, parfois centimétrique. Leur longueur est en général décimétrique à pluridécimétrique. Ils sont disposés dans une trame gneissique plus sombre, biotitique, à sillimanite fréquente. Les gneiss de la Barricade sont caractérisés par une foliation gneissique très fortement biotitique, à sillimanite abondante.



Figure 121 : foliation S1 métatectique fortement pentée, affleurement DE 18

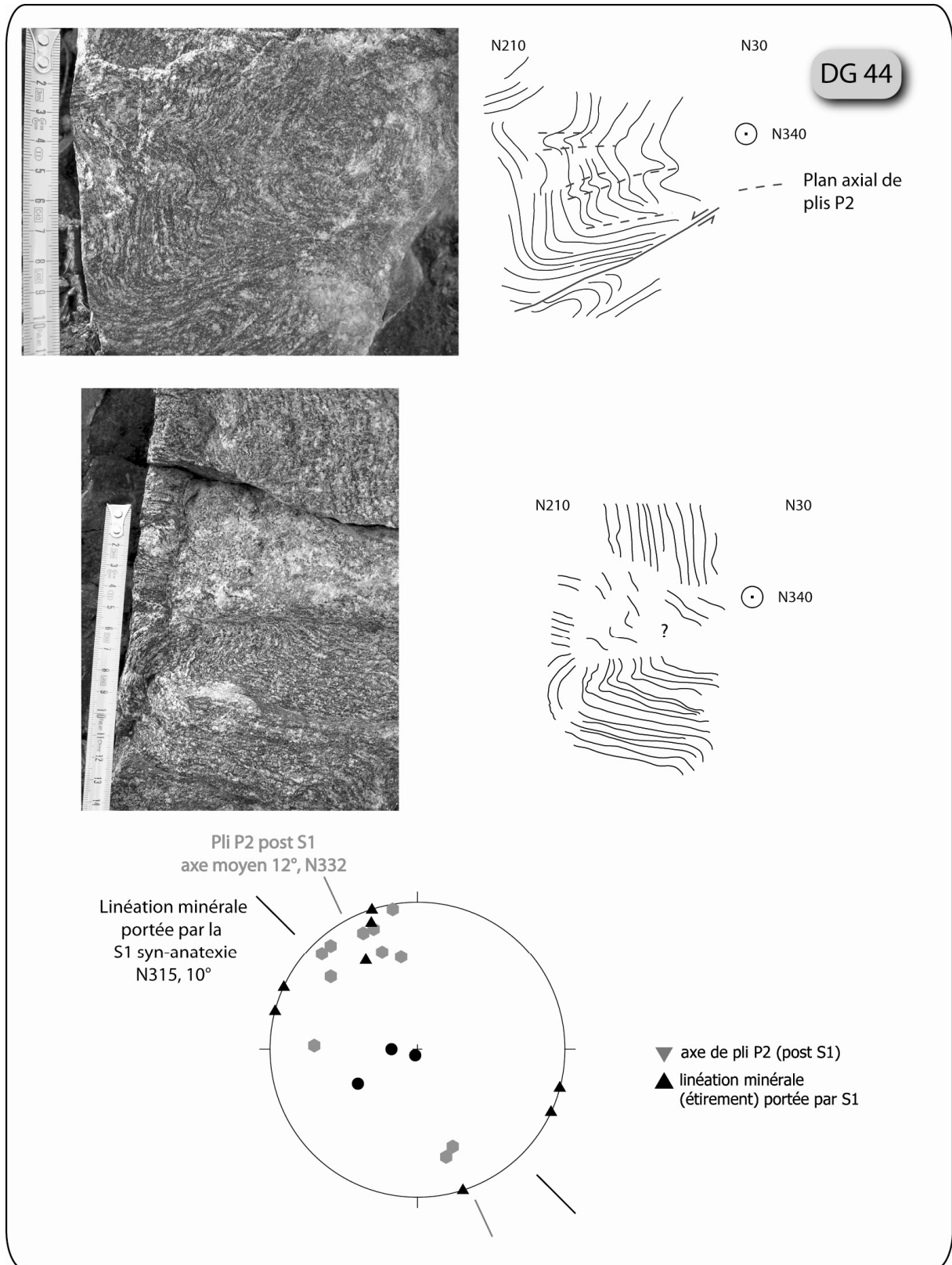
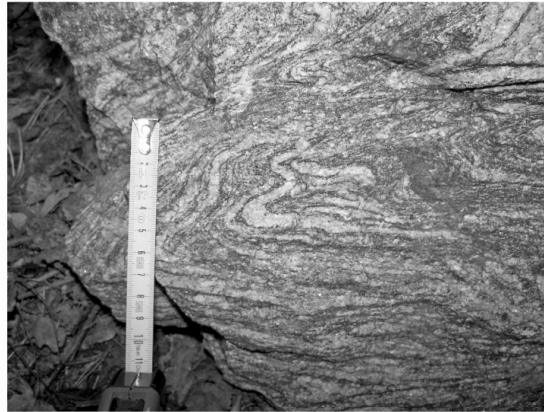


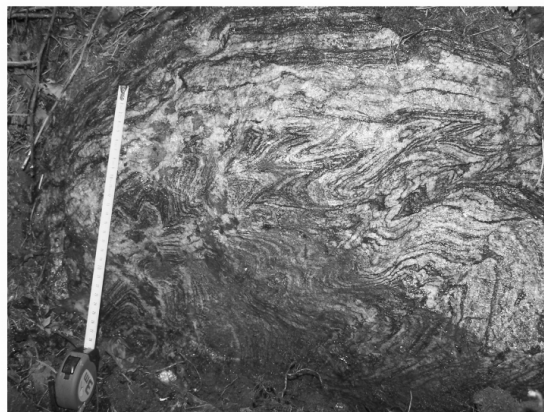
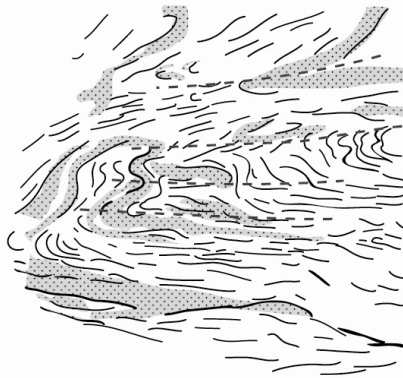
Figure 122 : rubanement S1 des gneiss métatectiques du Chavanon affecté par des plis P2 ouverts à plans axiaux faiblement pentés. Structurogramme de mesures de la linéation Lm1 portée par S1 et de quelques mesures d'axes de plis P2 post S1, de direction axiale moyenne voisine de NNW-SSE (affleurement DG44, partie haute de la formation gneissique)



N216

N36

- - - Plan axial de plis P2
- ▨ Leucosome
- Schlieren



N236

N56

- ▨ Leucosome
- Foliation S1
- - - Plan axial de plis P2
- ↘ Cisaillement affectant S2

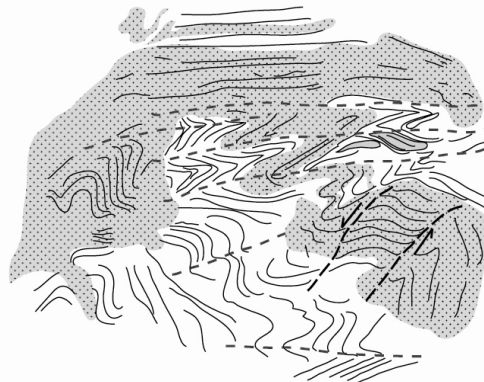


Figure 123 : rubanement S1 des gneiss métatectiques du Chavanon affectés par des plis fermés P2 à plans axiaux faiblement pentés, associés à une schistosité S2 naissante et fruste (partie haute de la formation gneissique)

Localement, quand le gneiss est très leucocrate et fortement quartzeux le rubanement est régulier et bien planaire. Il consiste en deux parties : un fond grenu fin et des leucosomes imbriqués dans ce fond grenu (Figure 124). La nature migmatitique de ces terrains n'est pas évidente au premier abord car les similitudes sont grandes avec des intrusions de granitoïdes en feuillets (Sawyer, 2008). Toutefois, la présence de schlieren, de roches représentant des reliquats de fusion, ainsi que de fragments de gneiss métatectiques en continuité avec ces gneiss leucocrates attestent de leur nature métatectique.

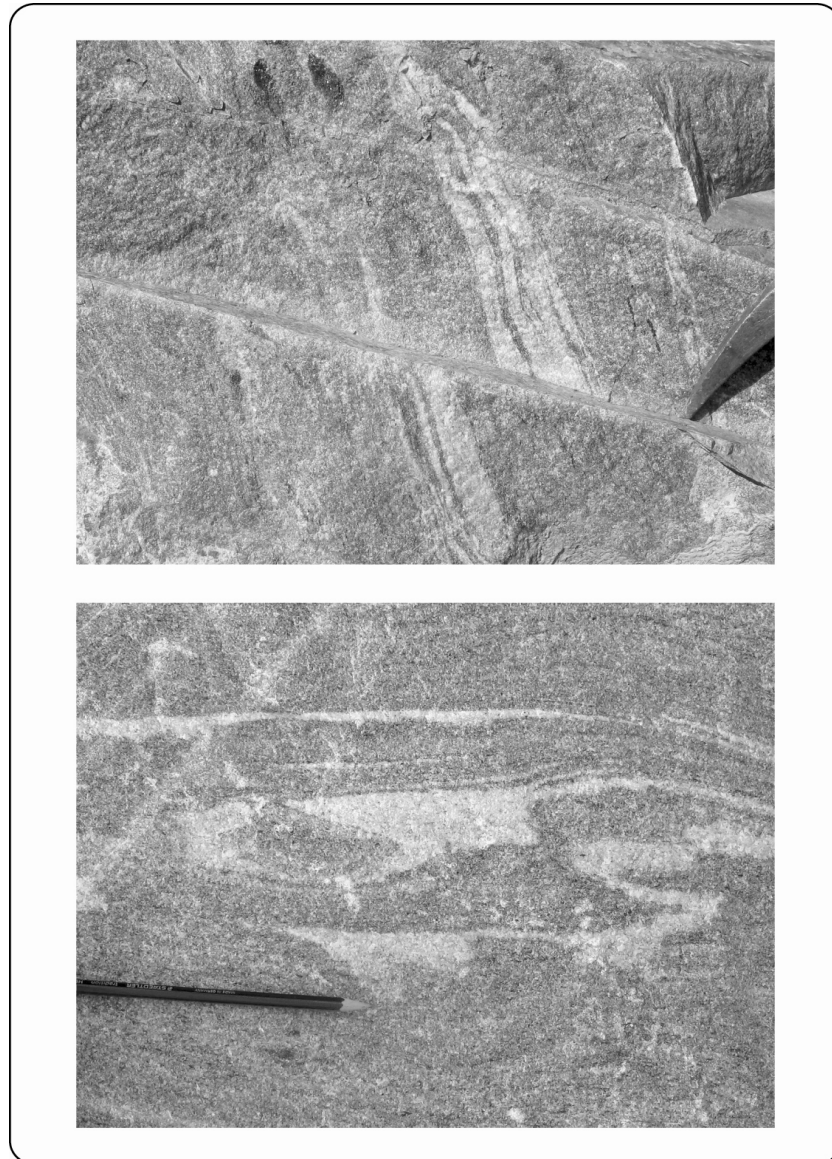


Figure 124 : gneiss leucocrates grenus, carrière des Combes (affleurement DG 85). Les plis visibles sur l'illustration du bas sont probablement des P2 mais ils n'ont pas pu être mesurés (blocs éboulés)

Dans l'essentiel de la masse des migmatites, la foliation S1 présente une attitude fortement pentée (de 40 à 70°) et une direction préférentielle NW-SE, qui se disperse suivant les secteurs, entre une direction E-W et une direction NNW-SSE. La S1 porte une linéation minérale Lm1 assez peu marquée, globalement sub horizontale, qui correspond à un alignement des minéraux allongés (biotites et fibres de sillimanite). Son orientation suit l'extension de la foliation.

En deux endroits, la foliation S1 acquiert un pendage faible :

- **Dans la partie haute de la formation gneissique**, à proximité du contact avec les diatexites grenues hétérogènes à cordiérite, la foliation S1 s'incline petit à petit et devient faiblement

pentée vers le nord ou le NW (de 10 à 40°) et plonge **sous** ces migmatites. La direction apparaît discordante cartographiquement avec ce contact (voir carte),

- **Dans la partie basale de la formation gneissique**, à proximité du contact avec les micaschistes, la foliation se réoriente également (voir § 1.3.1.2) et épouse la bordure de la lame de granite de Savennes ; son pendage est faible (20 à 30°) dans cette zone.

Une linéation minérale Lm1 est portée par le rubanement des gneiss migmatitiques. Elle correspond à un alignement des minéraux allongés formant le rubanement (biotites et fibres de sillimanite). Son orientation se ventile suivant les secteurs entre une direction E-W et NNW-SSE (Figure 125), **en moyenne NW-SE**, elle est faiblement pentée.

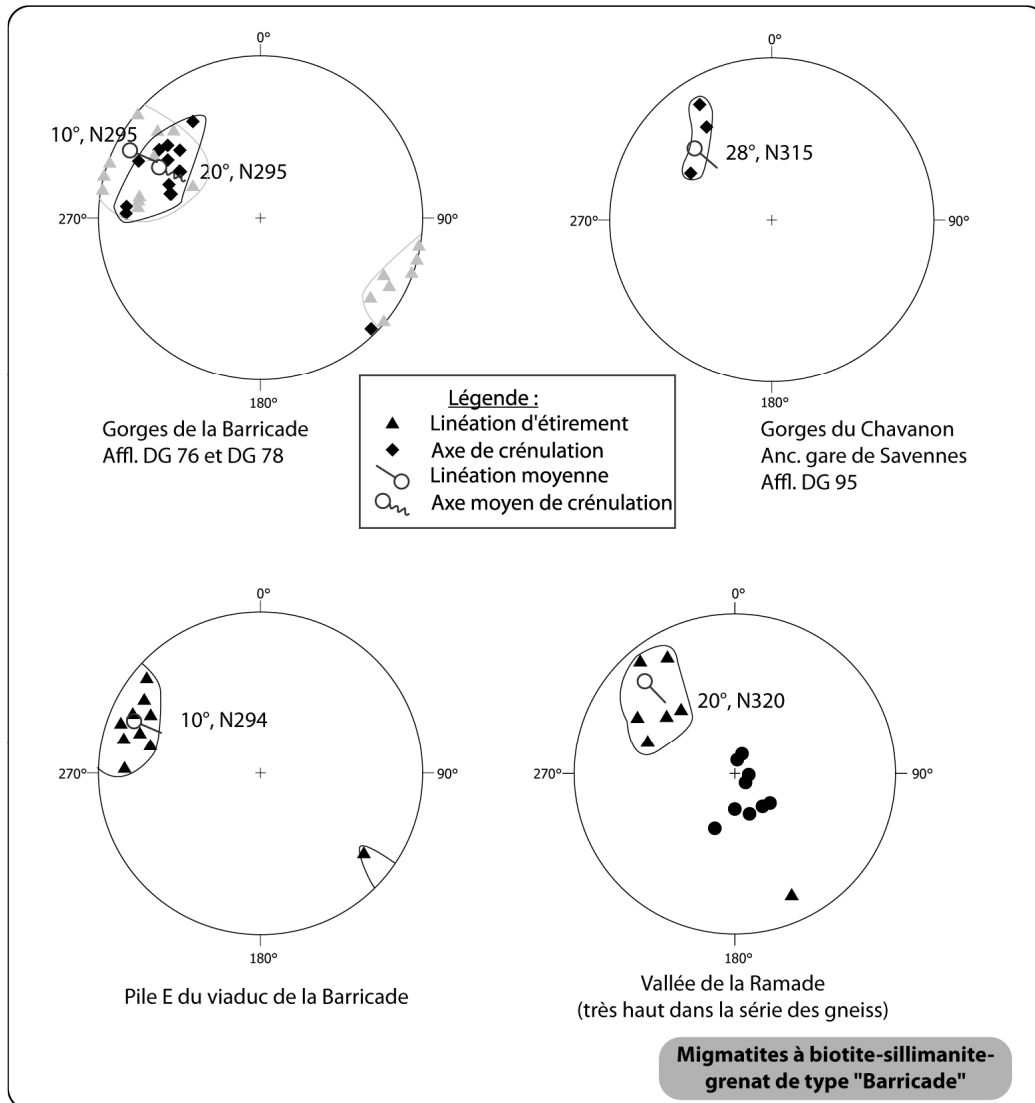


Figure 125 : structurogrammes dans les migmatites de la série du Chavanon

8.2.1.2 L'originalité des diatexites de la Cellette (série du Chavanon)

Les diatexites de type Cellette sont différentes des autres migmatites de la formation du Chavanon par leur aspect massif et non ou peu folié. Leur foliation S1 et leur linéation Lm1 sont mal exprimées, tant ces roches sont nettement grenues, à texture aplitique homogène. Comme elles représentent une roche

qui s'est formée par cristallisation d'une part majoritaire de liquide silicaté, on ne peut pas réellement considérer qu'il s'agit d'une foliation métamorphique mais plutôt d'une foliation acquise à l'état magmatique voire peri-solidus, qui renseigne sur le champ des contraintes syn-anatexie. La foliation se marque par des alignements de biotite, ou de grenats, dans la masse quartzo-feldspathique de la roche, ou parfois des alignements de schlieren décimétriques allongés et complètement étirés par l'anatexie. C'est sur ces schlierens que les mesures de linéations, en moyenne N305, et foliations ont pu être réalisées (Figure 126).

Ici aussi la foliation est orientée principalement selon une direction NW-SE, elle ondule cartographiquement soit vers le nord soit vers le sud : cette dispersion est due à un plissement tardif d'axe NW-SE. La linéation présente la même attitude que précédemment, elle n'est pas dispersée par le plissement post S1, certainement homoaxial.

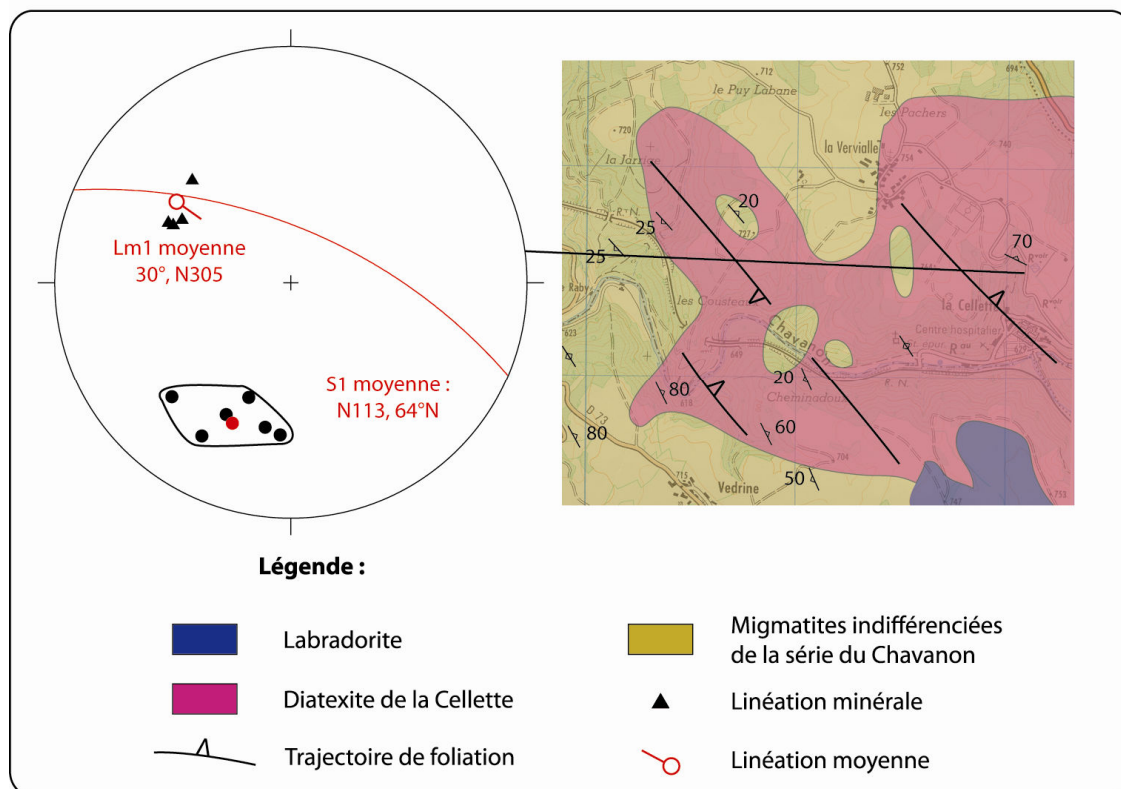


Figure 126 : étude structurale des diatexites de type Cellette, série du Chavanon

8.2.1.3 Les plis P2 et la linéation LC2 post S1, localement associés à une schistosité S2

La foliation S1 des gneiss migmatitiques est affectée par une crénulation Lc2 et par des petits plis P2. La crénulation apparaît sous la forme de microplis d'amplitude plurimillimétrique. Elle est localement bien exprimée et de même direction que la linéation Lm1 (Figure 125) : E-W à NNW-SSE, avec en moyenne une direction NW-SE à N-S.

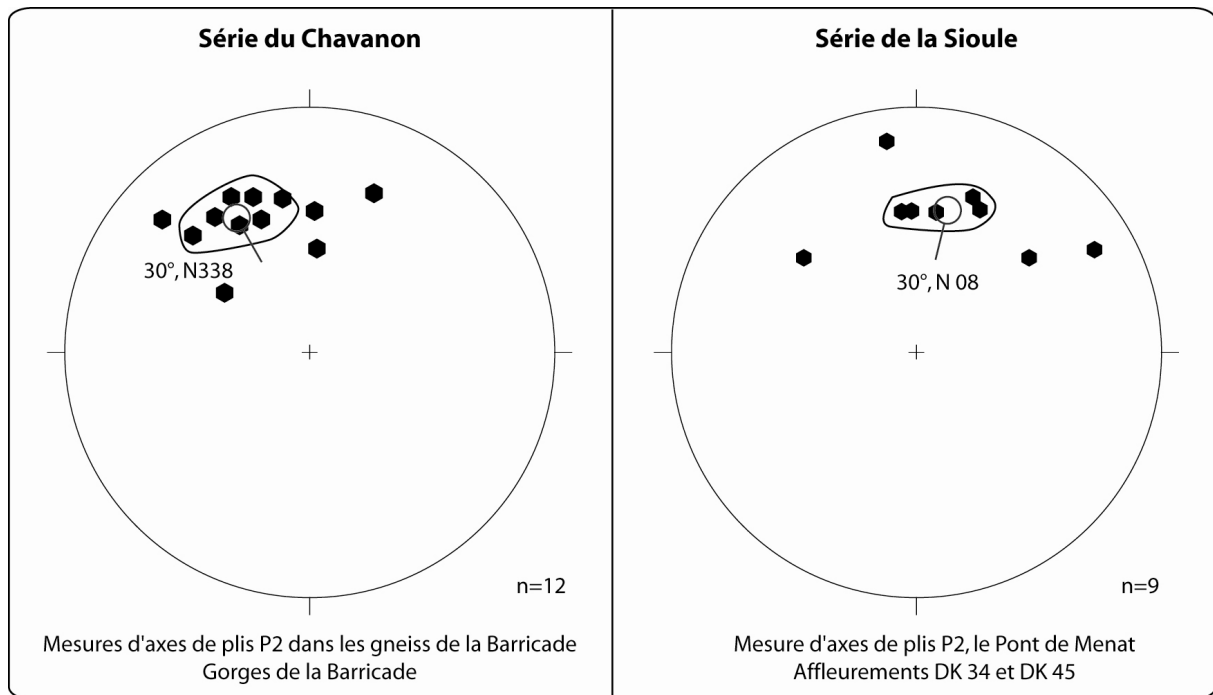


Figure 127 : structurogrammes des mesures d'axes de plis P2 dans les gneiss du Chavanon et de la Sioule

Les plis P2, dans la série du Chavanon, ne sont pas d'orientation très différente de la crénulation Lc2. Ils sont centimétriques à décimétriques, voire d'amplitude supérieure au décimètre. Ils sont fortement anisopaques et leurs plans axiaux sont modérément pentés (Figure 122, Figure 123 et Figure 128). Leur orientation globale est de N335 avec un plongement de 40°. La dispersion résulte de la difficulté de correctement mesurer les axes des plis car les charnières sont rarement en relief. Dans la série de la Sioule, l'attitude des P2 est légèrement différente puisque ils sont orientés au N08. Leur plongement est également de 30°.

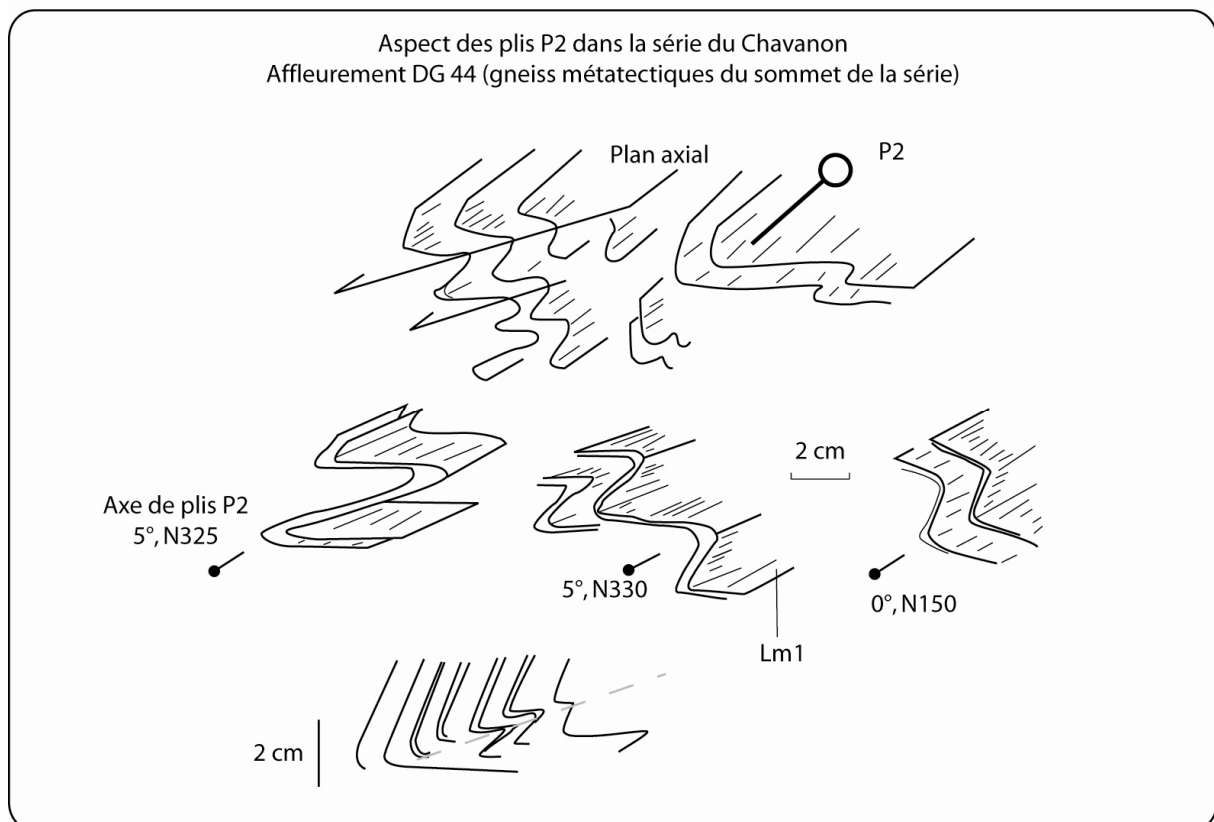
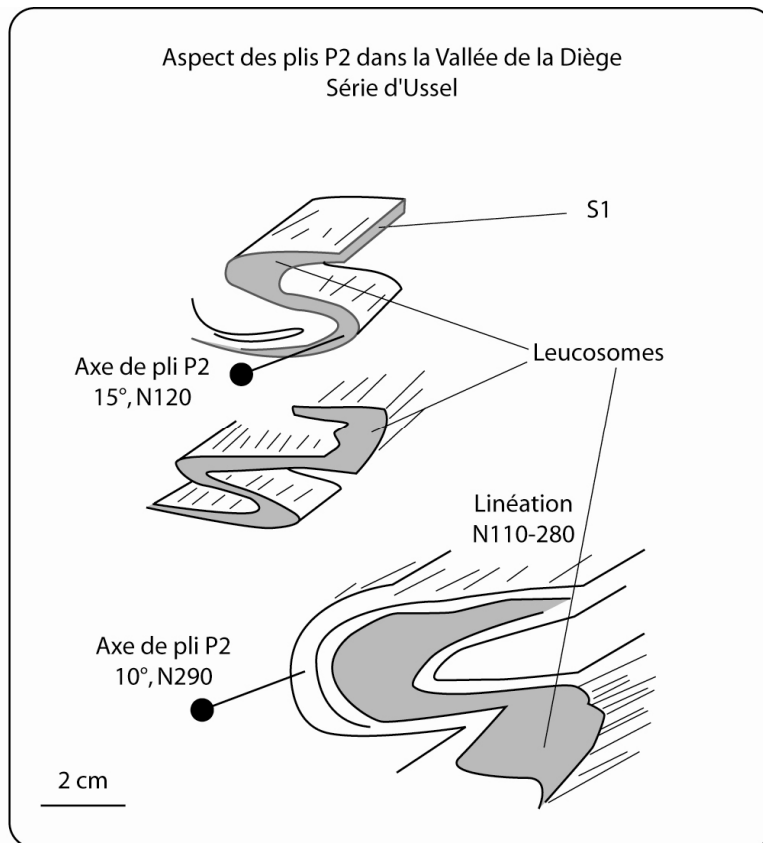


Figure 128 : dessin de plis P2, série d'Ussel et série du Chavanon

Dans la partie inférieure de la formation des gneiss migmatitiques du Chavanon les plis P2 qui replissent le rubanement métatectique S1 sont de plus en plus fermés et tendent à être isoclinaux à mesure que l'on approche de la base de la série migmatitique. Leurs plans axiaux sont faiblement

pentés (Figure 129) voire sub-horizontaux. Une schistosité S2 de plan axial apparaît graduellement au fur et à mesure que les plis deviennent isoclinaux. Elle devient très nette à proximité de la lame granitique de Savennes et donc des micaschistes du Chavanon.

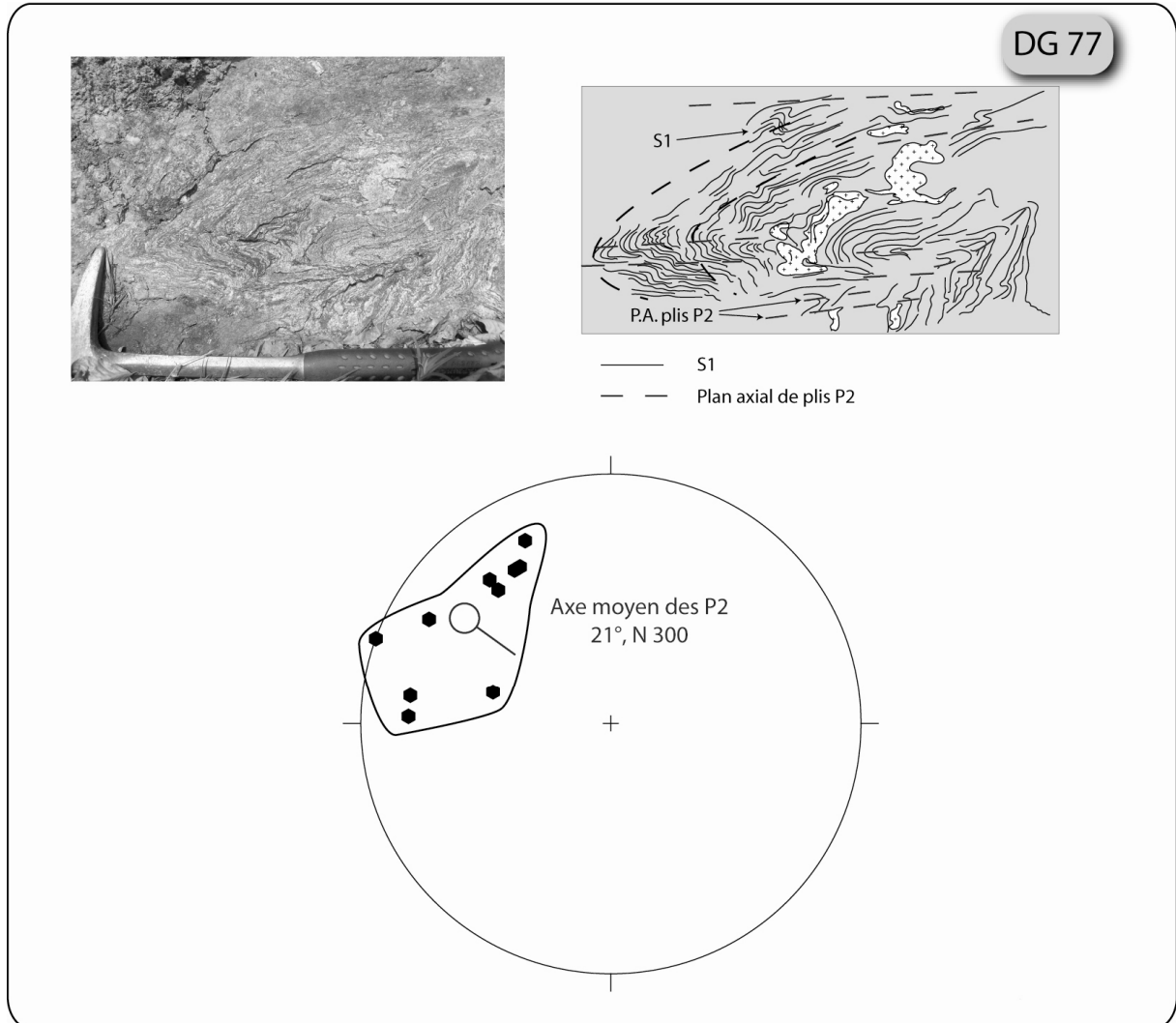


Figure 129 : affleurement DG77 (partie inférieure de la formation gneissique) : S2, plan axial de plis P2, pénétrative

Dans la partie basale de la formation des gneiss du Chavanon, à peu de distance de la lame de granite de Savennes, la foliation métatectique initialement verticale apparaît très fortement transposée par une schistosité S2, plan axial des plis P2. Elle est faiblement pentée vers le N ou NW et porte une linéation minérale NW-SE.

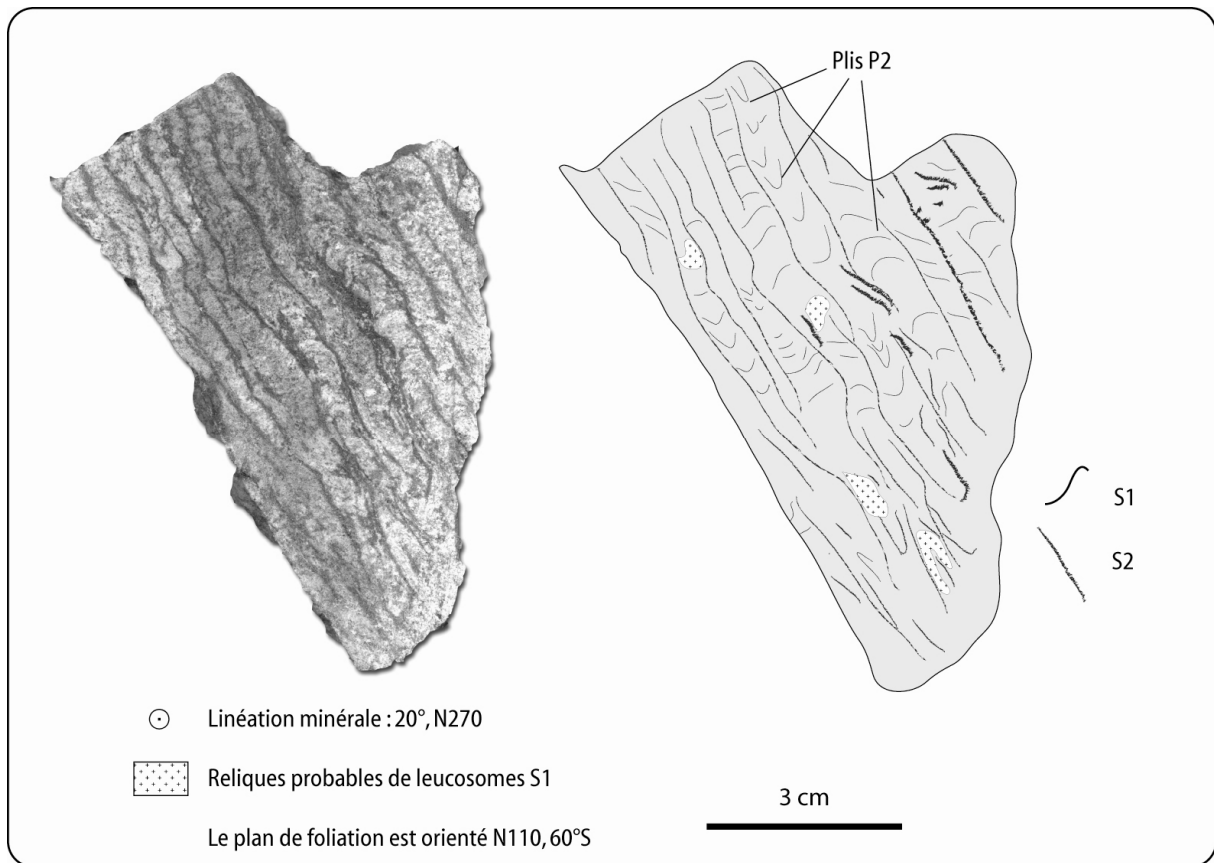


Figure 130 : développement d'une S2 à biotite-cordiérite, plan axial de plis P2 dans un gneiss métatectique à la base de la formation gneissique d'Ussel. Affleurement DI 38

Dans l'exemple ci-dessus (Figure 130), nous pouvons nettement voir que la foliation S2 transpose la foliation S1 métatectique avec une attitude pratiquement perpendiculaire. Il s'agit du même phénomène que celui décrit dans le Chavanon, où une foliation horizontale reprend une foliation verticale. Ici, la foliation initiale était peut-être légèrement métatectique. La foliation S2 est à cordiérite, ce qui est une constante dans la série d'Ussel.

Au microscope, on peut également mettre en évidence la transposition de S1 par S2. La schistosité S2, pas toujours évidente à l'affleurement, s'observe également à l'échelle de la lame mince, de 2 manières :

- par des plis P2 isoclinaux synschisteux reprenant des leucosomes (Figure 131),
- plus rarement par une foliation (S2) moulant un porphyroblaste de grenat contenant une foliation antérieure (donc une S1) matérialisée par des inclusions parallèles entre elles (Figure 132).

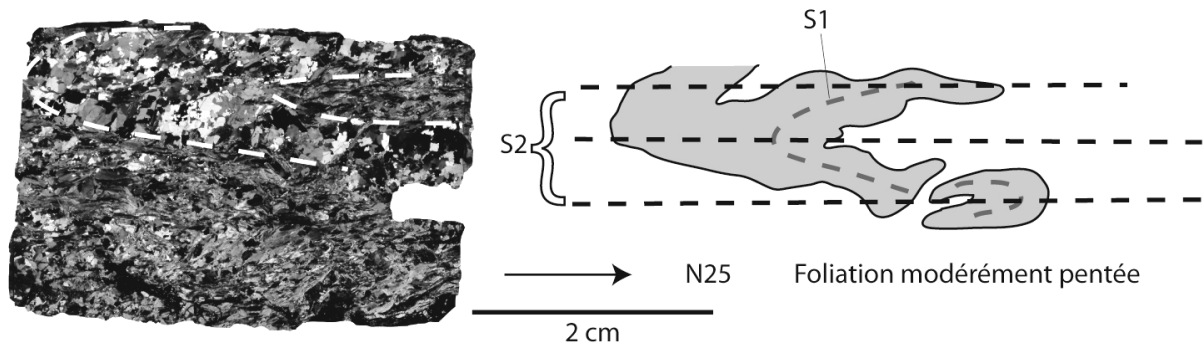


Figure 131 : plis synfoliaux à l'échelle de la lame mince dans des métatexites de la série du Chavanon, affleurement DG 94

Ces plis synfoliaux P2 sont moulés par la foliation S2 exprimée macroscopiquement. Ils sont isoclinaux et fréquemment boudinés, voire complètement démembrés.

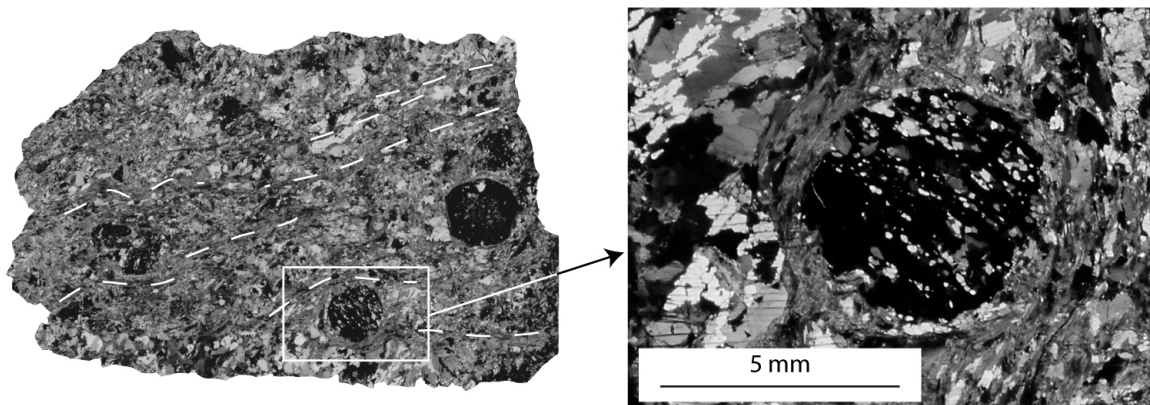


Figure 132 : reliques de foliation dans un porphyroblaste de grenat dans des métatexites de la série du Chavanon, affleurement DG 95

8.2.1.4 Présence de veines tardives de leucosomes, syn à post S2

Localement dans la partie haute de la formation gneissique du Chavanon, les leucosomes syn S1 qui participent au rubanement S1 sont recoupés par une deuxième génération de leucosomes, qui sont sécants sur les plis P2 et voire même sur la schistosité S2 débutante (Figure 133). Toutefois, on peut se poser la question de la relation entre ces leucosomes d'aspect sécant et les leucosomes plissés. En effet, il existe une continuité macroscopique entre les 2 générations (Figure 133). Peut-on envisager une extrusion du liquide silicaté syn plissement par des dykes sécants à la foliation ? Cette hypothèse sera discutée en conclusion.

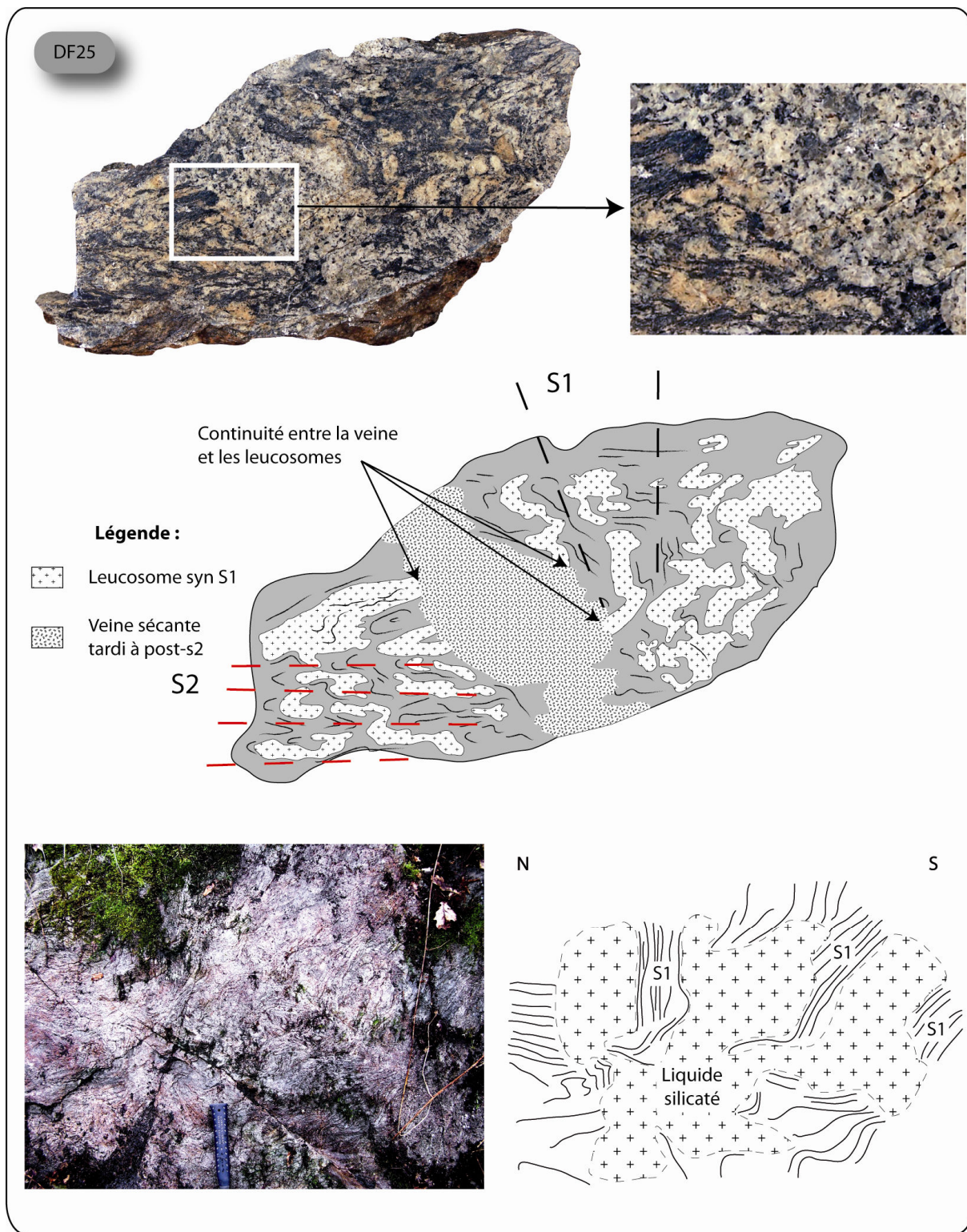


Figure 133 : migmatites polyphasées du sommet de la série du Chavanon, affleurement DF 25. La S1 peut être complètement démembrée par l'anatexie

Notons que pour Marchildon & Brown (2003) les dykes sécants de leucosomes sont des conduits qui permettent la circulation du liquide silicaté de manière plus importante. Enfin, il est important de noter que localement, la foliation des migmatites perd toute cohérence (Figure 133) : elle est complètement démembrée par des injections de liquide silicaté, au sein desquels subsistent des reliques de foliation S1 (schlieren biotitiques) d'orientation et de pendage variables. Ce démembrement est assez similaire aux « pucker structures » décrites par Kisters et al. (2009) autour des phases péritectiques laissées sur

place après migration du liquide silicaté. Ici, nous n'avons pas pu observer de telles phases, mais la mauvaise qualité de l'affleurement peut avoir masqué cette information.

8.2.1.5 Les plis et la linéation de crénulation Lc, post S2, des métatexites de la série du Chavanon et de la série d'Ussel

Le rubanement S1 et la schistosité naissance S2 des gneiss et les migmatites du Chavanon sont plissés par deux générations de plis post schisteux. On distingue :

- une génération de plis droits en chevron, d'amplitude pluri centimétrique à décimétrique, de direction moyenne E-W (N80 à 100) (plis P(E-W)) dans la série du Chavanon et N90 à 120 dans la série d'Ussel,
- une génération de plis amples et très ouverts de direction moyenne NNE-SSW (N30-210), uniquement observée dans les gneiss du Chavanon.

Ce sont des plis principalement droits, à plan axiaux verticaux, leurs axes sont assez dispersés. Ceux de direction moyenne E-W P(E-W) sont homoaxiaux d'une crénulation Lc(E-W) ; ils sont plus fermés que ceux de direction NNE-SSW. En l'absence d'observation d'interférences entre ces deux directions de plis, aucune chronologie n'a pu être établie. Par comparaison avec les plis observés dans les micaschistes sous jacents, où une chronologie a pu être mise en évidence, les plis de direction sub E-W, les plus marqués, associés à la crénulation de même direction, sont interprétés comme des plis P3 et linéation Lc3, tandis que l'autre de direction (N30-210) sont considérée comme des plis P4. Leurs directions sont les suivantes :

- **P3 et LC3** : de direction moyenne E-W (N80 à 100) dans la série du Chavanon et N90 à 120 dans la série d'Ussel,
- **P4** de direction NNE-SSW, uniquement observés dans la série du Chavanon.

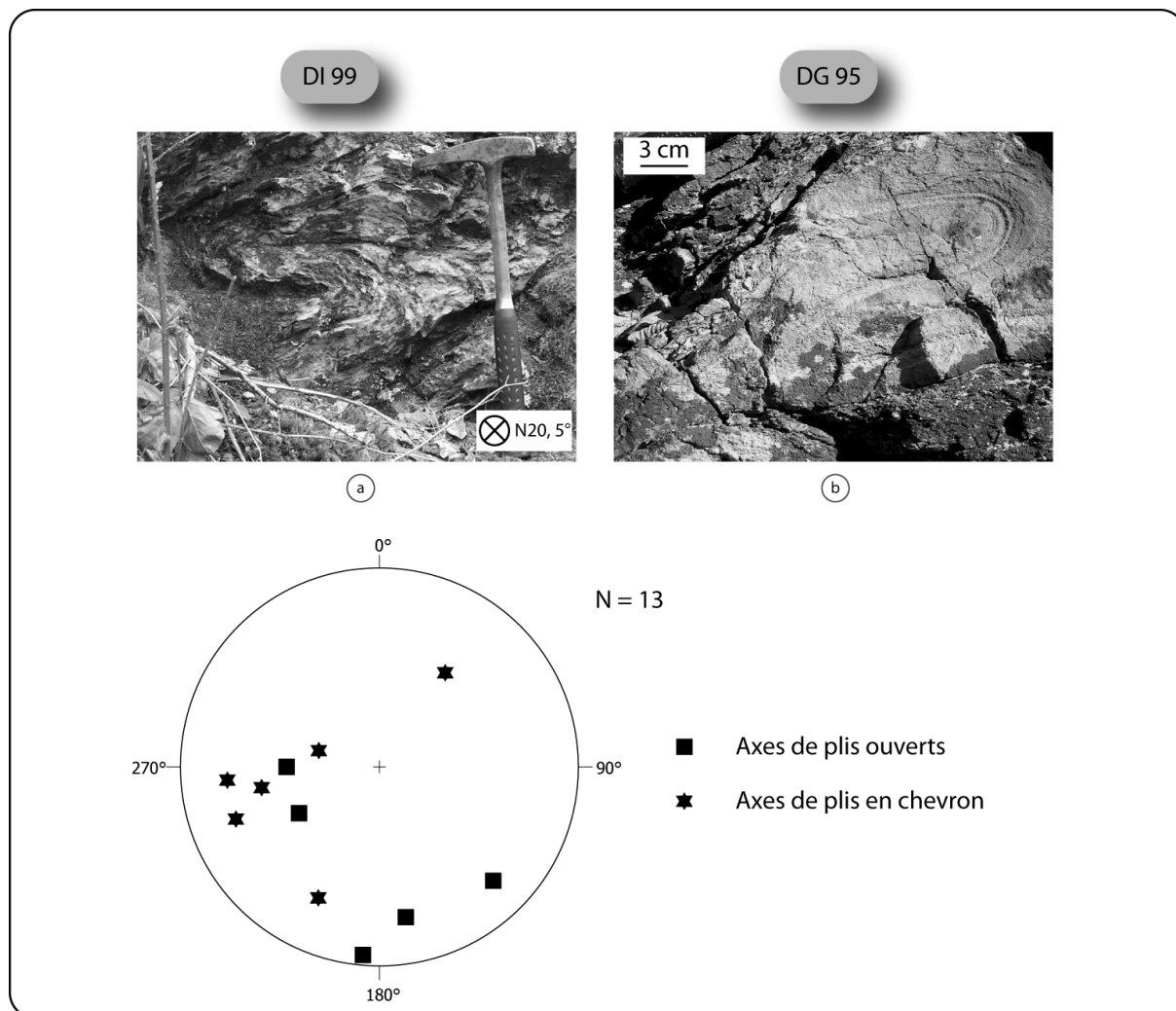


Figure 134 : plis post-schisteux de la série du Chavanon. a : affleurement DI99, dans des gneiss phylliteux avec structurogramme correspondant, b : affleurement DG95 dans des gneiss métatectiques

8.2.1.6 Relation entre structures et paragenèses métamorphiques

Le rubanement anatectique S1 est directement associé à l'anatexie. La paragenèse des leucosomes est à quartz, plagioclase, feldspath potassique et généralement cordiérite. Nous avons également pu mettre en évidence (voir au chapitre pétrographie) une anatexie à amphibole. De plus, les diatexites de type Cellette contiennent fréquemment du grenat.

Cette anatexie étant datée dans les gneiss de Ribieras à 362 ± 6 Ma et dans les diatexites grenues hétérogènes à cordiérite aux alentours de 375 Ma (Rolin et al., 2008), un âge à 375-360 Ma est retenu pour l'apparition de ce rubanement S1 et de la linéation Lm1 qui lui est associée dans les gneiss métatectiques.

Ce rubanement a été ensuite plissé par des plis P2 à plans axiaux faiblement pentés, associés à une schistosité S2 débutante, fruste, plan axiale des plis P2, de plus en plus exprimée et pénétrative vers la base de la formation gneissique. Cette S2 tend à transposer la S1. La paragenèse métamorphique est à biotite, sillimanite et grenat (parfois à cordiérite), ce qui traduit que cette foliation s'est développée en contexte encore fortement métamorphique.

La linéation associée à cet épisode de déformation est d'orientation similaire à celle observée dans les amphibolites de Pradelles que nous avons daté à 352 ± 2 Ma. Ceci suggère un âge Tournaisien pour cette tectonique syn S2.

8.2.2 Structures dans les gneiss diatectiques et les gneiss métatectiques de la série de la Sioule

8.2.2.1 Attitude de la foliation et de la linéation



Figure 135 : carte de localisation des affleurements et secteurs décrits dans l'étude structurale de la série de la Sioule

La carte ci-dessus (Figure 135) permet de situer les affleurements décrits dans la suite du chapitre, en complément de la carte géologique en couleur présente en annexe à la fin de ce mémoire.

Dans les migmatites de la Sioule le rubanement S1 est assez fruste, mais assez similaire à celui qui a été décrit ci-avant dans la série du Chavanon. Il porte une linéation minérale Lm1 mal exprimée marquée par un alignement de biotite et de fibres de sillimanite. Il est préférentiellement orienté selon une direction E-W et plonge fortement vers le Nord. La linéation qui a été mesurée est préférentiellement orientée NW-SE (voir carte en annexe, Figure 136 et Figure 158 pour le détail de l'étude des directions des linéations au niveau d'un contact lithotectonique).

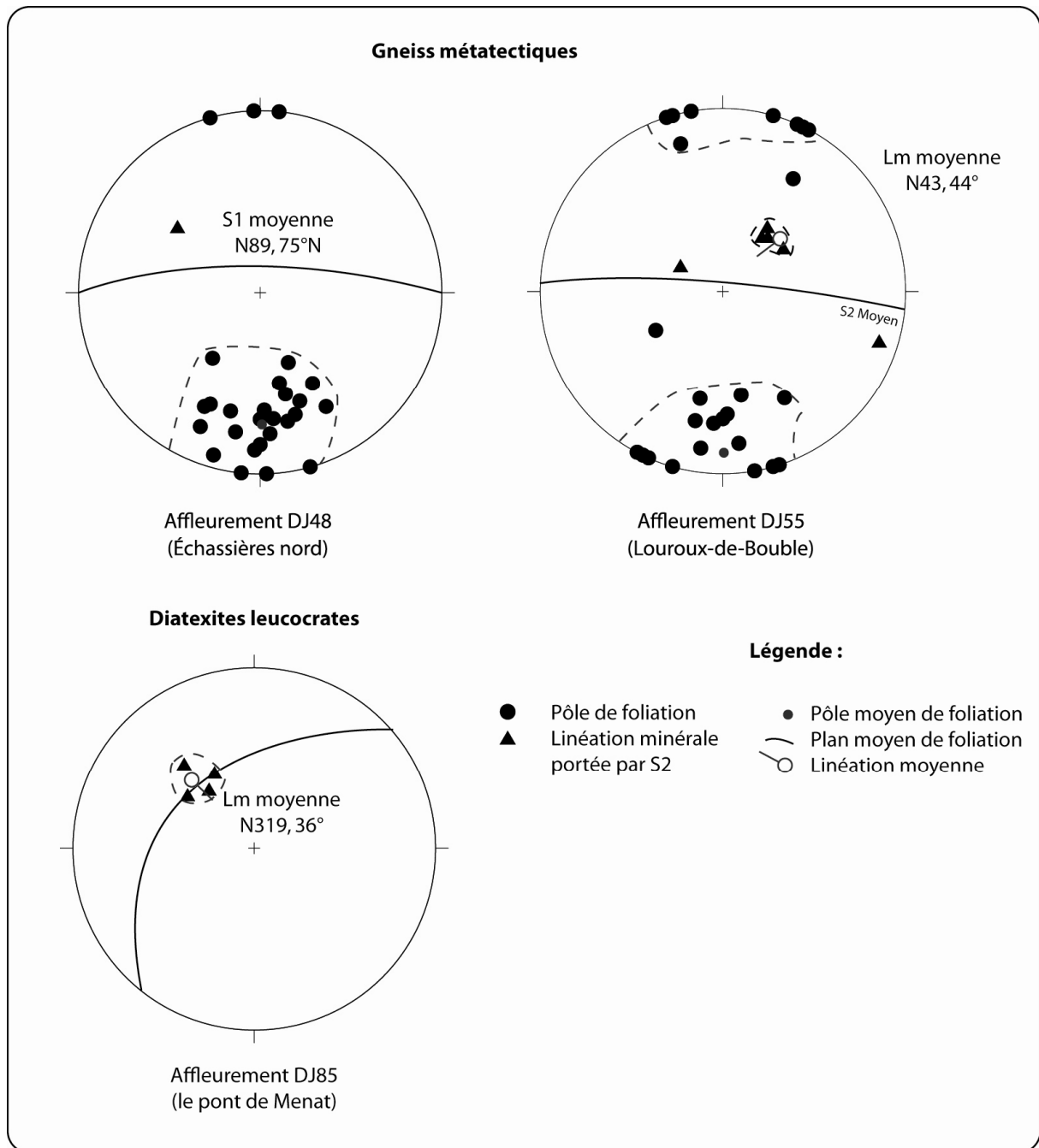


Figure 136 : Structurogrammes de la formation des migmatites dans le domaine nord de la série de la Sioule ainsi que dans le domaine central (le Pont de Menat)

8.2.2.2 Les plis P2 syn S2

Les gneiss de la série de la Sioule ne sont pas distingués cartographiquement. En général, ils sont assez similaires aux gneiss de type « gneiss gris » que nous avons décrit dans le Chavanon. Des gneiss métatectiques très phylliteux de type Barricade sont également présents. Ces gneiss sont décrits avec les migmatites qui les surmontent car les différences sont faibles entre ces roches, surtout liées à la disparition du rubanement métatectique S1 et l'apparition d'une foliation S2, associée à des plis P2, qui transpose le rubanement S1.

Plis P2 dans les gneiss métatectiques de la série de la Sioule
Saint-Gal-sur-Sioule, affleurement DJ 73

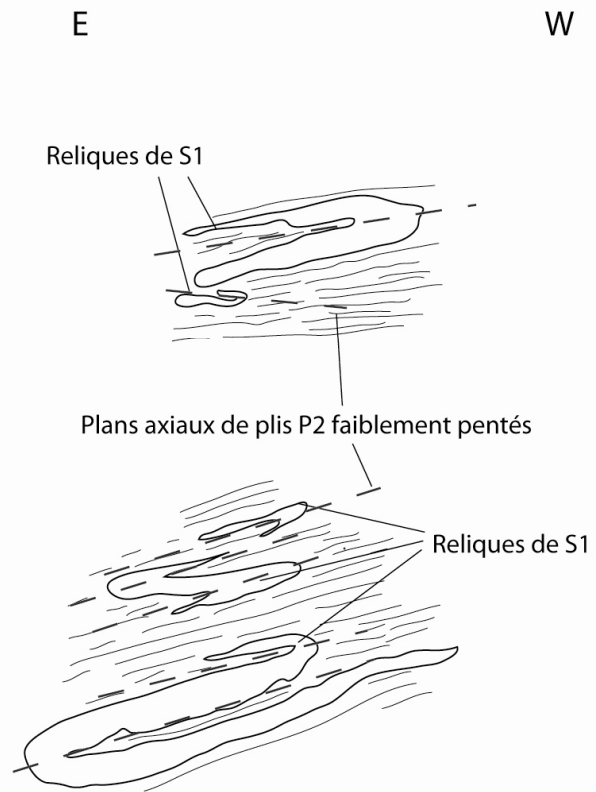
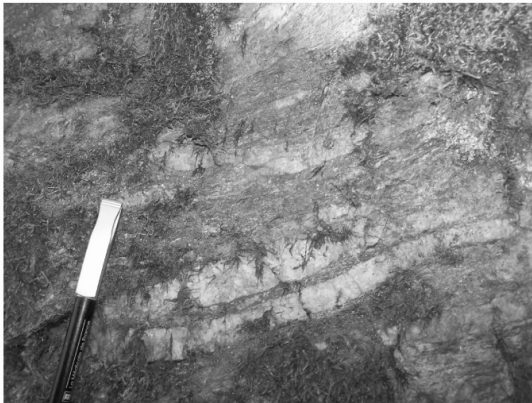
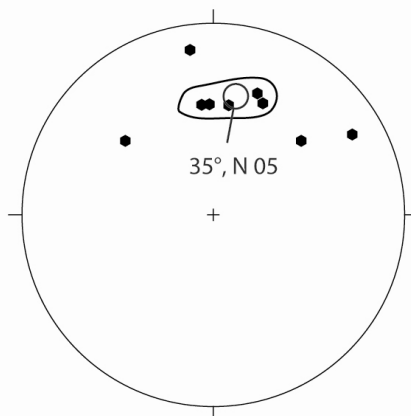
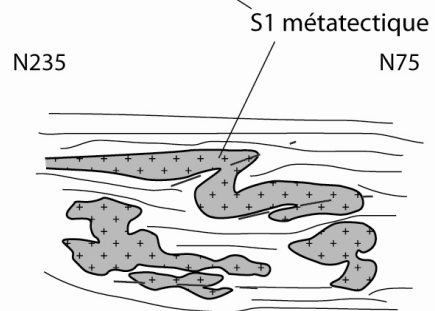
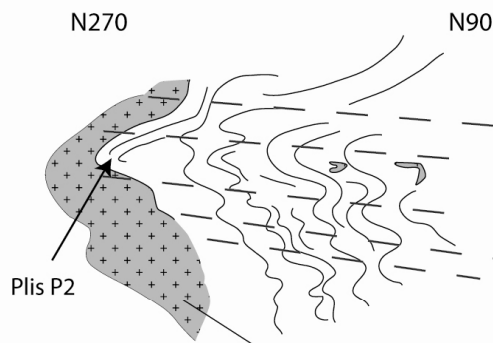


Figure 137 : plis P2 synfoliaux consistant en exsudats quartzeux replissés

Ces gneiss présentent une foliation S2 moyennement pentée plissant une foliation antérieure S1 qu'elle transpose, délicate à voir à l'affleurement. Cette S1 est formée de veines ou lentilles de quartz d'exsudation, parfois effilochées ou boudinées, impliquées dans des plis P2 (Figure 137). La S1 est également métatectique (Figure 138). Ces plis P2 sont des plis synfoliaux S2 centimétriques à décimétriques, replissant S1 et admettant S2 pour plan axial. Ils sont isoclinaux et anisopaques, et leurs plans axiaux sont préférentiellement orientés suivant une direction proche de N-S, avec un plongement faible (Figure 127). On peut toutefois mettre en évidence une dispersion assez importante des axes de ces plis ; il peut s'agir d'imprécisions de mesure compte-tenu de la petite taille des plis et du manque de relief des charnières à l'affleurement

Plis P2 dans les gneiss métatectiques de la série de la Sioule
Camping du Pont-de-Menat (affleurement DK 34)



axes de plis P2
n=9

Figure 138 : plis P2 synfoliaux dans les gneiss de la série de la Sioule, reprenant une foliation S1 métatectique

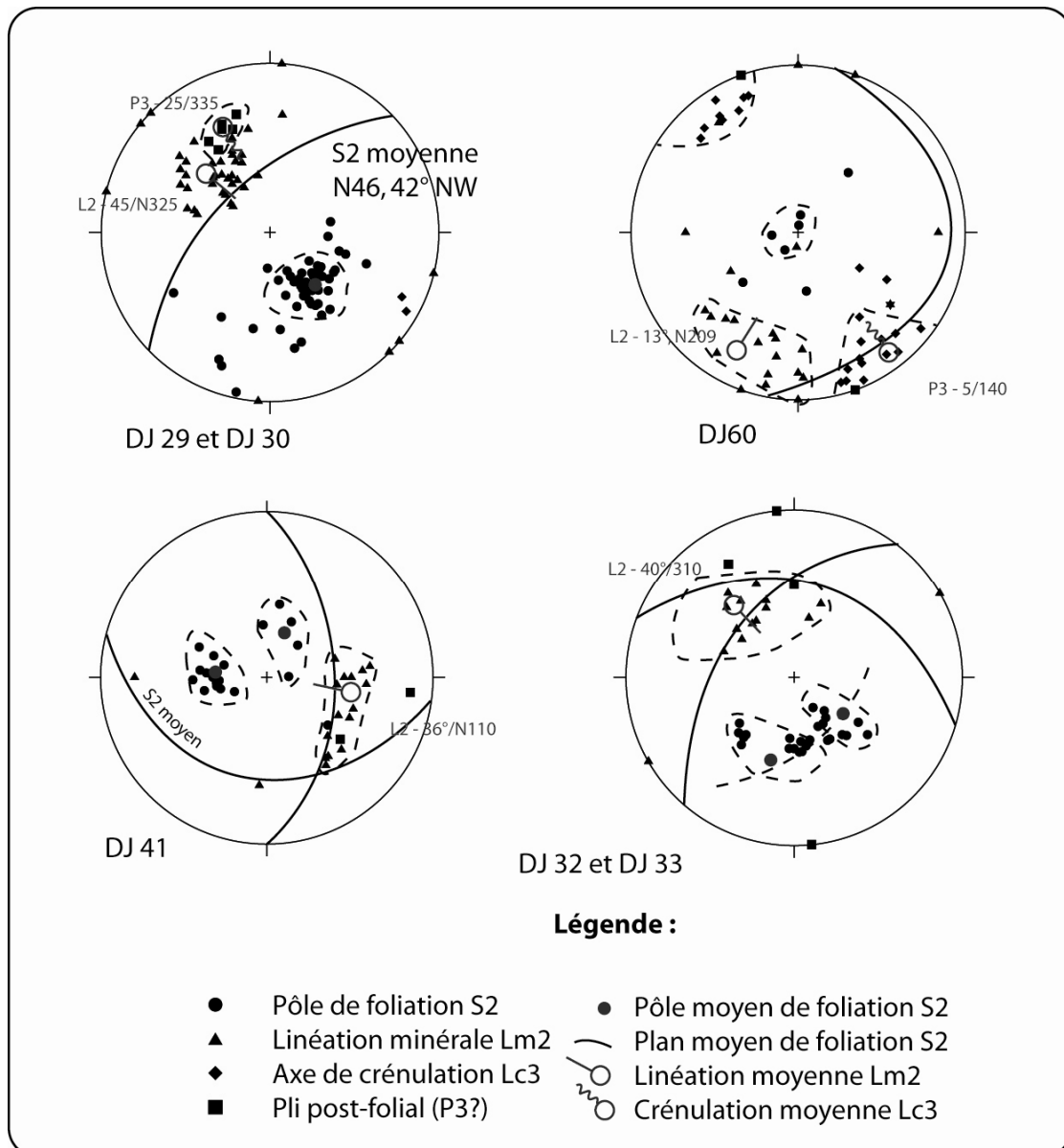


Figure 139 : structurogrammes de la formation des gneiss dans la série de la Sioule

La foliation S2 porte une linéation minérale Lm2 d'étirement (Figure 139), qui présente deux directions préférentielles suivant les zones, et globalement orthogonales. La principale direction, orientée en moyenne N300-120 (entre N325-145° et N290-110°), s'observe dans les gneiss situés à l'ouest de la formation des micaschistes (c'est-à-dire en bordure des migmatites) ainsi qu'entre Ébreuil et Jenzat, à l'est de la série de la Sioule (Figure 140).

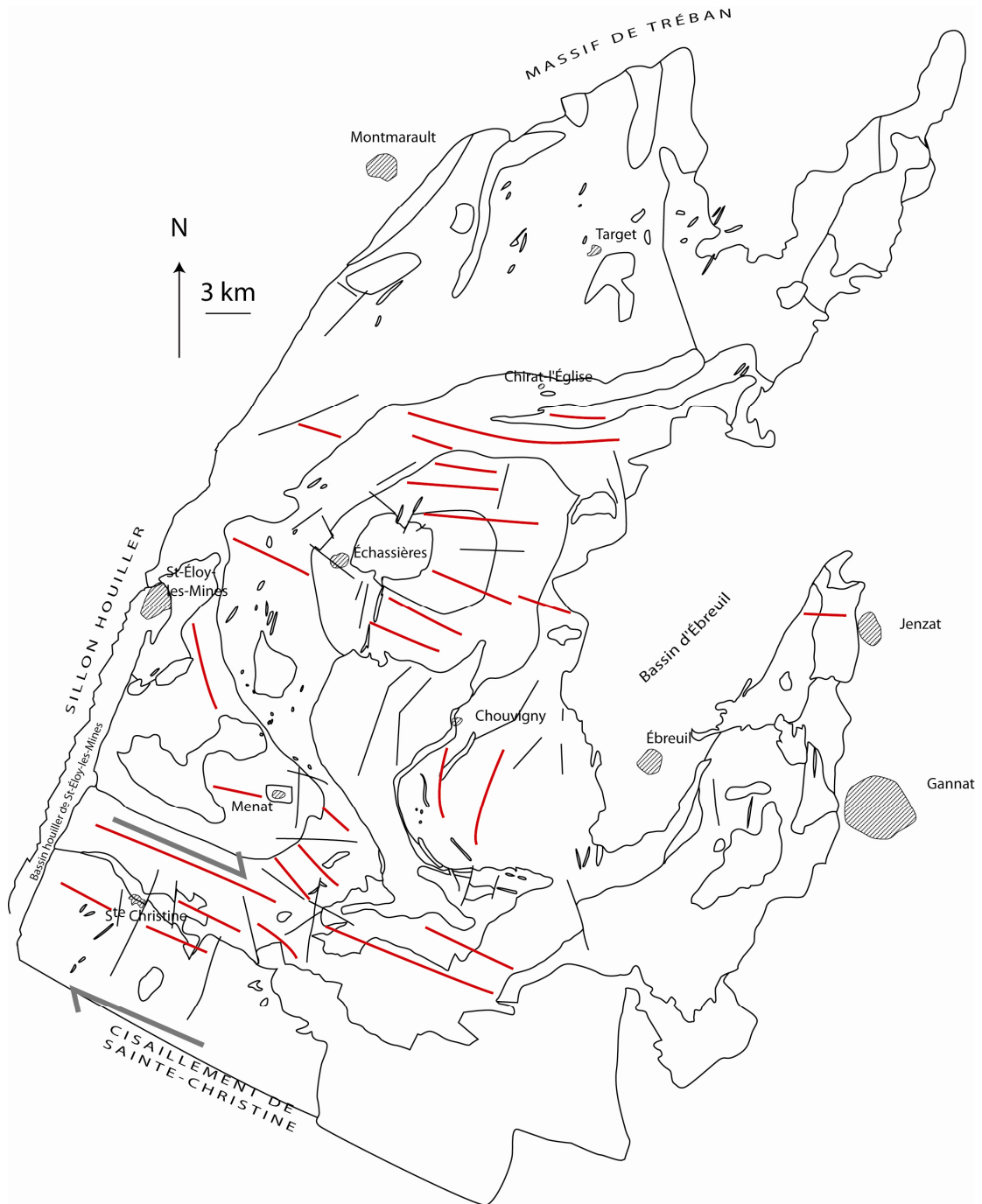


Figure 140 : carte des trajectoires des linéations dans la série de la Sioule

L'autre direction, en moyenne N20-N200, s'observe dans les gneiss situés en bordure est de la formation des micaschistes. Ces deux directions de linéation ne se recoupent pas et ne se trouvent jamais sur la même foliation. Des structures cisailantes rotationnelles portées par un plan orthogonal à la foliation S2 et parallèle à cette linéation WNW-ESE mettent en évidence une cinématique à vergence ESE dans la formation des gneiss (Figure 141). Au nord de la formation des gneiss, dans le secteur de Chirat-L'Église, la linéation est d'orientation globale E-W. Elle est d'ailleurs conforme à la linéation des migmatites dans ce secteur (voir au § 8.6.2.3 la description de la zone de contact du Bois Boulard).

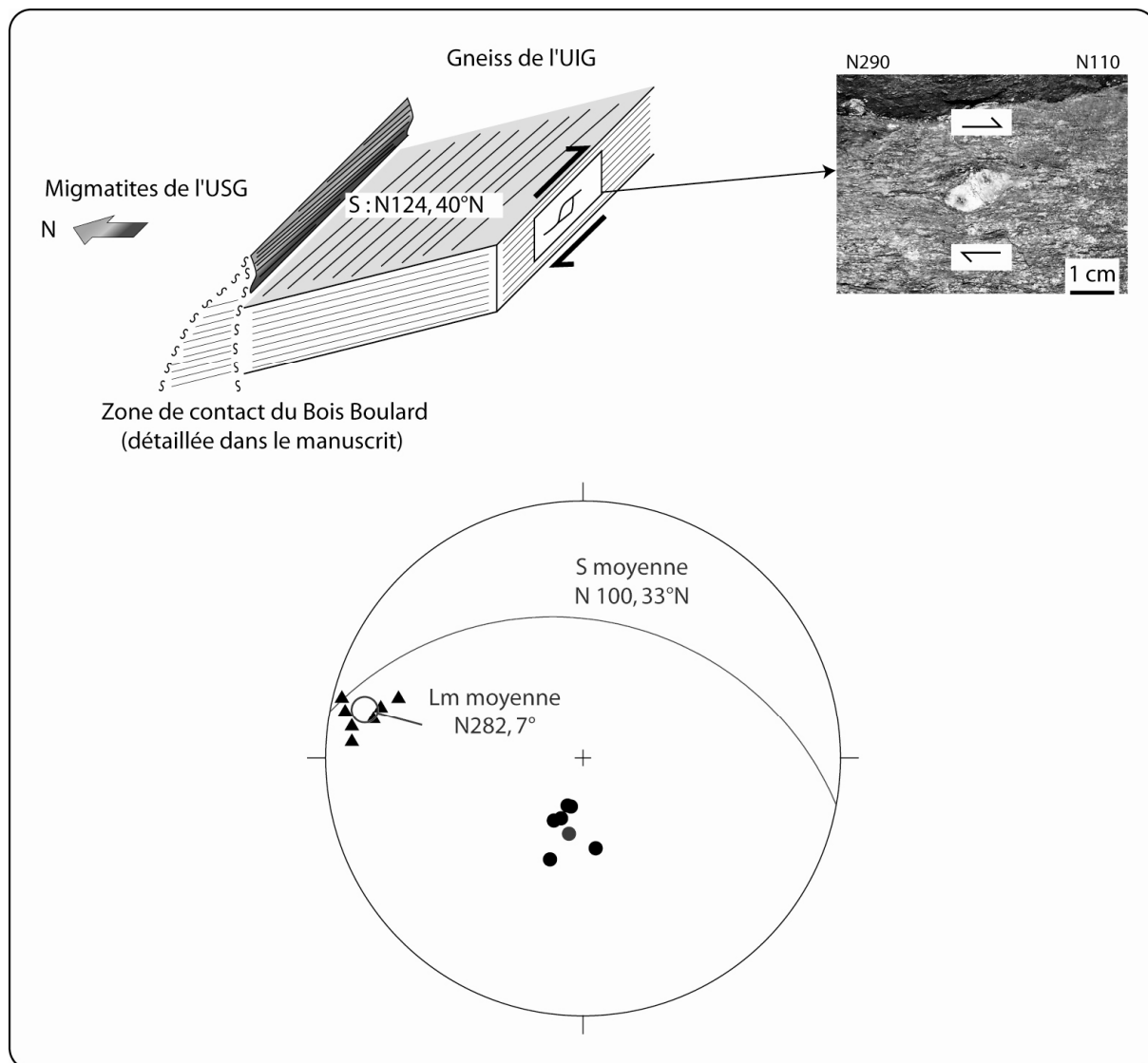


Figure 141 : bloc diagramme schématique de la formation des gneiss à proximité d'un contact avec la formation des migmatites (secteur de Chirat-l'Église)

8.2.2.3 La linéation N210-N10

Cette direction de linéation, franchement sécante sur la direction régionale, est localement bien exprimée. On peut l'observer près de Chirat-l'Église tout au nord de la série de la Sioule, près d'Échassières et près de Menat, mais ce ne sont que des observations ponctuelles. Toutefois, à l'est et au sud-est de Chouvigny, elle prend une certaine importance dans une bande de terrain orientée N-S sur environ 3 x 4 km.

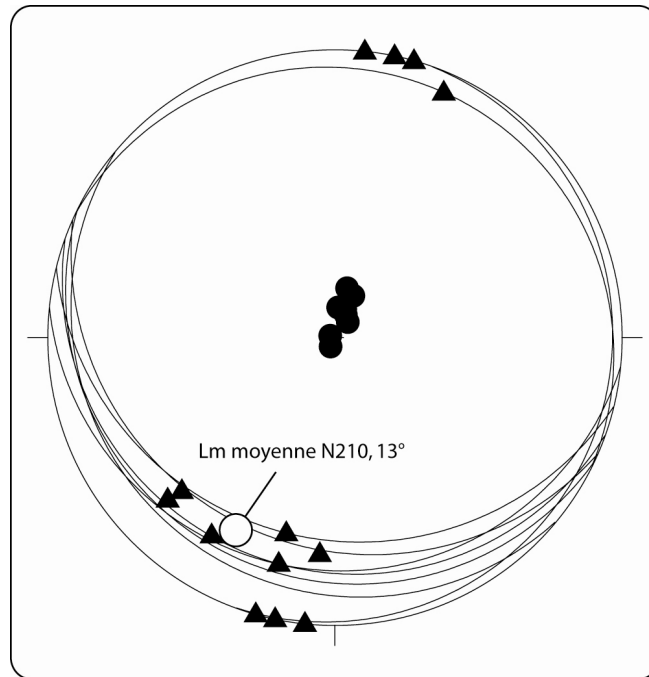


Figure 142 : structurogramme de l’affleurement DJ 45 au SE de Chouvigny illustrant la linéation d’orientation N210/N10, portée par des plans de foliation faiblement pentés

Un affleurement situé dans ce secteur (DJ45) a permis d’étudier cette linéation (Figure 142). Elle est portée par des plans faiblement pentés, N110 vers le sud, parfois vers le nord.

8.2.2.4 Les plis P3 (N140) post S2

Des plis post-schisteux P3 replissent la S2. Ce sont soit de petits plis décimétriques à pluridécimétriques, aigus et isopaques, soit une crénulation Lc3 pluri millimétrique à centimétrique de même direction que les petits plis. Aucune schistosité n’est associée à ces plis, notons toutefois que les plans axiaux de ces microplis sont fortement pentés. Les axes sont faiblement pentés, de 0 à 20°, et préférentiellement orientés N320 - N 140° (Figure 143). Ces plis P3 sont nettement obliques aux plis P2.

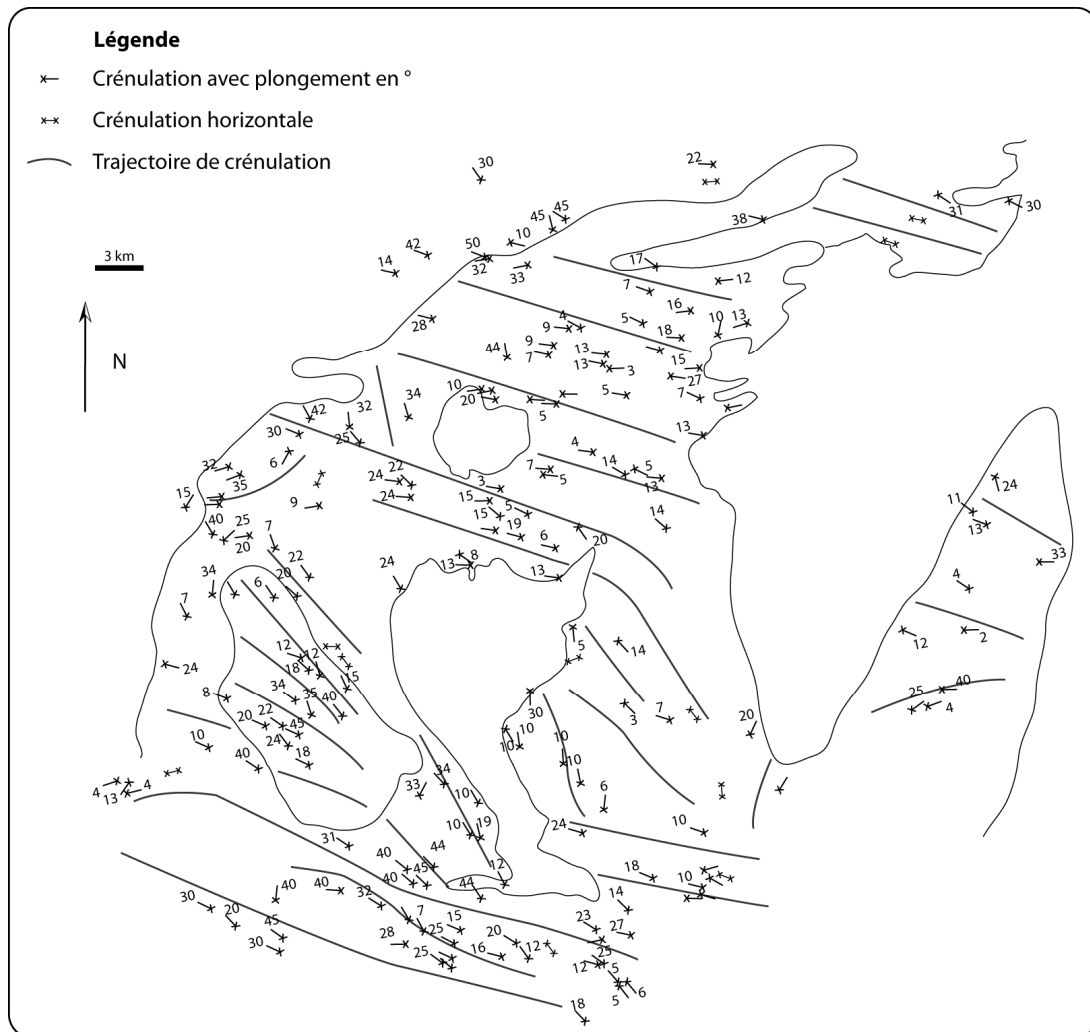


Figure 143 : carte des trajectoires des axes des microplis de crénulation dans la série de la Sioule, d'après Grolier (1971) et complété à l'aide de nos propres observations

Des ondulations post-schisteuses affectent la foliation S2 (Figure 144). Elles sont marquées par la dispersion des plans moyens de la S2 autour de deux directions moyennes : l'une est-ouest et l'autre nord-sud.

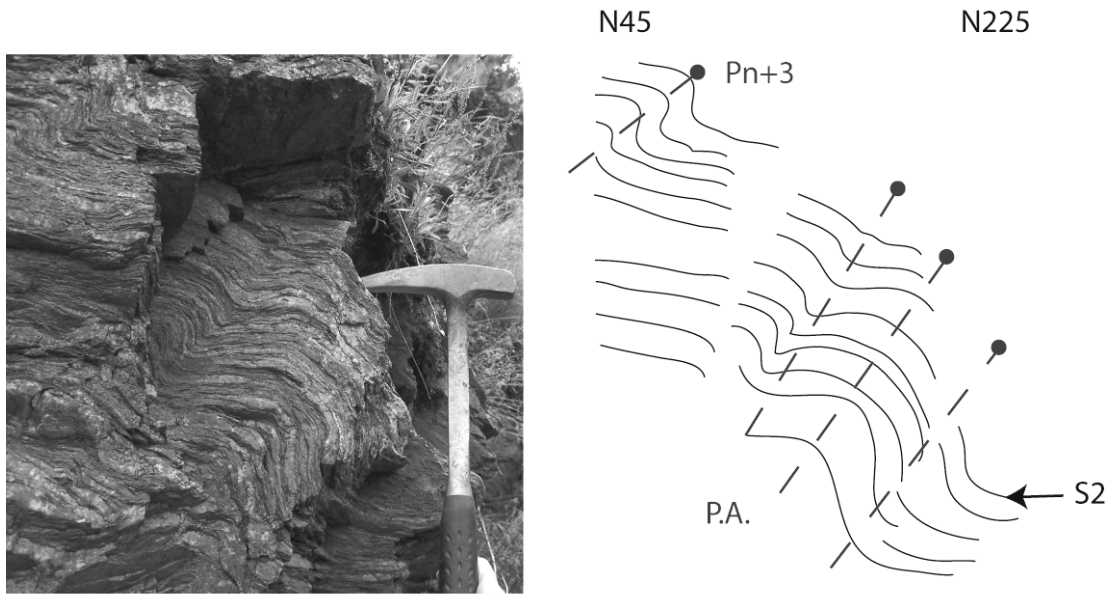


Figure 144 : ondulations post-schisteuses, à plan axial à fort plongement, dans les gneiss à proximité de Saint-Gal-sur-Sioule (affleurement DJ60)

8.2.3 Structures dans les gneiss migmatitiques de la série d'Ussel

Compte-tenu des médiocres conditions d'affleurement dans cette série, l'analyse structurale est peu aisée. Rappelons que la seule étude structurale réalisée dans cette série par Rimbault (1984) ne consistait qu'en une description de la succession des événements plicatifs observés sur des échantillons non en place (« pierres volantes »).

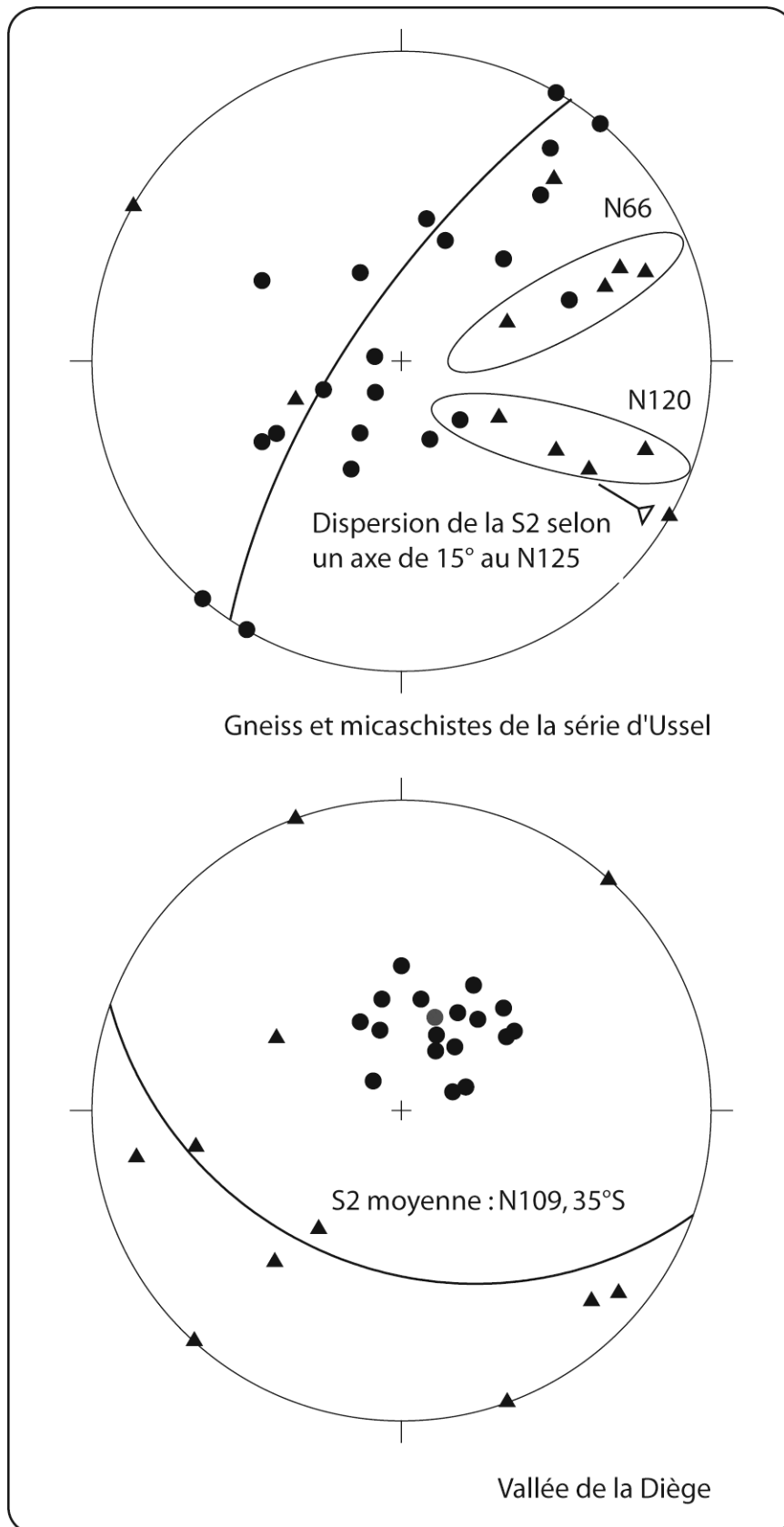


Figure 145 : structurogrammes dans les gneiss de la série d'Ussel

Les structurogrammes obtenus dans la série d'Ussel sont d'interprétation délicate, principalement en ce qui concerne les directions de linéation. On retrouve une direction NW-SE, ainsi qu'une direction

SW-NE. Celle si s'exprime lorsque l'on se rapproche du massif de Millevaches, sa signification est pour l'instant mal comprise.

8.3 Structures dans les micaschistes des séries du Chavanon et de la Sioule

Les micaschistes constituent une formation bien développée située structurellement sous les gneiss métatectiques dans les séries du Chavanon et de la Sioule. Dans la série d'Ussel, les micaschistes apparaissent en bordure du massif de Millevaches où ils forment une bande continue N-S à foliation pentée vers l'est qui plonge sous celles des gneiss métatectiques de la série d'Ussel. Ces micaschistes forment une partie de l'encaissant des granites du Millevaches, et affleurent mal ; on les retrouve enclavés dans les granites du Millevaches avec des gneiss du type de ceux de la série d'Ussel (cf. feuille de Royère à paraître).

8.3.1 Structures visibles dans les micaschistes du Chavanon

C'est dans cette unité que la seconde phase de déformation D2 est la mieux exprimée. Elle se caractérise par une foliation S2 très peu pentée, plan axial de plis P2. Ces plis sont couchés, isoclinaux et fréquemment dissymétriques.

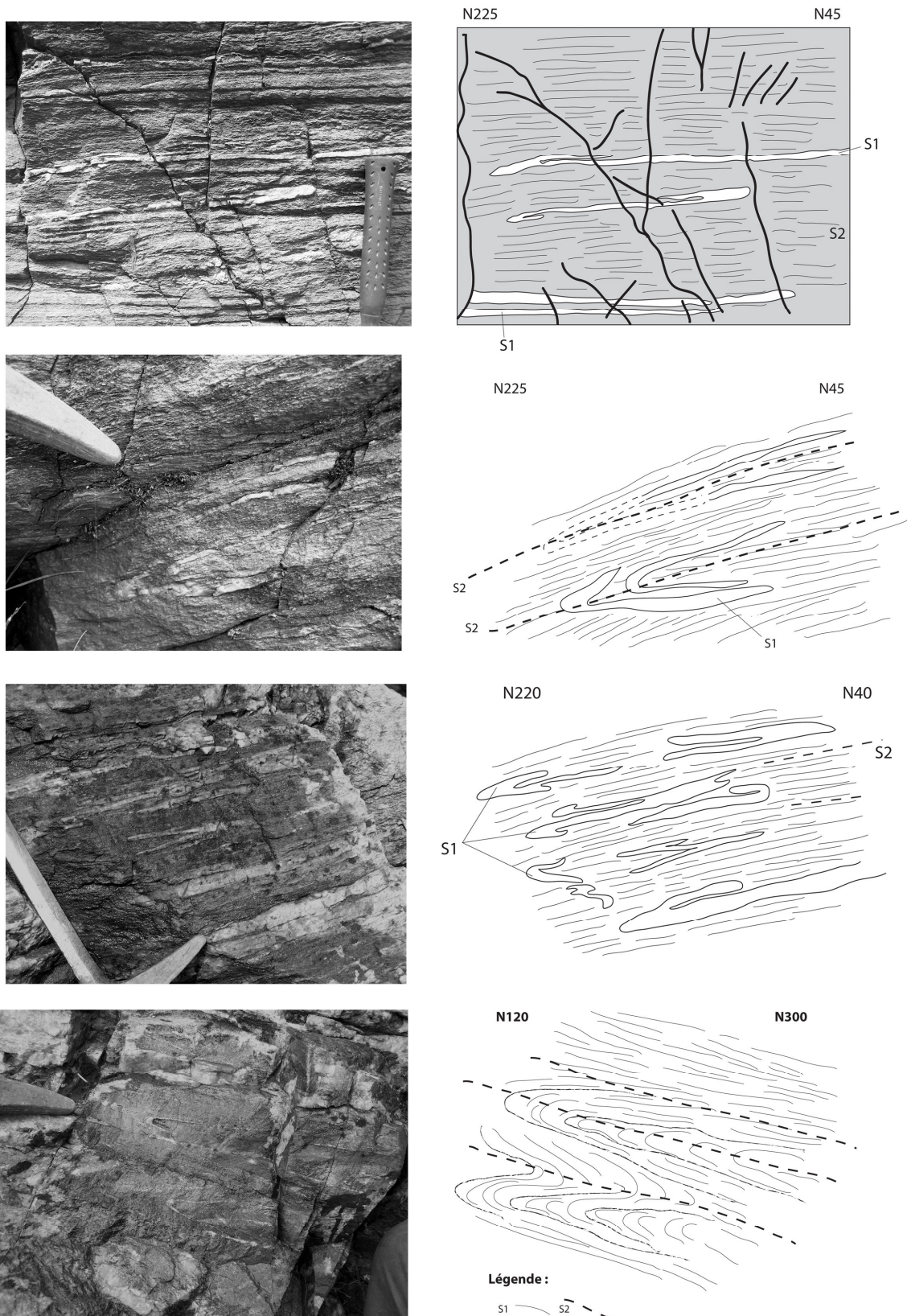


Figure 146 : aspect des plis P2 dans les micaschistes du Chavanon, affleurement DK07. Les axes des plis P2 sur cet affleurement sont globalement d'orientation NW-SE

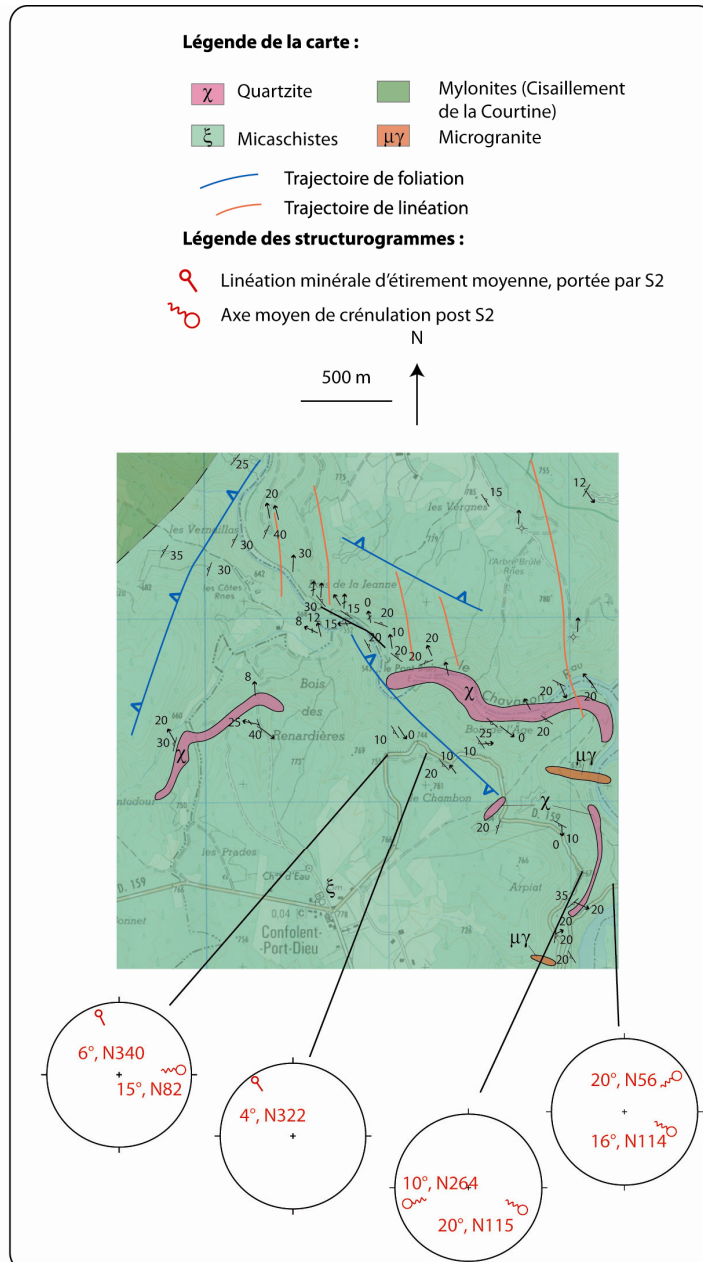


Figure 147 : carte géologique et structurale des micaschistes du Chavanoz sur la feuille Ussel. Fond topographique IGN

La foliation S2 des micaschistes du Chavanoz porte une linéation minérale Lm2 à muscovite et parfois biotite-sillimanite qui est dans l'ensemble bien exprimée, assez constante, d'orientation NW-SE (Figure 147 et Figure 149).

8.3.1.1 Les structures visibles dans les amphibolites

Dans le Chavanoz, la déformation est sensiblement différente dans les différents types d'amphibolites (voir au chapitre pétrographie). L'amphibolite de Pradelles est marquée par une déformation planaire assez peu pénétrative mais la linéation est bien marquée. Elle occupe une position particulièrement intéressante d'un point de vue structural. Elle se situe à la base de la lame de granitoïdes de Savennes et au toit de l'unité des micaschistes du Chavanoz. Le plan de foliation est porteur d'une linéation très

bien exprimée, de 30° au N320-340. Son âge à 352 ± 2 Ma indique que la tectonique responsable de cette déformation planaire et linéaire était toujours active à cette période.

Dans la Sioule, nous ne possédons pas de datations sur les amphibolites ; d'autre part, les différents types pétrographiques ont été décrits en détail au chapitre « pétrographie ». Il s'agit en général de roches nettement grenues assez peu foliées : hormis dans le cas du gneiss amphibolitique DJ25, bien folié, ces roches pourraient représenter de petites intrusions tardives.

8.3.1.2 Plissement post S2 : P3

La foliation S2 est généralement déformée par une (parfois 2) microcrénulation Lc3, qui lui donne un aspect « fripé », et par des plis P3 post schisteux homoaxiaux de Lc3, d'amplitude centimétrique à décimétrique, voire plus. Cette crénulation Lc3 et les plis P3 sont orientés en direction NE-SW (très oblique à sub perpendiculaire à Lm2) et d'axe sub horizontal. **Sur certains affleurements, 2 directions de microplis sont présentes** : elles sont très nettement obliques, puisque la seconde direction est N114 (Figure 148 et Figure 149).

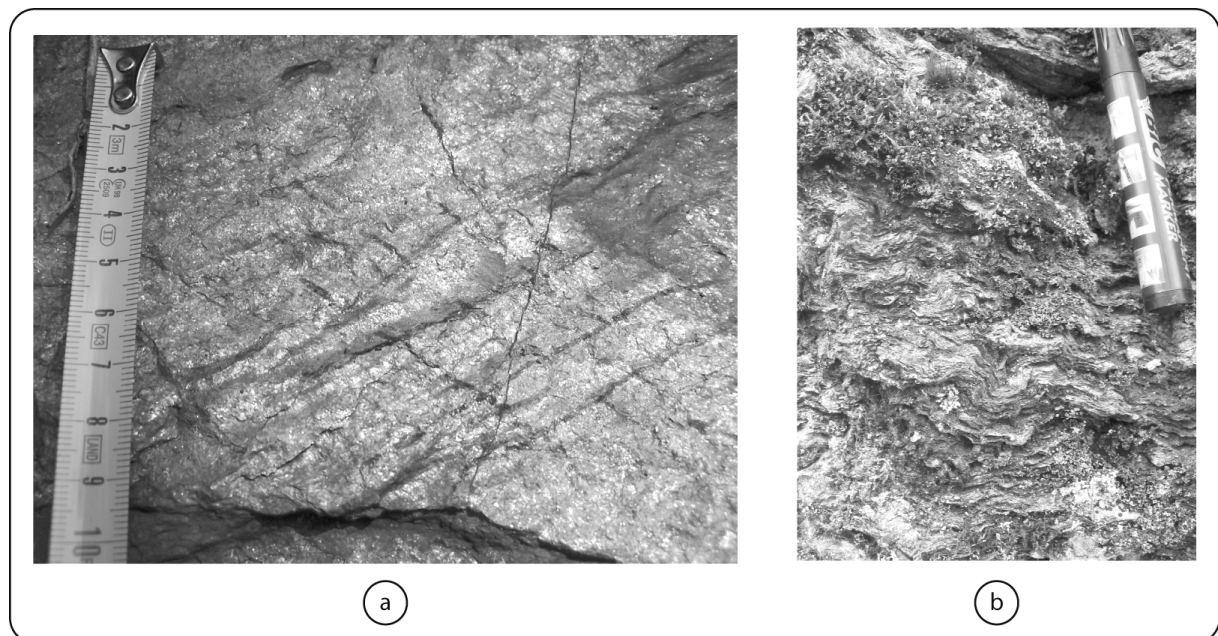
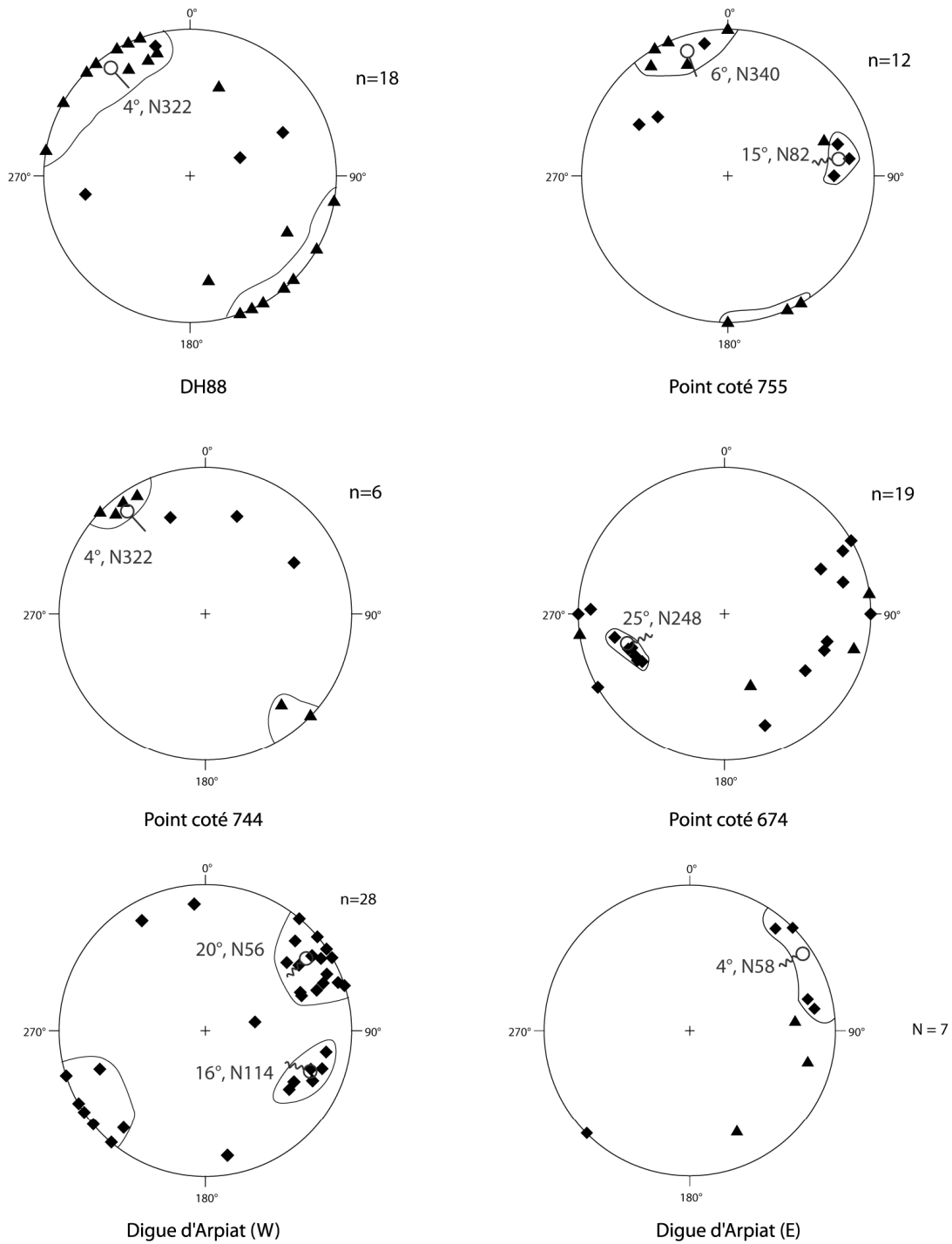


Figure 148 : aspect des crénulations dans les micaschistes du Chavanon, coupe d'Arpiat. a) sur un plan de foliation S2 affecté de 2 crénulations (soulignées par des traits au feutre) b) vue en coupe d'une crénulation particulièrement bien développée



Légende des structurogrammes :

- ▲ Linéation minérale d'étirement portée par S2
- ◆ Crénulation (axe de micropli) post S2
- 🔍 Linéation d'étirement moyenne
- 〰 Crénulation moyenne

Figure 149 : structurogrammes des micaschistes du Chavanon : coupe d'Arpiat.
 Cette coupe permet d'observer les micaschistes dans de bonnes conditions d'affleurement et de voir l'évolution des structures. La linéation Lm2 portée par la foliation S2 est d'orientation assez constante, NW-SE (voir également la Figure 147)

8.3.1.3 Structures extensives post S2

Les structures extensives dans la série du Chavanon sont assez peu fréquentes. Elles se présentent sous la forme de plans de cisaillement normaux centimétriques affectant la foliation (Figure 150). Les cisaillements sont parallèles à la direction de la linéation d'alignement de minéraux Lm2 portée par le plan de foliation S2 : N120.

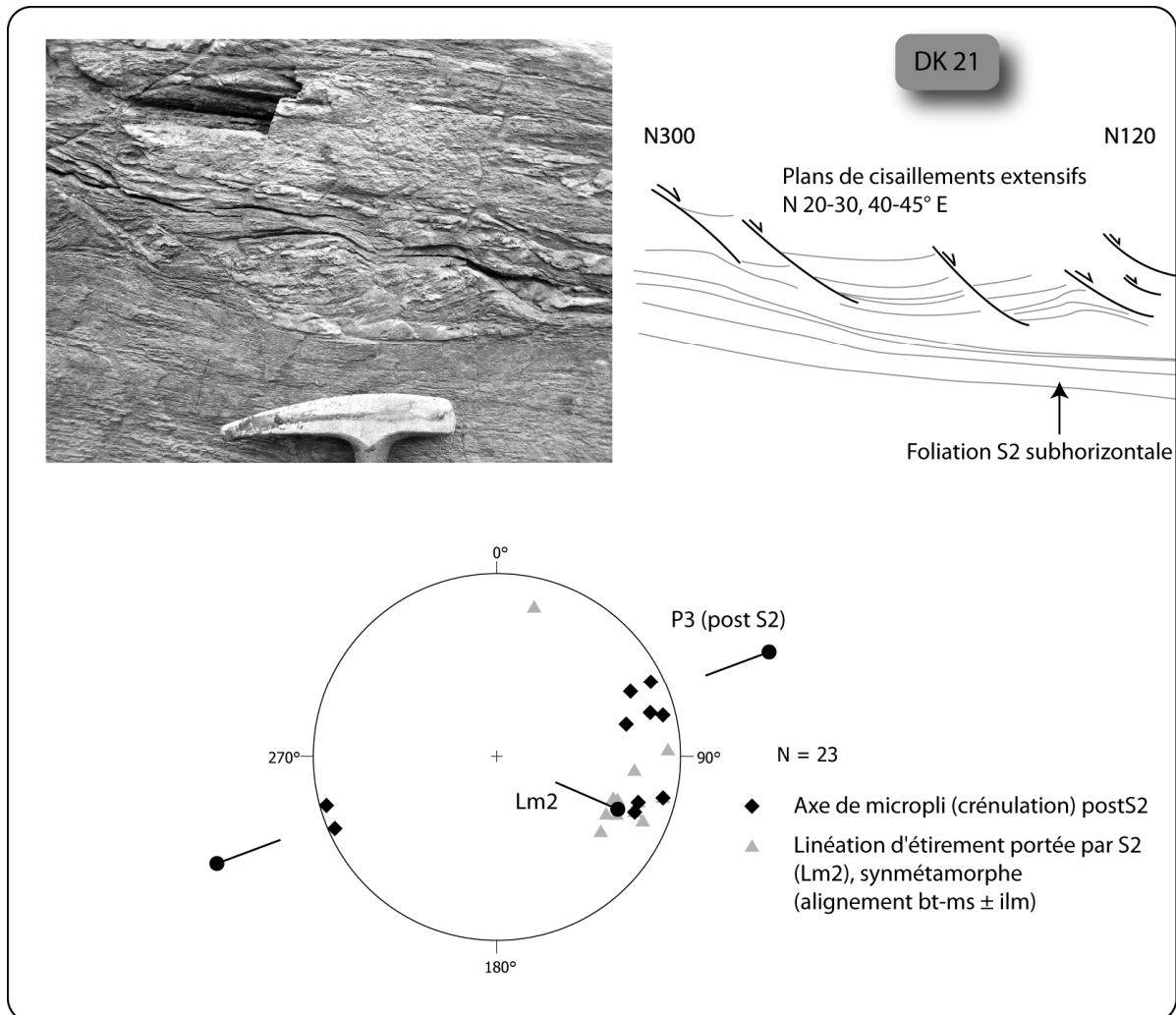


Figure 150 : structures extensives postschisteuses dans les micaschistes du Chavanon

8.3.1.4 La torsion de la S2 à proximité du Sillon Houiller

A proximité du Sillon Houiller, la foliation S2 des micaschistes du Chavanon se verticalise et est courbée parallèlement au SH, en direction SW-NE. La linéation minérale portée par la S2 est alors orientée selon la même direction et présente un pendage assez faible vers le NE ou plus rarement vers le SW (Figure 151). L'interprétation qui peut en être faite est celle d'une torsion par le jeu décrochant senestre du Sillon Houiller, qui réoriente la foliation S2 des micaschistes.

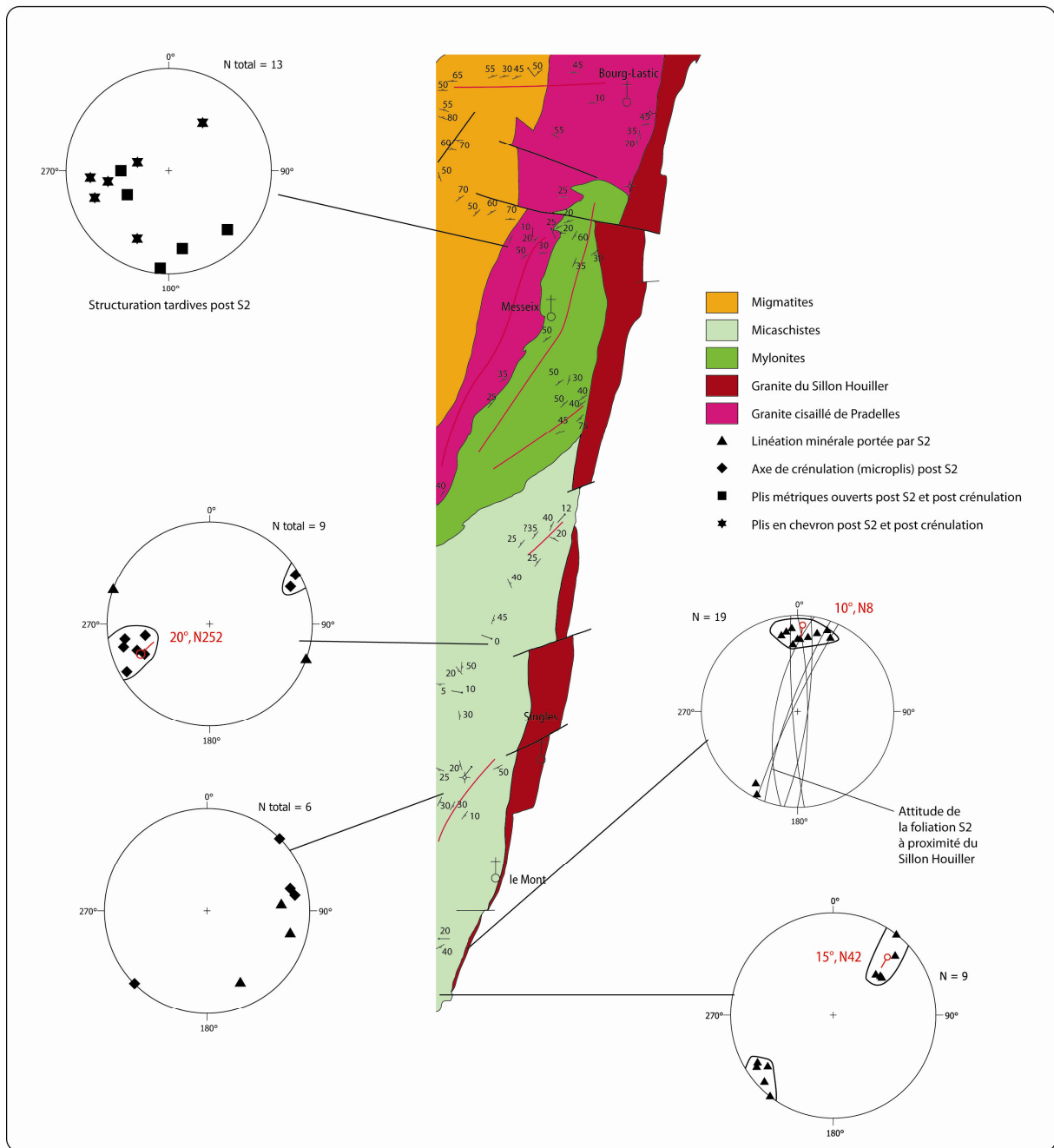


Figure 151 : carte géologique et structurale de l'est de la série du Chavanon

8.3.2 Structures visibles dans les micaschistes de la Sioule

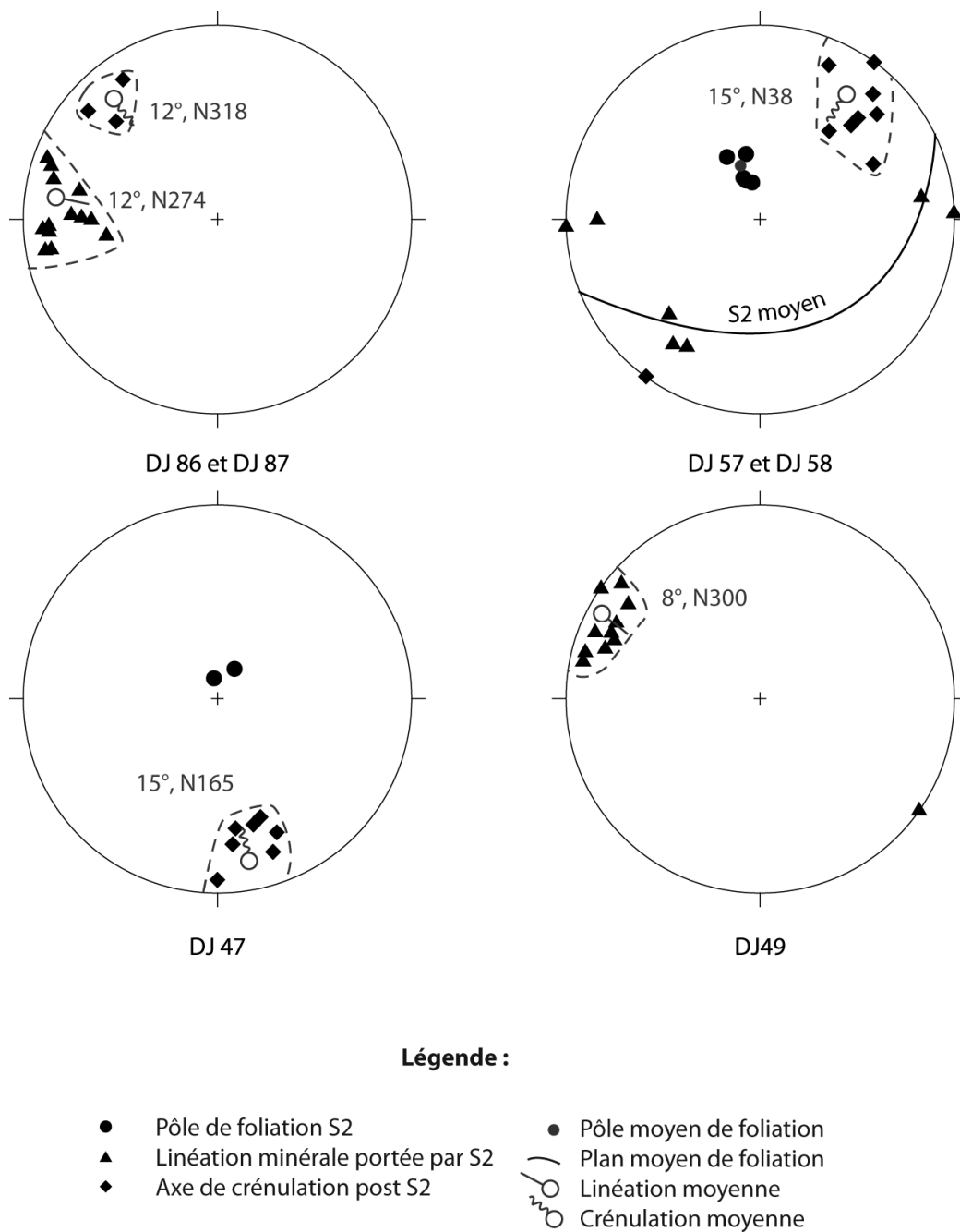


Figure 152 : structurogrammes de la formation des micaschistes de la Sioule

Les micaschistes de la série de la Sioule (Figure 152) présentent une foliation (S2) faiblement pentée (cf carte hors texte), qui porte une discrète linéation d'étirement Lm2. Cette foliation transpose totalement une S1 qui se devine encore localement par de fins lits micacés et quartzeux plissés (P2, d'axe indéterminable). Une crénulation Lc3 post-foliale millimétrique affecte cette lithologie. L'attitude de cette linéation Lm2 et des microplis-crénelation Lc3 diffère suivant les secteurs :

- A Chouvigny, à l'est du batholite de Pouzol-Servant (affleurements DJ 57 et DJ 58), la crénulation Lc3 et la linéation Lm2 ont une direction légèrement différente. La crénulation, de

direction moyenne 15/N38, est bien exprimée et la linéation minérale Lm2 est moins exprimée, et sensiblement d'orientation E-W,

- Près de Coutansouze, au niveau d'un contact lithologique micaschistes/migmatites (affleurements DJ 86 et DJ 87), la linéation d'alignement de minéraux Lm2, qui est bien marquée ici, est faiblement pentée vers l'ouest (12/N274), alors que la crénulation Lc3 est faiblement pentée vers le NW (12/N318),
- Près de Louroux de Bouble (affleurement DJ 49), la linéation Lm2 (seule présente), bien exprimée, et portée par une foliation S2 peu pentée et est bien groupée vers le N300,
- Enfin, près de Nades (affleurement DJ 47), les micaschistes sont affectés par une crénulation LC3 faiblement pentée vers le S (15/N165).

8.4 Synthèse structurale

Les séries étudiées dans ce mémoire présentent des similitudes structurales. La plus évidente est la présence de plis P2 affectant une S1 initialement verticale. Celle-ci est métatectique dans le sommet des séries, à la base (dans les micaschistes) elle est complètement transposée dans une S2 de faciès amphibolite.

La S1 métatectique est porteuse d'une linéation minérale extrêmement tenue NW-SE. Cette S1 tend à s'horizontaliser vers la base des unités migmatitiques du fait de la présence de plis P2. En certains secteurs d'extension limitée (voir ci-dessous au § 8.6.1.1), elle est nettement reprise selon des plans peu pentés mais elle n'est pas caractérisée par la naissance d'une foliation nouvelle : il s'agit uniquement d'une réorientation.

La S2 pénétrative dans les micaschistes, développée en faciès amphibolite (après des conditions de plus haute pression, voir au chapitre III), est porteuse d'une linéation d'orientation globale NW-SE, voire plutôt E-W dans la série de la Sioule. Cette linéation est à mettre en relation avec le cisaillement de la Courtine/Sainte-Christine, qui joue donc en décrochement transcurrent et fait rejouer la foliation horizontale.

Dans la série d'Ussel, la remontée du Millevaches affecte les structures et complique leur interprétation. Ce point n'est pas développé dans ce mémoire.

Les phases tardives sont caractérisées par des petits plis (crénulation P3) à axes faiblement pentés et plans axiaux subverticaux. Leur orientation est sensiblement homoaxiale des linéations Lm2 portées par le plan de foliation S2. Quelques crénulations P4, orthogonales aux P3, sont présentes dans les micaschistes du Chavanon.

8.5 Les critères de cisaillement visibles sur le terrain

Les critères cinématiques dans les séries étudiées sont assez peu exprimés. C'est dans la série de la Sioule qu'ils ont été le plus souvent observés.

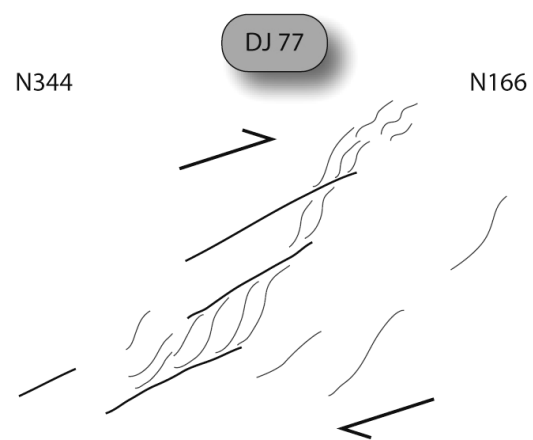
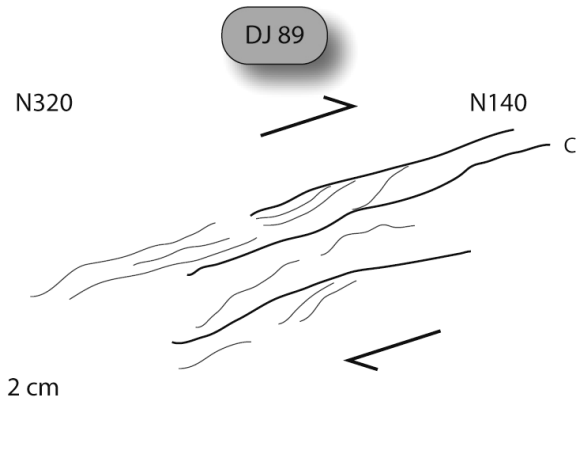
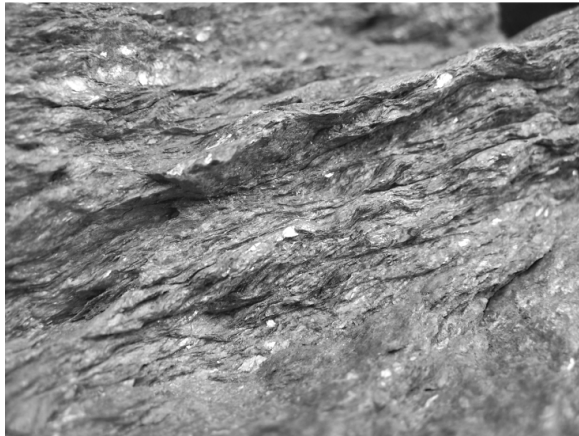


Figure 153 : critères de cisaillement macroscopiques dans la série de la Sioule.
Affleurement DJ 89 : dans les gneiss au nord de Lisseuil,
affleurement DJ 77 : dans les micaschistes au sud de Lisseuil (4 Km au S de Menat)

Dans la série de la Sioule, ces critères sont marqués par des plans de cisaillement qui reprennent la foliation (Figure 153). Leur espacement est centimétrique à pluricentimétrique, ils sont à l'origine d'une torsion de la foliation qui prend alors une allure sigmoïde, indiquant un mouvement vers le SE du compartiment supérieur. Ces critères sont assez peu fréquents, ils s'observent dans les gneiss et les micaschistes de la région de Lisseuil (4 Km au sud de Menat).

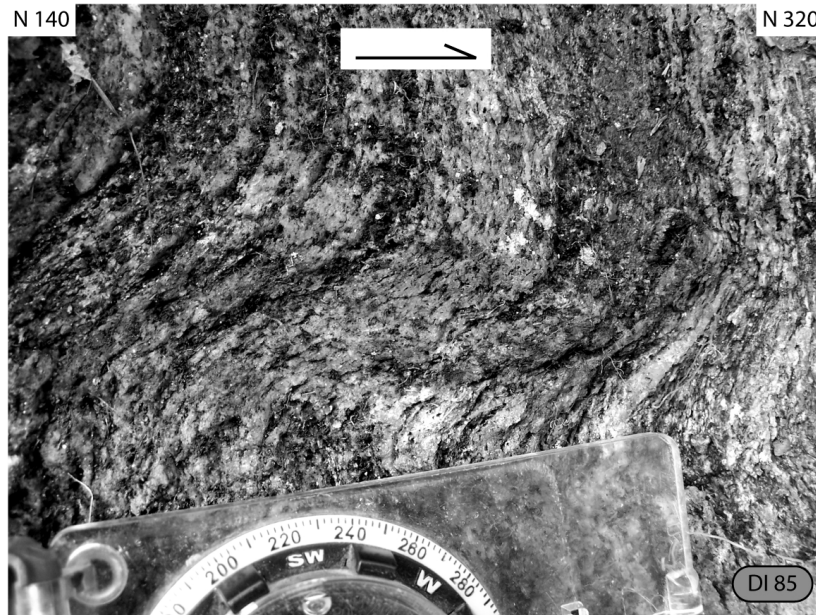


Figure 154 : cisaillement dans les gneiss de la série d'Ussel, affleurement DI 85

Dans la série d'Ussel, peu de structures ont pu être observées. Sur un affleurement (Figure 154) de gneiss, la foliation verticale est reprise par des plans de cisaillement horizontaux. Le sens de cisaillement indique un mouvement du compartiment supérieur vers le N320.

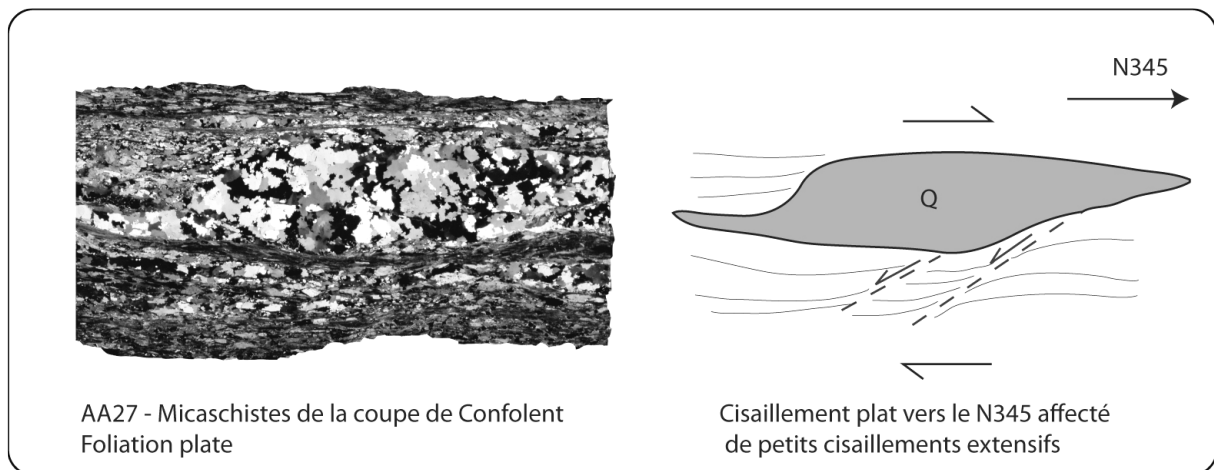


Figure 155 : critères de cisaillement dans les micaschistes de la série du Chavanon

Dans la série du Chavanon, les structures de cisaillement (Figure 155) sont marquées par exemple par des dissymétries d'exsudats quartzeux dans les micaschistes. Ils sont de plus caractérisés par une recristallisation dynamique en sous-grains. Des critères de cisaillement ont été observés aussi bien vers le SE que vers le NW.

8.6 Étude des contacts sur le terrain

8.6.1 Contacts dans la série du Chavanon

Contrairement à la série de la Sioule (voir § 8.6.2 ci-dessous), la série du Chavanon offre peu de possibilités d'observation rapprochée des contacts entre les grandes unités lithotectoniques définies ci-dessus. Les conditions d'affleurement sont moins bonnes du fait d'un relief moins prononcé. Dans l'interprétation en termes de nappes de la structure du Massif Central (Ledru et al., 1989a), nous avons vu que les micaschistes du Chavanon sont rattachés à l'unité parautochtone ; les migmatites sont quant

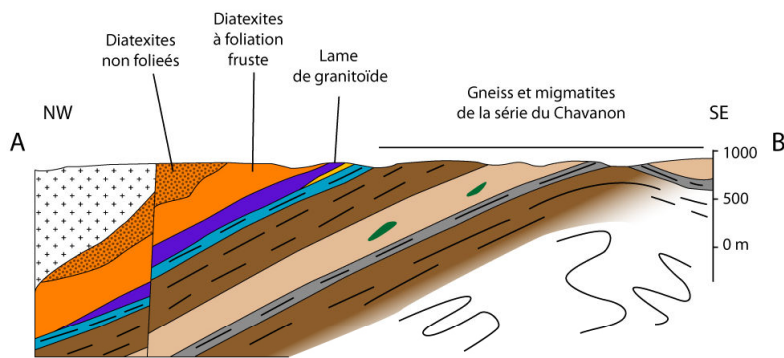
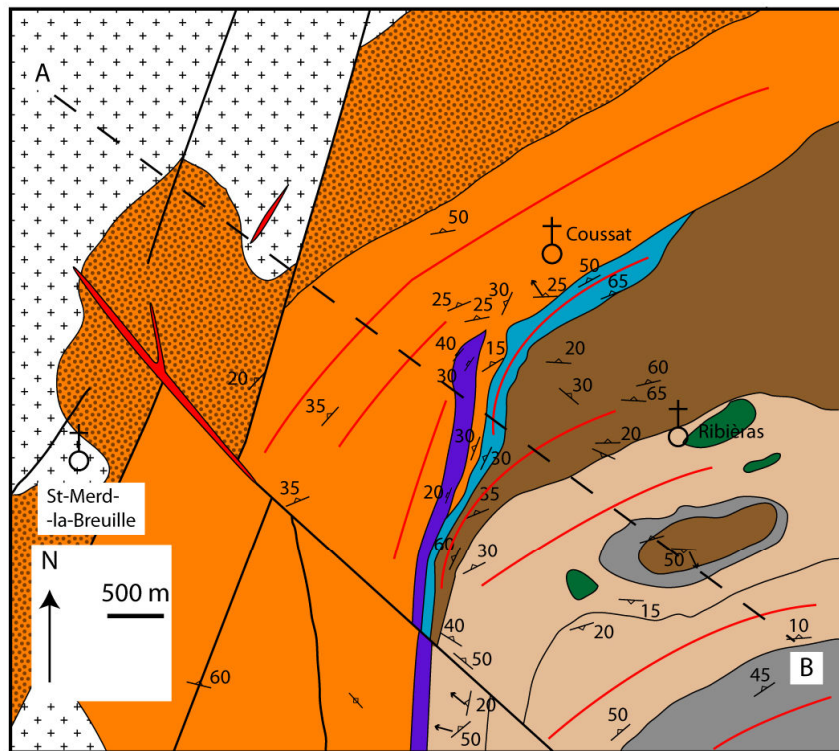
à elles considérées comme appartenant à l'unité supérieure des gneiss. Toutefois, Martin (1980a) décrit un contact superposant deux unités migmatitiques, à savoir les migmatites à cordiérite de type diatexites grenues hétérogènes à cordiérite en contact anormal sur une unité constituée pour l'essentiel de gneiss métatectiques (les lithologies sont décrites ci-dessus). Enfin, nous décrivons le contact entre l'ensemble des terrains migmatitiques sur leur parautochtone micaschisteux.

8.6.1.1 Le contact migmatites à cordiérite de type diatexites grenues hétérogènes à cordiérite/gneiss métatectiques ou « contact de Coussat »

i Présentation

Les diatexites grenues hétérogènes à cordiérite surmontent les gneiss migmatitiques de la série du Chavanon. Le contact entre les 2 formations est très peu visible, étant situé dans une zone de plateau où les roches sont fortement arénisées, sans vallée encaissée susceptible de fournir de bons affleurements. La zone concernée couvre une surface d'une vingtaine de km².

L'orientation du contact est sensiblement SW-NE, aux décalages tardifs près. Sur les feuilles d'Ussel et de Felletin, il est jalonné par des intrusions de granitoïdes connues sous le nom de « granite de Lamazière-Haute ». Ces intrusions sont, plus à l'ouest, rattachées à la zone de cisaillement de la Courtine (voir carte géologique en annexe).



Légende :

	Faïlle	
	Filon de quartz	
	Granitoïdes du complexe magmatique de Guéret	
	Granites de Lamazière-Haute	
	Diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite	<i>Diatexites à cordiérite et Guéret</i>
	Diatexites foliées à cordiérite	
	Gneiss de Coussat	<i>Zone de contact</i>
	Gneiss leucocrates fins métatectiques	<i>Série du Chavanon</i>
	Cumulats hypercordiéritiques de Ribieras	
	Gneiss gris du Chavanon	
	Gneiss métatectiques très phylliteux (type Barricade)	

Figure 156 : carte géologique et coupe de la zone de contact de Coussat, d'après la carte géologique de Felletin (Rolin et al., 2008)

Il est important de noter que ce contact ne représente pas une limite lithologique signifiant la disparition des diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite : on retrouve en effet cette lithologie imbriquée dans les gneiss migmatitiques de la série du Chavanon.

ii Structures observées

A l'approche de la série du Chavanon les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite perdent leur texture grenue et acquièrent une foliation de plus en plus marquée, en concordance cartographique avec le contact entre les deux formations ; la foliation porte localement une exceptionnelle linéation minérale plongeant faiblement au NW, qui n'est pas associée à des critères rotationnels.

Dans les gneiss du Chavanon sous-jacents, l'attitude de la foliation métatectique apparaît sur le terrain en concordance avec le contact, même si, comme nous l'avons noté plus haut, sa direction peut apparaître faiblement discordante cartographiquement avec ce contact (Figure 156).

Cette concordance semble correspondre à la réorientation de la foliation des gneiss à proximité du contact. Cette dernière, globalement fortement pentée dans la partie haute de la formation des gneiss du Chavanon, se couche et tend à se paralléliser au contact. Elle est faiblement pentée vers le nord ou le NW (de 10 à 40°), et plonge sous les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite. La linéation minérale (NW-SE) portée par la foliation S1 n'est pas plus pénétrative, ni mieux exprimée qu'ailleurs dans la partie haute de la formation gneissique, c'est même le contraire que l'on observe. L'intensité de la structuration linéaire Lm1 (NW-SE) des gneiss ne croît pas en direction du contact.

En résumé, aucune structure de cisaillement n'a été observée ni dans les diatexites foliées, ni dans les gneiss de Coussat, ni dans la partie haute de la formation gneissique du Chavanon. L'absence de déformation ductile ne permet pas d'adhérer pleinement à l'interprétation de Martin (1980) qui considérerait ce contact comme un chevauchement syn-métamorphique amenant les migmatites à chevaucher les gneiss du Chavanon.

La zone de contact de Coussat apparaît plutôt comme une zone d'aplatissement vertical post anatexique qui transpose la foliation syn-anatexie S1 des gneiss dans une S2. Cette zone est très peu épaisse, quelques dizaines de mètres tout au plus en tenant compte des pendages.

8.6.1.2 Le contact gneiss métatectiques/micaschistes ou « contact de Savennes »

Ce contact est avant tout un contact de nature lithologique : il figurait sur les cartes géologiques au 1/80 000 (voir Roques et al., 1965, pour la seconde édition de la feuille "Ussel"). Il met en contact les gneiss du Chavanon sur les micaschistes. Il présente une forme arquée à concavité nord, et le changement d'orientation se produit au sud de Saint-Étienne-aux-Clos.

A l'est de ce village, le contact est orienté au NE, il est faiblement penté vers le NW, et il est jalonné par la lame de granite de Savennes. Celle-ci se parallélise au Sillon Houiller sur la feuille de Bourg-Lastic (voir carte hors texte)

A l'ouest de Saint-Étienne-aux-Clos, le contact est NW-SE. Il se redresse rapidement, avec un pendage prononcé vers le NE, pour se verticaliser à proximité de la zone de cisaillement de la Courtine, sur laquelle il se greffe.

La lame granitique de Savennes se biseaute immédiatement à l'est de Saint-Étienne-aux-Clos. Sur cette partie du contact, les gneiss du Chavanon surmontent directement les micaschistes par l'intermédiaire d'une bande de déformation mylonitique.

i Structures observées à proximité du contact entre les gneiss et les micaschistes du Chavanon

Les foliations des gneiss et des micaschistes du Chavanon, ainsi que celle du granite de Savennes, sont concordantes. Elles soulignent le contact de Savennes, et forment une bande de 1-2 km de large. Dans les gneiss et dans les micaschistes cette schistosité est une S2, dans le granite c'est une foliation primaire. Ces structures planaires portent une linéation minérale faiblement pentée vers le NW, dont l'orientation est constante sur toute la longueur du contact, ce qui suggère que l'arcature du contact n'est pas postérieure à son fonctionnement (la linéation n'a pas subi de réorientation sur une partie de son tracé).

Les lames minces réalisées montrent que les micaschistes qui soulignent la base du contact présentent une texture mylonitique finement schisteuse, avec un litage marquée par un feutrage de micas associés à une multitude de petits grenats. Le quartz est granulé et étiré et la biotite est tordue ou fragmentée. La roche est manifestement une mylonite. Elle présente une ou deux foliations tressées résultant de la transposition de la S1 par la S2. La torsion de la S1 par la S2 est interprétée comme une structure de cisaillement ; ces foliations portent des stries et une linéation minérale bien nettes. La dissymétrie des porphyroclastes feldspathiques confirme la déformation rotationnelle de la roche et atteste d'un jeu inverse vers le SE de la zone de cisaillement, qui est donc un chevauchement.

ii Le granite de Savennes déformé par la cinématique du chevauchement

La lame de granite de Savennes présente l'intérêt d'être au contact entre l'unité des migmatites du Chavanon et l'unité des micaschistes (Figure 157). Son étude structurale est mal aisée car il affleure dans de mauvaises conditions. Toutefois, 2 secteurs d'étude structurale ont pu être étudiés : l'un consiste en un chapelet de petits affleurements présents dans les gorges du Chavanon, l'autre est situé sur le plateau à l'est de Savennes.

Le granite est légèrement et irrégulièrement orthogneissifié, compte-tenu de sa minéralogie assez grossière la foliation est peu pénétrative. Elle porte une linéation d'alignement de minéraux Lm. Une crénulation Lc replisse la foliation. Notons que le granite est mylonitique au mur.

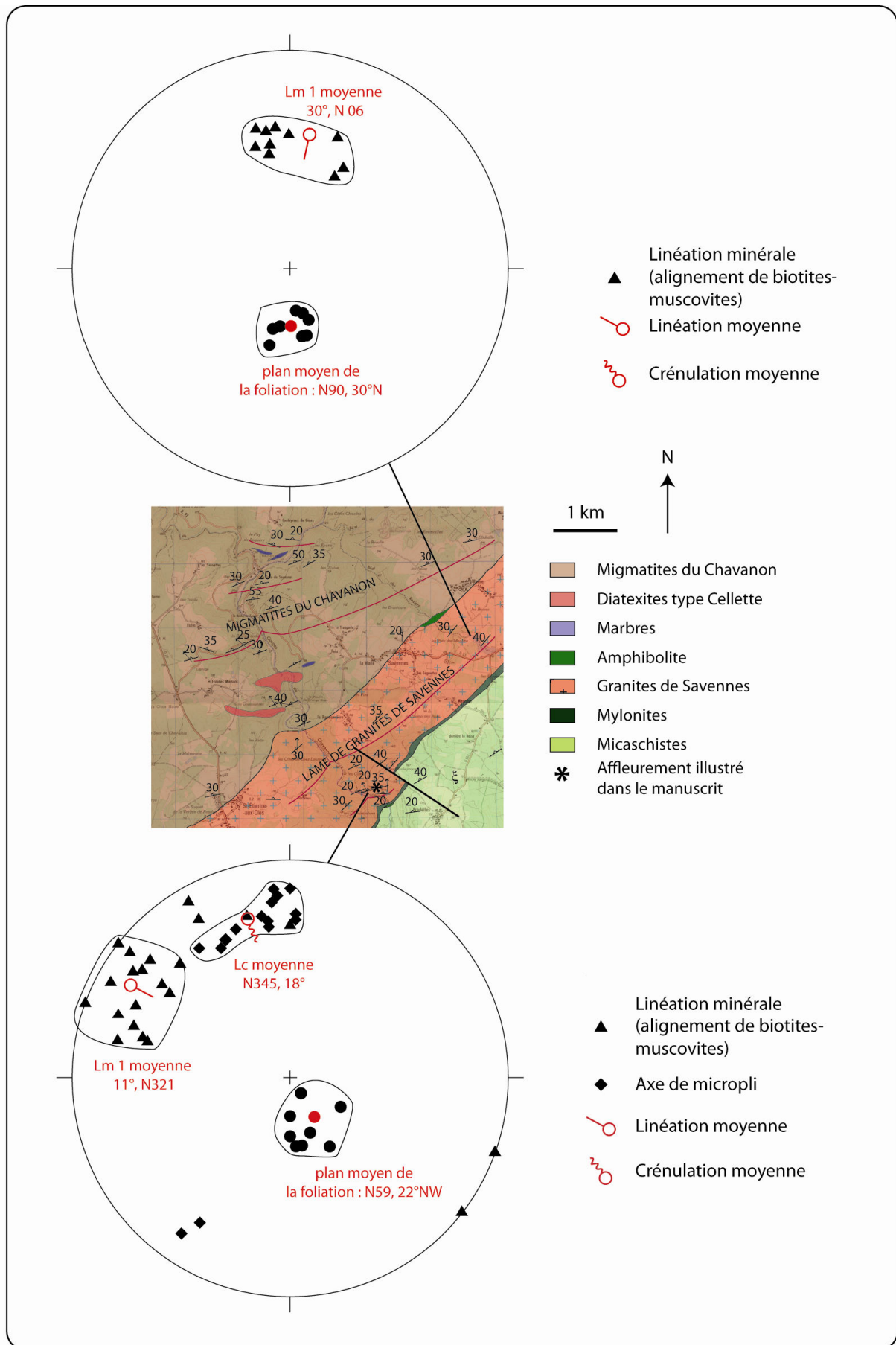


Figure 157 : carte géologique et structurale du granite de Savennes sur la feuille Ussel. Fond topographique IGN.

La lame de granite montre une foliation faiblement pentée vers le N-NW (Figure 157). Celle-ci est associée à des critères cinématiques indiquant un cisaillement vers le SSE (voir au chapitre consacré à l'étude des lithologies de l'UIG et de l'USG). La linéation minérale correspond à une linéation d'étirement, matérialisée par un alignement de biotites et muscovites. Elle est assez bien marquée et faiblement pentée, d'orientation moyenne WNW-ESE (11°, N321) dans les gorges, 30° N06 sur le plateau, c'est-à-dire plus à l'est du massif. Dans ce dernier secteur, aucun critère de cisaillement associé à cette linéation n'a pu être observé.

Un autre type de linéation, plus ténu, est également exprimé. Il s'agit d'axes de microplis, similaires aux crénelations observées dans les micaschistes sous jacents. Toutefois, ils sont assez frustes compte tenu de la lithologie grossière de ce granitoïde. Ces microplis présentent 2 directions : la plus exprimée est au N350 et forme un angle de 60° avec la linéation minérale d'étirement. La seconde direction, SW-NE, est très peu exprimée. Cette déformation n'est pas exprimée dans le secteur est du massif.

Nous avons mis en évidence au chapitre « UIG-USG » la déformation syn-solidus de ce granite, ce qui argumente sa mise en place synchrone du mouvement chevauchant vers le SE.

iii Un chevauchement syn S2

La foliation S2 qui jalonne et souligne le chevauchement de Savennes est nettement oblique sur les trajectoires de la foliation régionale observée plus au nord dans les gneiss (qui est une S1), et plus au sud, dans les micaschistes (qui est une S2). Cette foliation S2 transpose la foliation S1 des gneiss et réoriente la foliation S2 des micaschistes.

Vers le SW, l'accident et la foliation de la zone mylonitique qui le souligne se réorientent selon une direction NW-SE et se verticalisent. Ils se confondent alors avec la foliation de la zone mylonitique dextre du cisaillement de la Courtine (voir ci-dessous au § 8.7).

L'âge de mise en place syn à tardi cinématique du granite de Savennes, daté à 336 ± 3 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (voir au chapitre « géochronologie »), suggère un fonctionnement au Viséen moyen à supérieur du chevauchement.

8.6.2 Les contacts dans la série de la Sioule

La série de la Sioule est un « classique » du Massif Central du point de vue de l'empilement lithotectonique, interprété en termes de nappes (Audren et al., 1987; Feybesse & Tegye, 1987; Ledru et al., 1989a).

Les conditions d'affleurement, correctes dans la série de la Sioule, permettent de réaliser des coupes de terrain pour étudier les relations entre les unités. Sur certains affleurements le contact cartographique a pu être observé directement sur le terrain, sur d'autres il a seulement été approché.

8.6.2.1 Contact entre les migmatites de l'USG et les gneiss de l'UIG : le Pont de Menat

Dans le secteur du Pont de Menat, les affleurements sont assez nombreux pour permettre de recouper, de manière discontinue, la zone de contact entre les diatexites leucocrates (rattachées à l'USG, Ledru et al., 1989a) et les gneiss métatectiques sous jacents (rattachées à l'UIG, Ledru et al., 1989). Le contact même entre ces différents gneiss n'est pas visible.

Les gneiss métatectiques présentent une foliation S1 plus ou moins phylliteuse, localement fortement quartzo-feldspathiques, avec de véritables « lits » de sillimanite fibreuse, plus ou moins tronçonnée

selon le plan [001]. Cette particularité lithologique a été observée et décrite dans les micaschistes du Chavanon (voir au chapitre III la description des micaschistes de la série du Chavanon). Cette foliation S1 est fortement plissotée par des plis P2 à plans axiaux peu pentés avec développement d'une S2 pénétrative qui la transpose totalement par endroits.

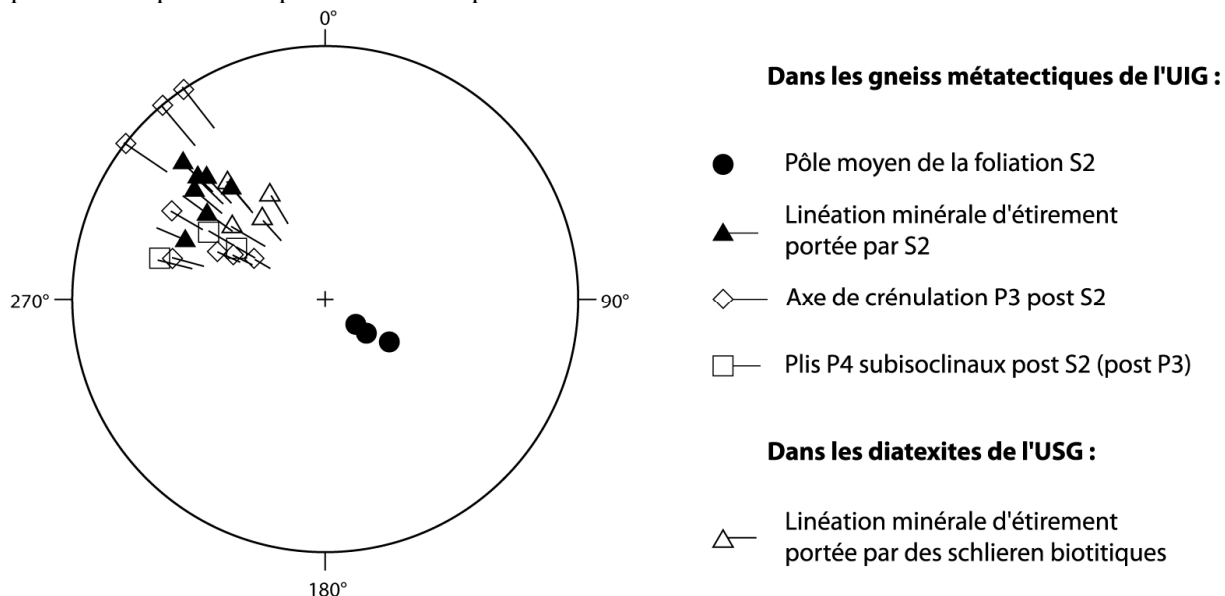


Figure 158 : affleurement DJ 46, étude structurale de part et d'autre d'un contact lithostructural

Dans les diatexites leucocrates (c'est-à-dire l'unité structurale supérieure), la foliation S1 fruste, porte une linéation minérale NW-SE marquée par l'alignement de minéraux (biotite et petits grenats, localement vagues schlieren biotitiques comme dans les diatexites de type Cellette dans la série du Chavanon, voir au § 8.2.1.2) : aucun critère rotationnel n'est visible.

La foliation S2 est modérément à moyennement pentée vers le NW (Figure 158), et est porteuse d'une linéation minérale d'étirement à biotite-sillimanite Lm2, orientée NW-SE. Dans cette zone d'affleurement, aucun critère cinématique syn S2 n'a été observé. Les structurations postschisteuses P3 ont cette même orientation.

Aucune déformation convaincante n'a été observée au niveau de ce contact.

8.6.2.2 Contact entre les migmatites de l'USG et les gneiss de l'UIG : falaise de Navoirat

Ce contact entre les gneiss et les migmatites se situe sur la falaise sous le point de vue du village de Navoirat, au SE de Menat. Le contact précis n'a pas pu être observé précisément en raison de la difficulté d'accès de cette falaise et en raison de la végétation, mais il apparaît faiblement penté à l'échelle de l'extension de la falaise et sur la carte de Gannat (Grolier et al., 1980a).

Panorama depuis le Château-Rocher, Saint-Rémy-de-Blot

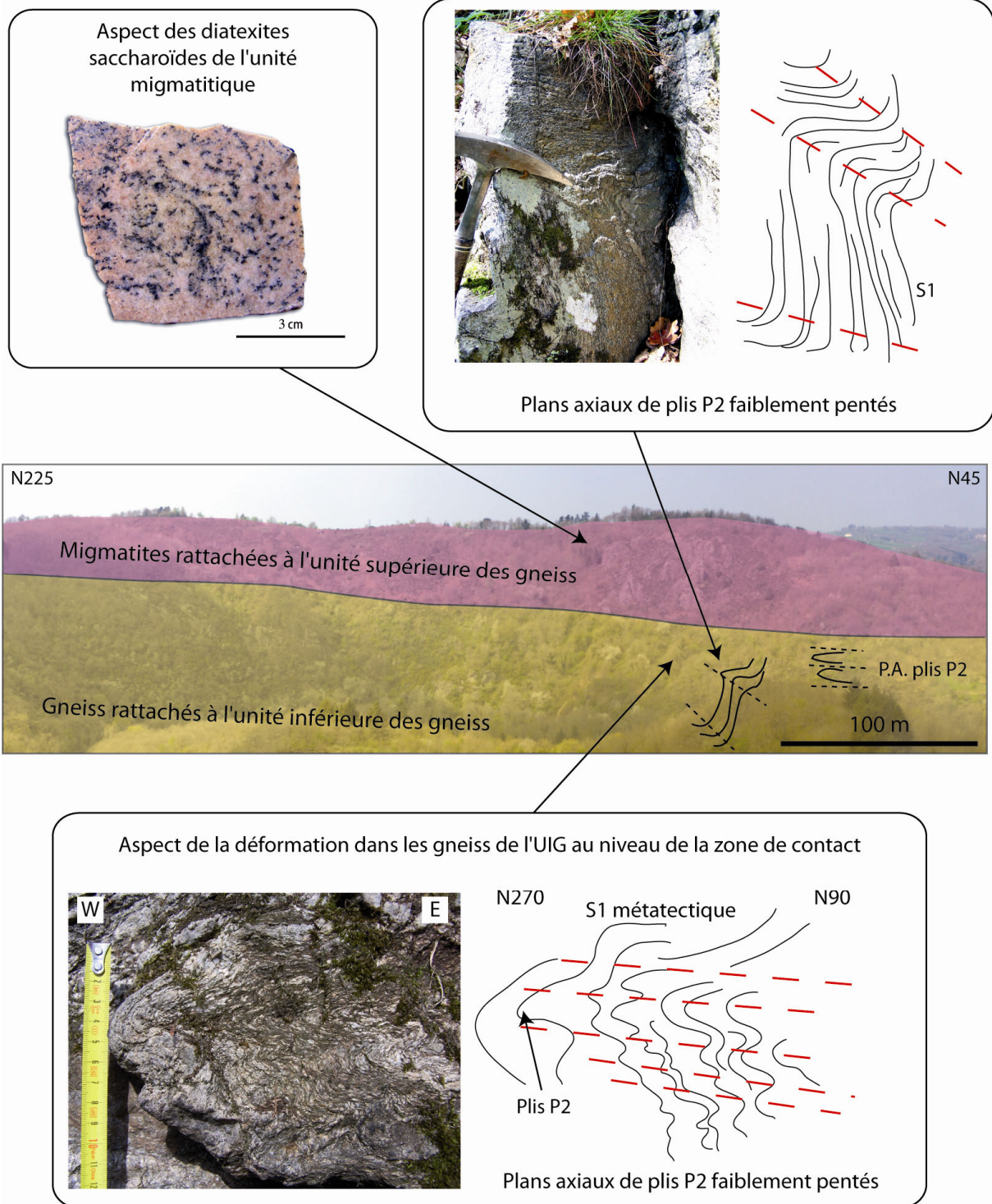


Figure 159 : panorama depuis Château-Rocher en direction de la falaise de Navoirat

Le compartiment supérieur est constitué de diatexites leucocrates n'apparaissant pas déformées (aucune mylonitisation ni structure de cisaillement n'a été observée). Le compartiment inférieur est constitué de gneiss phylliteux très plissés (Figure 159) : la foliation métatectique est affectée par des plis P2 serrés subisoclinaux dont le plan axial marque une schistosité fruste. Quelques plis P3 post-foliaux non illustrés ici sont présents sous la forme de petites ondulations de la foliation.

En synthèse, sur cet affleurement la nature tectonique du contact entre les migmatites et les gneiss n'est pas évidente, malgré la présence de quelques plans de cisaillements inverses fragiles dans les gneiss. La foliation S1 métatectique est oblique sur le contact, la S2 fruste (plan axial de plis P2) est par contre sensiblement parallèle à celui-ci. Il existe toutefois un réel contraste lithologique entre des diatexites et des gneiss métatectiques phylliteux.

8.6.2.3 Contact entre les migmatites de l'USG et les gneiss de l'UIG : le bois Boulard (affleurement DJ 68)

Ce secteur est particulièrement intéressant car les conditions d'affleurement sont continues d'une unité à l'autre.

Il s'agit d'un boudin plurikilométrique de migmatites au sein de gneiss (Figure 160 - 1). **Les migmatites sont des diatexites claires**, contenant des boudins de migmatites à amphibole. Notons de plus que légèrement plus à l'ouest de la carte géologique (Figure 160 - 1), des gneiss à amphibole (décrits au chapitre 3) sont présents. Ainsi, la présence de telles formations, qui affleurent selon un alignement sensiblement parallèle au contact gneiss/migmatites, a pu faire interpréter cette structure comme un CLA sur la carte géologique de la France au millionième (Chantraine et al., 2003).

Dans l'interprétation qui est classiquement faite pour ce secteur de la série de la Sioule, les migmatites sont rattachées à l'USG, les gneiss à l'UIG (Chantraine et al., 2003; Ledru et al., 1989a; Schulz, 2009; Schulz et al., 2001) : Figure 160 - 3. Ainsi, les migmatites de ce secteur sont à interpréter comme une klippe. Une coupe géologique permet donc soit envisager un boudin de migmatites enraciné en profondeur (Figure 160 - 3), soit une pincée de l'USG au sein de l'UIG. Compte tenu du pendage généralisé des terrains vers le nord, tant en bordure nord de la « klippe » qu'en sa bordure sud, observé de manière continue grâce aux conditions favorables d'affleurement, la structure en nappes de ce secteur formerait une série de synformes et d'antiformes fortement pincée (Figure 160 - 4).

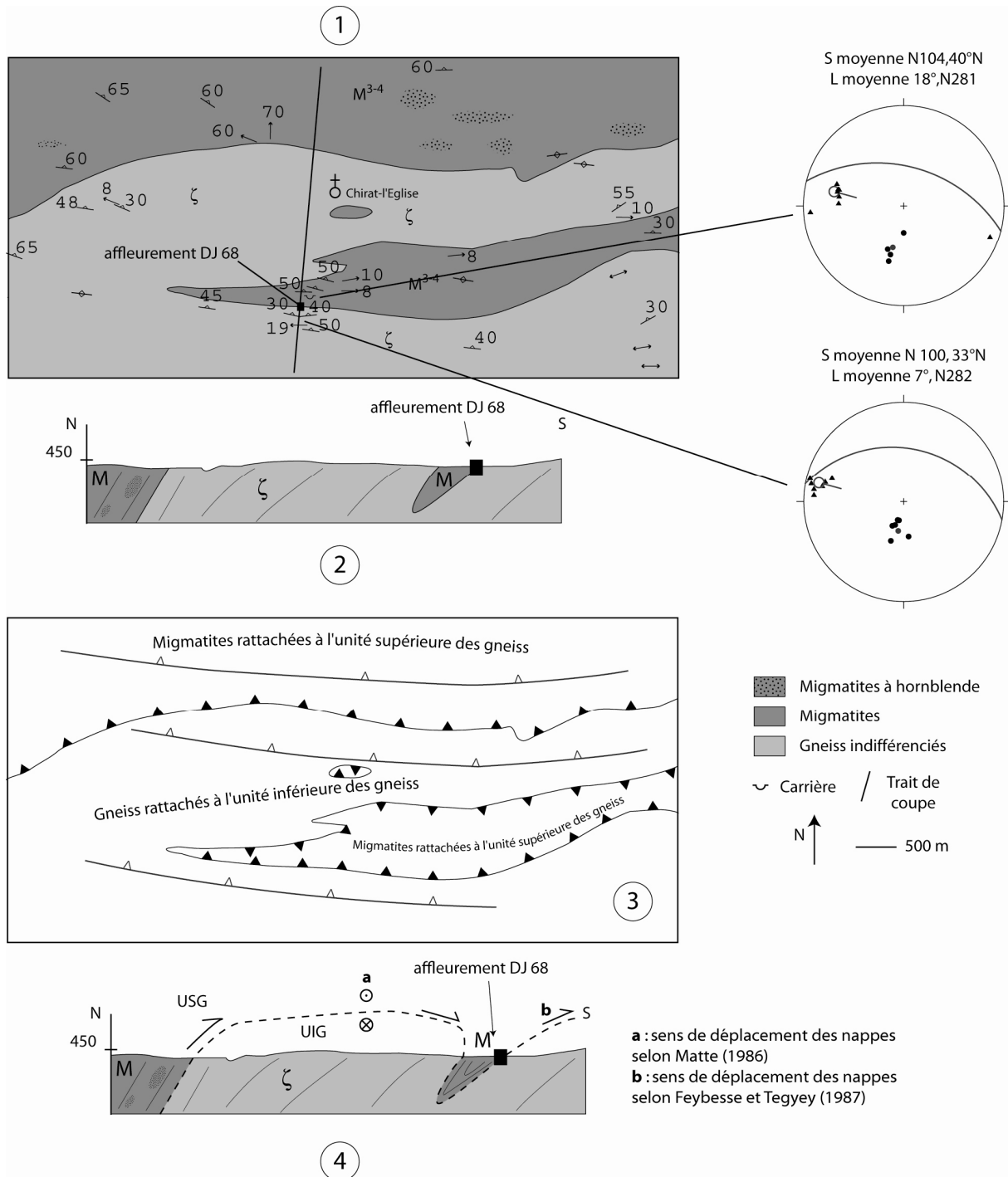


Figure 160 : carte géologique, coupes géologiques interprétatives et données structurales du secteur de Chirat-l'Église (contact du Bois Boulard)

Le problème qui se pose toutefois pour effectuer une coupe géologique provient du sens de déplacement des nappes. Si l'on reprend les concepts proposés par Matte (1986), l'empilement lithotectonique dans la série de la Sioule s'est effectué selon une vergence du nord vers le sud (voir au chapitre I) Cependant, Feybesse & Tegzey (1987) ont proposé que dans la Sioule, les déplacements tangentiels s'effectuent de l'est vers l'ouest. Ainsi, lorsque l'on réalise une coupe géologique (Figure 160-4), si elle est réalisée parallèlement aux linéations elle ne tiendra pas compte des éventuels mouvements N-S ; réalisée perpendiculairement aux foliations elle ne rendra pas compte des mouvements tangentiels E-W.

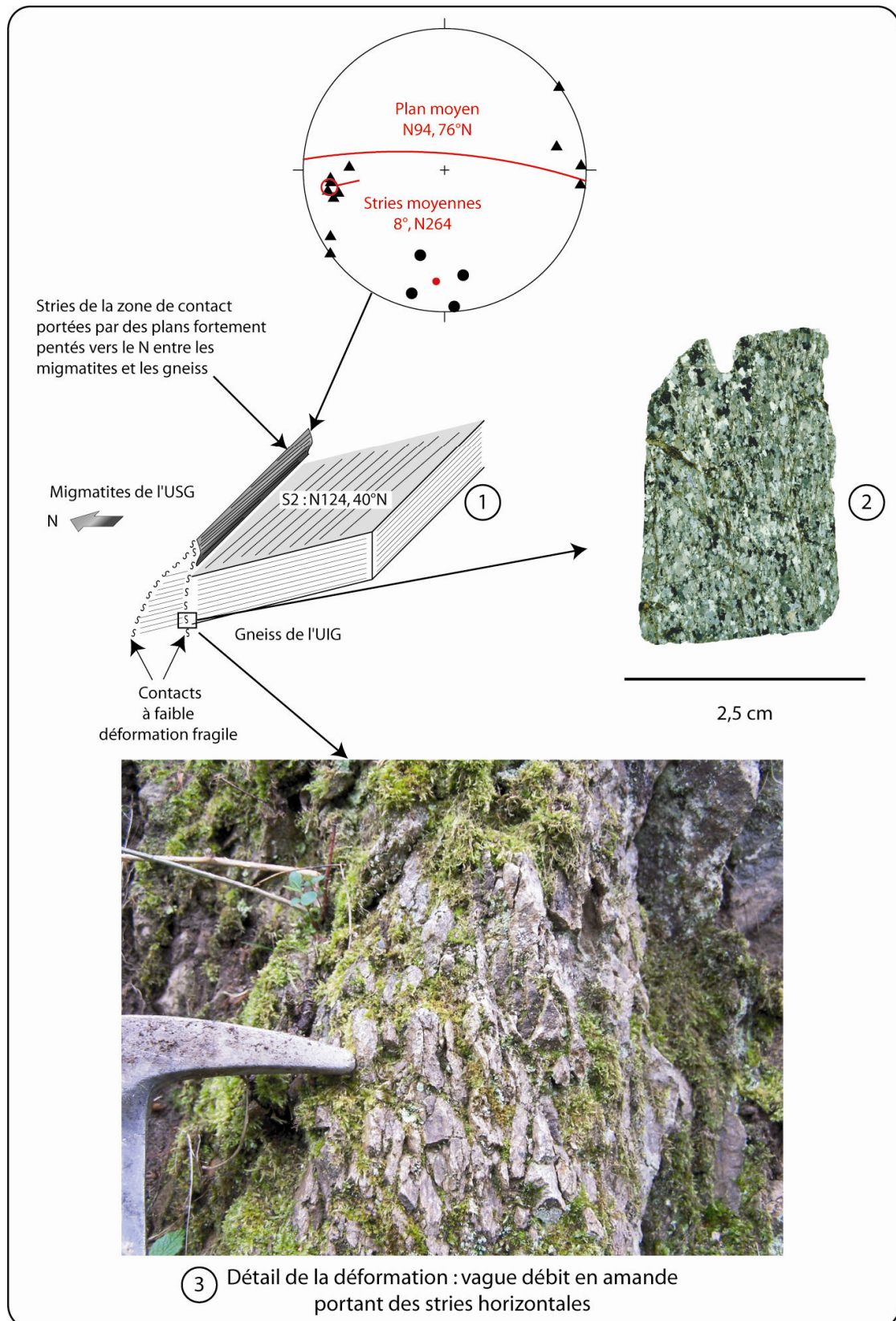


Figure 161 : analyse structurale du contact entre l'unité des gneiss et l'unité des migmatites, affleurement DJ 68. 1) bloc-diagramme schématique (sans échelle) de l'affleurement, 2) scan d'une lame mince (LPA) prélevée au niveau du contact, 3) détail photographique du contact à débit en amandes

Au niveau de la zone de contact proprement dite, les structures observées correspondent à 2 zones de brèche d'une trentaine de centimètres de puissance (Figure 161 1 et 3), appartenant à un système de failles fragiles.

Cette zone de contact ne met pas en évidence de cisaillement du nord vers le sud pour le contact des nappes UIG/USG dans ce secteur. Le cisaillement associé au métamorphisme régional indique un déplacement globalement orienté de l'ouest vers l'est, mais les critères rotationnels sont rares. La linéation est toutefois assez constante, montrant une légère dispersion autour de la direction E-W, quelle que soit l'unité géologique considérée.

8.6.2.4 Contact entre les gneiss de l'UIG et les micaschistes du parautochtone à Chouvigny

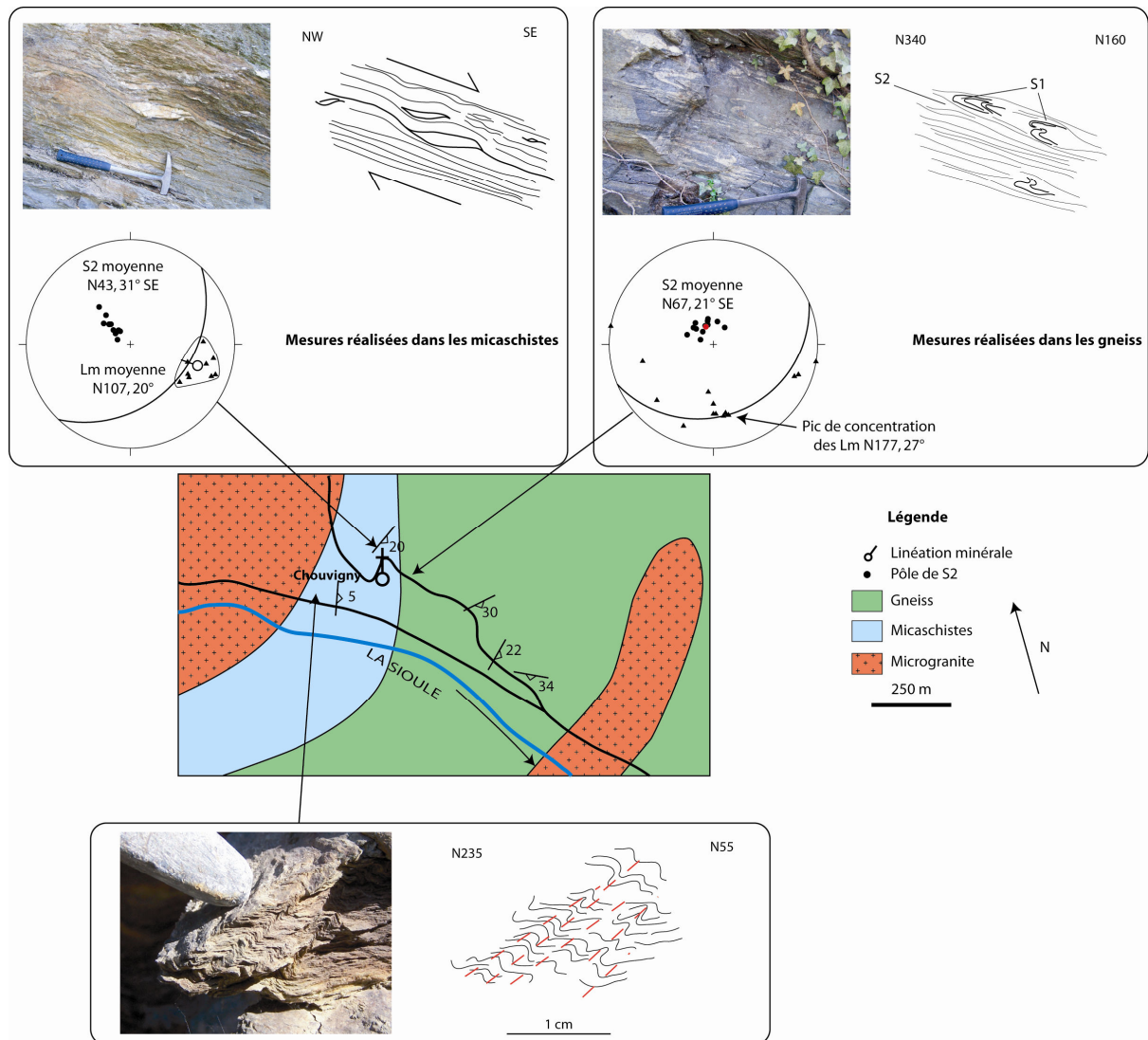
Les relations entre les gneiss et les micaschistes parautochtones de la Sioule sont rarement visibles, le seul endroit où nous avons pu l'approcher, sans le voir réellement, se trouve dans le village de Chouvigny (Figure 162). La coupe de terrain effectuée débute dans la formation des micaschistes au NW et finit dans la formation des gneiss au SE. Le contact en lui-même n'a pas pu être observé en raison de l'importance de la végétation.

Il existe un réel contraste lithologique entre les micaschistes, qui sont très phylliteux, et les gneiss, qui sont plus massifs et quartzo-feldspathiques, localement migmatitiques. Les foliations sont concordantes entre les 2 unités cartographiques. Elles sont d'orientation globale SW-NE et faiblement pentées, 25° en moyenne vers le SE. Ceci atteste que la formation des gneiss surmonte la formation des micaschistes.

On n'observe pas de gradient de déformation dans ce secteur, les roches ne présentent pas de texture mylonitique.

Dans les micaschistes, la linéation est bien exprimée et groupée selon une direction N 107, avec un faible plongement. Associés à cette linéation, des critères rotationnels sous la forme d'exsudats de quartz sigmoïdes indiquent un cisaillement vers le SE.

Dans les gneiss, l'attitude de la linéation est d'interprétation plus délicate. On peut observer un pic de concentration sensiblement N-S avec un plongement faible vers le S, cette linéation a été décrite au § 8.2.2.3. Toutefois, de nombreuses linéations ont des directions assez différentes. Leur attitude évoque une dispersion circulaire mais la foliation ne varie pas : on aurait plutôt affaire à une dispersion des linéations « en éventail » sur le plan de foliation. Ces relations ne sont pas évidentes à expliquer. Nous n'avons pas pu observer de critères rotationnels dans cette unité.



**Figure 162 : contact gneiss/micaschistes au niveau de Chouigny.
Fond géologique d'après la carte de Gannat (Grolier et al., 1980a)**

Dans ce secteur, nous pouvons mettre en évidence une différence de lithologie entre les 2 unités. Les micaschistes plongent sous les gneiss. La foliation entre les 2 unités est concordante, SW-NE à faible pendage SE, mais la linéation est différente d'une unité à l'autre. Sa disposition « en éventail » suggère un mouvement rotationnel relatif entre 2 blocs.

8.6.2.5 Contact entre les migmatites de l'USG et les gneiss de l'UIG au nord de Menat (DK 44)

A titre indicatif, nous détaillons cet affleurement qui a permis d'observer le passage d'une unité à l'autre dans de bonnes conditions d'affleurement dans la mesure où un talus routier le recoupant venait juste d'être refait. Toutefois, la roche est très altérée et le talus colluvionné.



Gneiss attribués à l'UIG

Migmatite attribuée à l'USG

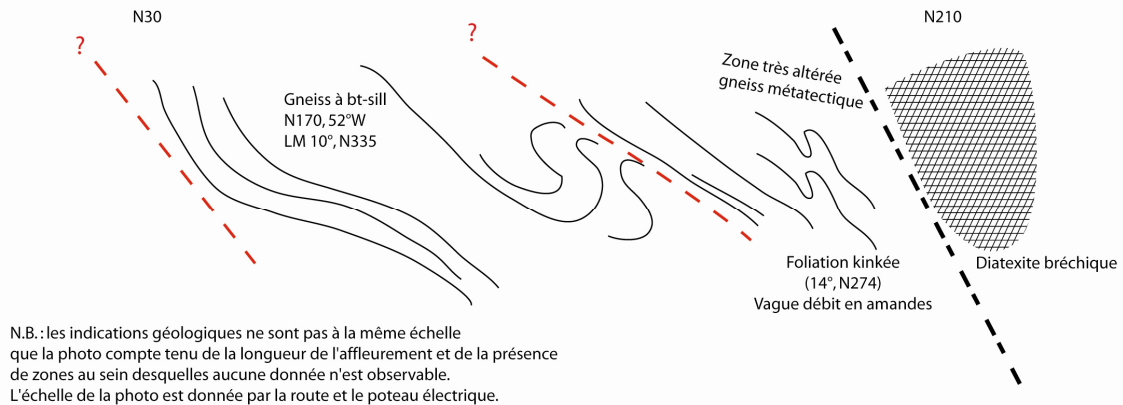


Figure 163 : affleurement DK 44 au nord de Menat : contact entre les gneiss de l'UIG et les migmatites de l'USG

Sur cet affleurement (Figure 163), la foliation des gneiss pend vers l'ouest. Son plongement indique que les gneiss sont situés structurellement sous les migmatites. La foliation présente des ondulations difficiles à interpréter. Les diatexites de l'USG (diatexites de type Cellette déjà décrites dans ce mémoire tant dans le Chavanon que dans la Sioule) sont bréchiques.

Sur cet affleurement tout comme au Bois Boulard (§ 8.6.2.3), le passage d'une unité à l'autre paraît jalonné d'une faille fragile ; aucune déformation mylonitique n'a été observée.

8.6.3 Synthèse sur les contacts dans les séries de la Sioule et du Chavanon

Nos observations de terrain nous ont permis d'étudier un certain nombre de contacts dans ces 2 séries, entre les grandes unités définies à l'échelle du Massif Central (Ledru et al., 1989a) : parautochtone, unité inférieure des gneiss, unité supérieure des gneiss.

Ces unités correspondent sur le terrain à des lithologies différentes : dans la Sioule et le Chavanon, le parautochtone est micaschisteux avec des quartzites locales, il n'est pas anatectique. L'unité inférieure des gneiss correspond à des gneiss métatectiques à lithologies assez variées. L'unité supérieure des gneiss n'est représentée que dans la Sioule et correspond à des gneiss métatectiques ainsi qu'à des Diatexites grenues hétérogènes à cordiérite.

Ce qui ressort de cette étude de terrain est surtout, pour les séries considérées, **l'absence de déformation mylonitique jalonnant les contacts, et localement (dans la série de la Sioule) la coïncidence entre un contact lithotectonique (USG/UIG) et une faille. Ces failles, tardives, ne sont donc pas liées à un éventuel contact de nappe mais plus probablement à une différence de rhéologie qui a joué un rôle de discontinuité lors des phases tardives de remontée du bâti.**

8.7 La zone de cisaillement ductile de la Courtine

8.7.1 Présentation d'ensemble

Large de 3 à 4 km, cette zone de cisaillement traverse essentiellement un domaine migmatitique (diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite) qu'elle mylonitise en bordure sud de l'Unité de Guéret et en bordure nord de l'Unité d'Ussel (migmatites de Sornac). Vers le SE, elle affecte également la série du Chavanon avant de buter contre le Sillon Houiller. Notons que dans ce secteur (Monestier-Port-Dieu, sur la carte géologique de Bort-les-Orgues) elle est masquée par des formations sédimentaires d'âge indéterminé ; de plus, la jonction entre les 2 accidents se situe à proximité de bassins houillers. Ainsi, l'extrême SE de ce cisaillement est d'étude délicate.

Vers le NW, la zone de cisaillement bute contre le massif de Millevaches. Elle est décrochée de 5 km environ par les failles dextres N20 du système de failles de Felletin-Ambrugeat ; la continuité de la zone de cisaillement constitue le cisaillement nord-Millevaches.

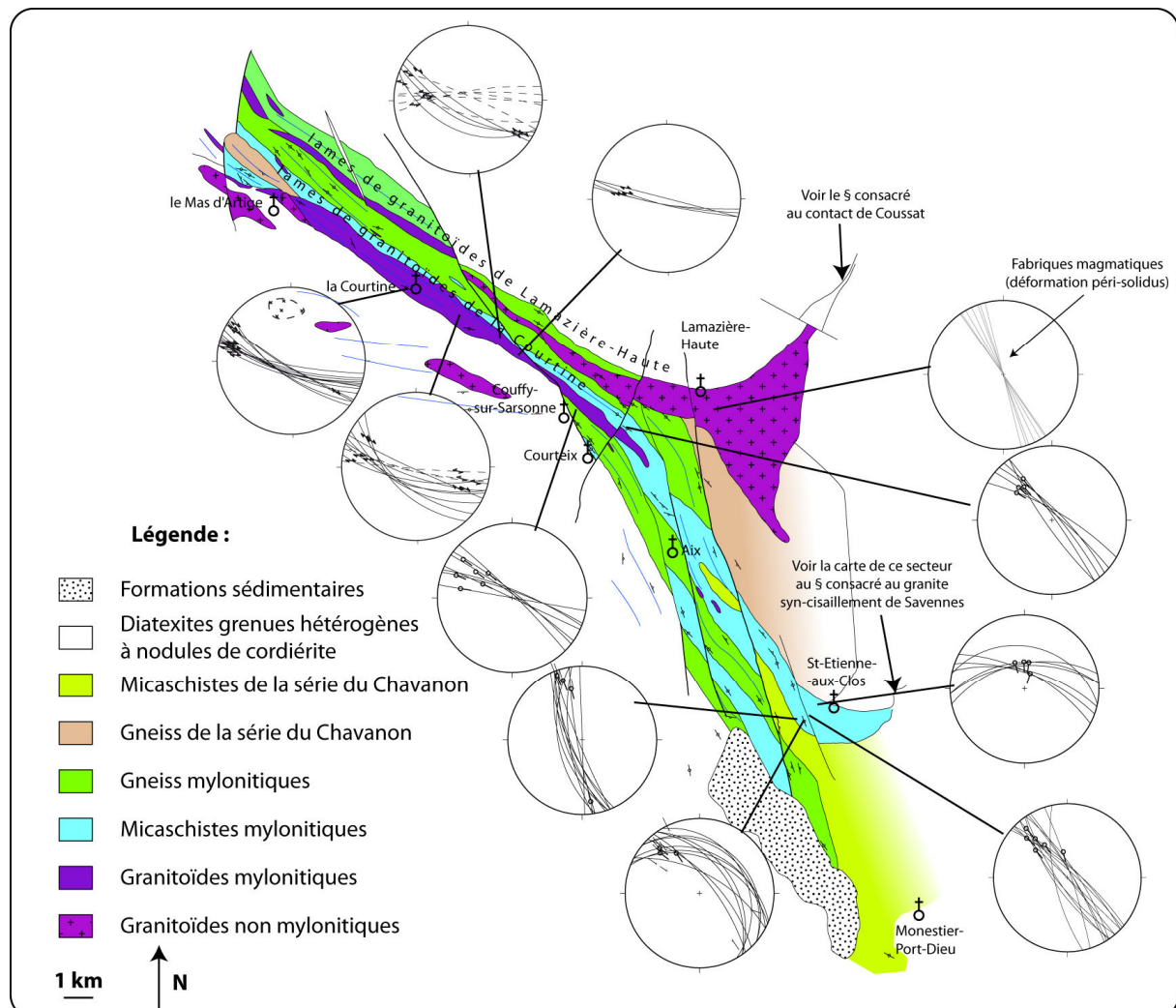


Figure 164 : carte géologique de la terminaison sud-est de la zone de cisaillement de la Courtine

Le cisaillement est jalonné d'un couloir de micaschistes et gneiss mylonitiques de 2 km de puissance vers La Courtine, et de 4 km de puissance vers Courteix et Aix (Figure 164). Vers le nord, ces mylonites encaissent une lame de granite sur une grande partie de la zone de cisaillement ou passent graduellement soit aux diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite, soit aux gneiss et

micaschistes du Chavanon. Vers le sud ces mylonites sont soit en contact par faille avec les migmatites de Sornac soit en contact avec une lame de granite qui souligne le contact entre les mylonites et les migmatites de Sornac. Au sein de cette zone de cisaillement subsistent des lentilles hectométriques de gneiss non affectés par le cisaillement.

La zone de cisaillement est jalonnée de plusieurs intrusions de lames verticales de granitoïdes (lames de Lamazière-Haute et de La Courtine) (Figure 164) rapportées par Gébelin (2004) et Rolin et al. (2008) au type pétrographique Villatange de l'Unité de Guéret.

Les lames de granitoïdes de Lamazière-Haute sont les plus septentrionales. Elles ne sont pas affectées par le cisaillement dextre. A l'ouest (environs de la Courtine), leurs fabriques magmatiques sont verticales et soulignent leur intrusion sous une forme très allongée, verticale. A l'est, dans les environs de Lamazière-Haute et Eygurande, l'intrusion affleure en forme de « V » très ouvert. Peu de données structurales ont pu être obtenues dans ce secteur, mais les foliations faiblement pentées dans l'encaissant nord du granite (gneiss plus ou moins mylonitique) suggèrent un contact peu incliné. A l'extrême nord-est, en limite des cartes d'Ussel et de Felletin, la lame de granite s'amincit : son épaisseur n'atteint que quelques dizaines de mètres, elle est de plus localement masquée par des formations superficielles. Elle jalonne alors le contact de Coussat (§ 8.6.1.1).

La lame granitique de la Courtine est la plus méridionale. Elle est intrusive dans les gneiss mylonitiques, elle est déformée et présente une texture protomylonitique à mylonitique acquise en contexte cisailant dextre (Figure 165 a et b). Elle montre des structures C-S dextres verticales (plans S N120°, plans C N150° portant des stries horizontales) portant des stries horizontales. Les feldspaths potassiques développent des ombres de pression souvent dissymétriques dans lesquelles ont recristallisé du quartz et des plagioclases. A partir de l'étude des orientations préférentielles des réseaux du quartz des mylonites de ces granites (fabrique acquise entre 700 et 400°C) et à partir de la paragenèse minérale synfoliale. Gébelin (2004) considère que la déformation de ce granite s'est effectuée à une température élevée (400 et 700°C) lors de son refroidissement.

Le jeu cassant de cette zone de cisaillement est argumenté par des brèches, des cataclasites et des intrusions de quartz très fracturé qui en jalonnent sporadiquement l'axe (Rolin, 1987). La cinématique de ce jeu n'est pas déterminée. Nous avons toutefois pu mettre en évidence dans la carrière de Lombarteix, à l'ouest de la Courtine (affleurement DK47), des plans d'orientation N55, subverticaux, portant des stries à pitch modéré (20° au N55).

8.7.2 La déformation dans les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite le long de la zone de cisaillement

A mesure que l'on s'approche du cœur de la zone de cisaillement de la Courtine, les diatexites grenues hétérogènes à cordiérite perdent leur aspect équant au profit d'une texture vaguement planaire, marquée par un étirement et surtout par un alignement des nodules de cordiérite. Ceci est particulièrement net entre Couffy-sur-Sarsonne et Courteix (Figure 165). Ces nodules, de 5 mm à 1 cm (parfois légèrement plus), tendent à s'allonger selon une direction N 150. Il est toutefois délicat d'estimer le plongement du plan tant la texture planaire est fruste : celui-ci est très fortement penté. La roche conserve toutefois son aspect de granitoïde au sein duquel les plagioclases sont automorphes : la déformation est peu pénétrative.

8.7.3 Gneiss mylonitiques rubanés

Ils ont un aspect fortement schisteux présentant une foliation très biotitique moulant des lits grenus quartzo-feldspathiques de puissance pluri millimétrique. Les lits biotitiques ont une épaisseur millimétrique (3 ou 4 mm au maximum). Ils moulent de petits amas millimétriques irréguliers quartzo-feldspathiques et des porphyroclastes arrondis de plagioclase. Le litage est de plus en plus affecté par des plans de cisaillement dextres, frustes, qui lui sont obliques, à mesure que l'on se rapproche du cœur du cisaillement.

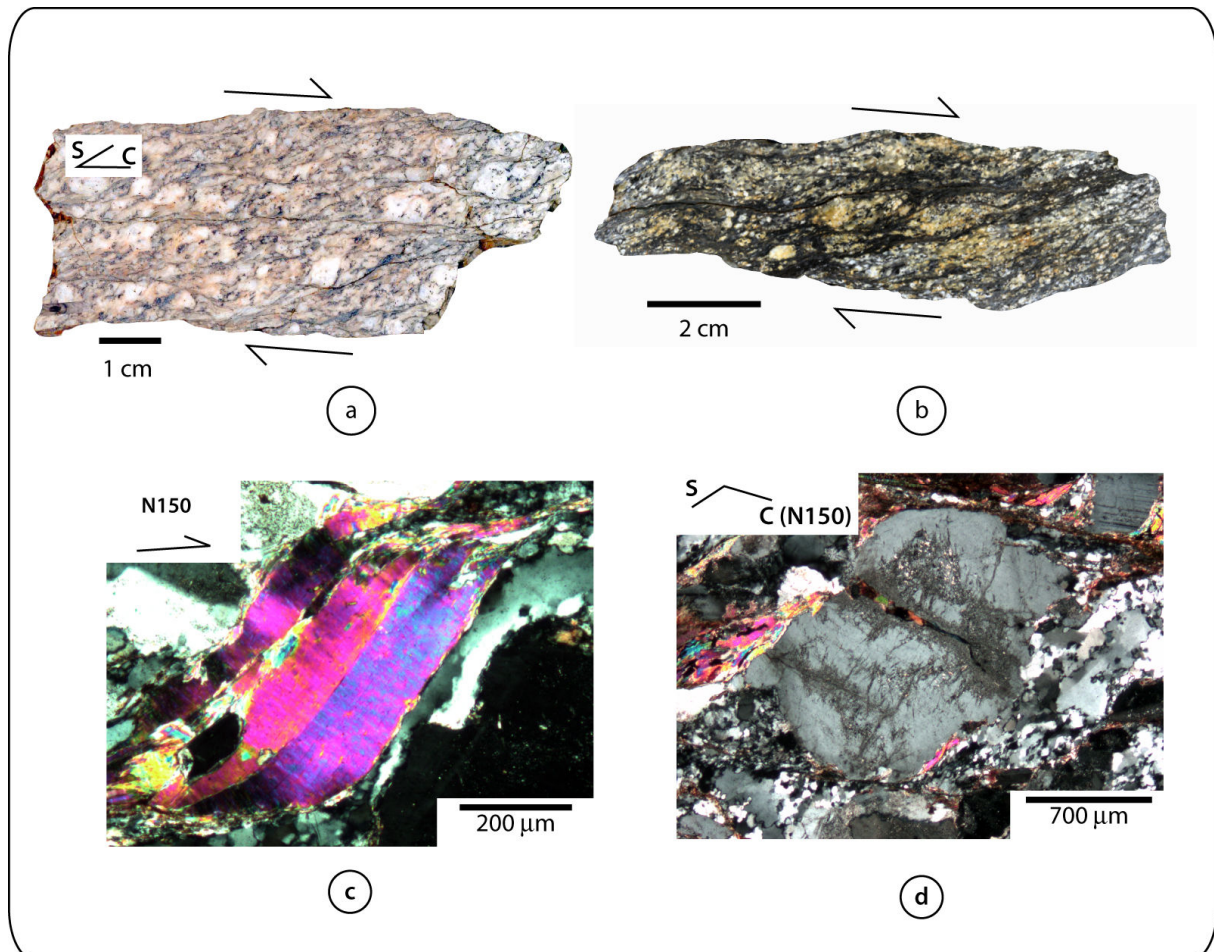


Figure 165 : aspect macroscopique et microtextures de la déformation dans la zone de cisaillement de la Courtine. a) granitoïde mylonitique de l'étang de Grattadour à la Courtine, b) gneiss mylonitique, c) micafish dextre de muscovite, d) porphyroclaste de FK indiquant une cinématique de déformation dextre

8.7.4 Micaschistes mylonitiques

Ils affleurent au cœur du cisaillement. Ils sont finement feuilletés, formés de feuilletés ou lits phylliteux millimétriques fortement cisailés et lustrés qui moulent des lentilles irrégulières d'épaisseur pluri millimétrique de matériel gneissique fin quartzo-feldspathique. Dans ces lentilles gneissiques le quartz est étiré et le plagioclase millimétrique est souvent arrondi, la biotite est peu abondante. Ces lentilles sont parfois très effilochées et disparaissent souvent : les feuilletés biotitiques moulant alors soit des amas quartzo-feldspathiques disloqués et irréguliers, soit des ocelles feldspathiques millimétriques isolées. Deux structures planaires sont souvent visibles obliques de 10 à 30° l'une par rapport à l'autre, découpant la roche en lentilles. Ces micaschistes mylonitiques passent

graduellement vers le nord ou le sud aux gneiss mylonitiques rubanés, avec des récurrences d'un faciès dans l'autre.

La paragenèse dominante anté à synchrone de la mylonitisation est à quartz, biotite, muscovite (parfois de grosse taille), sillimanite. Les clastes appartiennent à une paragenèse précoce à plagioclase (oligoclase), quartz, grenat, moulés par la foliation. Une évolution tardive se traduit par une destruction de la biotite (décolorée ou chloritisée et envahie d'oxydes) et par la séricitisation des plagioclases.

8.7.5 Données microstructurales

Les roches qui constituent la zone de cisaillement de la Courtine sont affectées d'un débit en amande du à deux structures planaires faiblement obliques, l'une est une foliation moulant les ocelles feldspathiques et les leucosomes dilacérés, reprise et cisailée en dextre par des plans de cisaillement portant des stries faiblement pentées vers le SE ou le NW (globalement subhorizontales). Ces plans de cisaillement dextres sont fortement pentés (Figure 164) et ont une orientation N130° à 150° ; la foliation qu'ils recoupent est verticale et d'orientation N110-130°. Ces plans de cisaillement portent des stries à pitch faiblement pentées en relation avec une déformation rotationnelle dextre de ces roches. Dans la zone de cisaillement de la Courtine, notamment vers Le Trucq, les plans de cisaillement portent une deuxième famille de stries à pitch fort, en relation avec un jeu vertical cassant de cette zone de cisaillement.

Ces structures de cisaillement sont replissées par quelques plis en chevrons ou des kinks dissymétriques, de taille décimétrique ou légèrement supérieure, à axes faiblement ou moyennement pentés de 5 à 25° vers le SE ou le NW et à plan axiaux pentés de 40 à 70° vers le SW. Ces derniers sont responsables de la dispersion des plans de cisaillement. La dissymétrie de ces plis suggère une cinématique inverse de la faille de la Courtine avec soulèvement de son compartiment Sud par rapport à son compartiment Nord. La deuxième famille de stries décrite ci avant pourrait être mise en relation avec cette déformation.

8.7.6 Les lames granitiques de la Zone de Cisaillement de la Courtine

Plusieurs massifs linéaires sont intrusifs dans les mylonites ductiles du Cisaillement de la Courtine. Ils se présentent en lames de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres de puissance. Ils s'organisent en deux lames polygranitiques principales : au nord la lame de Clairavaux – Lamazière-Haute ; au sud la lame de La Courtine (Figure 164).

Ces massifs sont polygranitiques, constitués de divers types pétrographiques dont : des granodiorites porphyroïdes à grain moyen à texture orientée à protomylonitique dans la lame de St-Quentin-la-Chabanne et la lame de La Courtine ; des monzogranites à tendance granodioritique à grain moyen constituant l'essentiel de la lame de Clairavaux - Lamazière-Haute et une partie la lame de la Courtine.

Les relations entre ces types pétrographiques sont mal définies faute de continuité d'affleurement, mais ils semblent imbriqués. Dans la carrière des Trois-Ponts on observe une disposition en rubans de puissance centimétrique à métrique, voire plurimétrique de différentes granodiorites (variant par leur teneur en biotite et la présence ou pas de phénocristaux) dans lesquels s'intercalent des monzogranites à tendance granodioritique et même des monzogranites. Cette disposition suggère que ces magmas se sont injectés en lames les uns après les autres dans les mylonites du cisaillement de la Courtine, qu'ils enclavent parfois et dont ils recoupent la foliation.

La granodiorite porphyroïde est de couleur bleu sombre, riche en biotite, elle présente un grain de 2 à 4 mm. Minéralogiquement, c'est une granodiorite. Le plagioclase est rarement porphyroïde. La

muscovite secondaire est occasionnelle et localisée dans les surfaces de cisaillement (Cartannaz, 2006, Rolin et al 2008).

Elle présente une fabrique magmatique fruste marquée par une orientation des biotites, des cristaux de feldspaths et parfois du quartz, qui évolue en une foliation tectonique marquée par l'orientation, l'étirement de plus en plus marqué des minéraux, notamment des cristaux de feldspaths et de quartz. La déformation plastique de ces minéraux atteste d'une déformation de la granodiorite à haute température (Gébelin, 2004). Cette foliation est généralement recoupée par des plans de cisaillement dextres qui confèrent à la roche une texture mylonitique (Figure 165). Localement, cette foliation est de plus en plus pénétrative et moule parfois de gros porphyroclastes feldspathiques centimétriques. Elle est accompagnée d'une fragmentation de plus en plus intense des biotites, d'une granulation et recristallisation du quartz, ainsi que d'une fragmentation des feldspaths ; cette fragmentation marquée des minéraux résulte de la poursuite de la déformation post-solidus.

L'attitude de la fabrique suit l'orientation du couloir de cisaillement. Elle est fortement pentée et de direction respectivement N150 et N130°.

8.7.7 Monzogranite à tendance granodioritique

C'est une roche sombre à plagioclase dominant sur le feldspath potassique et sa minéralogie est proche de celle d'une granodiorite (Cartannaz, 2006, Rolin et al. 2010). Sa texture est fréquemment porphyroïde et orientée.

Dans la lame de Clairavaux - Lamazière-Haute la roche n'est pas déformée ou très peu orientée, mais dans la lame de La Courtine elle est nettement déformée. Sa déformation (protomylonitique) est non co-axiale, elle se traduit par des structures de cisaillement dextre caractérisées par une foliation tectonique verticale recoupée par des plans de cisaillement N130° frustes. La différence de déformation de ce type pétrographique dans les lames granitiques indique le diachronisme de leur intrusion dans la zone de cisaillement de la Courtine : ainsi, certaines intrusions sont syn-cinématiques ; d'autres sont tardi à post cinématiques.

Dans la lame de la Courtine la déformation de la roche est similaire à celle de la Granodiorite et ne sera pas reprise. D'après les mesures des Orientations Préférentielles de Réseau (OPR) du quartz par la méthode EBSD, la mise en place du monzogranite de la lame de la Courtine est syntectonique (Gébelin, 2004). L'étude microstructurale des ultramylonites montre une réduction significative de la taille du grain (50 µm). Des rubans de quartz entièrement recristallisés présentent des grains allongés selon la foliation. De rares plagioclases arrondis et complètement séricitisés, présentent des queues de cristallisation dissymétriques conformes au sens de cisaillement dextre du cisaillement de la Courtine. Le fond entièrement broyé de l'ultramylonite est essentiellement composé de muscovite et chlorite (biotite chloritisée). Les mesures des orientations préférentielles de réseau (OPR) du quartz par la méthode EBSD, montrent que la température de la déformation se situe entre 700° et 400°C (Gébelin, 2004).

Données géochronologiques. Une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur population de muscovite synfoliale a été obtenue sur la granodiorite de St-Quentin-la-Chabanne (Gébelin, 2004). Les datations faites sur section polie par abrasion au laser sur les zones enrichies en micas blancs, peuvent être assimilées à un âge sur roche totale. L'histogramme de fréquence des âges ne montre aucun maximum significatif, les âges variant depuis 305 Ma à 367 Ma, avec toutefois un maximum entre 325 et 330 Ma. La grande variation des âges obtenus sur les ultramylonites de ces faciès pourrait refléter l'ensemble des déformations subies par ce granite depuis sa mise en place, ou des effets de la remobilisation de l'argon radiogénique depuis sa mise en place jusqu'aux derniers stades de mylonitisation.

Notons qu'un âge isochrone à 353 ± 6 Ma a été obtenu par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazite (A. Cocherie) sur la granodiorite syn-cinématique de Villatange, déformée par le

cisaillement dextre en bordure nord du Millevaches. Cet âge atteste du jeu du cisaillement nord-Millevaches-la Courtine durant le Tournaisien.

A partir de ces données sur monazite et muscovite un âge fini dévonien - tournaisien est retenu pour la mise en place de la granodiorite et un âge viséen supérieur pour son refroidissement (isotherme de fermeture du réseau de la muscovite vers 400°C).

8.7.8 Le cisaillement dextre symmétamorphe dans les gneiss de la Courtine

Le jeu cisailant de cette faille ductile affecte au nord les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite en contexte métamorphique (zone à biotite et sillimanite), au sud les anatexites de l'unité d'Ussel sont soit séparées de la zone déformée par une lame de granite, soit n'affleurent pas, de sorte que les relations entre le cisaillement et ces anatexites ne sont pas clairement définies. La déformation mylonitique des diatexites hétérogènes à nodules de cordiérite se traduit par l'alignement des amas biotitiques et leur étirement de plus en plus intense. Elle est accompagnée d'une réduction de la taille du grain dans d'étroites bandes, qui confèrent à la roche un aspect grossièrement folié. Vers le sud, cette réduction de la taille du grain et l'apparition de plans de cisaillement dextres, pénétratifs, qui recoupent le litage donnent à la roche une texture nettement mylonitique. L'attitude globalement horizontale de la linéation et des stries dans ces mylonites atteste d'un cisaillement sans composante verticale.

Les micaschistes mylonitiques représentent l'ultramylonitisation des gneiss mylonitiques rubanés. La déformation mylonitique est caractérisée par une diminution très importante de la taille du grain, de nombreuses structures sigma et des queues de recristallisation de part et d'autres des rares porphyroclastes ayant résisté à la déformation.

En divers endroits de la zone de cisaillement, des panneaux hectométriques de gneiss métatectiques ou de micaschistes non affectés d'une déformation mylonitique sont présents. C'est le cas au nord du Mas-d'Artiges (NW de la branche du cisaillement étudié ici) et à l'est d'Aix (Figure 164). Ces panneaux représentent des fragments de la série du Chavanon pincés entre plusieurs branches du cisaillement.

8.7.9 Les granites syn-cinématiques

La mise en place des granites de la lame de Lamazière-Haute est tardive au cisaillement car ils sont seulement légèrement orientés. Par contre dans la lame de la Courtine la plupart des granites sont mylonitiques. La mise en place de cette lame est postérieure au développement des ultramylonites rétro-morphiques qu'elle tangente et même qu'elle recoupe. Elle s'est mise en place vers la fin du fonctionnement du cisaillement de la Courtine, après la mylonitisation rétro-morphique que les datations de Gébelin (2004) situent vers le Tournaisien-Viséen inférieur (352 ± 5 Ma).

8.7.10 Reconstitution dynamique du fonctionnement de la zone de cisaillement de la Courtine

8.7.10.1 Jeux précoces de la zone de cisaillement

Le cisaillement de la Courtine appartient, avec la zone de cisaillement du nord Millevaches, à une longue structure de cisaillement qui borde le sud de l'unité de Guéret. Dans le secteur de la Courtine-nord Millevaches, la déformation débute peu après l'anatexie dans les séries d'Ussel et du Chavanon, en faciès amphibolite (zone à biotite-sillimanite). Au cours du temps, avec le refroidissement du bâti, la déformation se poursuit en faciès schistes verts et se localise dans d'étroites bandes d'ultramylonites.

De nombreux granites linéaires rattachés au complexe magmatique de Guéret se mettent en place le long de cette zone de cisaillement, comme par exemple les lames de la Courtine ou la lame de Villatange au nord du Millevaches.

Un âge U-Th-Pb (méthode chimique) sur monazite à 353 ± 6 Ma, obtenu sur le granite syn-cinématique de Villatange, atteste du fonctionnement du cisaillement dextre au Tournaisien. Ce cisaillement est post daté par l'intrusion du granite d'Aulon, non déformé, qui recoupe la zone de cisaillement en bordure NW du Millevaches. Ce granite est daté de la fin du Tournaisien par deux âges : 352 ± 5 Ma sur monazite (méthode chimique U-Th-Pb) et 351 ± 5 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Cartannaz et al., 2007). L'âge limite inférieur du fonctionnement du cisaillement est donné par l'âge des migmatites affectées, à savoir les diatexites hétérogènes à nodules de cordiérite datées aux alentours de 372 Ma (voir au chapitre géochronologie). **Le cisaillement majeur de la ZCNMLC se produit au Fameno-Tournaisien (360-350 Ma).**

8.7.10.2 Rejeux tardifs inverses de la zone de cisaillement

Les mylonites ont subi des déformations ultimes apparues lors d'un rejeu inverse de la faille de la Courtine. Ce rejeu se traduit par des petits plis en chevrons ou des kinks dissymétriques, de taille décimétrique ou légèrement supérieure, à axes faiblement ou moyennement pentés vers le SE de 10 à 40° et à plan axiaux pentés de 40 à 50° vers le SW.

Enfin, des brèches et cataclasites chloriteuses jalonnent la faille de la Courtine dans l'axe du couloir mylonitique de Clairavaux sur plus d'une dizaine de mètres de puissance.

8.8 La zone de cisaillement ductile de Saint-Gervais - l'Hermitage (décrochevauchement de Saint-Christine)

8.8.1 Présentation de l'accident

Cet accident constitue le prolongement septentrional de la zone de cisaillement de la Courtine à l'est du Sillon Houiller (Grolier & Letourneur, 1968). Il est relativement moins étudié que la zone de cisaillement de la Courtine.

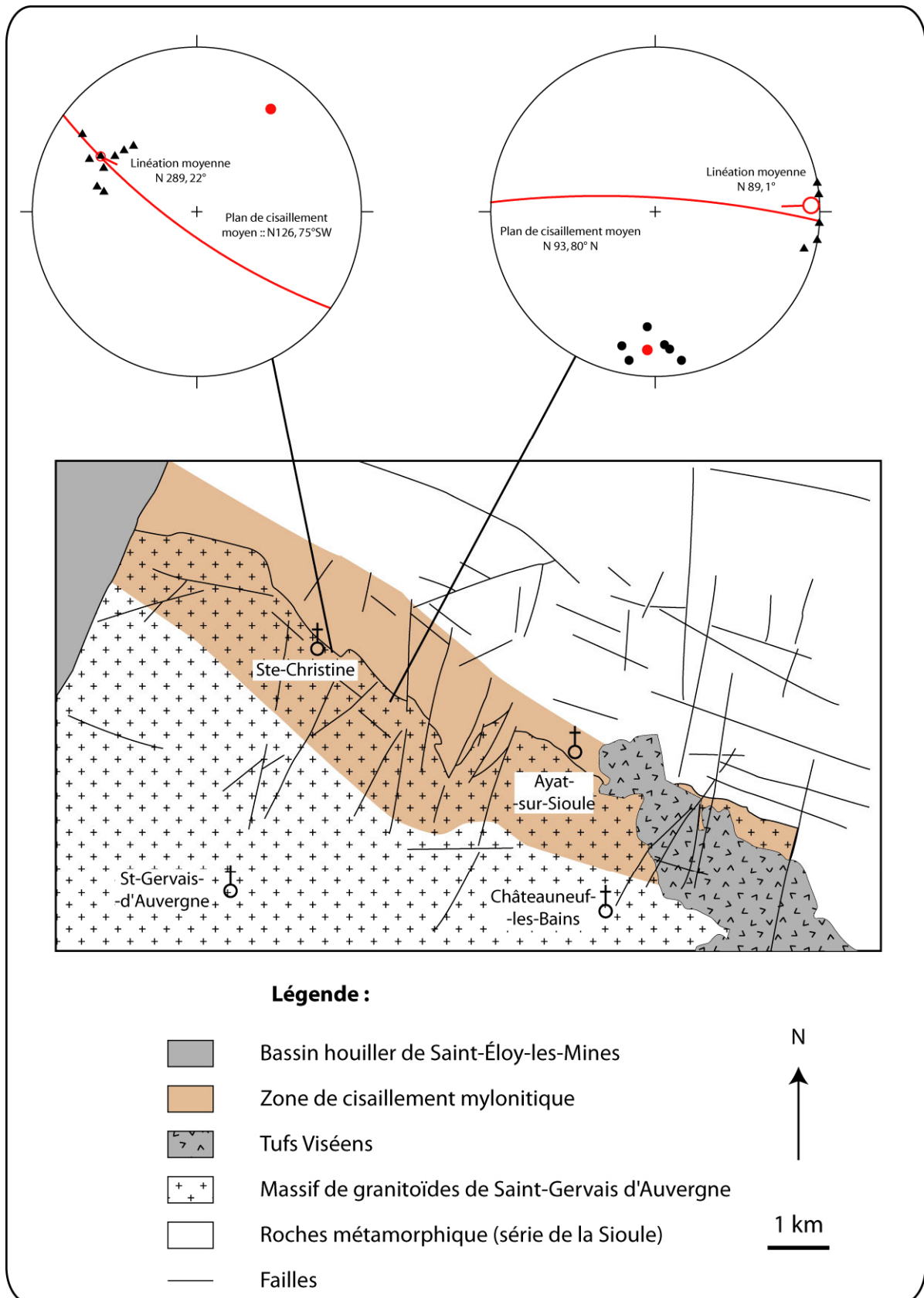


Figure 166 : carte géologique de la zone de cisaillement de Saint-Gervais-L'Hermitage/Sainte-Christine

C'est une zone mylonitique qui affecte le granite de Saint-Gervais-d'Auvergne sur sa bordure nord (Barbarin & Belin, 1982), ainsi que la série métamorphique de la Sioule, qu'il délimite, sur sa bordure sud. La largeur de la zone mylonitique est de l'ordre de 3 km de large dans les environs de Sainte-

Christine, où elle est orientée N120-140 (Figure 166). Elle est hachée par des failles d'orientation N 0 à N 20. Elle est scellée par les dépôts du Viséen supérieur à Châteauneuf-les-Bains, ce qui constitue l'argument principal pour dater son jeu (ces tufs ne sont pas datés en géochronologie). Un jeu cassant n'est pas à exclure car de nombreuses failles d'orientation voisine de la zone de cisaillement affectent tant le socle que la couverture de tufs Viséens.

Le granite de Saint-Gervais-d'Auvergne est classiquement interprété comme l'équivalent du granite d'Ussel à l'est du Sillon Houiller (Grolier & Letourneur, 1968). Il faut toutefois noter qu'à l'ouest du Sillon Houiller, le **granite d'Ussel n'est pas mylonitisé par le cisaillement de la Courtine**.

La zone d'affleurement de cet accident est très réduite dans la série de la Sioule, étant donné que les tufs Viséens couvrent une surface importante dans la région. Toutefois, la continuité est de celui-ci a été proposée par Barbarin et Belin (1982) dans le Forez (nord du granite de l'Hermitage).

Les caractéristiques pétrographiques de la déformation sont typiques d'une zone mylonitique et ne sont pas différentes de celles observées pour la zone de cisaillement de la Courtine, décrites ci-dessus : nous ne les reprendrons pas.

8.8.2 Géologie structurale. Conditions de la déformation

Nous avons pu effectuer des relevés structuraux sur 2 affleurements de granite mylonitique, à l'est de Sainte-Christine.

La déformation dans le granite de Saint-Gervais-d'Auvergne a été décrite par Barbarin et Belin (1982). On observe un gradient de déformation à mesure que l'on se rapproche du cœur de la zone de cisaillement, avec une déformation graduelle depuis des protomylonites vers des ultramylonites. Les plans C sont de plus en plus pénétratifs et tendent à se confondre avec les plans S. Toujours selon ces auteurs, la biotite est restée stable lors de la déformation, ce qui indique une mylonitisation dans le faciès amphibolite. Feybesse et Tegye (1987) proposent des conditions de température minimales de 500 à 600° sur la base de la recristallisation de biotite brune, de mica blanc, de microcline et également par la présence de myrmékites.

Immédiatement à l'est de Sainte-Christine (Figure 166), la déformation mylonitique est marquée par des plans de cisaillement C pénétratifs, d'orientation moyenne N126, 75° SW. Ils sont porteurs d'une linéation d'étirement pentée de 22° au N 289. Celle-ci atteste, pour ce secteur d'étude, d'un jeu à la fois décrochant et normal, faisant plonger le bloc sud-ouest vers le NW et faisant remonter le bloc NE vers le E.

Plus à l'est, en allant vers Ayat-sur-Sioule (Figure 166), la zone de cisaillement est légèrement réorientée selon une direction E-W, cette réorientation peut être causée par l'une des nombreuses failles subméridiennes qui découpent le massif. Le plan de cisaillement, très fortement penté vers le N, est porteur d'une linéation subhorizontale.

Notons que selon Feybesse et Tegye (1987), la zone de cisaillement de Sainte-Christine correspond à un décrochevauchement dextre, attesté par l'attitude de la déformation régionale au nord de l'accident. Les critères rotationnels présents dans les roches de la série de la Sioule dans ce secteur indiquent en effet un mouvement vers le SE. Toutefois, nos observations effectuées dans le granite mylonitique ne sont pas en faveur d'un mouvement décrochevauchant.

8.8.3 Géochronologie

Les formations volcaniques du Viséen supérieur constituent une borne supérieure au fonctionnement de ce grand accident décrochant. Faure et al. (2002) ont daté des biotites du granite de Saint-Gervais par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Celles-ci forment des porphyroclastes déformés le long des bandes de cisaillement. Les âges obtenus, sur 2 échantillons, ont livré des paliers à $336 \pm 1,6$ Ma et $337,6 \pm 1,6$ Ma. Ils confirment l'âge Viséen de la déformation mylonitique.

Chapitre 9
Synthèses, discussion et conclusions. Modèles.

“But more wonderful than the lore of old men and the lore of books is the secret lore of ocean [...] for ocean is more ancient than the mountains, and freighted with the memories and the dreams of Time.”

H.P. Lovecraft (1919)
The white ship

9.1 *Bref rappel des conceptions sur le Massif Central français*

Les différents modèles qui ont été rappelés dans la première partie de ce travail s'accordent sur une évolution polyphasée du métamorphisme et de la déformation (nous renvoyons le lecteur à cette partie pour les références). Le modèle le plus couramment retenu envisage une subduction vers le nord sous Armorica, accompagnée du développement d'un métamorphisme de HP HT au Silurien (événement D0). Des roches de haute pression étaient déjà connues dans la série de la Sioule (Grolier, 1971; Grolier et al., 1980a) ; des reliques de haute pression avaient aussi été décrites dans les migmatites du Chavanon (Martin, 1980a).

La collision continentale qui suit la subduction induit un empilement de nappes du nord vers le sud au cours du Dévonien inférieur. Ces nappes sont de plus en plus métamorphiques vers le sommet structural des séries : l'unité supérieure des gneiss, à reliques éclogitiques, surmonte l'unité inférieure des gneiss, moins métamorphique. L'ensemble surmonte un parautochtone essentiellement micaschisteux, réputé jusqu'ici peu métamorphique. L'inversion des séries métamorphiques qui nous intéressent ici résulterait de cet empilement.

Au Dévonien moyen-supérieur (Frasnien-Famennien, soit vers 375 Ma) la décompression adiabatique qui résulte de cet empilement produit une anatexie dans la partie haute de l'édifice de nappes, et est à l'origine des anatexites de type Aubusson que l'on trouve dans la région, et des métatexites sous jacentes (Chavanon, Ussel et Sioule).

Vers 360 Ma (Dévonien supérieur), l'évènement D2 est marqué par une anatexie associée à un cisaillement vers le NW. La signification de cet évènement n'est toujours pas bien comprise (Melleton et al., 2009)

Des intrusions de granitoïdes se mettent en place dans les nappes empilées peu après cette tectonique (cortège magmatique de Guéret, granites du Millevaches, granites d'Ussel et de Meymac...). Leur mise en place s'étale sur une très longue durée, de 360 Ma à 320 Ma (Cartannaz, 2006). Elle est contemporaine du jeu de grands décrochements dextres de direction N110-130° vers 360-350 Ma, dont la zone de cisaillement du Nord-Millevaches – la Courtine (Rolin et al. 2009) ainsi que du jeu de décrochements N20-40 dextres et senestres vers 340-300Ma (Cartannaz et al., 2007; Cartannaz et al., 2006a; Rolin & Colchen, 2001; Rolin et al., 2009).

9.2 *Rappel de la problématique à l'origine de ce travail et de quelques résultats obtenus*

Y a-t-il eu un ou deux épisodes de métamorphisme dans la région ?

La quantité sans cesse croissante des données géochronologiques sur le massif Central révèle la grande dispersion des âges du métamorphisme au sein des unités étudiées. L'objet de cette thèse était de réaliser une synthèse des données géochronologiques et de les mettre en cohérence avec les différents évènements tectonométamorphiques.

Quelle est la crédibilité de l'hypothèse d'une inversion de la série métamorphique du Chavanon et de la Sioule ?

On peut mettre en évidence une anatexie inverse, développée préférentiellement dans la partie sommitale, structurellement parlant, des séries étudiées.

Le modèle de nappes est-il entièrement valide dans la partie centrale du Massif Central ?

Compte-tenu des nombreuses incertitudes concernant l'attribution de séries définies localement aux unités UPA, UIG ou USG, il nous est apparu nécessaire de discuter de cette pertinence.

Quelle est la direction de transport des nappes ?

A l'échelle du massif Central, les directions de déplacement des grandes nappes sont localement contradictoires. Les indications de déplacements N-S ont été observées au sein des massifs supposés représenter d'anciennes ophiolites ; dans les autres secteurs (et notamment les séries étudiées dans ce mémoire) les directions des linéations sont variées.

Y-a-t'il eu un cisaillement gravitaire vers le SE dans les séries de la Sioule-Chavanon ?

Dès la présentation du contexte géologique, nous avons mis en évidence que le cisaillement vers le SE dans les séries de la Sioule et du Chavanon est scellé au Viséen supérieur. Il ne peut donc pas y avoir de cisaillement gravitaire du bloc de Guéret sur les séries de la Sioule et du Chavanon avant le jeu du Sillon Houiller.

9.3 Synthèse des données nouvelles acquises dans les séries du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel. Discussions

9.3.1 Synthèse des données sur le métamorphisme

Le bâti métamorphique du centre du Massif Central a subi une évolution métamorphique polyphasée, qui débute par un stade de haute pression, non quantifiée, suivie d'une évolution rétrograde. Le découpage en stades successifs est effectué ici par commodité, ces stades appartenant certainement à un continuum d'une évolution rétrograde du métamorphisme depuis un stade de granulitisation (M1), suivi d'une décompression avec développement d'une anatexie (M2), puis d'une fin d'évolution rétrograde dans le faciès amphibolite (M3). Un réchauffement tardif aurait induit un dernier métamorphisme de BP - BT (M4).

- **M1 : la granulitisation**

Les traces de ce métamorphisme de HP ont été observées soit sous forme de minéraux reliques dans les DGHC et les micaschistes, soit sous forme de masses de granulites reliques dans les gneiss métatectiques.

- Les minéraux reliques de HP dans les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite (Unité de Guéret)

Le Breton et al. (1986) décrivent de rares grenats relictuels renfermant un grain de corindon, un grain de staurotide et un grain de kyanite. Ces observations, très ponctuelles puisqu'elles ne concernent que des échantillons provenant de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson, suggèrent que le protolithe de ces DGHC a subi un métamorphisme de HP. Signalons également la présence de gneiss à spinelle en reliques au sein de ces diatexites.

- Les masses de granulites et d'éclogites reliques dans les gneiss métatectiques des unités du Chavanon et de la Sioule

Les traces de ce métamorphisme de haute pression ont été mises en évidence dans les gneiss métatectiques de la série du Chavanon ainsi que dans ceux de la série de la Sioule (Grolier, 1971;

Ravier & Chenevoy, 1979). Ces roches sont probablement des granulites résiduelles emballées dans les métatexites. Le métamorphisme a pu également atteindre le faciès éclogitique, avec la formation de granulites acides à grenat-kyanite dont les conditions de formation sont estimées à environ 20 kbar pour des températures de l'ordre de 1000° C.

- Les minéraux reliques de HP dans les micaschistes du Chavanon

La présence de reliques de kyanite complètement rétrotransformé en sillimanite, ainsi que les cœurs des grenats à abondantes exsolutions de phases titanées (ilménite principalement mais également rutile) suggèrent que ces micaschistes ont subi un métamorphisme de HP. Nous avons estimé la pression à au moins 6,5 kbar pour une température de l'ordre de 650°. Le trajet rétrograde débute dans le champ du kyanite pour ces roches. La paragenèse que l'on peut observer dans ces micaschistes témoigne de conditions de pression de 3-3.5 kbar pour des températures de 570-620°C.

- **M2 : décompression accompagnée d'une anatexie synchrone du développement d'une S1. Mise en évidence de mouvements de magma (« melt migration ») anatectique**

Suite à une baisse de pression, le bâti subit une évolution rétrograde dans les conditions métamorphiques de haute température - moyenne pression dans la zone à sillimanite : ce minéral est présent dans toutes les formations des séries. La décompression entraîne l'anatexie.

Il n'y a pas de contraste métamorphique évident entre les métatexites et les diatexites grenues à nodules de cordiérite. Les conditions métamorphiques sont sensiblement similaires de part et d'autre du contact entre ces roches, et de plus on peut observer des diatexites à nodules de cordiérite de manière disséminée au sein des autres migmatites.

Dans les micaschistes, nous avons relevé la présence d'inclusions que nous interprétons comme des reliques d'une phase anatectique grâce à la présence d'inclusions de nanogranite (Cesare et al., 2009). **Cette hypothèse restera à étayer à la suite de notre travail. Il semble de plus possible d'envisager des relations de type restite/magma entre les micaschistes et les migmatites. Ce modèle a été discuté au chapitre consacré à l'étude des différentes lithologies de l'unité paraautochtone (chapitre 3) ainsi qu'au chapitre consacré à l'étude géochimique de la série du Chavanon.**

- M3 : Evolution rétrograde en faciès amphibolitique du bâti, synchrone du développement de la foliation S2

La foliation S1 syn anatexie est transposée dans la foliation S2 des micaschistes, synchrone du métamorphisme amphibolitique, l'évolution rétrograde dans le faciès amphibolitique nous paraît donc soit être plus tardive que l'évolution anatectique, soit continuer bien après l'anatexie.

Les micaschistes se développent à la base de la pile lithologique dans le faciès amphibolite, d'abord dans le champ de stabilité de la sillimanite, puis dans celui de l'andalousite lors de la fin du trajet rétrograde. Il y apparaît alors une paragenèse principale à quartz + plagioclase + mica noir + mica blanc, grenat, sillimanite (fibrolite). La fin du trajet rétrograde est contrainte par l'apparition de l'andalousite et de la chlorite. Cette évolution rétrograde est contemporaine du développement de la foliation S2. La transposition de la foliation S1 (syn anatexie) par cette S2 (syn faciès amphibolite) atteste que le faciès amphibolite se développe à la base de la pile lithologique après l'anatexie. La fin du trajet rétrograde est similaire dans les séries du Chavanon et de la Sioule.

- M4 : Existence de l'évènement thermique à 300 Ma dans les micaschistes ?

Des occurrences de biotite ceinturant une génération précédente de biotite chloritisée dans les micaschistes du Chavanon suggèrent qu'un réchauffement a affecté la base de ce bâti postérieurement à la fin du trajet rétrograde qui a été décrit ci-dessus. Cette génération est sécante sur la foliation

régionale, néanmoins, nous ne disposons pas de suffisamment de mesures pour estimer s'il existe une orientation préférentielle de ces surcroissances de biotite dans ces micaschistes.

9.3.2 Synthèse des données géochronologiques

- Age de l'anatexie syn S1 dans les gneiss

Les DGHC ont fait l'objet de trois datations récentes (Cartannaz et al., 2008; Rolin et al., 2006) qui permettent de situer l'anatexie responsable de leur formation sur la période 379-363 Ma (Dévonien moyen-supérieur). L'anatexie est datée dans les cordiérites de Ribieras à 362 ± 6 Ma. Un âge sur monazite à 349 ± 4 Ma et sur zircon à 339 ± 3 Ma a été obtenu sur la diatexite de la Cellette, dans la partie inférieure des gneiss du Chavanon.

Si l'étalement des âges de l'anatexie est significatif (nous n'avons que peu de datations) il traduit une anatexie de plus en plus jeune vers la base de la pile lithologique : 379-363 Ma au sommet de l'édifice, dans les DGHC ; 370-360 dans la partie haute des gneiss métatectiques ; 350-340 Ma dans les diatexites de la Cellette qui affleurent jusque très bas dans l'unité des gneiss.

Ces derniers âges, jeunes, suggèrent que l'anatexie dans la partie basse des métatexites s'est poursuivie pendant le développement du métamorphisme de faciès amphibolite dans les micaschistes du Chavanon daté vers 350 Ma.

- Age de l'évolution rétrograde de la base des séries métamorphiques dans le faciès amphibolite

La quantité d'âges désormais disponible sur la formation des micaschistes de la Sioule et du Chavanon permet de dater la fin de cet épisode amphibolitique entre 352 et 332 Ma. Le premier constat est que les âges disponibles dans le Chavanon sont plus anciens de 20 Ma que ceux de la Sioule : les datations sur biotite et amphibole dans le Chavanon attestent des âges autour de 353 Ma ($350,7 +3,5/-4,5$ Ma par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) sur amphibole de l'amphibolite de Pradelles (voir au chapitre 3); $352 \pm$ Ma (Ar/Ar) sur biotite dans les micaschistes) ; alors que dans la Sioule, les âges Ar/Ar sur biotite et muscovite des micaschistes de la Sioule sont bien groupés autour de 332 Ma (Faure et al., 2002). Ces auteurs ont obtenu sur des muscovites : 333 ± 2 Ma, sur des biotites 334 ± 2 Ma, rappelons également les âges obtenus par Schulz sur monazite : 327 ± 12 Ma et 333 ± 18 Ma.

Cette différence d'âge de métamorphisme entre les unités traduit un refroidissement plus tardif des micaschistes dans la Sioule que dans le Chavanon. Sans évidence d'un deuxième métamorphisme de faciès amphibolitique dans la Sioule il paraît plus logique d'admettre que le refroidissement a été plus lent dans la Sioule que dans le Chavanon. Ceci pourrait signifier que le socle à l'ouest du SH s'est soulevé plus rapidement que le socle à l'est, et s'est par conséquent refroidi plus tôt. Une alternative est de penser que le flux thermique du volcanisme Viséen, intense dans ces régions, aurait permis une réouverture des biotites et des muscovites. Toutefois, ceci explique difficilement les âges obtenus sur monazite, quoique les âges à 327 ± 12 Ma et 333 ± 18 Ma ne sont pas significativement différents des âges aux alentours de 350 Ma obtenus dans la série du Chavanon.

Notons également que des âges sur monazite aux alentours de 360 Ma ont été récemment obtenus dans la série de la Sioule (M. Faure, communication orale), ce qui indiquerait que l'âge de structuration des 2 séries n'est pas foncièrement différent.

- Age du réchauffement métamorphique tardif à la base des séries métamorphiques

Nous avons mis en évidence la surcroissance de biotite autour de la chlorite. Ce fait a déjà été signalé par ailleurs dans le Haut-Allier (Van Hinsberg et al., 2007), ces auteurs l'interprètent comme lié à des circulations de fluides hydrothermaux à proximité des grandes failles. Les micaschistes du Chavanon

étant situés à proximité du Sillon Houiller, nous pouvons penser que cette grande faille a guidé un flux thermique anormal dans le socle, sachant que les bassins houillers du Sillon Houiller présentent des taux de houillification anormaux (Copard et al., 2000).

9.3.3 Synthèse des données structurales

- La phase D0

La déformation associée au métamorphisme de haute pression dans les séries étudiées est mal calée, que ce soit temporellement (aucune donnée géochronologique) ou structuralement (absence d'affleurements permettant d'étudier ces roches dans leur contexte).

- La phase D1

La première déformation enregistrée dans la région se produit en contexte anatectique (vers 370 - 350 Ma), elle se traduit par une foliation S1 fortement redressée voire verticale, de direction fréquemment NW-SE, qui est la structure principale des gneiss métatectiques. On la retrouve transposée dans les micaschistes.

Dans les gneiss métatectiques, les imbrications de diatexites (soit à nodules de cordiérite, soit du type diatexites de la Cellette) sont fréquentes. Ces diatexites forment parfois de véritables massifs individualisables cartographiquement. **Du fait de ces imbrications de migmatites la limite entre les diatexites (DGHC) et les métatexites apparaît donc bien moins tranchée sur le terrain que les représentations ne le montrent.**

En descendant vers la base des gneiss métatectiques, la foliation S1 est transposée par une schistosité S2 subhorizontale, d'abord fruste, puis de plus en plus fine qui passe à la foliation S2 des micaschistes.

- La phase D2

Lors de la phase D2 la foliation S1 des gneiss métatectiques est plissotée par une crénulation Lc2 et plissée par des petits plis P2 ouverts à moyennement fermés et anisopaques, et dont la direction est dispersée entre N90° à N150, en moyenne 140° (dans toutes les séries étudiées). Les plans axiaux de ces plis sont faiblement pentés.

Dans la partie inférieure des formations métatectiques, ces plis P2 sont de plus en plus fermés et une schistosité S2 de plan axial apparaît graduellement : la S1 est alors fortement transposée par la schistosité S2 sub horizontale, plan axial des plis P2.

La foliation S2 est très pénétrative dans les micaschistes (Figure 167), elle résulterait de la cristallisation de minéraux selon un plan de foliation plan axial des P2 définis ci-dessus. Elle porte une linéation minérale Lm2 très marquée, d'orientation moyenne NW-SE. C'est une linéation d'alignement des minéraux. Peu de données permettent toutefois de discuter de son origine : direction d'étirement des roches ou bien direction de transport à proximité d'un cisaillement ? Les structures rotationnelles étant rares, souvent ambiguës et surtout, **tantôt vers le SE, tantôt vers le NW**, incitent à interpréter la linéation comme une **linéation d'étirement et non comme une linéation liée à un transport.**

Les plis P2 synschisteux (syn S2) des micaschistes et de la partie basale des métatexites sont très anisopaques et isoclinaux. Leurs axes s'orientent globalement selon une direction NW-SE dans la série du Chavanon et N-S dans la série de la Sioule.

- Le cisaillement de la Courtine, ses relations avec la phase D2

Le jeu cisailant dextre ductile de cet accident se traduit par la création d'un large couloir de mylonites de faciès amphibolite dans la série du Chavanon au nord (diatexites à nodules de cordiérite et migmatites diverses), les diatexites de Sornac au sud.

Des lames de granites tardives à post cisaillement intrusives dans ce couloir de déformation ont soit subi une déformation péri-solidus (granites de la lame de Clairavaux - Lamazière-Haute), soit mylonitisées (granites de la lame de la Courtine). Leur mise en place a été interprétée comme étant tardive à la mylonitisation rétro-morphique que les datations de Gévelin (2004) situent vers le Tournaisien-Viséen inférieur (352 ± 5 Ma).

Les données géochronologiques sur la fin du métamorphisme dans la zone de cisaillement de la Courtine (352 ± 5 Ma, Gévelin, 2004), la fin du jeu ductile du cisaillement du Nord-Millevaches – la Courtine (post-daté par l'intrusion du granite d'Aulon à 351 ± 5 Ma, Cartannaz et al., 2006) et sur la fin du métamorphisme syn S2 dans les micaschistes du Chavanon (autour de 352Ma, Gévelin, 2004, et ce travail) suggèrent que **le jeu ductile dextre syn métamorphique de la zone de cisaillement de la Courtine est contemporain de la structuration S2 des micaschistes, et se rapporte à la phase D2.**

- Le jeu du chevauchement de Savennes

Le chevauchement de Savennes est jalonné par une zone mylonitique, qui occupe une large zone à l'ouest de St-Etienne-au-Clos. Ces mylonites, caractérisées par une linéation NW-SE associée à des critères rotationnels vers le SE sont développées dans la partie sommitale des micaschistes du Chavanon ainsi qu'à la base de l'intrusion du granite. Elles réorientent la foliation S2 des micaschistes du Chavanon. La mylonitisation s'effectue en faciès schistes verts. **L'âge de cette intrusion est de 336 ± 3 Ma (Zr) ; sa structuration selon l'axe de raccourcissement Z de direction NNE-SSW pour le Viséen moyen (Rolin et al., 2009) est cohérente avec l'emplacement de la lame de Savennes de manière synchrone au jeu du Sillon Houiller. Nous avons détaillé le jeu de cet accident au chapitre 7 ; la cinématique vers le S-SE des unités à l'ouest de cet accident sont cohérentes avec un jeu en décrochement sénestre. Notons toutefois que la vaste fourchette d'âges disponible sur le granite de Savennes, et notamment les âges hérités sur monazite aux alentours de 359 ± 7 Ma permettent d'envisager que cette zone de cisaillement plat était active avant 336 Ma sans que l'on puisse lui fixer de borne inférieure précise.**

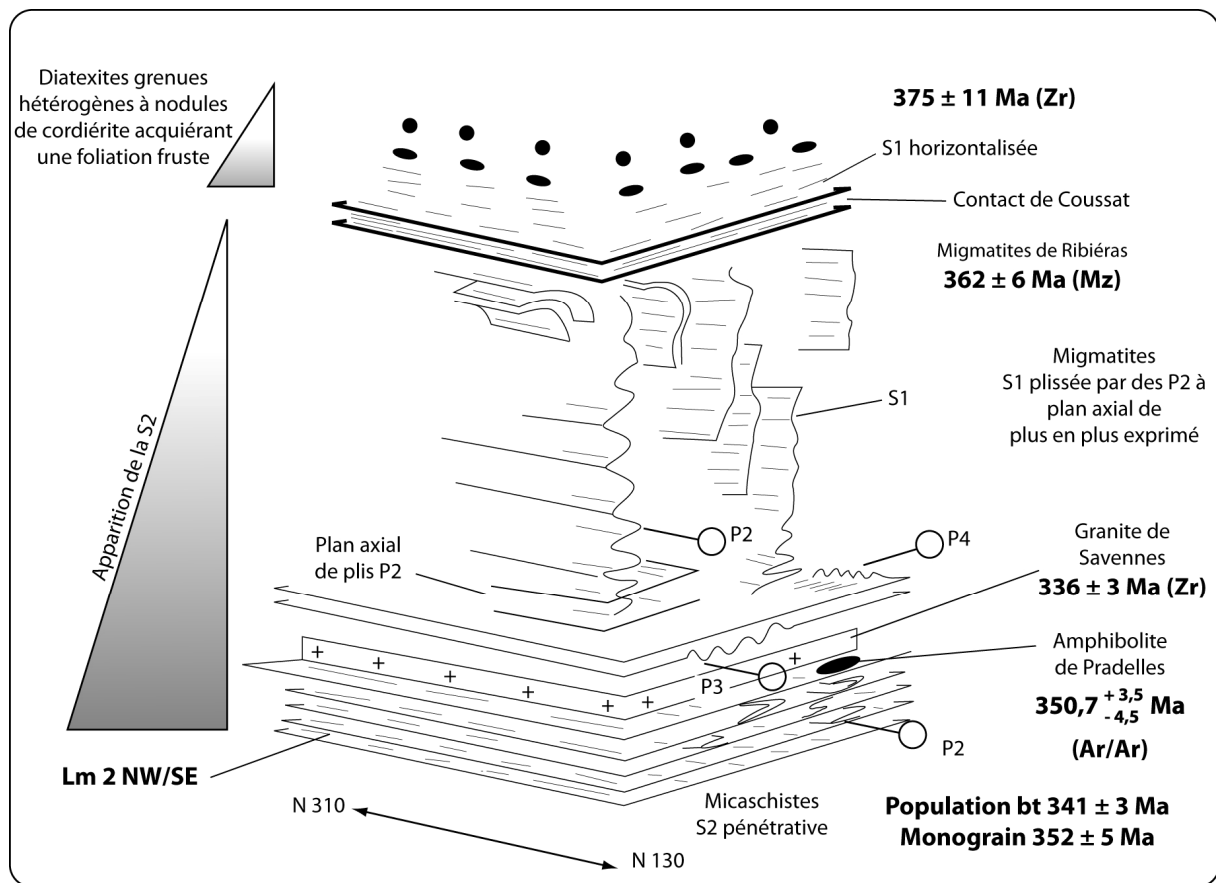


Figure 167 : synthèse structurale conceptuelle des déformations et géochronologie associée

- Le jeu majeur du Sillon Houiller

Nous avons mis en évidence que cet accident majeur du Massif Central est scellé au Viséen supérieur par les tufs du bassin de Pontaurum à 325 ± 3 Ma et par l'intrusion du granite de Messeix à 326 ± 4 Ma. Le jeu majeur du Sillon Houiller, séparant les 2 séries métamorphiques (Sioule et Chavanon), est acquis à cette période. Son jeu ultérieur, guidant les bassins houillers, est révélé par la présence de brèche dans le socle métamorphique traversé par cette faille.

- Les phases D3 et D4

Aucun élément permettant d'établir une chronologie relative n'a pu être observé, la coupure entre ces 2 phases de déformation est donc arbitraire.

Lors de la phase D3 la foliation S2 des micaschistes et des gneiss métatectiques est plissotée par une crénulation droite Lc3 et plissée par des petits plis droits P3 ouverts ou en chevrons. Les axes de cette crénulation et plis sont peu pentés et leur direction moyenne varie suivant les séries entre N110-120° (Chavanon-Ussel) à N140-165° (Sioule). Cette direction est sensiblement homoaxiale des structures D2 (P2 et Lc2 : N90-140°). Ces structures sont difficiles à distinguer dans les métatexités en l'absence d'une S2 clairement exprimée. Cette phase peut être liée au jeu du Sillon Houiller en croûte moyenne à supérieure selon un axe Z de raccourcissement d'orientation NNE-SSE (Rolin et al., 2009).

La phase D4, dernière phase mise en évidence, se traduit par des plis P4 en chevron et une crénulation Lc4 de direction moyenne N30 uniquement mise en évidence dans les micaschistes du Chavanon.

9.4 Discussion des différents modèles de structuration pour les séries étudiées

9.4.1 Le modèle du flanc inverse de pli couché

Ce modèle (Figure 168) prévalait dans les années 1950 jusqu'aux années 1970. Il fait appel à des conceptions du métamorphisme aujourd'hui abandonnées, à savoir la zonéographie (Jung & Roques, 1936, 1952).

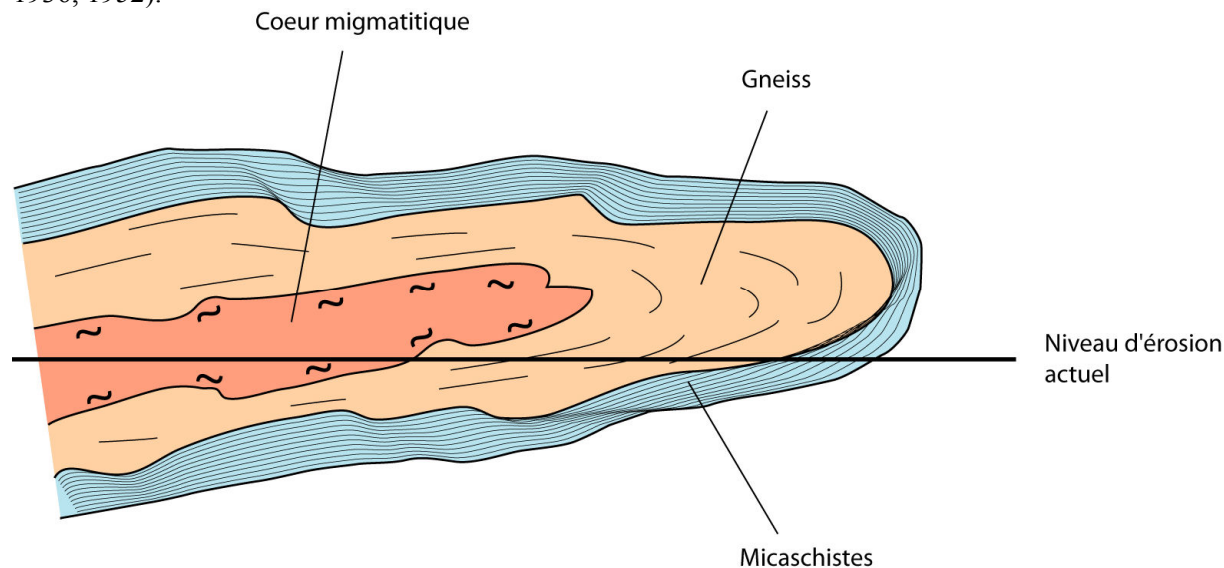


Figure 168 : modèle de structuration selon le flanc inverse d'un pli couché

Ce concept divisait les roches métamorphiques en zones, elles-mêmes subdivisées. Il a fortement influencé la réalisation de certaines cartes géologiques, et notamment celle de Gannat (Grolier et al., 1980a), sur laquelle repose toute l'interprétation en nappes de la série de la Sioule. Sur le terrain, les « couches » plissées sont des unités métamorphiques aux contenus lithologiques très variés, comme nous l'avons présenté dans ce mémoire. Une coupe géologique de la série de la Sioule illustre les relations entre les différentes zones (Figure 169).

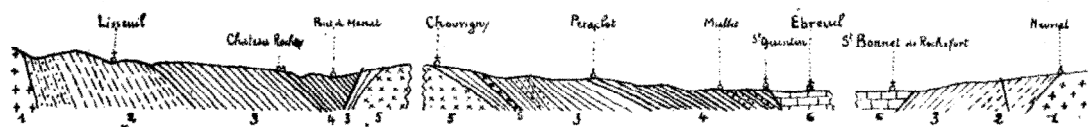


FIG. 2. — Coupe des ectinites le long de la vallée de la Sioule : 1. Granite normal ; 2. Micaschistes inférieurs ; 3. Gneiss supérieurs ; 4. Gneiss inférieurs ; 5. Microgranite ; 6. Oligocène.

Figure 169 : coupe zonéographique de la série de la Sioule (Richard, 1938)

Cette interprétation « stratigraphique » du métamorphisme est, d'une certaine manière, assez proche des modèles de Schulmann et al. (2008) qui proposent des modèles découpant la croûte en « strates » métamorphiques, de plus, ce modèle en pli couché est relativement proche par certains aspects des modèles d'extrusion par poinçonnement proposés dans le massif de Bohême (Schulmann et al., 2005; Schulmann et al., 2008).

Ce modèle présente un certain nombre de similitudes avec le modèle d'extrusion par poinçonnement que nous proposerons ci-dessous, mais il souffre toutefois d'un certain nombre d'incohérences avec les données disponibles sur les séries :

- Il n'explique pas les sauts de métamorphisme qui peuvent exister sous la forme de boudins reliques de haute pression,
- Les données géochronologiques et structurales disponibles montrent une évolution polycyclique.
-

9.4.2 Le modèle himalayen du « fer à repasser »

Ce modèle (Figure 170) a été proposé dans le Massif Central (Bouchez & Jover, 1986; Mattauer & Etchecopar, 1976) avant le modèle de nappes décrit ci-dessous.

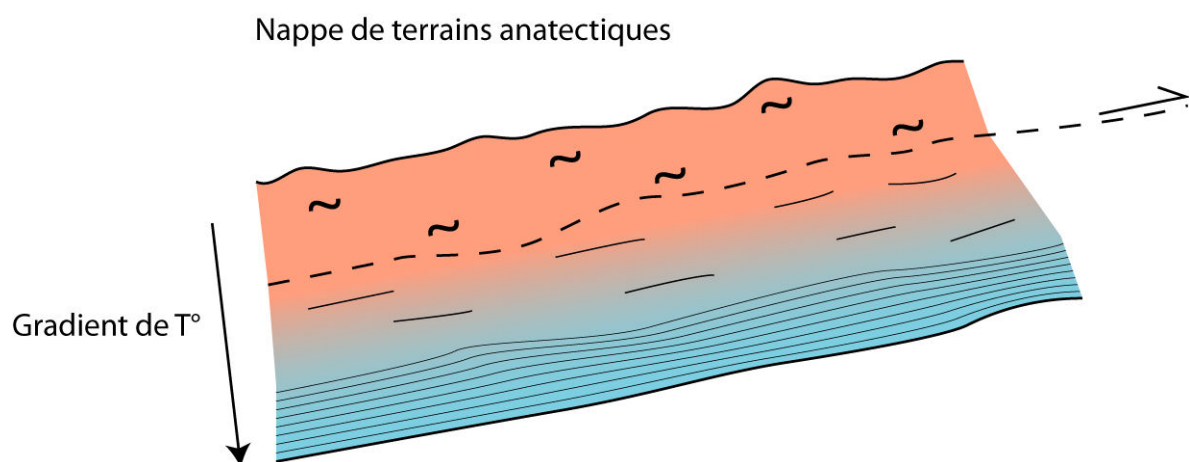


Figure 170 : modèle himalayen du « fer à repasser »

Adopté par Martin (1980) dans la série du Chavanon, ce modèle a rapidement été abandonné. Il n'est pourtant pas si éloigné des modèles de type « channel flow » que nous développerons ci-dessous, et qui, bien que controversés, sont à l'heure actuelle largement évoqués dans les terrains métamorphiques.

Ce modèle présente l'avantage d'expliquer une structuration « continue », c'est-à-dire que le charriage d'une unité de terrain anatectique induit un métamorphisme inverse sans saut.

Les nouvelles données disponibles sur la série du Chavanon (et par extension dans les séries de la Sioule et d'Ussel) ne sont pas en accord avec ce modèle :

- Les données géochronologiques mettent en avant une structuration polyphasée des séries avec un écart d'environ 30 Ma entre l'âge de l'anatexie et les âges de refroidissement enregistrés par les amphiboles et les micas. Une alternative est de penser que le socle est resté durant 30 Ma environ en contexte métamorphique amphibolitique postérieurement à sa structuration,
- L'étude structurale révèle une phase de déformation syn-anatexie caractérisée par une foliation fortement pentée qui n'est pas présente dans ce modèle,
- Ce modèle n'explique pas les forts contrastes lithologiques présents dans les séries (boudins de toutes tailles de roches d'origine et à métamorphisme variées).

Toutefois, le déplacement « en masse » d'un ensemble de terrains partiellement voire presque totalement fondus (cas des diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite) reste un modèle intéressant et plausible, que nous discuterons ci-dessous.

9.4.3 Le modèle de nappes : discussion de ce modèle au sein du Massif Central s.s.

L'historique des études ayant mené à l'adoption de ce concept est retracé au chapitre 1. Ce modèle présente l'avantage de pouvoir être étendu à l'échelle du Massif Central (Figure 171). Il permet d'expliquer la juxtaposition de terrains à métamorphisme décroissant du haut vers le bas.

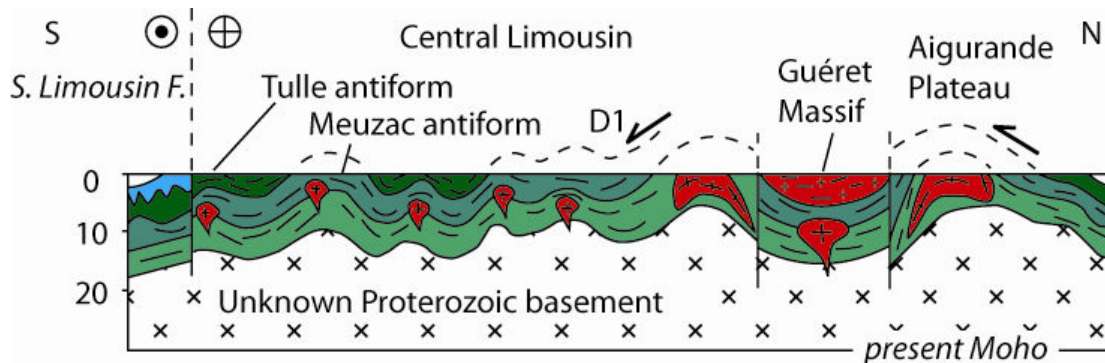


Figure 171 d'après Faure et al. (2009) : coupe géologique à l'échelle du Massif Central illustrant le modèle de nappes

Nous avons détaillé dans ce mémoire un certain nombre de problèmes inhérents à ce modèle dans les séries du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel :

- Les diatexites hétérogènes à nodules de cordiérite, généralement (mais pas systématiquement) rattachées à l'unité supérieure des gneiss, s'observent sur le terrain en imbrications cartographiques au sein des séries. Le contact est diffus et semble résulter de limites de fusion partielle ; quand il est brutal (série d'Ussel) il semble faillé,
- Sur le terrain, on passe d'une unité à l'autre sans observer de couloir de mylonite ou de zone de restructuration majeure, **on observe en revanche une déformation diffuse dans la masse des séries plutôt que dans des zones localisées : ce point est discuté ci-dessous**,
- Dans les séries étudiées, il n'existe pas de réel saut de métamorphisme d'une unité à l'autre puisqu'elles sont affectées dans leur ensemble par un métamorphisme de faciès amphibolite. Il existe en revanche des reliques de granulites (voire d'éclogites) sous la forme de boudins décamétriques voire hectométriques, intercalés au sein des séries. Ce sont ces sauts de métamorphisme qui sont les plus prononcés, 2 interprétations peuvent être proposées : un mélange tectonique ou une différence de rétro-morphose (voir par exemple une discussion sur cette problématique dans l'unité de Gföhl au sein de la zone Moldanubienne en Autriche dans Cooke & O'brien, 2001),
- L'étude structurale des séries met en avant plusieurs phases de déformation : une phase syn-anatexie caractérisée par une foliation fortement pentée, suivie par le développement d'une foliation peu pentée. Cette succession des déformations est visible dans chacune des grandes unités,
- De nombreuses contradictions existent entre les travaux « locaux » et les grandes synthèses régionales. Ceci est particulièrement flagrant entre le Limousin où Girardeau et al. (1986) proposent une cinématique d'empilement des nappes du nord vers le sud, et la série de la Sioule ou Feybesse & Tegye (1987) proposent un empilement du sud-est vers le nord-ouest (voire de l'est vers l'ouest).

Une caractéristique importante du modèle de nappes, qui pose un problème majeur, est l'absence de saut de métamorphisme net de part et d'autre des « contacts » (qui ne sont jamais visibles sur le terrain dans les séries étudiées ici) : les sauts de métamorphisme concernent des boudins de roches de haut grade emballées dans une matrice à métamorphisme de faciès amphibolitique. D'autre part, la structuration est commune à chaque unité.

- **Si un empilement de nappes s'est produit, il s'est effectué durant le métamorphisme de faciès granulitique (stade M0), les traces ont été oblitérées par le métamorphisme M1 dans le faciès amphibolite,**
- **L'autre alternative est l'absence de nappes, une structuration polyphasée devra alors être proposée pour expliquer l'inversion du métamorphisme.**

9.4.4 Discussion élargie : nappes, channel flow et géodynamique

Cette synthèse est directement inspirée de l'article de Williams & Jiang (2005) qui fait un point critique sur les problèmes inhérents au modèle de nappes dans les terrains métamorphiques de haut grade (voir également Williams et al., 2006). De ce fait, nous renvoyons le lecteur vers cet article et les références qu'il contient. De nombreux points, développés au paragraphe précédent (déformation répartie et non localisée, ambiguïté des critères rotationnels...) rejoignent des observations de terrain que nous avons pu effectuer dans les séries présentées dans ce mémoire.

Les terrains affectés par un haut degré de métamorphisme « régional » (ce qui est le cas du Massif Central) sont généralement caractérisés par une foliation plate à faiblement pentée (sauf dans les secteurs ou des structures ultérieures la reprennent) et par une déformation non coaxiale. Notons que la généralisation des foliations planes est en général interprétée comme une preuve de l'extension post-orogénique (voir par exemple Sandiford, 1989) mais cette interprétation est controversée (Dirks et al., 1997).

Sur une vaste échelle, ces terrains peuvent être séparés en nappes sur la base de leur contenu lithostratigraphique et/ou leur degré métamorphique, ainsi que par la présence de zones localisées au sein desquelles la déformation est forte. Celles-ci sont généralement parallèles à la foliation régionale et interprétées comme des chevauchements.

Les nappes cristallines sont généralement très fines. Ainsi, dans les Calédonides de Scandinavie, on peut mettre en évidence 4 nappes principales et des nappes secondaires multiples, pour une épaisseur globale de 3 à 7 km et une surface de 250 x 250 km : les « nappes » sont donc très fines en regard de leur aire. **Dans le massif Central** (Figure 171), cette géométrie est similaire puisque l'édifice de nappes est constitué d'unités d'environ 5 Km d'épaisseur chacune, empilées sur une distance de plusieurs centaines de kilomètres.

Les structures en nappes ont été inspirées par le modèle de « thrust and fold belt » que l'on peut observer (entre autres) dans les Rocheuses. Le problème est que la déformation n'est pas seulement localisée à l'interface entre chaque unité mais affecte l'ensemble (c'est-à-dire le cœur) de celles-ci. De plus, **il n'y a pas de variation d'intensité de la déformation de part et d'autre des « nappes ».** **Ce modèle semble donc inapproprié pour des terrains de haut degré métamorphique** (Williams et al., 2006).

Williams et Jiang (2005 et références incluses) mettent en avant que la cartographie détaillée du dôme de Thor-Odin, Monashee Complex, Cordillère du sud du Canada (Spark, 2001), **ne révèle pas de discontinuité majeure mais au contraire des failles fragiles, tardives.**

Le « channel flow » est caractérisé par un flux de matière visqueuse, canalisée entre 2 interfaces rigides (Godin et al., 2006). Les roches « chaudes » de base de croûte sont des preuves de flux dans la croûte inférieure (Williams & Jiang, 2005). **Plus précisément, ces roches ont une rhéologie ductile, et donc peu compétente, à l'échelle de la chaîne.**

- Le « channel flow » permet d'expliquer un déplacement en « tunnel » de matériel chaud au travers de roches plus froides,

- Le « detachment flow » peut quant à lui expliquer le déplacement de roches chaudes depuis le cœur de l'orogène vers ses marges froides. Il s'initie entre-autres lors de l'effondrement post-orogénique et peut prendre le relais du « channel flow ».

Ces modèles peuvent résulter en un extrême diachronisme des structures qui sont au final groupées.

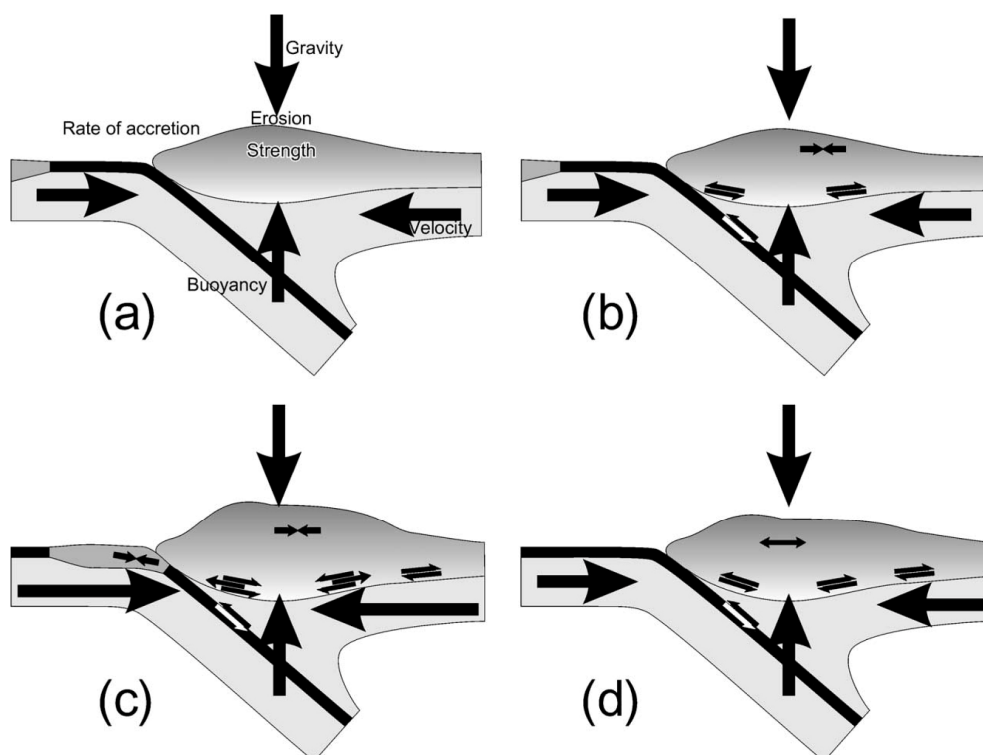


Figure 172 d'après Williams & Jiang (2005) : contextes géodynamiques pour le "flow" en base de croûte

Au cours de l'évolution de l'orogène, le « crustal flow » peut se développer de différentes manières, dépendant des facteurs qui vont directement influencer la géométrie de la chaîne (Figure 172-a). L'érosion, ou un flux mantellique dirigé vers le bas, ainsi qu'un épaissement crustal localisé, va générer un cisaillement de type « detachment shear » en base de croûte (Figure 172-b). L'augmentation de la vitesse de convergence, ainsi que la mise en jeu de matériel crustal (stade de collision), résulte en un épaissement crustal (Figure 172-c) dont la base est affaiblie thermiquement. Le « detachment flow » initié en (b) se transforme en « channel flow ». Enfin (Figure 172-d), la diminution de la vitesse de convergence, ainsi que la diminution de la mise en jeu du matériel crustal, résultent en un effondrement de l'orogène et le « channel flow » se transforme en « detachment flow ». **Ces modèles peuvent s'appliquer au cours de la phase D2 durant laquelle le matériel ayant fondu en D1 (§ 9.3.3), étant donc très peu résistant rhéologiquement, peut fluer.**

Pour Williams & Jiang (2005), les unités cristallophylliennes de haut grade (HGNA : high grade nappe association) correspondent à des zones de cisaillement d'échelle crustale, pouvant évoluer vers des structures de type « channel flow ». Ces auteurs mettent en avant des incohérences dans un modèle faisant intervenir de grands déplacements tangentiels le long de zones de déformation localisées ; ces incohérences sont similaires à celles que l'on peut mettre en évidence au sein des séries étudiées dans ce mémoire :

- Le métamorphisme des séries étudiées se caractérise par une foliation peu pentée,
- Les unités interprétées classiquement en nappes couvrent une aire importante en regard de leur épaisseur (plusieurs dizaines de Km² pour une épaisseur de quelques kilomètres au plus),

- Dans les séries étudiées dans ce mémoire il n'a pas été observé de contact net entre « unités » métamorphiques différentes, en revanche, celles-ci sont déformées de manière diffuse dans leur masse ; les « contacts » sur le terrain sont souvent cassants.

9.4.5 Les similitudes entre le Massif Central et les « hot orogens »

Les orogènes Précambriennes présentent des caractéristiques qui rendent leur compréhension malaisée : soit elles sont interprétées en analogie avec les modèles actuels de tectonique des plaques (Cawood et al., 2006), soit en mouvements relatifs latéraux (transcurrents et/ou transpressifs) et verticaux (sagduction) de blocs (Chardon et al., 2009). L'existence d'un style de déformation homogène sur de vastes domaines mid- et infra-crustaux (présence de foliations plates et de foliations fortement pentées synchrones) est à l'origine du concept d'orogènes « chaudes », par opposition à des orogènes « froides » dans lesquelles la lithosphère rigide se déforme selon des chaînes de montagnes étroites (Chardon & Jayananda, 2008). On peut établir une classification des types d'orogènes, allant d'un pôle « ultra-hot orogen » à un pôle « cold orogen » (Chardon et al., 2009).

Dans le cas du raccourcissement de lithosphères rhéologiquement faibles car chaudes, la déformation sera distribuée alors que si celles-ci sont rigides, la déformation sera localisée le long d'accidents majeurs (Gapais et al., 2009).

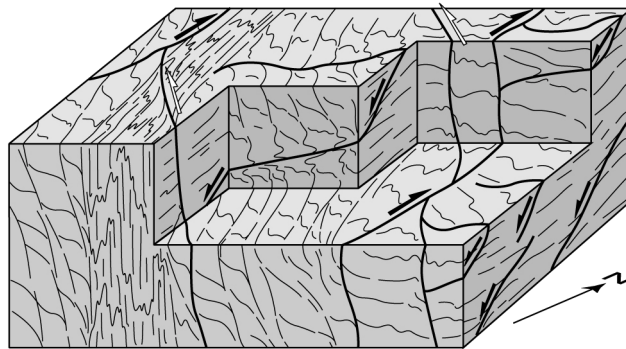


Figure 173 d'après Chardon et Jayananda (2008) : attitude des foliations verticales et horizontales contemporaines dans le cas d'un « hot orogen ». Le bloc diagramme est à l'échelle de l'affleurement

Dans le craton de Dharwar (Inde), Chardon & Jayananda (2008) mettent en avant la contemporanéité des fabriques planaires verticales et horizontales (Figure 173), plus particulièrement les néosomes : selon ces auteurs, **c'est la preuve que les structures verticales et horizontales ont pu être activées de manière contemporaine.**

On peut donc envisager l'existence de grands déplacements tangentiels, synchrones de grands décrochements, sans contacts marqués sur le terrain. Ceux-ci résultent d'une forte déformation cisailante en base de croûte, marquée par un fluage (« flow ») qui peut être localement canalisé (« channel flow »).

Dans les séries étudiées dans ce mémoire, on peut mettre en avant des similitudes avec les points évoqués ci-dessus :

- Les migmatites sont des terrains aux rhéologies peu résistantes (Arzi, 1978; Vigneresse et al., 1996) et peuvent accommoder la déformation de manière diffuse plutôt que de manière localisée, elles fluent sur une vaste échelle (Vanderhaeghe & Teyssier, 2001). Ceci semble possible dans les séries du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel, caractérisées par un fort développement de l'anatexie,

- Les foliations peu pentées qui caractérisent les séries étudiées dans ce mémoire sont subcontemporaines du jeu des grands cisaillements crustaux, plus particulièrement du cisaillement de la Courtine (§ 9.3.3).

9.5 Vers de nouveaux modèles pour le Massif Central. Apports de la modélisation (analogique et numérique)

Nous avons mis en évidence une succession de déformations au sein des unités qui va bien au-delà de celle d'un simple empilement de nappes au Dévonien. Le modèle de nappes doit donc être rediscuté dans le cadre des séries étudiées dans ce mémoire, cette discussion sera étendue à l'échelle du Massif Central.

Les points discutés ci-dessus, ainsi que les conclusions provisoires sur les mouvements de migmatites au sein des séries étudiées dans ce mémoire, nous amènent à réfléchir sur l'élaboration d'un modèle géodynamique prenant en compte ces observations.

Le sommet des séries étudiées correspond à des terrains diatectiques pouvant représenter la « zone magmatique » de Vanderhaeghe (2009), c'est-à-dire une zone de collecte des liquides silicatés issus de l'anatexie (Figure 174).

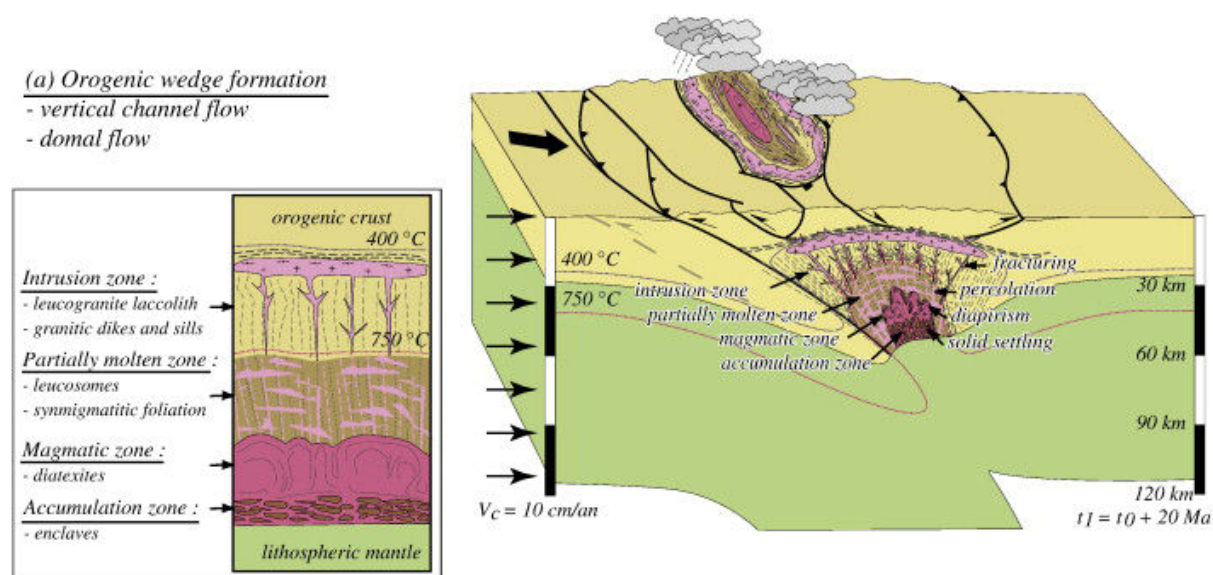


Figure 174 d'après Vanderhaeghe (2009) : cadre structural de l'anatexie et relations entre les différents types de migmatites

Ce modèle prévoit des mouvements en masse de liquides silicatés, depuis les migmatites jusqu'aux intrusions de granitoïdes dans la « zone d'intrusion », située à des niveaux structuraux plus élevés. La fusion partielle génère des résidus de fusion qui restent *in situ* dans la zone d'accumulation. Nous avons discuté au chapitre 5 (géochimie de la série du Chavanon) le lien éventuel entre les migmatites de la série du Chavanon et les micaschistes. Toutefois, les contraintes géochronologiques disponibles ne sont pas en accord avec un tel modèle. **Il semble toutefois nécessaire d'invoquer des mouvements à grande échelle de liquides silicatés issus de la fusion partielle, ce qui est confirmé sur le terrain par l'abondance des diatexites.**

L'évolution métamorphique (§ 9.3.1), les données géochronologiques (§ 9.3.2) et structurales (§ 9.3.3) permettent de suggérer le schéma suivant (Figure 175) :

- Un stade M1 de haute pression sur lequel nous ne pouvons pas préciser de cinématique ni d'ellipsoïde de contraintes. Aucune donnée géochronologique n'est disponible sur ce stade dans les séries étudiées,
- Un stade M2 caractérisé par une anatexie aux alentours de 375 Ma. Les leucosomes sont subverticaux, leur orientation se ventile suivant les secteurs E-W, NW-SE. Ils sont assez rarement préservés dans cette configuration car repris par les déformations ultérieures. L'anatexie affecte l'ensemble de la pile métamorphique mais est nettement plus développée dans sa partie sommitale, ce qui peut s'expliquer de 2 manières : 1) la fusion partielle est facilitée dans ce secteur car la décompression est plus poussée qu'à la base de l'édifice, 2) la partie sommitale des séries joue le rôle de « zone magmatique » (voir ci-dessus et Figure 174). Les âges décroissants de l'anatexie du sommet vers le milieu de la série incitent à retenir un continuum anatectique dans un contexte de décompression lors de la remontée progressive du bâti,
- Un stade M3 marqué par le développement d'un métamorphisme en faciès amphibolite avec une polarité normale, à savoir que la base des séries est complètement reprise par ce métamorphisme, qui apparaît progressivement, et permet donc d'expliquer le passage graduel depuis des migmatites et des roches de haute pression vers des micaschistes issus de la rétromorphose totale de roches préalablement métamorphisées au stade M1. L'apparition de la muscovite synchrone du développement de la foliation S2 horizontale peut s'effectuer grâce à l'apport de fluides générés lors d'une anatexie plus profonde, révélée par la présence de diatexites nettement sécantes aux structures préexistantes (cas de la diatexite de la Cellette mais également des leucosomes post S2 dans la partie sommitale de la série du Chavanon). Ce stade M3 est daté aux alentours de 350 Ma,
- Un stade M4, pénécemporain du stade M3, au cours duquel de grands décrochements, comme par exemple le cisaillement de la Courtine, affectent le socle structuré au cours des événements précédents. Les datations montrent que les zones de cisaillement fonctionnent très peu de temps après le stade M3.

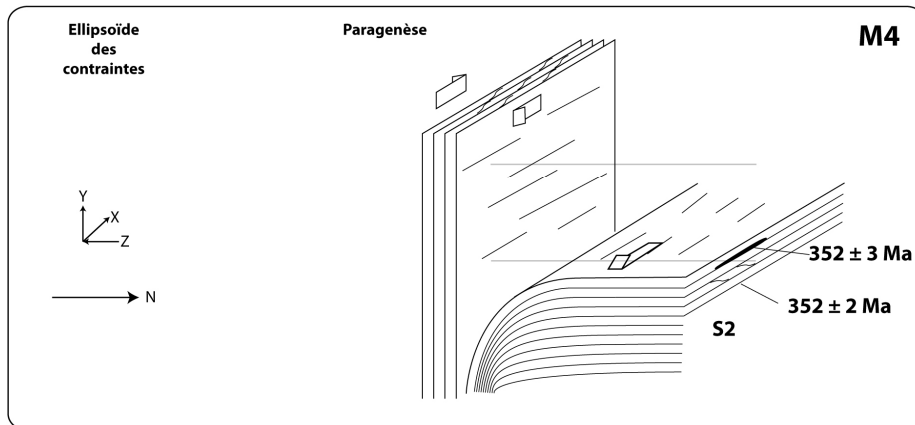
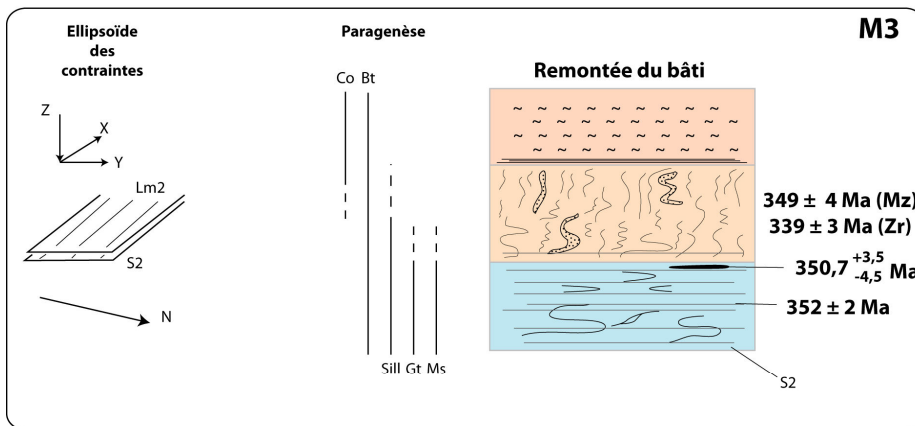
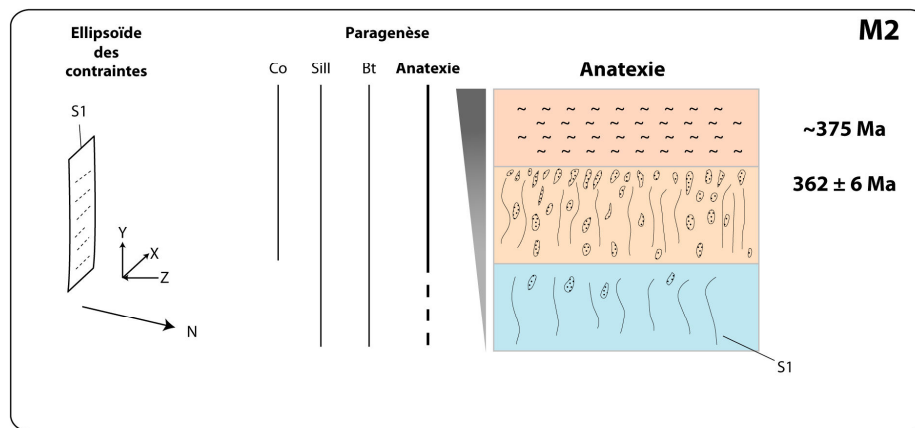
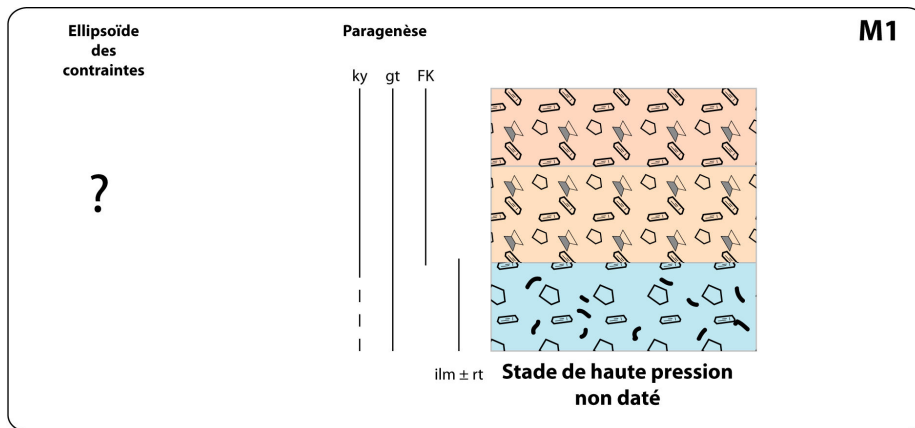


Figure 175 : synthèse conceptuelle de la succession des déformations et des métamorphismes associés

La modélisation numérique a permis de comprendre des phénomènes géodynamiques sur de vastes échelles, elle s'est beaucoup développée ces dernières années (Beaumont et al., 2006; Gerya, 2002; Gerya & Stöckhert, 2006) et tend à être intégrée aux modèles conceptuels. Elle permet, couplée à la géothermobarométrie et à la géochronologie, d'obtenir des modèles semi-quantitatifs sur les déplacements d'unités (Schulmann et al., 2008; Stipská et al., 2004). Elle permet de plus un raisonnement à l'échelle de l'orogène (Figure 176) en modélisant le comportement de la croûte (inférieure et supérieure) et du manteau au niveau d'une zone de subduction de croûte océanique (Gerya & Stöckhert, 2006).

Elle prévoit un « méga-mélange » de roches d'origine tant supra-crustales que basi-crustales, mantelliques ainsi que les roches issues de la croûte subductée.

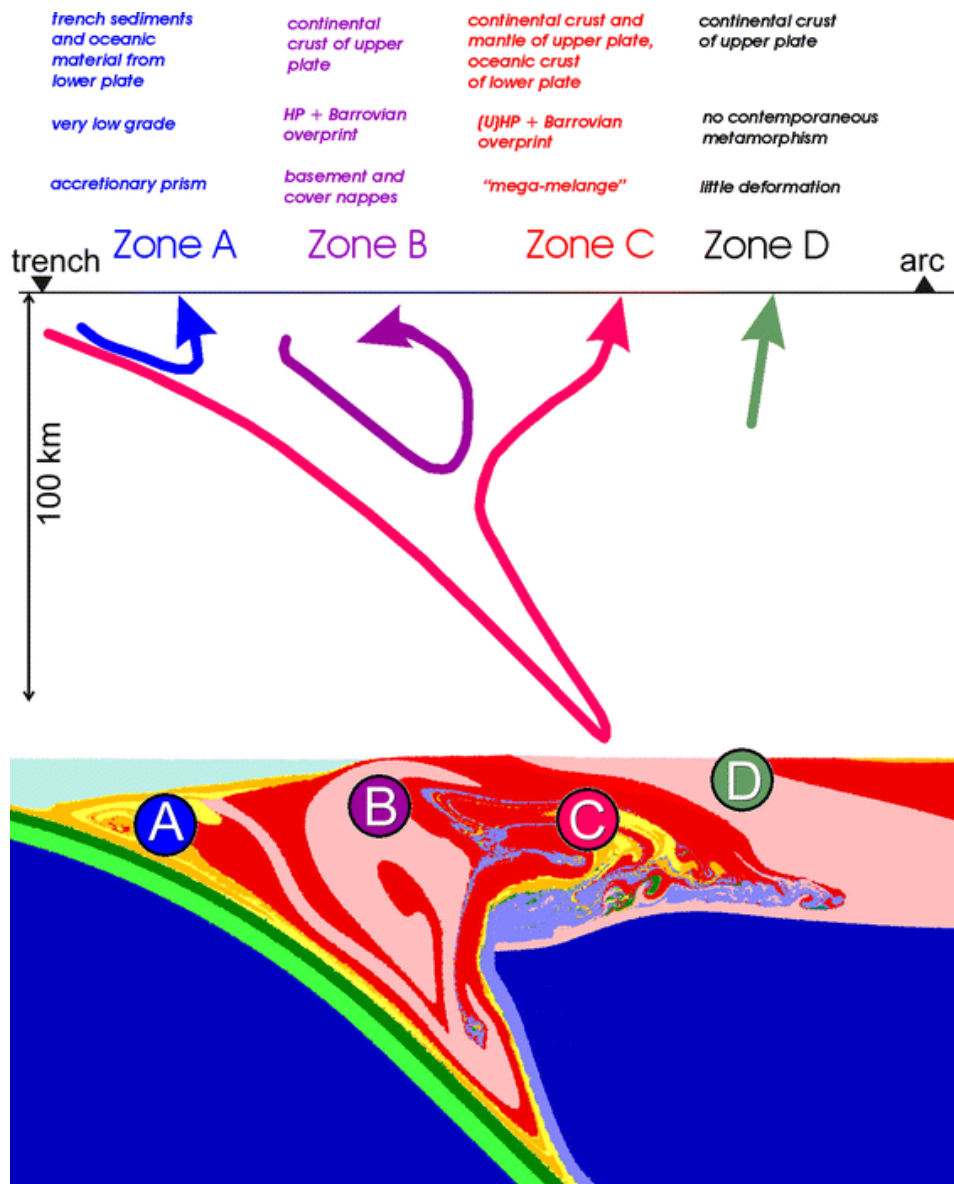


Figure 176 (Gerya & Stöckhert, 2006) : résultats de la modélisation numérique au niveau d'une zone de subduction d'une croûte océanique

Toutefois, l'intégration d'un tel modèle dans le cadre du massif Central reste purement spéculative et pose un certain nombre de problèmes, en particulier la distance à la fosse et la géométrie du plan de Benioff.

La modélisation analogique (Figure 177) permet également de proposer des modèles intéressants. Des couches de viscosités différentes, situées sous une couche de sable représentant la croûte supérieure cassante, sont placées entre 2 pistons rigides.

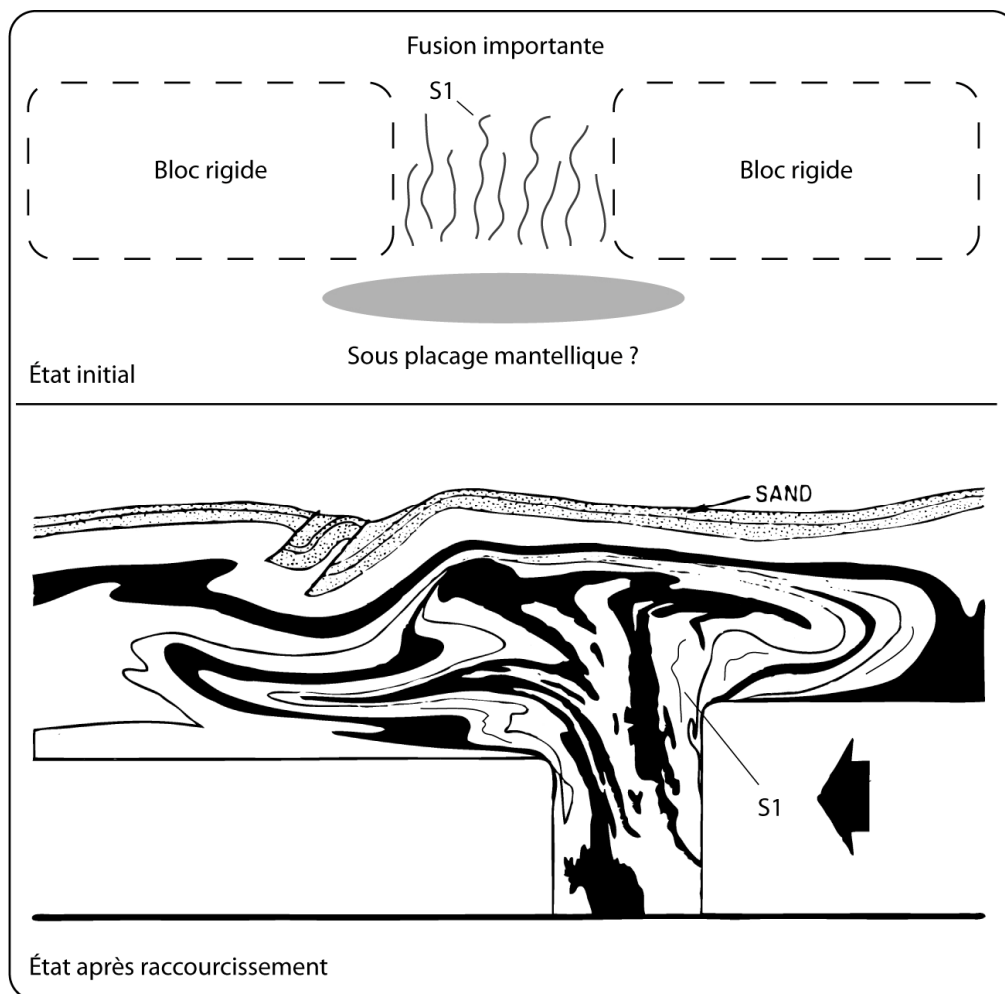


Figure 177 : modélisation analogique de l'extrusion par poinçonnement (Merle, 1990)

Il en résulte un dôme à aspect de champignon, dont le cœur est caractérisé par le développement de structures extrusives verticales (en l'occurrence S1). **Par analogie avec cette modélisation, nous proposons que les structures de phase D1 (leucosomes fortement pentés) prennent place dans ce contexte (Figure 178).** Cette extrusion participe à l'exhumation de matériel de base de croûte (granulites). De plus la fusion partielle facilite les transferts de matière à grande échelle (voir au chapitre 4 les généralités sur les migmatites). **Le mélange des lithologies aux métamorphismes contrastés s'effectue à ce moment là.**

Dans le modèle analogique présenté ci-dessus (Figure 177), l'extrusion est rendue possible par la compression entre 2 blocs rigides. Géodynamiquement, ceci peut correspondre à une compression entre le Limousin au sud et au nord, soit le plateau d'Aigurande, soit les unités situées au nord de celui-ci de l'autre côté de l'accident sud du Bassin de Paris (Lorenz & Lorenz, 1983; Lorenz & Millon, 1990).

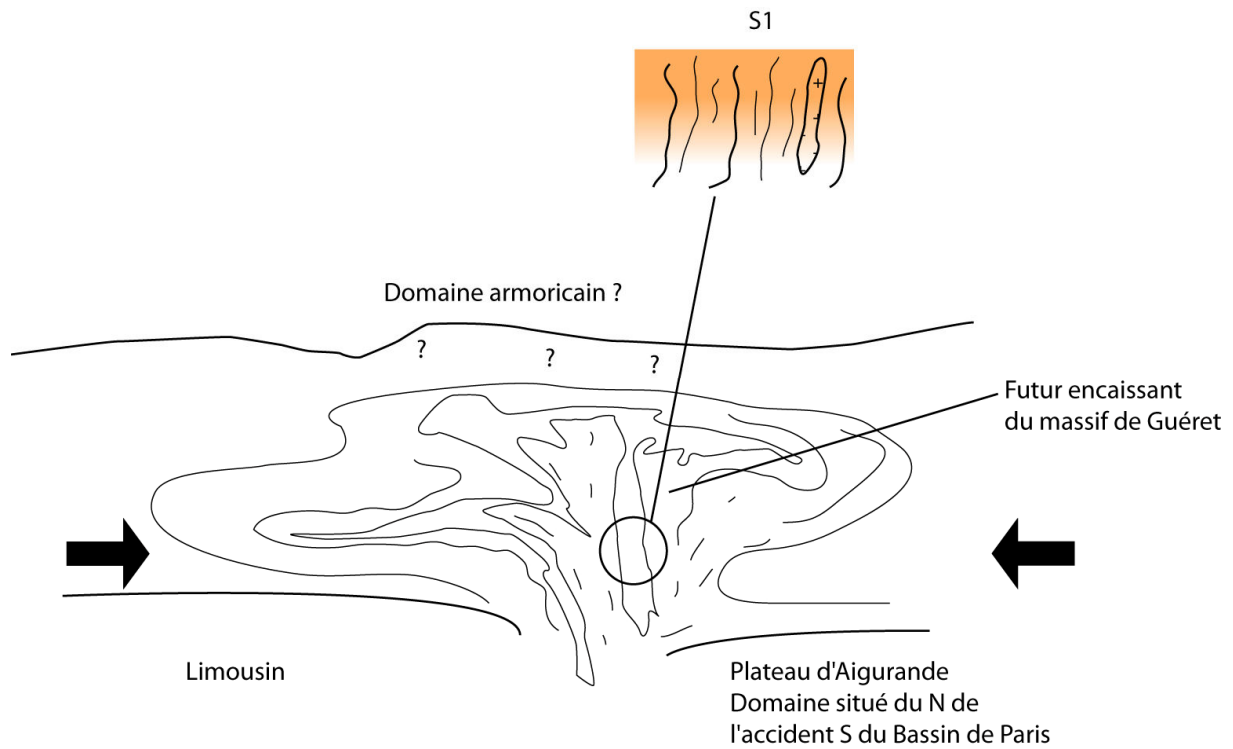


Figure 178 : dôme extrusif à cœur caractérisé par une foliation métatectonique fortement pentée

Les grands décrochements crustaux affectent ce bâti (Figure 179), et, dans notre modèle, ne participent pas à l'exhumation. La présence de terrains migmatitiques, qui ont une rhéologie très ductile, permet l'initiation de ces grands accidents. Un jeu contemporain des zones de cisaillement et des foliations horizontales S2 n'est pas à exclure (Chardon & Jayananda, 2008), il permettrait ainsi d'expliquer la prédominance de la linéation NW-SE.

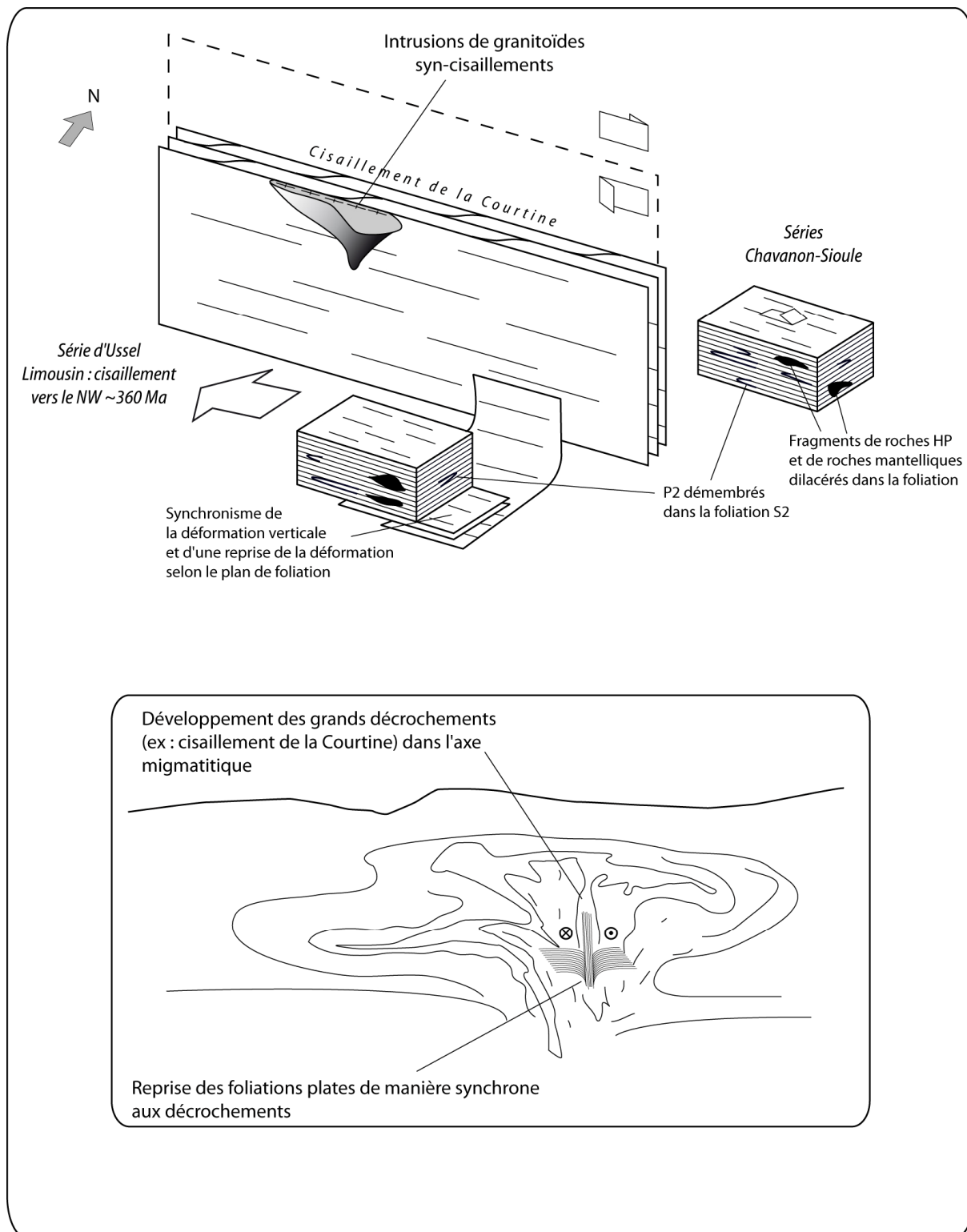


Figure 179 : lien entre les grands décrochements et la reprise de la foliation lors de l'épisode D2

9.6 Conclusion générale

Les séries du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel résultent d'une structuration polyphasée qui s'est étalé de 375 Ma environ (en l'absence de datations des évènements de haute pression nous ne pouvons pas poser de borne inférieure) à 350 Ma.

Le premier épisode structurant conservé dans la série se caractérise par une foliation fortement pentée en contexte anatectique, dans un contexte d'extrusion par poinçonnement.

Le second épisode est caractérisé par le développement de grands décrochements qui affectent le socle précédemment structuré ; ces décrochements se produisent dans l'axe migmatitique du dôme extrusif.

Ce modèle permet d'expliquer le passage progressif observé sur le terrain entre les unités, et notamment l'apparition progressive de la foliation S2 dans les micaschistes (Chavanon et Sioule) et l'absence de zone de déformation localisée.

Les implications de ce modèle rejoignent les conclusions de Keppie et al. (2010) qui proposent une extrusion des roches de haute pression au travers de la plaque Gondwaniennne. Il ne fait pas intervenir de domaine océanique au sein du massif Central, on peut toutefois envisager l'ouverture de bassins arrière-arc qui donneront naissance à des cortèges ophiolitiques plus ou moins complets. Keppie et al. (2010) argumentent leur modèle sur la base des faunes Gondwaniennes du Dévonien (Robardet, 2003) qui sont similaires de part et d'autre de la suture de « l'océan du Massif Central ».

Partant de ces conclusions, qui portent sur 3 séries situées en plein cœur du Massif Central, il semble nécessaire d'étendre la discussion à l'ensemble du Massif.

Références

- Acosta-Vigil, A., Cesare, B., London, D., Morgan Vi, G.B. (2007) Microstructures and composition of melt inclusions in a crustal anatectic environment, represented by metapelitic enclaves within El Hoyazo dacites, SE Spain. *Chemical Geology*, **237** (3-4), 450-465.
- Alexandre, P. (2007) U-Pb zircon SIMS ages from the French Massif Central and implication for the pre-Variscan tectonic evolution in Western Europe. *Comptes Rendus Geosciences*, **339** (9), 613-621.
- Alexandrov, P., Cheillett, A., Deloule, E., Cuney, M. (2000) 319 +/- 7 Ma crystallization age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons: Age de cristallisation a 319 +/- 7 Ma du granite de Blond (NW Limousin, Massif central francais) obtenu par datation U/Pb a la microsonde ionique sur zircons. *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **330** (9), 617-622.
- Alsac, C., D'arcy, D., Bouiller, R., Féraud, J., Giot, D., Jeambrun, M. (1988). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aigueperse (669) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. 64 p.
- Arzi, A.A. (1978) Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44** (1-4), 173-184.
- Audren, C., Feybesse, J.L., Tegye, M., Triboulet, C. (1987) Relations entre déformations et cristallisations et chemins "P.T.t.d." des micaschistes d'Echassières. Modèle d'évolution géodynamique. *Géologie de la France* (2-3), 43-45.
- Auvray, B., Charlot, R., Vidal, P. (1980) Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine Nord-Armoricain (France): âge et signification. *Canadian journal of earth sciences*, **17**, 532-538.
- Barbarin, B., Belin, J.M. (1982) Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien "Saint-Gervais-l'Hermitage" (Massif Central français). *Comptes-rendus de l'académie des sciences, Paris*, **294**, 1377-1380.
- Barbey, P., Marignac, C., Montel, J.M., Macaudière, J., Gasquet, D., Jabbori, J. (1999) Cordierite growth textures and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay granite complex (Massif Central, France). *Journal of Petrology*, **40** (9), 1425-1441.
- Bazot, G. (1970) L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif Central français. 178 p., Clermont-Ferrand.
- Be Mézème, E. (2005) Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne hercynienne française et implication géodynamique. 249 p., Orléans.
- Beaumont, C., Nguyen, M.H., Jamieson, R.A., Ellis, S. (2006) Crustal flow modes in large hot orogens. *Geological Society, London, Special Publications*, **268** (1), 91-145.
- Becq-Giraudon, J.-F., Montenat, C., Van Den Driessche, J. (1996) Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central: tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **122** (1-4), 227-241.
- 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.
- Bell, T.H., Johnson, S.E. (1989) Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. *Journal of Metamorphic Geology*, **7** (3), 279-310.
- Bell, T.H., Johnson, S.E., Davis, B., Forde, A., Hayward, N., Wilkins, C. (1992) Porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate! *Journal of Metamorphic Geology*, **10** (3), 295-307.
- Bellot, J.-P. (2004) Shear zone-hosted polymetallic sulfides in the South Limousin area, Massif Central France: remobilized sulfide deposits related to variscan collisional tectonics and amphibolite facies metamorphism. *Economic Geology*, **99**, 819-827.
- . (2007) Extensional deformation assisted by mineralised fluids within the brittle-ductile transition: Insights from the southwestern Massif Central, France. *Journal of Structural Geology*, **29** (2), 225-240.
- Bellot, J.-P., Lerouge, C., Bailly, L., Bouchot, V. (2003) The Biards Sb-Au-bearing shear-zone (Massif Central, France): an indicator of crustal scale transcurrent tectonics guiding late variscan collapse. *Economic Geology*, **98**, 1427-1447.
- Bellot, J.-P., Roig, J.-Y. (2007) Episodic exhumation of HP rocks inferred from structural data and P-T paths from the southwestern Massif Central (Variscan belt, France). *Journal of Structural Geology*, **29**, 1538-1557.
- Bendeliany, N.A., Popova, S.V., Vereschagin, L.F. (1966) A new modification of titanium dioxide stable at high pressure. *Geokhimiya*, **5**, 499-502.
- Berger, A., Kalt, A. (1999) Structures and Melt Fractions as Indicators of Rheology in Cordierite-Bearing Migmatites of the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). *Journal of Petrology*, **40** (11), 1699-1719.
- Berger, A., Roselle, G. (2001) Crystallization processes in migmatites. *American mineralogist*, **86**, 215-224.
- Berger, J., Femenias, O., Mercier, J.C.C., Demaiffe, D. (2005) Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 795-812.
- . (2006) A Variscan slow-spreading ridge (MOR-LHOT) in Limousin (French Massif Central): magmatic evolution and tectonic setting inferred from mineral chemistry. *Mineralogical Magazine*, **70** (2), 175-185.
- Bernard, S. (2008) Préservation de fossiles organiques au cours de la diagenèse et du métamorphisme: études d'échantillons naturels et approche expérimentale. 344 p., Paris.
- Bernard, S., Benzerara, K., Beyssac, O., Menguy, N., Guyot, F., Brown Jr, G.E., Goffé, B. (2007) Exceptional preservation of fossil plant spores in high-pressure metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **262** (1-2), 257-272.
- Berquer-Gaboreau, C. (1986) Pétrologie des charbons de deux bassins limniques du Massif central Français (Blanzzy-Montceau et Messeix) – Exemples d'hyperthermies locales. 184 p., Lille.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P. (1979) Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear zone (France). *Journal of Structural Geology*, **1**, 31-42.
- 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. B.R.G.M.*, **2**, 60-71.

- Blundy, J.D., Holland, T.J.B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104** (2), 208-224.
- Bodinier, J.L., Burg, J.P. (1981) Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental: mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bulletin du BRGM, Série 2 Section I (4)*, 315-339.
- Bohlen, S.R., Wall, V.J., Boettcher, A.L. (1983) Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American mineralogist*, **68**, 1049-1058.
- Bois, J. (1983). Inventaire des ressources nationales de charbon. Région de Saint-Gervais-d'Auvergne (Puy-de-Dôme). Rapport de fin de première campagne (1982) (géologie, géophysique, sondages). Rapport BRGM 83-SGN-039-AUV. 143 p.
- Bouchez, J.L., Jover, O. (1986) Le Massif Central: un chevauchement de type Himalayen vers l'ouest - nord-ouest. *Comptes rendus de l'académie des sciences.*, **302** (II), 675-680.
- Bouchot, V., Milési, J.P., Lescuyer, J.-L., Ledru, P. (1997) Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour de 300 Ma. *Chronique de la Recherche Minière*, **528**, 13-62.
- Bouillier, A.M., Bouchez, J.L. (1978) Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin de la société géologique de France*, **7** (3), 253-262.
- Boutin, R., Montigny, R. (1993) Datation ⁴⁰Ar-³⁹Ar des amphibolites du complexe leptyno amphibolitique du Plateau d'Aigurande: collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif central français. *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **316** (10), 1391-1398.
- Briand, B., Piboule, M., Bouchardon, J.-L. (1988) Diversité géochimique des métabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif Central). Origine et implications. *Bulletin de la société géologique de France*, **8** (t IV n°3), 489-498.
- Briand, B.G., Piboule, M. (1979) Les métabasites de la série de Marvejols: témoins d'un magmatisme tholéïitique d'arrière-arc cambro-ordovicien? *Bulletin du BRGM, Série 2 Section I (2)*, 131-171.
- Brousse, R., Rançon, J.P., Le Garrec, M.J., Tempier, P., Suire, J., Veyret-Mekdjian, Y., D'arcy, D., Périchaud, J.J. (1990). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Tour-d'Auvergne (740) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Carte géologique par BROUSSE R., SUIRE J., LE GARREC M.J., VEYRET-MEKDJIAN Y., MEDHIZADEH H., MERVOYER B, MUSENGIÈ M. (1990). 68 p.
- Brousse, R., Tempier, P. (1981) Carte géol. France (1/50 000), feuille BOURG-LASTIC (716) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par BROUSSE R., TEMPIER P., RANÇON J.P., VEYRET-MEKDJIAN Y. et coll (1989), 78 p.
- Brown, M. (2002) Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 25-40.
- . (2004) The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **95** (1-2), 35-48.
- . (2007) Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society*, **164** (4), 709-730.
- . (2008) Granites, Migmatites and residual granulites: relationships and processes. Working with migmatites - Mineralogical Association of Canada Short Course Series 38, p. 97-144.
- Brown, M.A., Brown, M., Carlson, W.D., Denison, C. (1999) Topology of syntectonic melt-flow networks in the deep crust: inferences from three-dimensional images of leucosome geometry in migmatites. *American mineralogist*, **84**, 1793-1818.
- Bruguier, O., Becq-Giraudon, J.F., Bosch, D., Lancelot, J.R. (1998) Late Visean hidden basins in the internal zones of the Variscan belt: U-Pb zircon evidence from the French Massif Central. *Geology*, **26** (7), 627-630.
- Bruguier, O., Becq-Giraudon, J.F., Champenois, M., Deloule, E., Ludden, J., Mangin, D. (2003) Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. *Chemical Geology*, **201** (3-4), 319-336.
- Brun, J.-P., Burg, J.-P. (1982) Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, **61** (2), 319-332.
- Burg, J.P., Bale, P., Brun, J.P., Girardeau, J. (1987) Stretching lineation and transport direction in the iberico-armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodynamica Acta*, **1** (1), 71-87.
- Burg, J.P., Matte, P. (1978) A cross section through the French Massif central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **129**, 429-460.
- Burg, J.P., Matte, P., Leyreloup, A., Marchand, J. (1984) Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central. *Geological society, London, Special Publications*, **14**, 47-61.
- Burg, J.P., Van Den Driessche, J., Brun, J.P. (1994) Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, **3**, 33-51.
- Cartannaz, C. (2006) Magmatismes et déformations polyphasés: exemples des massifs de Guéret et de Millevaches (Massif Central Français). Origine des magmas et contexte de mise en place. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon. 317 p.
- Cartannaz, C., Rolin, P., A., C., Henry, P., Rossy, M. (2008) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubusson (667). Orléans: BRGM, 106p. Carte géologique par Cartannaz C., Sonnet R., Émonin Y., Juillerat M. Deprez J., Thiéry V., Montaz N., Rot J., Binetruy J.C. (2008).
- Cartannaz, C., Rolin, P., Cocherie, A., Marquer, D., Legendre, O., Fanning, C.M., Rossi, P. (2007) Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif Central. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)*, **96**, 271-287.

- Cartannaz, C., Rolin, P., Le Métour, J., Fabbri, O. (2006a) Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *Comptes Rendus Geosciences*, **338** (3), 214-221.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Salen, F., Delwaille, B., Thalouarn, N. (2006b) Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Champs (666). Orléans: BRGM. Notice explicative par P. Rolin, C. Cartannaz, P. Henry, M. Rossy, A. Cocherie, F. Salen, B. Delwaille, B. Mauroux. (2006) 178 p.
- Cashman, K.V., Marsh, B.D. (1988) Crystal Size Distribution (CSD) in rocks and kinetics and dynamics of crystallization. 2. Makaopuhi lava lake. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 292-305.
- Cawood, P., Kröner, A., Pisarevsky, S. (2006) Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA today*, **16**, 4-11.
- Cesare, B. (2008) Crustal melting: working with enclaves. Working with migmatites - Mineralogical Association of Canada Short Course Series 38, p. 37-55.
- Cesare, B., Ferrero, S., Salvioli-Mariani, E., Pedron, D., Cavallo, A. (2009) "Nanogranite" and glassy inclusions: The anatectic melt in migmatites and granulites. *Geology*, **37** (7), 627-630.
- Cesare, B., Gómez-Pugnaire, M., Rubatto, D. (2003) Residence time of S-type anatectic magmas beneath the Neogene Volcanic Province of SE Spain: a zircon and monazite SHRIMP study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146** (1), 28-43.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Alabouvette, B., Barfety, J.-C., Cecca, F., Clozier, L., Debrand-Passard, S., Dubreuilh, J., Feybesse, J.-L., Guennoc, P., Ledru, P., Rossi, P., Ternet, I. (2003) Carte géologique de la France (1/1 000 000), 6ème édition révisée – Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières.
- Chardon, D., Gapais, D., Cagnard, F. (2009) Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*, **477** (3-4), 105-118.
- Chardon, D., Jayananda, M. (2008) Three-dimensional field perspective on deformation, flow, and growth of the lower continental crust (Dharwar craton, India). *Tectonics*, **27** (TC1014, doi:10.1029/2007TC002120)
- Chenevoy, M. (1950) Les enclaves de serpentine dans les gneiss du Massif Central français. *Bulletin de la société française de minéralogie et de cristallographie*
- Chenevoy, M., Coffrant, D., Piboule, M. (1969) Horizons éclogitiques en Limousin, Massif Central Français. *Comptes rendus de l'académie des sciences.*, **268D**, 5-8.
- Chenevoy, M., Delbos, R., Vautrelle, C. (1990) Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Nexon (712) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières, 62p. Carte géologique par Chenevoy M., Berger J.P., Chalamet D., Granjux J.C., Kerrien Y.
- Chenevoy, M., Ravier, J. (1989) L'histoire des "gneiss d'Aubusson", migmatites à cordiérite du Massif central français, d'après le chimisme de leurs grenats. *Bulletin de la société géologique de France*, **8** (V, n°2), 295-307.
- Chopin, C. (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 107-118.
- Clemens, J.D. (2009) The message in the bottle: "Melt" inclusions in migmatitic garnets. *Geology*, **37** (7), 671-672.
- Cocherie, A., Legendre, O. (2007) Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, **93**, 288-309.
- Cocherie, A., Legendre, O., Peucat, J.J., Kouamelan, A.N. (1998) Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62** (14), 2475-2497.
- Coffrant, D., Piboule, M. (1975) Les métavulcanites basiques du Bas Limousin (Massif Central français): étude géochimique des éclogites et des dolérites. *Bulletin de la société géologique de France*, **17** (4), 620-628.
- Collomb, P. (1970). Etude géologique du Rouergue cristallin. Mem. Serv. Expl. Carte géol. de la France. Paris. 419 p.
- Connolly, J.A.D. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, **236** (1-2), 524-541.
- Cooke, R.A., O'Brien, P.J. (2001) Resolving the relationship between high P-T rocks and gneisses in collisional terranes: an example from the Gföhl gneiss-granulite association in the Moldanubian Zone, Austria. *Lithos*, **58** (1-2), 33-54.
- Copard, Y. (2002) Altération diagénétique et post-diagénétique (thermicité, oxydation) des charbons carbonifères du Massif Central français (Saint-Etienne, Graissessac et autres lieux). 247 p., Orléans.
- Copard, Y., Disnard, J.R., Becq-Giraudon, J.-F., Boussafir, M. (2000) Evidence and effects of fluid circulation on organic matter in intramontane coalfields (Massif Central, France). *International Journal of Coal Geology*, **44**, 49-68.
- Cordier, P.L.A. (1809) Description du dichroïte, nouvelle espèce minérale. *Journal de physique, de chimie, d'histoire naturelle et des arts*, **LXVIII**, 298-304.
- Cruciani, G., Franceschelli, M., Jung, S., Puxeddu, M., Utzeri, D. (2008) Amphibole-bearing migmatites from the Variscan Belt of NE Sardinia, Italy: Partial melting of mid-Ordovician igneous sources. *Lithos*, **105** (3-4), 208-224.
- De Boucheporn, B. (1848) Carte géologique de la Corrèze, Tulle.
- De Launay, L. (1894). Notice explicative de la feuille de Gannat de la carte géologique de la France au 1/80 000, 1ère édition. p.
- . (1895) Sur un nouveau gisement de cipolin dans les terrains archéens du Plateau Central. *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **Note du 17/06**, pp 1351-1354.
- . (1902) Carte géologique de France à 1/80 000, notice de la feuille d'Aubusson.
- . (1913). Traité de métallogénie: gîtes minéraux et métallifères: gisements, recherche, production et commerce des minéraux utiles et minerais, description des principales mines. Paris. 934 p.
- Debat, P., Soula, J.-C., Kubin, L., Vidal, J.-L. (1978) Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). *Lithos*, **11** (2), 133-145.
- Debrabant, P. (1967) Contribution à l'étude géochimique des calcaires métamorphiques du Massif Central Français. *Chemical Geology*, **2**, 331-360.

- . (1970) Typologie géochimique des calcaires. Application à l'étude de l'origine des calcaires métamorphiques des Massifs hercyniens français. Thèse, Lille, tome 1 (texte): 521 p., tome 2 (annexes): 175 p.
- Delbos, L., Lasserre, M., Roques, M. (1964) Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif Central français). *Sciences de la Terre (Nancy)*, **10**, 329-342.
- Delfour, J., Gigot, C. (1985) Données stratigraphiques apportées par l'étude des conodontes du Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). *Géologie de la France*, **4**, 331-340.
- Delorme, J., Emberger, A. (1949) La série cristallophyllienne renversée du Plateau d'Aigurande. *Revue des sciences naturelles d'Auvergne*, **15** (1-2)
- Demay, A. (1948a) Sur la nappe, probablement précambrienne, de la Sioule, dans la partie nord-ouest du Massif Central. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'académie des sciences*, **226** (25), 585-587.
- . (1948b) Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. 258 p.
- Denison, C., Carlson, D., Ketcham, R.A. (1997) Three dimensional quantitative textural analysis of metamorphic rocks using high resolution computed X-ray tomography: Part II. Application to natural samples. *Journal of Metamorphic Geology*, **15** (45-57)
- Desthieux, F. (1980). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montaignut (644) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. 37 p.
- Dirks, P.H.G.M., Zhang, J.S., Passchier, C.W. (1997) Exhumation of high-pressure granulites and the role of lower crustal advection in the North China Craton near Datong. *Journal of Structural Geology*, **19** (10), 1343-1358.
- Downes, H., Shaw, A., Williamson, B.J., Thirlwall, M.F. (1997) Sr, Nd al36 (1997) 99-122 Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chemical Geology*, **136** (1-2), 99-122.
- Du Bernard, X., Eichhubl, P., Aydin, P. (2002) Dilatation bands: a new form of localized failure in granular media. *Geophysical research letters*, **29** (24), 24.1-24.4.
- Dubuisson, G. (1988) Etude d'un segment d'orogène ancien et de ses marqueurs ophiolitiques: approche tectonique, géophysique et pétrologique. 323 p., Paris.
- Dubuisson, G., Girardeau, J., Hirn, A., Mercier, J.C.C. (1984) Caractérisation géophysique de la structure en nappe du Limousin et mise en évidence de marqueurs ophiolitiques. In BRGM, Ed. Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières 81, p. 25-34.
- Dubuisson, G., Hirn, A., Girardeau, J., Mercier, J.C.C., Veinante, J.L. (1988) Multiple Variscan nappes in Limousin, western Massif Central, France: geophysical constraints to the geological model and geodynamic implications. *Tectonophysics*, **147**, 19-31.
- Dubuisson, G., Mercier, J.C.C., Girardeau, J., Frison, J.Y. (1989) Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central, France. *Nature*, **337** (6209), 729-732.
- Ducrot, J., Lancelot, J.R., Marchand, J. (1983) Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de La Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution ante-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth and Planetary Science Letters*, **62** (3), 385-394.
- Duguet, M. (2003) Evolution tectono-métamorphique des unités de type Thiviers-Payzac dans la chaîne hercynienne française (Massif central et Vendée). 287 p., Orléans.
- Dupraz, J., Didier, J. (1988) Le complexe anatectique du Velay (Massif Central français): structure d'ensemble et évolution géologique. *Géologie de la France* (4), 73-87.
- Duthou, J.L. (1967) Etude du massif granitique de Tréban (Allier). Thèse de 3ème cycle, Université de Clermont-Ferrand. 81 p.
- . (1977) Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne hercynienne varisque. Relations avec le métamorphisme. Le Nord Limousin (Massif Central français). Annales de la faculté des sciences de l'université de Clermont-Ferrand. 294 p.
- Duthou, J.L., Chenevoy, M., Gay, M. (1994) Age Rb/Sr Dévonien Moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif Central français). *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **319** (II), 791-796.
- Dutrow, B.L., Foster, C.T., Jr., Whittington, J. (2008) Prograde muscovite-rich pseudomorphs as indicators of conditions during metamorphism: An example from NW Maine. *American Mineralogist*, **93** (2-3), 300-314.
- Egal, E., Santallier, D., Maillet, N., Piboule, M. (1985) Evolution métamorphique des lherzolites mantelliques et des cumulats basiques et ultrabasiques en Limousin. Programme géologie profonde de la France, deuxième phase d'investigation (1984-1985). GPF 2 Thème 3: Chevauchements synmétamorphes varisques (Limousin). Documents du BRGM n°95-3, p. 7-34.
- Esawi, E.K. (2004) AMPH-CLASS: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphiboles based on the 1997 recommendations of the International Mineralogical Association. *Computers and geosciences*, **30**, 753-760.
- Escuder Viruete, J. (1999) Hornblende-bearing leucosome development during syn-orogenic crustal extension in the Tormes Gneiss Dome, NW Iberian Massif, Spain. *Lithos*, **46** (4), 751-772.
- Faure, M. (1989) L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **II** (309), 1839-1845.
- . (1995) Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif central. *Tectonics*, **14**, 132-153.
- . (2004) Paleozoic orogenies in the French Massif Central. A cross section from Béziers to Lyon. Field trip guide book (volume 2 from B16 to B33, 52 p.). 32nd international geological congress, Florence, Italy.
- Faure, M., Be Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D. (2008) Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Tectonics*, **27** (2), 1-19.
- Faure, M., Be Mézème, E., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J.-Y. (2005) Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricaïn. *Journal of the Virtual Explorer*, **19** (5), 1-25.

- Faure, M., Becq-Giraudon, J.F. (1993) Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaissement carbonifère du Massif Central français. *Comptes rendus de l'académie des Sciences*, **II** (315), 967-973.
- Faure, M., Grolier, J., Pons, J. (1993) Extensional ductile tectonics of the Sioule metamorphic series (Variscan French Massif Central). *Geologische Rundschau*, **82**, 461-474.
- Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P. (2009) A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geosciences*, **341** (2-3), 202-213.
- Faure, M., Leloix, C., Roig, J.-Y. (1997) L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **168** (6), 695-705.
- Faure, M., Monie, P., Pin, C., Maluski, H., Leloix, C. (2002) Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *International Journal of Earth Sciences*, **91** (1), 53-75.
- Faure, M., Pin, C., Mailhe, D. (1979) Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère, Massif Central Français). *Comptes rendus des séances hebdomadaire de l'académie des sciences.*, **288D**, 1267-1270.
- Faure, M., Pons, J. (1991) Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. *Geology*, **19** (7), 730-733.
- Faure, M., Prost, A.E., Lasne, E. (1990) Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bulletin de la société géologique de France*, **1** (8), 189-197.
- Feix, I., Guillot, P.L., Miyashita, S., Bossière, G., Floc'h, J.P. (1987) Arguments en faveur d'un épisode majeur en cisaillement dextre le long de la faille d'Argentat, Massif Central. Conséquences. *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **305**, 473-476.
- Fernandez, A., Vennat, G., Vincent, P.M. (1979) Signification structurale du massif microgranitique de Pouzol-Servant. 7ème Réunion des Sciences de la Terre, p. 190, Lyon.
- Feybesse, J.-L., Tegye, M. (1987) Evolution tectonométamorphique dévonienne et carbonifère de la série de la Sioule. *Géologie de la France*, **2-3**, 33-41.
- Floc'h, J.P. (1983) La série métamorphique du Limousin central: une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat. 445 p., Limoges.
- Floc'h, J.P., D., S., Henry, B. (1984) La série limousine: réflexion axée sur une synthèse géologique régionale et son utilisation pour la prospection de l'or. *Chronique de la Recherche Minière*, **474**, 5-10.
- Floc'h, J.P., Joubert, J.M., Constans, J., Maurin, G. (1993). Notice explicative de la feuille Bellac à 1/50000. Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières. 78 p.
- Forestier, F.H. (1961) Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). Thèse d'état. 300 p.
- Forestier, F.H., Lasnier, B. (1969) Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. Existence du faciès granulite dans le Massif Central Français. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **23** (3), 194-235.
- Forestier, F.H., Lasnier, B., Leyreloup, A., Marchand, J. (1973) Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricaïn, de l'affleurement au Moho. *Bulletin de la société géologique de France* (5-6), 562-582.
- Foster, C.T. (1999) Forward modeling of metamorphic textures. *Canadian Mineralogist*, **37** (2), 415-429.
- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P., Ballèvre, M. (2009) Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova*, **21** (3), 188-194.
- Garde, G. (1920) Nouveaux gisements de Cipolin dans le nord du département du Puy-de-Dôme. *Bulletin de la société géologique de France*, **20**, 243-245.
- . (1934) Carte géologique détaillée de la France: Feuille de Gannat (2ème édition).
- Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P., Guillot, S. (1997) Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Variscan belt. *Bulletin de la société géologique de France*, **168** (3), 271-286.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Ulmer, P. (2000) Melting of biotite+plagioclase+quartz gneisses: the role of H₂O in the stability of amphibole. *Journal of Petrology*, **41**, 651-666.
- Gauthier, P. (1981) Sur le gîte lenticulaire de calcaire métamorphique, avec amas de calcite blanche, de Gioux, commune de Merlines (Corrèze) et de Savennes (Puy-de-Dôme). *Bulletin de la société des lettres, sciences et arts de la Corrèze*, **LXXXIV**, 5-23.
- Gébelin, A. (2004) Déformation et mise en place des granitoïdes (360-300 Ma) dans un segment de la chaîne varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central). 324 p., Montpellier.
- Gentilhomme, P. (1972) Contribution à l'étude géologique de la région de Fleuriel (série cristallophyllienne de la Sioule, Allier). Mémoire de DEA, Université d'Orléans.
- . (1975) Leptynites et quartzites de Breuilley-Cesset. *Revue scientifique du Bourbonnais et du centre de la France*, 82-101.
- Gerbault, M., Willingshofer, E. (2004) Lower crust indentation or horizontal ductile flow during continental collision? *Tectonophysics*, **387** (1-4), 169-187.
- Gerya, T. (2002) Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. *Tectonics*, **21** (6), 1056, doi:10.1029/2002TC001406), 6-1,6-15.
- Gerya, T., Stöckhert, B. (2006) Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins. *International Journal of Earth Sciences*, **95** (2), 250-274.
- Giacomini, F., Dallai, L., Carminati, E., Tiepolo, M., Ghezzi, C. (2008) Exhumation of a Variscan orogenic complex: insights into the composite granulitic-amphibolitic metamorphic basement of south-eastern Corsica (France). *Journal of Metamorphic Geology*, **26**, 403-436.

- Girardeau, J., Dubuisson, G., Mercier, J.C.C. (1986) Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, ouest du Massif Central français. *Bulletin de la société géologique de France*, **8** (II n°5), 849-860.
- Giraud, A. (1986). Apport de la géochimie des éléments en trace - à la caractérisation des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Massif Central - à la genèse des ignimbrites de Toscane. Documents et travaux du centre géologique et géophysique de Montpellier. n°10.185 p.
- Giraud, A., Marchand, J., Dupuy, C., Dostal, J. (1984) Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut Allier (French Massif Central). *Lithos*, **17**, 203-214.
- Godin, L., Grujic, D., Law, R.D., Searle, M.P. (2006) Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, **268** (1), 1-23.
- Greenfield, J.E., Clarke, G.L., Bland, M., Clark, D.J. (1996) In-situ migmatite and hybrid diatexite at Mt Stafford, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, **14** (4), 413-426.
- Grolier, J. (1971). Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif Central français: La série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Orléans. n°64.163 p.
- Grolier, J., Giot, D., Gentilhomme, P., Guillot, P.-L., Lacour, A., Scanvic, J., Fleury, R. (1980a). Carte géol. France (1/50 000), feuille GANNAT (645) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par GROLIER, J., BARRUOL, J., GIOT, D., CARROUE, J.-P., GAGNIERE, G. et RISLER, J.-J., 1975. 31 p.
- . (1980b). Carte géol. France (1/50 000), feuille GANNAT (645) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par GROLIER, J., BARRUOL, J., GIOT, D., CARROUE, J.-P., GAGNIERE, G. et RISLER, J.-J., 1975, 31p. p.
- Grolier, J., Lacour, A. (1982) La naissance du concept de "Gneiss d'Aubusson". *Revue des sciences naturelles d'Auvergne*, **48**, 31-38.
- Grolier, J., Letourneur, J. (1968) Evolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central Français. XXIII International Geological Congress, 1, p. 107-116.
- Grüner, L. (1868). Etude des bassins houillers de la Creuse, publiée par les soins de l'administration des mines. Etude des gîtes minéraux de la France. 204 p.
- Guérangé-Lozes, J., Alsac, C. (1986) Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géologie de la France* (3), 309-337.
- Guidotti, C.V. (1968) Prograde muscovite pseudomorphs after staurolite in the Rangeley-Oquossoc areas, Maine. *American mineralogist*, **53** (7-8), 1368-1376.
- Guillot, P.L. (1981) La série métamorphique du bas Limousin: de la vallée de l'Isle à la vallée de la Corrèze, le socle en bordure du bassin Aquitain. 396 p.
- Guineberteau, B., Cuney, M., Carre, J.L. (1989) Structure magmatique et plastique des granites de Marche Occidentale: un couloir transformant hercynien dans le NW du Massif Central français. *Comptes rendus de l'académie des sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, **309** (17), 1695-1702.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J.P., Chantraine, J., Ruffet, G. (2004) Tectonic history of the Variscan Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta*, **17**, 289-307.
- Haggerty, S.E., Sautter, V. (1990) Ultradeep (Greater than 300 Kilometers), Ultramafic Upper Mantle Xenoliths. *Science*, **248** (4958), 993-996.
- Higgins, M.D. (1994) Numerical modeling of crystal shapes in thin sections; estimation of crystal habit and true size. *American Mineralogist*, **79** (1-2), 113-119.
- . (1998) Origin of anorthosite by textural coarsening: quantitative measurements of a natural sequence of textural development. *Journal of Petrology*, **39**, 1307-1323.
- . (2000) Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*, **85** (9), 1105-1116.
- Holland, T., Blundy, J. (1994a) HB-PLAG: A program to calculate temperatures from hornblende and plagioclase compositions. <http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/hb-plag>.
- . (1994b) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 433-447.
- Holland, T., Powell, R. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16** (3), 309-343.
- Holliger, P., Cuney, M., Friedrich, M., Turpin, L. (1986) Age carbonifère de l'unité de Brame du complexe granitique peralumineux de St.-Sylvestre (N.O. Massif central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **303** (14), 1309-1314.
- Holmquist, P.J. (1920) Om pegmatitpalingenes och ptygmatisck vecking. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **42**, 191-213.
- Holness, M.B. (2008) Decoding migmatite microstructures. Workin with migmatites - Mineralogical Association of Canada Short Course Series 38, p. 57-76.
- Holness, M.B., Dane, K., Sides, R., Richardson, C., Caddick, M. (2005) Melting and melt segregation in the aureole of the Glenmore Plug, Ardnamurchan. *Journal of Metamorphic Geology*, **23** (1), 29-43.
- Holness, M.B., Sawyer, E.W. (2008) On the Pseudomorphing of Melt-filled Pores During the Crystallization of Migmatites. *Journal of Petrology*, **49** (7), 1343-1363.
- Hottin, A.M., Camus, G., Besson, J.C., Michaely, B., Marchand J., Périchaud, J.J., D'arcy, D. (1989a) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pontgibaud (692) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières, 103p. Carte géol. par HOTTIN A.M. et al. (1989).

- Hottin, A.M., Gros, Y., Marteau, P., Marchand, G., Maurin, G., Debaque, G., Constans, J., Turland, M., Freytet, P. (1991) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Évaux-les-Bains (643) - Orléans: BRGM, 102p. Carte géologique par HOTTIN A.M., avec la collaboration de TOTAL - Cie Minière (1991).
- Hottin, A.M., Périchaud, J.J., Bois, J.P., D'arcy, D. (1989b) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gervais-d'Auvergne (668) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières, 66p. Carte géologique par HOTTIN, A.M., BELIN, J.M., BOIS, J.P., DEYRIEUX, G., MORICE, E. (1989).
- Huddleston-Holmes, C.R., Ketcham, R.A. (2005) Getting the inside story: using computed X-ray tomography to study inclusion trails in garnet porphyroblasts. *American Mineralogist*, **90** (11-12), ea1-17.
- Hwang, S.L., Shen, P., Chu, H.T., Yui, T.F. (2000) Nanometer-size α -PbO₂-Type TiO₂ in garnet: A thermobarometer for Ultrahigh-Pressure Metamorphism. *Science*, **288** (5464), 321-324.
- Hwang, S.L., Shen, P., Yui, T.F., Chu, H.T. (2007a) TiO₂ nanoparticle trails in garnet: implications of inclusion pressure-induced microcracks and spontaneous metamorphic-reaction healing during exhumation. *Journal of Metamorphic Geology*, **25** (4), 451-460.
- Hwang, S.L., Yui, T.F., Chu, H.T., Shen, P., Schertl, H.P., Zhang, R.Y., Liou, J.G. (2007b) On the origin of oriented rutile needles in garnet from UHP eclogites. *Journal of Metamorphic Geology*, **25** (3), 349-362.
- Innocent, C., Michard, A., Guerrot, C., Hamelin, B. (2003) U-Pb zircon age of 548 Ma for the leptynites (high-grade felsic rocks) of the central part of the Maures Massif. Geodynamic significance of the so-called leptyno-amphibolitic complexes of the Variscan belt of western Europe. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **174** (6), 585-594.
- Jerram, D.A., Higgins, M.D. (2007) 3D Analysis of Rock Textures: Quantifying Igneous Microstructures. *Elements*, **3** (4), 239-245.
- Johnson, S.E. (2009) Porphyroblast rotation and strain localization: Debate settled! *Geology*, **37** (7), 663-666.
- Joly, A. (2007) Relations plutons et discontinuités lithosphériques. Approche pluridisciplinaire de la mise en place de plutons granitiques le long du Sillon Houiller (Massif Central Français). Apports des études de terrain et des données gravimétriques, magnétiques et ASM pour des modélisations 3D. 307 p., Orléans.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Hand, M., Goscombe, B. (2006) Ductile extrusion in continental collision zones: ambiguities in the definition of channel flow and its identification in ancient orogens. *Geological Society, London, Special Publications*, **268** (1), 201-219.
- Jung, J., Roques, M. (1936) Les zones d'isométagmorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. *Revue des sciences naturelles d'Auvergne*, 38-85.
- . (1952) Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bulletin du service de la carte géologique de France*, **235** (L)
- Kalt, A., Hanel, M., Schleicher, H., Kramm, U. (1994) Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115** (3), 287-302.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., Braid, J.A. (2010) The high-pressure Iberian-Czech belt in the Variscan orogen: Extrusion into the upper (Gondwanan) plate? *Gondwana Research*, **17** (2-3), 306-316.
- Kerrick, D.M.E. (1990). The Al₂SiO₅ polymorphs. Mineralogical society of America. Reviews in mineralogy n°22. 406 p.
- Kieh, Y. (1932) Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande (nord-ouest du Massif Central français). 123 p.
- Kisters, A.F.M., Ward, R.A., Anthonissen, C.J., Vietze, M.E. (2009) Melt segregation and far-field melt transfer in the mid-crust. *Journal of the Geological Society*, **166** (5), 905-918.
- Korsakov, A.V., Perraki, M., Zhukov, V.P., De Gussem, K., Vandenaabeele, P., Tomilenko, A.A. (2009) Is quartz a potential indicator of ultrahigh-pressure metamorphism? Laser Raman spectroscopy of quartz inclusions in ultrahigh-pressure garnets. *European Journal of Mineralogy*, **21** (6), 1313-1323.
- Kosmatt, F. (1927) Gliederung des Varistisches Gebirgsbanes. *Abh. Sachs. Geol. Landesamtes* (1), 1-39.
- Kriegsman, L.M. (2001) Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexitic migmatites. *Lithos*, **56**, 75-96.
- Lacroix, A. (1898) Minéralogie de la France.
- Lafon, J.M. (1986) Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif Central français, le Rouergue oriental et le Limousin central. 152 p., Montpellier.
- Lameyre, J. (1963) Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif Central français. *Comptes rendus de l'académie des sciences.*, **256**, 450-452.
- Lameyre, J., Durandau, A., Laurent, O., Sagon, J.P., Vauchelle, L., Duzelier, D., Juteau, J., Leriche, A., Vuillemot, P., Pocachard, J. (1988) Démonstration, par sondage, de la présence du gneiss d'Aubusson sous les granites du batholite de Guéret (Massif Central français) et de la nature tectonique du contact (Proof by drilling of the presence of the Aubusson gneisses beneath the granitoids of the Guéret batholith (French Massif Central) and nature of the tectonic contact). *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **307** (20), 2077-2083.
- Lamouille, B. (1979). Géologie structurale et pétrologie de la région d'Uzerche. Documents du BRGM. Orléans. n°19.231 p.
- Lardeaux, J.M., Ledru, P., Daniel, I., Duchene, S. (2001) The Variscan French Massif Central--a new addition to the ultrahigh pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, **332** (1-2), 143-155.
- Lasnier, B. (1977) Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français - Haut Allier - Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. 350 p., Nantes.
- Launeau, P. (2004) Evidence of magmatic flow by 2-D image analysis of 3-D shape preferred orientation distributions. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **175** (4), 331-350.
- Launeau, P., Bouchez, J.L., Launeau, P., Bouchez, J.-L., Benn, K. (1992) Mode et orientation préférentielle de formes des granites par analyse d'images numériques. Shape preferred orientation of object populations; automatic analysis of digitized images. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **163** (6), 721-732.

- Launeau, P., Robin, P.-Y.F. (2005) Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses; implementation and applications. *Journal of Structural Geology*, **27** (12), 2223-2233.
- Launeau, P., Robin, P.-Y.F. (1996) Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, **267** (1-4), 91-119.
- Le Breton, N., Duthou, J.L., Grolier, J., Lacour, A., Meyer, G., Treuil, M. (1986) Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse): pétrographie, composition, âge. *Comptes rendus de l'académie des sciences.*, **303** (II), 1557-1562.
- Leake, B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **16** (501-520)
- 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.A., 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., Guo, Y. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35** (1), 219-246.
- Lecoq, H. (1867) Epoque géologique de l'Auvergne, volume 1 pp 61-63 et 72-229.
- Lecoq, H., Bouillet, J.B. (1830) Vues et coupes des principales formations géologiques du département du Puy-de-Dôme, accompagnées de la description et des échantillons des roches qui les composent.
- Ledru, P., Autran, A. (1987) L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin, rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevaches. Géologie Profonde de la France, Thème 3: Chevauchements synmétamorphes varisques du Limousin, Documents du BRGM 140, p. 51- 91.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., Montel, J.M., Vanderhaeghe, O., Vitel, G. (2001) The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, **342**, 207-237.
- Ledru, P., Lardeaux, J.M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc'h, J.P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J., Ploquin, A. (1989a) Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bulletin de la société géologique de France*, **3**, 605-618.
- . (1989b) Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bulletin de la société géologique de France*, **3**, 605 -618.
- Ledru, P., S., C., Echler, H. (1994) Part III, The Massif Central. In J.D. Keppie, Ed. Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, p. 305-323. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Lehingue, J. (1951) Les schistes cristallins de la terminaison orientale du Plateau d'Aigurande. *Revue des sciences naturelles d'Auvergne*, **17**
- Lerouge, G., Quenardel, J.M., Rolin, P. (1983). La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (NW du Massif Central français). In: " Le Maroc et l'orogène paléozoïque ", symposium de Rabat, projet 27 du PICG " Orologène calédonien ". Mém. Serv. Géol. Maroc. n°335.261-270 p.
- Lescuyer, J.-L., Milési, J.P., Bouchot, V. (1993) Les événements métallogéniques liés à l'orogénèse varisque: nouvelles données sur les épisodes autour de 360 Ma (amas sulfurés) et 300 Ma (or). Principaux résultats scientifiques et techniques du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, p. 90-92, Orléans.
- Letourneur, J. (1953) Le grand Sillon Houiller du Plateau Central français. *Bulletin du service de la carte géologique de France*, **238**, 1-236.
- Lorenz, C., Lorenz, J. (1983) Mise en évidence d'un "Accident sud du Bassin de Paris" affectant le Paléozoïque entre Ancenis et Montluçon, à partir de ses manifestations tectoniques et sédimentaires dans la couverture. *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **297**, 73-76.
- Lorenz, C., Millon, R. (1990) Un trait structural important du Bassin parisien mis en évidence par les recherches géologiques et géophysiques accompagnant le forage sur l'AMBP (programme: Géologie profonde de la France). *Bulletin de la société géologique de France*, **8**, (VI) (5), 715-721.
- Marchand, J. (1974) Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français - Haut Allier - Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. 209 p., Nantes.
- Marchildon, N., Brown, M. (2003) Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany, France: implications for melt transfer at grain- to orogen-scale. *Tectonophysics*, **364**, 215-235.
- Marcoux, E., Moëlo, Y., Picot, P., Baubron, J.-C. (1988) Evolution minéralogique et isotopique (Pb) du filon sulfuré complexe des Borderies (Massif central français) - Implications métallogéniques. *Mineralium Deposita*, **23**, 58-70.
- Marcoux, E., Picot, P. (1985) Les minéralisations de Pontgibaud (Puy-de-Dôme): une approche par la géochimie isotopique du plomb et les paragenèses. *Chronique de la Recherche Minière*, **481**, 27-38.
- Marignac, C., Cuney, M. (1999) Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita*, **34**, 472-504.
- Martin, D. (1980a) Etude structurale, pétrologique et gîtologique de la série du Chavanon (Massif Central Français). Ph.D. Dissertation. 140 p., Clermont-Ferrand, France.
- Martin, H. (1980b) Comportement de quelques éléments en trace au cours de l'anatexis: exemple du Massif de Saint-Malo (Bretagne, France). *Canadian journal of earth sciences*, **17** (7), 927-941.
- Massonne, H.J. (1999) A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and the metamorphic evolution. Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, 2, p. 533-539, Capetown.
- Mattauer, M., Brunel, M., Matte, P. (1988) Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **306**, 671-676.
- Mattauer, M., Etchecopar, A. (1976) Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. Colloque international du CNRS, p. 261-267, Sèvres, France.
- Matte, P. (1983) Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe. In N.R.a.F. Delany, Ed. Profiles of orogenic belts, p. 53-81. American geophysical union.
- . (1986) Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.

- . (1991) Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-339.
- . (2001) The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**, 122-128.
- . (2002) Variscides between the Appalachians and the Urals: Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *Geological society of America special paper*, **364**, 239-251.
- . (2007) Variscan thrust nappes, detachments, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of the lineations. *Memoir of the Geological socitey of America*, **200**, 391-402.
- Matte, P., Burg, J.P. (1981) Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of the western Europe. Plate tectonics interpretation. *Geological society, London, Special Publications*, **8**, 353-358.
- Matte, P., Mattauer, M. (2003) La chaîne hercynienne reconstituée. The Hercynian Range reconstructed. *Pour la Science*, **311**, 58-63.
- Mehnert, K.R. (1968). Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, 393 p.
- Mehnert, K.R., Büsch, W. (1982) The initial stage of migmatite formation. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, **145**, 211-238.
- Melleton, J., Cocherie, A., Faure, M., Rossi, P. (2010) Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central: U-Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. *Gondwana Research*, **17**, 13-25.
- Melleton, J., Faure, M., Cocherie, A. (2009) Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous syn-kinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif Central. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **180** (3), 283-292.
- Mercier, J.C.C., Girardeau, J., Prinzhofer, A., Dubuisson, G. (1985) Les complexes ophiolitiques du Limousin: structure, pétrologie et géochimie. Programme géologie profonde de la France, deuxième phase d'investigation (1984-1985). GPF 2 Thème 3: Chevauchements synmétamorphes varisques (Limousin). Documents du BRGM n°95-3.
- Mercier, L., Johan, V., Lardeaux, J.-M., Ledru, P. (1989) Découverte d'éclogites dans l'Artense (Massif Central Français). Implications pour la définition des nappes à l'est du Sillon Houiller. *Comptes rendus de l'académie des sciences.*, **308**, 315-320.
- . (1992) Evolutions tectono-métamorphiques des nappes de l'Artense (Massif central français): nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque. *Bulletin de la société géologique de France*, **163** (3), 293-308.
- Merle, O. (1990). Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales des Socles n° 37. 280 p.
- Montel, J.M., Abdelghaffar, R. (1993) Les granites tardi-migmatitiques du Velay (Massif Central): principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie de la France* (1), 15-28.
- Morgan, D.J., Jerram, D.A. (2006) On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **154** (1-2), 1-7.
- Mosenfelder, J.L., Bohlen, S.R. (1997) Kinetics of the coesite to quartz transformation. *Earth and Planetary Science Letters*, **153**, 133-147.
- Mouret, G. (1898) Remarques sur la géologie des terrains anciens du Plateau Central de la France. *Bulletin de la société géologique de France*, 601-612.
- Mposkos, E.D., Kostopoulos, D.K. (2001) Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth and Planetary Science Letters*, **192** (4), 497-506.
- Nam, T.N., Otoh, S., Masuda, T. (1999) In-situ annealing experiments of octachloropropane as a rock analogue: kinetics and energetics of grain growth. *Tectonophysics*, **304**, 57-70.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H. (2010) Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, **17** (2-3), 194-222.
- Naney, M.T. (1983) Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of science*, **283**, 993-1033.
- Nicolas, A., Boudier, F. (2003) Where ophiolites come from and what they tell us. *GSA Special papers*, **373**, 137-152.
- Niu, H., Zhang, H., Shan, Q., Yu, X. (2008) Discovery of super-silicic and super-titanic garnets in garnet-pyroxenite in Zhaheba and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, **53** (14), 2186-2191.
- O'Brien, P.J. (2006) Type-locality granulites: high-pressure rocks formed at eclogite-facies conditions. *Mineralogy and Petrology*, **86** (3), 161-175.
- Ogasawara, Y. (2005) Microdiamonds in Ultrahigh-Pressure Metamorphic Rocks. *Elements*, **1** (2), 91-96.
- Paquette, J.L. (1987). Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Mémoire du Centre Armoricaïn d'étude structurale des socles, Rennes. n°14. 189 p.
- Paterson, S.R., Schmidt, K.L. (1999) Is there a close spatial relationship between faults and plutons? *Journal of Structural Geology*, **21** (8-9), 1131-1142.
- Pattison, D.R.M. (1992) Stability of Andalusite and Sillimanite and the Al₂SiO₅ Triple Point: Constraints from the Ballachulish Aureole, Scotland. *The Journal of Geology*, **100** (4), 423-446.
- Pavillon, M.J. (1969) Evolution structurale, granitique et métallogénique dans la partie médiane du massif de Millevaches. *Bulletin BRGM, 2ème série section 1*, **4**, 47-95.
- Perchuk, A. (2008) Unusual inclusions in garnet from the diamond-bearing gneiss of the Erzgebirge, Germany. *Geochemistry International*, **46** (3), 296-303.
- Peterlongo, J.M. (1953) Réunion extraordinaire de la société géologique de France en Auvergne, Bourbonnais et Marche du 13 au 19 septembre 1953. *Compte rendu sommaire des séances de la société géologique de France*, 369-409.
- . (1960) Les terrain cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Annales de la faculté des sciences de l'université de Clermont-Ferrand, n°4.

- . (1970) Pillow-lavas à bordure variolitique et matrice basique dans la série métamorphique de la Brévenne (Rhône, Massif central français). *Bulletin de la société géologique de France* (2), 190-194.
- Piboule, M. (1979) L'origine des amphibolites: approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central Français. 1003 p., Lyon.
- Pin, C. (1990) Variscan oceans: ages, origins and geodynamical implication inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, **177**, 215-227.
- Pin, C., 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). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **129** (2), 222-238.
- Pin, C., Peucat, J.J. (1986) Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bulletin de la société géologique de France*, **8**, 461-469.
- Pin, C., Vielzeuf, D. (1988) Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne, témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bulletin de la société géologique de France*, **8** (IV n°1), 13-20.
- Pryer, L.L., Robin, P.Y.F. (1996) Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: A palaeostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology*, **18** (9), 1151-1166.
- Puton, E. (1847) Note sur le leptynite des Vosges. Réunion extraordinaire à Epinal, 10-23 septembre 1847. *Bulletin de la société géologique de France*, **4**, 1395-1399.
- Quadt, A., Gebauer, D. (1988) Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr dating of H-P ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and the Saxonian granulites (GDR). *Chemical geology*, **70** (1-2), 15. International congress of geochemistry and cosmochemistry European Association for Geochemistry: abstract.
- Quénardel, J.M., Schmitt, P., Lerouge, G., Cohen-Julien, M., Bouvier, P., Lerebourg, P., Rolin, P. (1988) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dun-le-Palestel (616) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières, 60p. Notice par Cohen-Julien, M., Quénardel, J.M., Freydet, P., Lerouge, G., Rolin, P., Schmitt, P.
- Raimbault, L. (1984) Géologie, pétrographie et géochimie des granites et minéralisations associées de la région de Meymac (Haute Corrèze, France). Thèse, Ecole nationale supérieure des Mines de Paris. 482 p.
- Ravier, J., Chenevoy, M. (1979) Présence de formations granulitiques jalonnant un linéament crustal dans la série cristallophyllienne de la Sioule (Massif Central français). *Comptes rendus de l'académie des sciences.*, **288**, 1703-1706.
- Richard, J. (1938) Etude de la série cristallophyllienne renversée de la vallée de la Sioule. *Rev. Sc. Nat. Auvergne, Clermont-Ferrand*, **4** (1), 1-37.
- Robardet, M. (2003) The Armorica "microplate": fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **195** (1-2), 125-148.
- Robardet, M., Verniers, J., Feist, R., Paris, F. (1994) Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, **3**, 3-31.
- Robert, P., Berquer, C., Courel, L., Kubler, K., Robert, P. (1988) Anomalie thermique précoce dans le bassin houiller Stéphaniens de Messeix-Singles. Massif Central français. *Bulletin des sciences géologiques* (3-4), 333-349.
- Robin, P.-Y.F. (2002) Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - theory. *Journal of Structural Geology*, **24** (3), 531-544.
- Roedder, E. (1984) Fluid inclusions. Reviews in mineralogy. Mineralogical society of America, n°12.644 p.
- Roig, J.-Y., Faure, M. (2000) La tectonique cisailante polyphasée du Sud Limousin (Massif central français) et son interprétation dans un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **171** (3), 295-307.
- Roig, J.Y. (1997) Evolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif central français). Thèse de l'université d'Orléans. 287 p.
- Roig, J.Y., Faure, M., Maluski, H. (2002) Superimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic extension in the Western French Massif Central: a structural and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study. *Terra Nova*, **14**, 25-32.
- Rolet, J. (1994) The variscan orogeny in the Armorican Massif. Structure and Metamorphism, Introduction. In J.D. Keppie, Ed. Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, p. 177-178. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Rolin, P. (1981) Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon (NW du Massif Central français). 229 p., Paris.
- . (1987) Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne: le Massif Central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse, Université de Paris-Sud. 470 p.
- Rolin, P., Cartannaz, C., Henry, P., Rossy, M., Cocherie, A., Salen, F., Delwaille, B., Mauroux, B. (2006) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Champs (666). Orléans: BRGM, 178 p. Carte géologique par C. Cartannaz, P. Rolin, F. Salen, B. Delwaille, N. Thalouarn (2006).
- Rolin, P., Colchen, M. (2001) Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, **1-2**, 87-116.
- Rolin, P., Marquer, D., Colchen, M., Cartannaz, C., Cocherie, A., Thiéry, V., Quénardel, J.-M., Rossi, P. (2009) Famennian-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armorican and French Massif Central). *Bulletin de la société géologique de France*, **180** (3), 231-246.
- Rolin, P., Quénardel, J.M. (1980) Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif Central, France). *Comptes rendus de l'académie des sciences*, **290d**, 17-20.
- Rolin, P., Thiéry, V., Dumont, N., Choulet, F., Mavel, J. (2008) Carte géol. France (1/50.000), feuille de FELLETTIN (n°691). Orléans: BRGM 157 p. Notice explicative par Rolin, P., Thiéry V., Cartannaz C., Cocherie, A., Rossy, M., Henry, P., Constant, J.
- Roques, M. (1941). Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. 527 p.

- Roques, M., Jung, J., Ravier, J., Brousse, R. (1965). Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 - Feuille "Ussel" (n°165) - 2ème édition. p.
- Routhier, P. (1963). Les gisements métallifères. Masson, 1282 p.
- Sandiford, M. (1989) Horizontal structures in granulite terrains: A record of mountain building or mountain collapse? *Geology*, **17** (5), 449-452.
- Santallier, D. (1981) Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif Central (France). 340 p., Orléans.
- . (1983) Les éclogites du Bas-Limousin, Massif Central français. Comportement des clinopyroxènes et des plagioclases antérieurement à l'amphibolitisation. *Bulletin de Minéralogie*, **106**, 691-707.
- Santallier, D., Briand, B., Menot, R.-P., Piboule, M. (1988) Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bulletin de la société géologique de France*, **8** (IV n°1), 3-12.
- Santallier, D., Floch, J.P., Guillot, P.L. (1978) Quelques aspects du métamorphisme dévonien en Bas Limousin (Massif Central Français). *Bulletin de Minéralogie*, **101**, 77-88.
- Sassi, R., Mazzoli, C., Spiess, R., Cester, T. (2004) Towards a Better Understanding of the Fibrolite Problem: the Effect of Reaction Overstepping and Surface Energy Anisotropy. *J. Petrology*, **45** (7), 1467-1479.
- Sawyer, E.W. (1994) Melt segregation in the continental crust. *Geology*, **22**, 1019-1022.
- . (1999) Criteria for the Recognition of Partial Melting. *Physics and Chemistry of the Earth*, **24** (3), 269-279.
- . (2001) Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **19** (3), 291-309.
- . (2008). Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist special publication n°9. 371 p.
- Sawyer, E.W., Robin, P.-Y.F. (1986) The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-feldspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments. *Journal of Metamorphic Geology* (4), 237-260.
- Scambelluri, M., Van Roermund, H.L., Pettke, T. (2008) Relict meso and micro-structures in orogenic garnet peridotites as tracers of mantle dynamics and metasomatism at convergent plate margins. *Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.)*, **127** (2), 221-225.
- Scanvic, J.Y. (1978) Problèmes cartographiques et structuraux posés par l'interprétation géologique des images Landsat du Massif Central et étude comparative des images améliorées de type Vizir et Visumat. Rapport BRGM 78-SGN-004-GEO.
- Schmädicke, E. (1991) Quartz pseudomorphs after coesite in eclogite from the Saxonian Erzgebirge. *European Journal of Mineralogy*, **3** (2), 231-238.
- Schmidt, S., Nagel, T.J., Froitzheim, N. (2010) A new occurrence of microdiamond-bearing metamorphic rocks, SW Rhodopes, Greece. *European Journal of Mineralogy*, **22** (2), 189-198.
- Schulmann, K., Kroner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O., Stipska, P. (2005) Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of science*, **305** (5), 407-448.
- Schulmann, K., Lexa, O., Stipská, P., Racek, M., Tacmanová, L., Konopásek, J., Edel, J.-B., Peschler, A., Lehmann, J. (2008) Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *Journal of Metamorphic Geology*, **26** (2), 273-297.
- Schulz, B. (2009) EMP-monazite age controls on P-T paths of garnet metapelites in the Variscan inverted metamorphic sequence of La Sioule, French Massif Central. *Bulletin de la société géologique de France*, **180** (3), 271-282.
- Schulz, B., Triboulet, C., Audren, C., Feybesse, J.L. (2001) P-T-paths from metapelite garnet zonations, and crustal stacking in the Variscan inverted metamorphic sequence of La Sioule, French Massif Central. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **152** (1), 1-25.
- Sederholm, J.J. (1907) Om granit och gneis, deras uppkomst, upptrände och utbredning inom urberget i Fennoskandia. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, **23**
- Seyler, M. (1986). Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques - L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennees, en particulier alcalines, du socle Provençal (France). Doc. Lab. Géol. Lyon n°96, 371p, p.
- 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), 421-443.
- Smyth, J.R. (1977) Quartz pseudomorphs after coesite. *American mineralogist*, **62** (7-8), 828-830.
- Sobolev, N.V., Shatsky, V.S. (1990) Diamond inclusions in garnet from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*, **343**, 742-746.
- Spark, R.N. (2001) Crustal thickening and tectonic denudation within the Thor–Odin culmination, Monashee complex, southern Canadian Cordillera. PhD thesis, University of New Brunswick. 302 p.
- Stipská, P., Schulmann, K., Kröner, A. (2004) Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology*, **22** (3), 179-198.
- Stöckhert, B., Trepmann, C.A., Massonne, H.J. (2009) Decrepitated UHP fluid inclusions: about diverse phase assemblages and extreme decompression rates (Erzgebirge, Germany). *Journal of Metamorphic Geology*, **27** (9), 673-684.
- Talbert, J.C., Feys, R., Constans, J. (1989). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bort-les-Orgues (739) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières, 58 p. Carte géologique par TALBERT, J.C., FEYS, R. (1988). p.
- Tempier, P. (1966) Sur le métamorphisme de cipolins et de niveaux marneux dans la série cristallophyllienne de la Moyenne Dordogne (Massif Central). *Compte rendu sommaire des séances de la société géologique de France, Séance du 7 mars 1966* (3), 118-119.
- . (1967). Etude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de la Moyenne Dordogne (Massif Central Français). Annales de la faculté des sciences de l'université de Clermont. Clermont Ferrand. 311 p.

- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W. (2003) Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, **372** (1-2), 1-21.
- Termier, P. (1922) Etat actuel de nos connaissances sur la tectonique du Plateau Central français. 13ème congrès géologique international, p. 585-595, Liège.
- Theodorakopoulos, E. (1993) Approche pétro-structurale de la série de Chavanon (Massif Central, France). Mémoire d'aptitude à la géologie, cycle général, Institut géologique Albert de Lapparent, Cergy-Pontoise.
- Thiéry, V., Rolin, P., Barrau, F., Belle, P., Boucly, J., Catimel, F., Choulet, F., Eglinger, A., Juppé, E., Lafay, R., Moreau, E., Ravier, M., Reilé, M. (accepté) Carte géologique de la France, feuille Ussel. Notice explicative par Thiéry, V. et Rolin, P.
- Thiéry, V., Rolin, P., Marquer, D., A., C., Fanning, C.M., Rossi, P. (2009) Visean sinistral wrench faulting along the Sillon Houiller in the French Massif Central: Late Variscan tectonic implications. *Bulletin de la société géologique de France*, **180** (6), 513-528.
- Turland, M., Gentilhomme, P., Sossa-Simawango, M., Duthou, J.L., Debriette, P., Brosse, J.M. (1990) Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Montmarault (620) - Orléans: BRGM. Notice explicative par Turland M. et coll. (1991), 114p.
- Van Hinsberg, V.J., Zinngrebe, E., De Wijs, H., Vriend, S.P. (2007) Thermo-chronology of the Barlet metamorphic basement unit: evidence for a Stephanian thermal event linked to Sb mineralization in the Haut Allier, France. *Journal of the Geological Society of London*, **164**, 393-404.
- Van Roermund, H.L., Drury, M.R., Barnhoorn, A., De Ronde, A. (2000) Non-silicate inclusions in garnet from an ultra-deep orogenic peridotite. *Geological Journal*, **35** (3-4), 209-229.
- Vanderhaeghe, O. (2009) Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, **447** (3-4), 119-134.
- Vanderhaeghe, O., Teyssier, C. (2001) Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, **342** (3-4), 451-472.
- Vennat, G. (1985) Le complexe volcano-plutonique viséen supérieur de Gannat-les-Ancizes (Allier, Puy de Dôme). Etudes pétrographiques, structurales, géochimiques et dynamiques. *Géologie de la France* (4), 341-364.
- Vernon, R.H. (2004). A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge university press, Cambridge. 594 p.
- Vernon, R.H., Collins, W.J. (1988) Igneous microstructures in migmatites. *Geology* (16), 1126-1129.
- Vielzeuf, D., Pin, C. (1989) Geodynamic implications of granulitic rocks in the Hercynian belt. *Geological Society, London, Special Publications*, **43** (1), 343-348.
- Vignerresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M. (1996) Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, **37** (6), 1579-1600.
- Villa, I.M., Hermann, J., Müntener, O., Trommsdorff, V. (2000) 39Ar–40Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140** (3), 363-381.
- Von Gaertner, H. (1937) Der Bau des Französischen Zentralplateaus. *Geologische Rundschau*, **28** (1-2), 48-68.
- Weber, C. (1973) Les granitoïdes du Sud du Bassin de Paris: données hypogéologiques obtenues par la géophysique. *Bull. Soc. géol. France*, **7-XV** (3-4), 252-259.
- Wendt, I., Carl, C. (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical geology*, **86**, 275-285.
- White, R.H., Powell, R. (2002) Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 621-632.
- Whittington, J. (2006) Muscovite pseudomorphs after staurolite as a record of fluid infiltration during prograde metamorphism. Louisiana state university, Baton Rouge. 130 p.
- Williams, I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, **7**, 1-35.
- Williams, P.F., Jiang, D. (2005) An investigation of lower crustal deformation: Evidence for channel flow and its implications for tectonics and structural studies. *Journal of Structural Geology*, **27** (8), 1486-1504.
- Williams, P.F., Jiang, D., Lin, S. (2006) Interpretation of deformation fabrics of infrastructure zone rocks in the context of channel flow and other tectonic models. *Geological Society, London, Special Publications*, **268** (1), 221-235.
- Wu, X., Meng, D., Han, Y. (2005) {alpha}-PbO₂-type nanophase of TiO₂ from coesite-bearing eclogite in the Dabie Mountains, China. *American Mineralogist*, **90** (8-9), 1458-1461.
- Yardley, B.W.D. (1977) An empirical study of diffusion in garnet. *American mineralogist*, **62**, 793-800.
- Zhang, R.Y., Liou, J.G., Zheng, J.P., Griffin, W.L., Yui, T.F., O'reilly, S.Y. (2005) Petrogenesis of the Yangkou layered garnet-peridotite complex, Sulu UHP terrane, China. *American mineralogist*, **90**, 801-813.
- Zhang, R.Y., Zhai, S.M., Fei, Y.W., Liou, J.G. (2003) Titanium solubility in coexisting garnet and clinopyroxene at very high pressure: the significance of exsolved rutile in garnet. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**, 591-601.

Annexes

Méthodologie

Sur le terrain

Le travail de terrain de cette thèse a été effectué lors des levés de terrain des cartes géologiques au 1/50000 de Felletin et d'Ussel.

Les foliations et linéations, axes de plis... ont été, lorsque cela était possible, mesurés en nombre suffisant afin d'obtenir une représentativité statistique.

Les échantillons prélevés ont été orientés dans la mesure des possibilités offertes par les affleurements. Les coordonnées de chaque affleurement dont il est fait référence dans ce mémoire sont indiquées en annexe.

Au laboratoire

Les (très) nombreuses lames minces ont été confectionnées à Besançon ou au BRGM. La préparation des poudres (broyage, quartage, microbroyage) pour analyse chimique a été effectuée par mes soins au département de Géosciences (UMR 6249 Chrono-Environnement) de Besançon. Les analyses ont été effectuées au CRPG de Nancy.

Les datations sur zircons, monazites et xénotimes ont été faites par Alain Cocherie (U-Th-Pb, microsonde cameca SX 50 au BRGM pour les monazites et les xénotimes ; U-Pb, SHRIMP, Canberra, pour les zircons) après préparation minérale par Pierre Jézéquel (BRGM).

J'ai préparé les amphiboles qui ont fait l'objet de datations (broyage, tamisage, tri par liqueur dense et séparation visuelle sous loupe binoculaire) à Besançon et effectué les datations sous l'œil attentif d'Igor Villa, institüt für Geologie, Berne.

Les analyses microsonde ont été effectuées au BRGM à Orléans, l'étude MEB au centre de microscopie de l'université de Franche-Comté.

Les diagrammes géochimiques ont été réalisés grâce au logiciel GCD kit, développé par Janoušek et al., disponible au téléchargement à l'adresse suivante : <http://www.gla.ac.uk/gcdkit/>

Les diagrammes CSD ont été réalisés grâce au logiciel CSD Corrections, développé par M. Higgins, disponible au téléchargement à l'adresse suivante :

<http://wwwwsa.uqac.ca/~mhiggins/csdcorrections.html>

Les diagrammes d'orientation préférentielle de forme ont été réalisés grâce au logiciel SPO, développé par P. Launeau et P.-Y. Robin, disponible au téléchargement à l'adresse suivante :

<http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>

Les projections stéréographiques ont été réalisées à l'aide de la version 0.9.4 du logiciel Stereo32, © Klaus Röller, Claudia A. Trepmann (2003-2007), Ruhr-Universität Bochum, Institut für Geologie, Mineralogie & Geophysik, Universitätsstraße 150, 44 Bochum, Germany. Klaus.Roeller@ruhr-uni-bochum.de, Claudia.Trepman@ruhr-uni-bochum.de.

La modélisation thermodynamique a été réalisée grâce au logiciel PERPLE_X de J. Connolly, disponible à l'adresse suivante, avec toute la documentation concernant les modèles utilisés :

<http://www.perplex.ethz.ch>.

Coordonnées des affleurements illustrés dans ce mémoire

N°	x	y	Localisation	Carte géologique
Chavanon				
AA27	613761	2060068	Confolent-Port-Dieu	Ussel
DE18	612522	2082055	Carrière de Fayat, E de Saint-Merd-la Breuille	Felletin
DF 6	613080	2083130	Ribiéras, E de Saint-Merd-la-Breuille	Felletin
DF 25	61222	2082073	Vallée de la Ramade à l'est de Saint-Merd-la-Breuille	Felletin
DG 44	610620	2078625	N d'Eygurande	Ussel
DG 77	609735	2067628	Gorges de la Barricade, Merlines	Ussel
DG 78	609720	2067066	Gorges de la Barricade, Merlines	Ussel
DG 80	613324	2071069	Asile de la Cellette, Eygurande	Ussel
DG 94	609694	2066417	Gorges du Chavanon, ancienne gare de Savennes	Ussel
DG 95	610232	2065526	Gorges du Chavanon à l'ouest de Savennes	Ussel
DG 97	610124	2066035	Gorges du Chavanon à l'ouest de Savennes	Ussel
DH 68	612769	2065993	Vallée du Béal des Roziers, NE de Savenes	Ussel
DI 34	612178	206331	Gorges du Chavanon, Pradelles	Ussel
DI 80	609348	2076756	Ouest de Feyt	Ussel
DI 97	616514	2069950	N de Messeix	Bourg-Lastic
DI 99	616264	206969	N de Messeix	Bourg-Lastic
DJ 04	614472	2062785	Gorges de la Dordogne, E de Pradelles	Bourg-Lastic
DJ 97	613906	2071263	Route La Cellette - La Vervialle	Ussel
DK 02	622077	2091666	Carrière du Pont Bagnard, Saint-Étienne-des-Champs	Pontgibaud
DK 04	614329	2057680	Rive gauche de la Dordogne face au prieuré de Port-Dieu, W de Larodde	La Tour-d'Auvergne
DK 07	613468	2058232	Bourrière, S de Confolent	Bort-les-Orgues
DK 20	614538	2077106	Gorges du Chavanon au SE de Laroche-près-Feyt	Bourg-Lastic
DK 21	614112	2060390	Digue d'Arpiat	Bourg-Lastic
DK 47	591836	2080150	Carrière de Lombarteix, W de la Courtine	Felletin
E40	612137	2067848	Carrière souterraine du Mas, SE de Merlines	Ussel

Sioule				
DJ 25	644888	2119340	1 Km au N de Lisseuil	Aigueperse
DJ 36	665538	2143012	1 Km au NE de Fleuriet	Montmarault
DJ 41	663298	2126076	Carrière de Neuvial au N de Bègues	Gannat
DJ 43	651838	2124331	1 Km au SE de Chouvigny	Gannat
DJ 48	645208	2134660	3 Km au NNW d'Échassières	Gannat
DJ 49	650913	2135675	1 Km à l'ouest de Coutansouze	Gannat
DJ 51	653499	2137103	Carrière du bois Boulard, S de Chirat l'Église	Gannat
DJ 55	648408	2137764	2 Km au NW de Louroux-de-Bouble	Gannat
DJ 58	650611	2125345	Chouvigny	Gannat
DJ 58	650914	2125120	Carrière de Chouvigny	Gannat
DJ 60	652302	2123638	E de Saint-Gal-sur-Sioule	Gannat
DJ 61	667491	2144576	Entre Breuilly et Cesset face à la carrière noyée	Montmarault
DJ 68	653597	2136968	Bois Boulard, S de Chirat-l'Église	Gannat
DJ 71	652157	2131083	1 Km à l'est de Boënat	Gannat
DJ 73	652465	2122531	SW de Saint-Gal-sur-Sioule	Gannat
DJ 77	644886	2118020	250 m au S de Lisseuil	Aigueperse
DJ 85	645235	2122783	1 Km à l'est de Menat	Gannat
DJ 89	645512	2118839	1 Km au NE de Lisseuil	Aigueperse
DK 34	645625	2121935	Camping du Pont-de-Menat	Gannat
DK 39	645343	2135374	4 Km au NNW d'Échassières	Gannat
DK 44	644758	2123956	NE de Menat	Gannat
DK 45	645431	2121924	S de Menat	Gannat
DK 66	643665	2125563	Saugère, 2,5 Km au N de Menat	Gannat
Ussel				
DG 73	593283	2076444	NE de Sornac	Ussel
DG 85	597743	2067563	Carrière des Plats, Saint-Pardoux le Neuf	Ussel
DI 85	593266	2066303	Vallée de la Diège, Confolent	Ussel

Données obtenues lors de la datation Ar/Ar des amphiboles

DH 68

Step	T°C	40Ar total	Err. 40Ar	39Ar	Err. 39Ar	37Ar	Err. 37Ar	36Ar	Err. 36Ar	Age	Error age
1	700	5.7342E-09	3.881E-12	1.0055E-11	1.9163E-13	1.7276E-11	1.067E-12	1.7094E-11	1.3424E-13	196.483686	11.3588883
2	862	1.4279E-08	2.3827E-12	5.1996E-11	1.1853E-13	2.0835E-10	1.2645E-12	3.0798E-11	2.2616E-13	281.972995	3.40570646
3	898	6.8875E-09	5.7051E-13	3.0908E-11	2.0859E-13	2.4361E-10	2.0341E-12	1.2205E-11	1.0973E-13	300.513054	3.28901058
4	928	5.3476E-09	6.1487E-13	2.2213E-11	2.5066E-13	1.8732E-10	2.4368E-12	9.2807E-12	1.4264E-13	329.359822	5.89648317
5	962	9.582E-09	9.1429E-13	5.9884E-11	1.5544E-13	5.5542E-10	2.7067E-12	1.0341E-11	1.4913E-13	308.369155	2.01548138
6	1011	6.0943E-08	9.6598E-12	4.8616E-10	5.9652E-13	5.1026E-09	1.4898E-11	1.8437E-11	2.1298E-13	322.154981	0.48008632
7	1042	1.2534E-08	1.3303E-12	9.0061E-11	1.2091E-13	7.3187E-10	2.605E-12	9.5062E-12	1.3331E-13	305.356182	1.17248578
8	1073	6.5795E-09	1.8497E-12	3.8545E-11	1.5676E-13	3.4552E-10	1.9068E-12	6.3008E-12	9.2492E-14	342.576508	2.18207191
9	1114	1.035E-08	9.5427E-13	7.1806E-11	2.2788E-13	8.3531E-10	3.5957E-12	8.6792E-12	1.4512E-13	307.8292	1.75630846
10	1256	5.2191E-08	8.7911E-12	4.1192E-10	3.9641E-13	4.2084E-09	1.185E-11	2.0501E-11	1.3172E-13	316.50392	0.36790815
11	1406	2.6593E-09	1.3336E-11	2.057E-11	2.7823E-13	1.9582E-10	2.9729E-12	8.8871E-12	1.4036E-13	7.12533456	6.1254197

DI 35

Step	T°C	40Ar total	Err. 40Ar	39Ar	Err. 39Ar	37Ar	Err. 37Ar	36Ar	Err. 36Ar	Age	Error age
1	700	2.705E-09	1.8313E-11	1.0439E-10	9.1329E-13	1.8742E-10	2.3012E-12	6.777E-12	2.8029E-13	24.906773	2.85236466
2	856	2.0624E-08	5.5134E-12	1.7775E-10	4.8249E-13	4.7897E-10	1.8718E-12	1.0554E-11	1.231E-13	328.935819	1.02601038
3	960	8.1514E-08	4.7567E-12	7.1827E-10	8.3495E-13	3.2929E-09	1.0081E-11	1.8351E-11	1.0047E-13	352.33226	0.39160155
4	1007	2.3283E-08	3.3078E-12	2.0148E-10	2.3012E-13	1.0387E-09	3.437E-12	6.6649E-12	1.4178E-13	351.674901	0.70564623
5	1038	1.8282E-08	1.3103E-12	1.5462E-10	1.4553E-13	5.8669E-10	2.1439E-12	6.1814E-12	1.3345E-13	353.453686	0.80780134
6	1104	9.3726E-09	1.189E-12	7.1482E-11	8.9953E-14	2.5653E-10	1.2375E-12	6.4395E-12	1.0572E-13	347.554448	1.36526647
7	1255	1.243E-08	1.5559E-12	9.0888E-11	8.2255E-14	4.3751E-10	1.5885E-12	9.8333E-12	1.5149E-13	348.97303	1.49781456
8	1396	3.8382E-08	1.4376E-12	3.2021E-10	3.4515E-13	2.0301E-09	5.9288E-12	9.8716E-12	1.4878E-13	367.570396	0.52993194
9	1400	7.3505E-09	1.3324E-12	4.2789E-11	1.8123E-13	2.2416E-10	1.2651E-12	1.0068E-11	1.3766E-13	341.494063	3.15408529

Analyses à la microsonde électronique

Granulites à grenat-kyanite de la série du Chavanon (échantillon DG40)

Profils à la microsonde électronique

Figure 97, profil de gauche

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
1	0.145	61.428	0.037	3.471	8.782	0.047	23.977	0.000	0.000	0.000	97.887
2	1.180	61.117	0.205	2.485	8.084	0.002	24.555	0.028	0.000	0.065	97.721
3	0.334	60.407	0.071	5.651	8.104	0.000	24.387	0.000	0.000	0.015	98.969
4	0.276	59.975	0.003	6.067	7.797	0.000	24.090	0.017	0.010	0.000	98.235
5	0.364	61.845	0.033	4.161	8.336	0.002	23.317	0.000	0.000	0.000	98.058
6	0.135	67.388	0.000	0.299	11.185	0.012	19.677	0.000	0.000	0.020	98.716
7	0.077	67.097	0.000	0.109	11.286	0.000	19.792	0.000	0.022	0.015	98.398
8	2.453	60.912	0.166	1.041	7.216	0.005	24.181	0.000	0.000	0.061	96.035
9	0.441	61.609	0.000	4.805	8.582	0.000	23.486	0.000	0.054	0.000	98.977
10	0.569	61.616	0.017	5.013	8.275	0.012	23.195	0.000	0.000	0.012	98.709
11	0.517	58.927	0.000	4.889	7.594	0.000	22.526	0.000	0.000	0.000	94.453
12	0.489	58.916	0.000	4.824	7.679	0.000	22.305	0.000	0.086	0.000	94.299
13	0.475	61.030	0.000	4.719	8.266	0.013	23.603	0.036	0.061	0.036	98.239
14	0.567	61.708	0.000	4.889	8.150	0.030	23.676	0.000	0.000	0.027	99.047
15	0.579	61.569	0.000	4.838	8.188	0.000	23.355	0.031	0.000	0.000	98.560
16	0.565	61.062	0.001	4.812	8.182	0.000	23.421	0.000	0.000	0.000	98.043
17	0.660	61.271	0.003	4.756	8.272	0.050	23.110	0.088	0.000	0.008	98.218
18	0.534	61.943	0.000	4.829	8.516	0.005	23.489	0.071	0.000	0.025	99.412
19	0.612	61.440	0.069	4.792	8.457	0.000	23.333	0.000	0.000	0.000	98.703
20	0.620	61.618	0.031	4.679	8.313	0.030	23.079	0.000	0.000	0.000	98.370
21	0.591	60.826	0.019	4.813	8.161	0.023	22.947	0.000	0.000	0.000	97.380
22	0.524	62.125	0.000	4.739	8.359	0.002	23.580	0.054	0.000	0.000	99.383
23	0.564	61.656	0.000	4.691	8.225	0.018	23.004	0.000	0.064	0.012	98.234
24	0.664	61.789	0.000	4.623	8.425	0.033	23.163	0.000	0.080	0.000	98.777
25	0.660	60.976	0.000	4.662	8.208	0.007	22.958	0.000	0.000	0.000	97.471
26	0.673	62.181	0.006	4.781	8.243	0.000	23.072	0.021	0.016	0.005	98.998
27	0.618	61.800	0.022	4.550	8.267	0.000	23.374	0.000	0.000	0.000	98.631
28	0.652	62.063	0.071	4.663	8.181	0.000	23.214	0.000	0.000	0.000	98.844
29	1.521	57.990	0.000	5.003	6.571	0.000	22.095	0.000	0.000	0.000	93.180
30	0.558	61.823	0.000	4.647	8.561	0.000	23.002	0.084	0.012	0.000	98.687
31	0.559	61.378	0.000	4.759	8.452	0.000	23.314	0.009	0.039	0.010	98.520
32	0.482	61.671	0.000	4.780	8.356	0.002	23.376	0.000	0.007	0.000	98.674
33	3.863	59.164	0.058	4.385	5.164	0.020	21.927	0.000	0.031	0.000	94.612
34	0.522	61.316	0.000	4.724	8.382	0.000	23.520	0.030	0.007	0.027	98.528
35	0.566	61.751	0.015	4.560	8.541	0.008	23.106	0.075	0.000	0.007	98.629
36	0.536	61.654	0.057	4.529	8.653	0.000	23.070	0.000	0.000	0.025	98.524
37	0.576	62.469	0.000	4.598	8.508	0.033	23.002	0.017	0.000	0.007	99.210
38	0.652	59.517	0.040	4.023	8.247	0.000	21.050	0.008	0.082	0.008	93.627
39	0.596	62.123	0.027	4.761	8.512	0.000	23.008	0.000	0.000	0.000	99.027
40	0.581	61.513	0.017	4.957	8.267	0.000	23.251	0.079	0.001	0.003	98.669

Figure 97, profil de droite

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
41	0.484	60.076	0.414	5.910	7.578	0.000	24.045	0.004	0.000	0.000	98.511
42	0.558	60.069	0.091	4.850	8.175	0.000	22.484	0.000	0.037	0.000	96.264
43	0.561	62.095	0.102	4.740	7.883	0.052	23.259	0.015	0.000	0.007	98.714
44	0.475	61.400	0.050	4.820	8.384	0.000	23.146	0.045	0.000	0.000	98.320
45	0.454	61.507	0.094	4.503	8.654	0.068	22.817	0.000	0.000	0.000	98.097
46	0.434	62.251	0.000	4.384	8.709	0.022	22.535	0.000	0.051	0.000	98.386
47	11.388	60.859	0.044	1.339	2.767	0.000	19.161	0.000	0.000	0.000	95.558
48	3.403	61.997	0.033	3.939	6.993	0.052	22.647	0.000	0.000	0.007	99.071
49	0.269	60.482	0.037	5.097	8.322	0.005	23.650	0.015	0.000	0.013	97.890
50	0.526	60.563	0.130	5.482	7.999	0.002	23.550	0.000	0.000	0.000	98.252
51	0.505	61.098	0.036	4.994	8.421	0.055	23.272	0.021	0.020	0.000	98.422
52	4.298	61.346	0.048	4.184	6.074	0.057	23.180	0.000	0.045	0.030	99.262
53	15.155	63.203	0.013	0.067	1.322	0.000	18.535	0.012	0.099	0.007	98.413
54	15.026	63.081	0.005	0.045	1.217	0.000	18.307	0.028	0.000	0.000	97.709
55	0.372	59.654	0.000	5.745	8.214	0.022	24.149	0.000	0.089	0.015	98.260
56	0.372	60.591	0.087	5.338	8.101	0.000	23.548	0.000	0.012	0.010	98.059
57	0.365	51.897	0.033	5.426	7.286	0.000	20.308	0.004	0.000	0.020	85.339
58	0.382	59.021	0.032	5.327	7.775	0.040	23.200	0.000	0.022	0.000	95.799
59	0.369	60.968	0.049	5.343	8.302	0.015	23.822	0.019	0.000	0.000	98.887
60	0.381	60.133	0.054	5.348	8.019	0.030	23.561	0.000	0.000	0.000	97.526
61	0.266	60.822	0.000	5.481	8.400	0.000	23.932	0.018	0.086	0.000	99.005
62	0.377	61.197	0.000	5.250	8.402	0.000	23.669	0.013	0.085	0.000	98.993
63	0.451	57.690	0.000	5.087	9.345	0.000	21.785	0.000	0.000	0.000	94.358
64	15.407	63.391	0.000	0.020	0.976	0.000	18.751	0.000	0.000	0.028	98.573
65	0.432	60.878	0.006	5.471	8.204	0.000	23.767	0.000	0.000	0.000	98.758
66	1.597	49.944	0.176	4.011	6.366	0.000	19.329	0.009	0.000	0.005	81.437
67	5.297	53.059	0.585	1.108	3.107	0.000	30.486	0.068	0.000	0.070	93.780
68	0.361	61.085	0.027	4.859	8.214	0.007	23.537	0.000	0.003	0.000	98.093
69	0.484	60.878	0.069	5.012	7.576	0.000	23.461	0.000	0.000	0.000	97.480
70	13.185	61.333	0.000	0.339	2.207	0.022	18.588	0.124	0.000	0.018	95.816
71	0.510	61.259	0.000	5.122	8.170	0.017	23.412	0.014	0.000	0.000	98.504
72	0.283	60.809	0.013	5.318	8.313	0.003	23.794	0.021	0.000	0.003	98.557
73	0.254	60.274	0.033	5.415	8.031	0.030	23.939	0.000	0.000	0.030	98.006
74	15.598	63.424	0.000	0.011	0.891	0.000	18.741	0.000	0.000	0.018	98.683
75	0.441	61.599	0.000	5.013	8.163	0.053	23.743	0.000	0.000	0.000	99.012
76	0.435	61.428	0.000	5.128	8.365	0.000	23.610	0.019	0.000	0.000	98.985
77	0.491	60.091	0.157	5.135	7.825	0.017	23.144	0.053	0.064	0.050	97.027
78	0.707	60.694	0.004	5.891	7.743	0.008	24.393	0.000	0.000	0.010	99.450
79	14.962	63.650	0.028	0.048	1.395	0.000	18.592	0.000	0.000	0.000	98.675
80	15.611	63.366	0.082	0.076	0.821	0.017	18.509	0.000	0.000	0.008	98.490

Amphibolites de la série du Chavanon

Échantillon DI35, figure 53 gauche

Plagioclases

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
112	2.733	54.911	0.767	6.001	5.116	0	28.238	0	0	0.463	98.229
113	0.956	56.088	0.072	9.007	5.846	0	27.54	0.001	0	0.032	99.542
114	0.524	56.492	0	9.398	5.877	0.017	27.499	0.023	0.01	0.111	99.951
115	1.745	56.944	0.136	7.07	6.016	0.02	26.93	0.048	0.035	0.169	99.113
116	0.24	56.886	0.064	9.5	6.207	0	27.623	0	0.003	0	100.523

Échantillon DI35, figure 53 droite

Plagioclases

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
128	0.275	56.715	0.124	9.779	6.141	0	27.593	0	0	0.023	100.65
129	0.358	56.991	0.072	9.228	6.112	0.012	27.259	0	0.063	0.041	100.136
130	0.961	56.191	0.142	8.84	5.765	0	27.691	0	0	0.033	99.623
131	0.159	55.508	0.151	10.407	5.692	0.012	28.377	0	0	0.017	100.323

Amphiboles

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
102	0.938	45.272	18.612	12.1	0.875	0.782	8.954	0.214	0.08	9.811	97.638
103	0.64	48.671	17.084	12.134	0.779	0.592	7.099	0.389	0.037	11.16	98.585
104	0.457	39.521	15.053	2.519	1.696	0.095	15.357	0.225	0.016	13.609	88.548
105	0.313	43.725	16.498	8.195	0.256	0.217	7.441	0.391	0	13.999	91.035
120	0.722	47.313	16.293	12.159	0.708	1.091	7.69	0.413	0.105	11.308	97.802
121	0.828	47.06	16.327	12.088	0.832	0.677	8.159	0.554	0	11.068	97.593
122	0.765	47.052	16.257	12.103	0.692	0.781	8.07	0.309	0.032	11.548	97.609
123	0.729	46.985	16.836	11.857	0.775	0.966	8.043	0.385	0.05	11.288	97.914
124	0.828	46.519	16.558	12.053	0.927	0.786	8.143	0.395	0.003	11.02	97.232
125	0.84	46.825	16.841	11.936	0.896	1.056	8.23	0.362	0.001	11.059	98.046
126	0.785	47.349	16.68	11.981	0.764	0.859	8.155	0.283	0.018	11.263	98.137

Échantillon DH68, figure 88

Plagioclases

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
2	0.378	59.192	0.158	7.221	7.437	0	25.318	0.116	0	0.032	99.852
3	0.413	59.84	0.174	7.452	7.189	0	25.349	0	0.063	0	100.48
4	0.479	59.402	0.102	6.908	7.472	0	25.572	0.067	0	0.013	100.015
5	0.437	59.797	0.126	7.153	7.368	0	25.6	0.039	0.004	0	100.524
6	0.457	59.132	0.214	7.504	7.101	0.01	26.061	0.003	0.012	0	100.494
7	0.429	59.808	0.104	7.245	7.27	0	25.679	0	0.032	0	100.567

Amphiboles

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
14	1.096	42.97	19.247	11.935	1.039	0.737	10.294	0.312	0	9.337	96.967
19	1.166	40.589	18.313	10.658	1.14	0.844	9.969	0.452	0.149	8.813	92.093
20	1.176	41.198	17.975	11.158	1.061	0.876	10.195	0.564	0.231	8.993	93.427
21	0.949	41.267	17.383	11.16	1.008	0.899	9.457	0.467	0.126	9.277	91.993
23	9.014	34.716	20.009	0	0.078	2.787	14.267	0.309	0.077	10.438	91.695
25	1.23	42.294	19.571	11.831	1.262	0.961	11.091	0.56	0	9.177	97.977
28	1.338	42.099	19.082	11.855	1.237	0.951	10.603	0.544	0	9.423	97.132
29	1.237	42.741	18.815	11.364	1.368	1.017	10.439	0.479	0	9.907	97.367
30	1.164	43.753	19.012	11.518	1.321	1.103	10.261	0.695	0	10.167	98.994
31	1.208	43.233	18.995	11.525	1.232	1.016	10.392	0.551	0.032	9.889	98.073
35	1.244	42.711	19.194	11.907	1.291	0.869	10.637	0.479	0	9.536	97.868
36	1.235	42.829	18.617	11.512	1.27	1.129	10.428	0.599	0.028	9.857	97.504
37	1.185	42.786	19.086	11.798	1.251	1.141	10.398	0.666	0.082	9.64	98.033
39	1.214	42.386	19.382	11.675	1.215	0.954	10.583	0.558	0.012	9.458	97.437
40	1.203	42.73	18.784	11.636	1.365	1.223	10.571	0.505	0.048	9.68	97.745
41	1.241	43.09	19.637	11.854	1.205	0.956	10.526	0.479	0	9.793	98.781
44	1.113	43.567	19.226	12.015	1.294	0.867	10.039	0.405	0	9.788	98.314
46	0.984	42.651	20.388	11.838	1.014	0.58	10.981	0.531	0	8.905	97.872
79	0.640	40.599	17.216	11.258	1.359	0.981	11.843	0.488	0.000	9.338	93.722
81	0.618	43.661	16.882	11.437	1.216	0.976	10.951	0.393	0.000	10.318	96.452
82	0.724	43.124	17.229	11.512	1.343	0.961	12.181	0.404	0.000	10.104	97.582
83	0.696	42.615	17.833	11.438	1.458	0.961	12.438	0.287	0.000	9.720	97.446
84	0.688	43.124	17.632	11.640	1.427	0.806	12.032	0.429	0.069	9.849	97.696
85	0.669	43.680	17.622	11.483	1.353	0.921	11.735	0.238	0.026	10.512	98.239
86	0.735	43.038	16.931	11.468	1.355	1.017	11.631	0.485	0.000	10.366	97.026
90	0.623	43.890	17.033	11.354	1.341	0.941	10.902	0.531	0.000	10.577	97.192

Amphibolites de la série d'Ussel, échantillon DI 28, figure 91

Amphiboles

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
132	0.178	51.784	13.153	11.35	0.349	0.657	4.521	0.243	0.133	15.447	97.815
133	0.265	50.575	12.789	12.415	0.623	0.696	6.197	0.186	0.171	14.83	98.747
134	0.104	51.809	11.987	11.655	0.348	0.344	4.623	0.222	0.19	15.387	96.669
135	0.073	55.078	0.187	10.872	5.52	0.073	28.508	0	0.064	0.018	100.393
136	0.028	47.702	0.194	17.029	2.073	0	33.52	0	0	0.005	100.551
137	0.312	51.561	12.614	11.928	0.551	0.864	6.088	0.195	0.096	14.334	98.543
145	0.03	52.986	12.229	12.254	0.333	0.173	3.734	0.17	0.082	15.936	97.927
146	0.007	48.966	3.601	15.135	1.57	0.037	25.866	0.05	0.007	3.165	98.404
147	0.152	51.741	12.445	11.796	0.437	0.544	4.759	0.185	0.05	15.733	97.842
148	0.177	51.908	12.475	11.976	0.332	0.592	4.548	0.26	0.082	15.279	97.629
149	0.19	52.085	12.905	12.051	0.324	0.636	4.438	0.172	0.025	15.825	98.651
150	0.232	51.76	13.284	11.889	0.472	0.58	4.773	0.26	0.072	15.762	99.084

Cordiérites de Ribieras, échantillon DF 6, figure 82

Cordiérites

Pt	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Al2O3	SiO2	Cr2O3	Total
24	10.17	7.48	0.24	0	0.19	0.02	0.03	32.78	47.99	0	98.89
15	10.24	7.36	0.18	0.01	0.2	0.04	0.01	32.58	48.16	0	98.79
34	10.35	7.33	0.19	0.06	0.17	0.01	0.02	32.58	47.6	0	98.3
25	10.44	7.38	0.28	0.04	0.17	0	0	32.66	48.28	0	99.25
10	10.46	7.25	0.36	0	0.25	0.01	0	32.74	47.89	0	98.95
18	10.77	6.94	0.31	0	0.15	0.01	0	32.74	48.02	0	98.93
33	10.8	7.09	0.47	0.02	0.11	0.01	0	32.65	47.6	0	98.76
8	11	6.86	0.26	0.05	0.25	0.04	0	32.73	48.46	0	99.65
29	11.1	7.2	0.45	0.03	0.1	0.06	0	32.62	47.65	0.01	99.21
19	11.13	6.84	0.29	0	0.18	0.04	0	32.65	47.58	0.02	98.73
11	11.23	6.81	0.25	0.01	0.18	0.01	0.04	32.41	48.22	0	99.14
5	11.28	6.84	0.41	0.06	0.12	0.02	0.03	32.64	48.01	0.04	99.44
13	11.47	6.65	0.32	0.02	0.2	0	0	32.52	48.28	0	99.45
7	11.66	6.49	0.34	0	0.16	0.02	0	32.05	47.4	0.05	98.15
6	11.73	6.56	0.27	0.03	0.18	0.01	0.01	32.29	47.72	0	98.81
40	12.14	6.35	0.19	0.02	0.17	0.03	0	32.13	46.69	0	97.73
3	12.36	6.25	0.34	0	0.17	0	0.03	32.12	47.38	0.05	98.7
27	8.56	6.32	0.23	0.04	0.2	0.08	0.01	37.72	44.51	0.05	97.72

Aubussonites, échantillon DG 73, figure 70

Grenats

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
1	0.016	36.056	33.842	0.779	0.038	0.000	21.381	5.258	0.000	2.580	99.950
2	0.000	36.115	33.805	0.978	0.030	0.000	21.504	4.767	0.041	2.646	99.886
3	0.000	35.850	34.873	0.859	0.000	0.000	21.215	4.446	0.000	2.542	99.785
7	0.082	36.306	34.304	0.821	0.027	0.022	21.065	4.248	0.000	2.625	99.500
9	0.175	66.485	0.253	0.978	11.001	0.018	20.568	0.004	0.004	0.015	99.501
10	0.075	35.959	33.482	0.802	0.022	0.000	21.075	5.590	0.000	2.029	99.034
11	0.000	36.242	34.120	0.732	0.001	0.030	20.980	5.865	0.000	2.116	100.086

Plagioclases

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
4	0.340	61.697	0.000	4.217	8.940	0.000	23.336	0.110	0.079	0.000	98.719
5	0.298	61.434	0.049	4.410	8.717	0.037	23.270	0.000	0.000	0.015	98.230

Micaschistes de la série du Chavanon, échantillon utilisé pour la pseudosection (figure 50)

Grenats

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
6	0.000	36.302	25.028	1.066	0.053	0.033	21.031	13.210	0.088	3.172	99.983
7	0.018	36.340	25.816	1.005	0.024	0.065	20.676	13.661	0.000	3.286	100.891
8	0.000	36.402	24.846	0.529	0.000	0.020	20.744	13.715	0.000	3.120	99.376
9	0.000	36.101	25.192	0.567	0.035	0.237	20.532	14.509	0.079	3.167	100.419
10	0.017	36.858	24.913	0.698	0.050	0.195	20.463	13.181	0.000	3.256	99.631
11	0.013	36.383	23.606	0.595	0.008	0.045	20.389	14.091	0.020	3.238	98.388
14	0.000	36.486	25.311	0.898	0.024	0.157	20.801	13.532	0.056	3.202	100.467
15	0.048	36.605	25.715	1.006	0.084	0.020	20.840	12.780	0.000	3.339	100.437
16	0.041	36.456	24.757	0.369	0.148	0.032	20.942	13.489	0.000	3.165	99.399
20	0.037	36.535	25.879	0.382	0.015	0.130	21.239	12.930	0.155	3.409	100.711
21	0.025	36.612	26.873	0.501	0.046	0.003	20.525	12.908	0.006	3.363	100.862
22	0.045	36.094	26.256	0.295	0.081	0.012	21.128	13.334	0.000	3.270	100.515
23	0.025	36.864	25.106	0.462	0.016	0.002	21.366	14.481	0.000	2.903	101.225
25	0.011	36.766	24.828	0.358	0.034	0.052	20.995	13.749	0.028	2.936	99.757
28	0.019	37.074	25.636	0.914	0.011	0.038	21.007	12.626	0.000	3.238	100.563
32	0.010	36.907	25.535	0.392	0.046	0.062	21.264	13.770	0.010	3.313	101.309
33	0.034	36.141	25.310	0.963	0.049	0.052	21.213	12.866	0.007	3.220	99.855
34	0.000	36.372	25.853	0.533	0.026	0.090	20.497	13.391	0.000	3.301	100.063
35	0.000	36.464	24.955	0.444	0.057	0.075	20.480	13.837	0.022	3.250	99.584

Micas blancs

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	Cr2O3	MgO	Total
29	10.170	45.096	3.003	0.000	0.983	0.460	33.806	0.005	0.000	0.751	94.274
30	9.970	44.884	3.479	0.000	1.016	0.722	33.685	0.137	0.000	0.683	94.576
31	9.657	44.803	3.412	0.001	1.003	0.485	33.496	0.040	0.000	0.701	93.598

Données géochimiques

N.B. : les données présentes dans les cartes de Bourg-Lastic, Pontgibaud et Saint-Gervais-d'Auvergne ont été également utilisées (voir références au chapitre 5)

Echantillons de la feuille "Ussel" (ce travail)																	
N° Echn	Type	Localisation	X	Y	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
					%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
DG 80	Diatexite de la Celllette	La Celllette	613.3	2071.5	76.21	13.03	1.39	0.92	0.03	0.07	0.46	3.10	5.04	0.08	0.02	1.01	100.42
DG 96	Diatexite de la Celllette	Tunnel Froides Maisons	610.5	2065.2	76.18	12.93	1.55	0.81	0.02	0.12	0.31	2.78	5.39	0.09	0.10	1.19	100.66
DI 22	Micaschistes	Contolent	613.9	2060.4	57.76	21.42	7.77	3.69	0.11	1.99	0.13	1.40	5.23	0.76	0.08	3.53	100.18
DF 37	Mignaitte	Gorges du Charavon au SE d'Eyguande	610.9	2070.6	72.24	14.42	2.82	1.83	0.09	0.48	2.01	3.37	3.48	0.24	0.12	1.19	100.45
DH 82	Mignaitte	Gorges de la Meuzette	611.3	2070	69.85	14.72	3.71	2.63	0.07	1.44	2.18	3.68	2.84	0.37	0.12	1.10	100.07
DG 34	Mignaitte	Gorges de la Meuzette	611.8	2078.5	76.29	12.86	1.51	0.79	0.03	0.08	0.72	3.68	3.84	0.06	0.03	0.85	99.95
DH 92	Granite de Savennes	Gorges du Charavon, Bardouze	611.9	2063.3	63.54	16.86	5.16	3.63	0.07	1.94	3.33	3.40	2.55	0.83	0.26	1.60	99.53
DH 81	Gneiss de la Barricade	Pile NE du viaduc de la Barricade	608.6	2068.1	58.55	20.59	6.84	4.88	0.08	1.75	0.33	1.56	4.50	0.85	0.13	3.87	99.03
DH 10	Gneiss de la Barricade	Route de Savennes	610.2	2066	60.89	18.97	7.37	5.40	0.18	1.97	0.37	1.15	4.09	0.85	0.12	3.55	99.51
MCH	Micaschiste	Coupe de Contolent	613.2	2061.2	64.87	17.63	5.98	2.66	0.04	1.64	0.11	0.98	4.04	0.77	0.17	4.03	100.25
DG 97	Gneiss de la Barricade	NE de Froides Maisons	610	2065.8	59.89	20.13	7.36	5.05	0.13	2.06	0.50	1.28	4.28	0.89	0.11	2.98	99.60
CU	Diatexite de la Celllette	Gorges du Charavon	612.9	2069.9	76.91	13.03	1.35	0.87	0.03	0.12	0.43	3.55	4.30	0.07	<L.D.	0.96	100.74
DG 40	Granulites a disthène	Fey	610.8	2076.4	65.19	16.27	6.63	4.86	0.09	2.82	1.22	2.20	3.30	0.89	0.16	1.99	100.76
Autres échantillons																	
N° Echn	Type	Référence	X	Y	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
					%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
DE 36	DGHC	Feuille de Fellelin, Rolin et al. (2008)	607.95	2084.675	72.804	12.948	3.847	2.58	0.044	1.398	1.037	2.454	3.273	0.605	0.116	1.529	100.055
LA-35b	DGHC	Thèse Cartanaz (2006)	586.537	2105.485	65.22	16.52	6.51		0.06	2.11	1.11	2.17	3.45	0.83	0.19	1.71	99.88
LA-35c	DGHC	Thèse Cartanaz (2006)	586.137	2105.485	65.40	17.06	7.14		0.11	2.96	0.35	1.02	2.37	0.52	0.21	2.49	99.83
LA-35d	DGHC	Thèse Cartanaz (2006)	586.137	2105.485	67.95	15.83	4.04		0.04	1.35	0.79	2.09	4.73	0.51	0.16	2.39	99.88
LA-37	DGHC	Thèse Cartanaz (2006)	587.59	2105.205	64.13	17.11	5.75		0.06	2.21	0.60	2.03	4.19	0.58	0.14	3.08	99.88
LA-38	DGHC	Thèse Cartanaz (2006)	586.138	2108.425	67.99	15.62	4.69		0.05	1.80	0.73	2.20	3.59	0.59	0.16	2.46	99.88

**Métamorphismes et déformations des séries cristallophylliennes
du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel (Massif Central français).
Discussion du modèle de nappes du Massif Central.**

Les séries du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel sont situées au cœur du massif central français et constituent donc un secteur clé pour la compréhension de cette zone interne de l'orogène varisque en Europe de l'ouest. Leur métamorphisme inverse est traditionnellement expliqué par un empilement de nappes au cours d'un évènement unique au Dévonien. Cet édifice est ensuite affecté par le jeu de grands décrochements régionaux.

Ce mémoire établit une comparaison entre les différentes séries grâce notamment à de nombreuses nouvelles données de terrain et de nouvelles données géochronologiques. La succession des déformations telle qu'elle peut être mise en évidence est la suivante : 1) un stade D1, caractérisé par une foliation S1 anatectique fortement pentée, 2) un stade D2 au cours duquel la S1 est reprise par une S2 de faciès amphibolite subhorizontale, de plus en plus pénétrative vers la base des séries et 3) le bâti est affecté par de grands décrochements (cisaillement de la Courtine notamment). Les nouvelles données géochronologiques mettent en avant un polyphasage des métamorphismes et des déformations.

L'intégration de ces données dans un modèle géodynamique plus global fait appel à une structure de type « extrusion par poinçonnement ». La discussion met en avant les problèmes du modèle de nappes qui prévalait jusqu'ici.

Mots-clés : Massif Central français ; séries métamorphiques inverses du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel ; anatexie ; pétrologie métamorphique ; modélisation thermodynamique ; géologie structurale ; nappes cristallines.

**Metamorphisms and deformations of the Chavanon, Sioule
and Ussel metamorphic sequences (french Massif Central).
Discussion on the nappe stacking model of the Massif Central.**

The Chavanon, Sioule and Ussel metamorphic sequences are located in the center part of the French Massif Central and are thus a key area for the understanding of this inner part of the variscan belt of western Europe. Their inverted metamorphism is usually explained by a single Devonian nappe stacking event. Afterwards, a set of strike-slip regional shear-zones affect this stack of nappes.

This work presents a comparison between the different sequences thanks to numerous new field and geochronological data. The succession of the deformation events is as follows : 1) a D1 event which is characterised by a S1 strongly dipping anatectic foliation, 2) a D2 event during which the S1 foliation is reworked by a flat amphibolite-facies S2 foliation which is more and more penetrative towards the basis of the sequences, 3) the sequences are affected by large-scale strike-slip shear zones as the la Courtine one for example. The new geochronological data argue for a polyphased succession of metamorphism and deformations.

Viewed in a more global geodynamical model, those data are in agreement with an extrusive structure within 2 awls. The discussion points out the problems in the nappe model that prevailed.

Keywords : French Massif Central ; Chavanon, Sioule and Ussel inverted metamorphic sequences ; anatexis ; metamorphic petrology ; thermodynamic modelling ; structural geology ; high grade nappe association