

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

ARGENTAT

par

H. LABERNARDIÈRE



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ARGENTAT À 1/50 000**

par

**H. LABERNARDIÈRE
avec la collaboration de
A. LEFAVRAIS-RAYMOND, J.G. ASTRUC**

1992

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : LABERNARDIÈRE H., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G., MONIER G. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Argentat** (786) – Orléans : BRGM. Notice explicative par LABERNARDIÈRE H., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G. (1992), 66 p.

– *pour la notice* : LABERNARDIÈRE H., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Argentat** (786) – Orléans : BRGM, 66 p. Carte géologique par LABERNARDIÈRE H., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G., MONIER G. (1992).

© BRGM, 1992. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1786-4

SOMMAIRE

	Pages
APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE	5
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	14
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	14
Limousin	14
Millevaches	23
<i>TERRAINS ÉRUPTIFS</i>	28
Limousin	28
Millevaches	30
<i>TERRAINS VOLCANIQUES</i>	39
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	40
TECTONIQUE	43
<i>TECTONIQUE SOUPLE</i>	43
<i>DISLOCATION D'ARGENTAT</i>	48
MAGMATISME DU MILLEVACHES	51
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	53
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	53
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	54
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	54
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	54
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	59
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	66
AUTEURS	66
ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES	
ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	
ANNEXE 3 : COUPES SCHÉMATIQUES	
ANNEXE 4 : SCHÉMA STRUCTURAL	

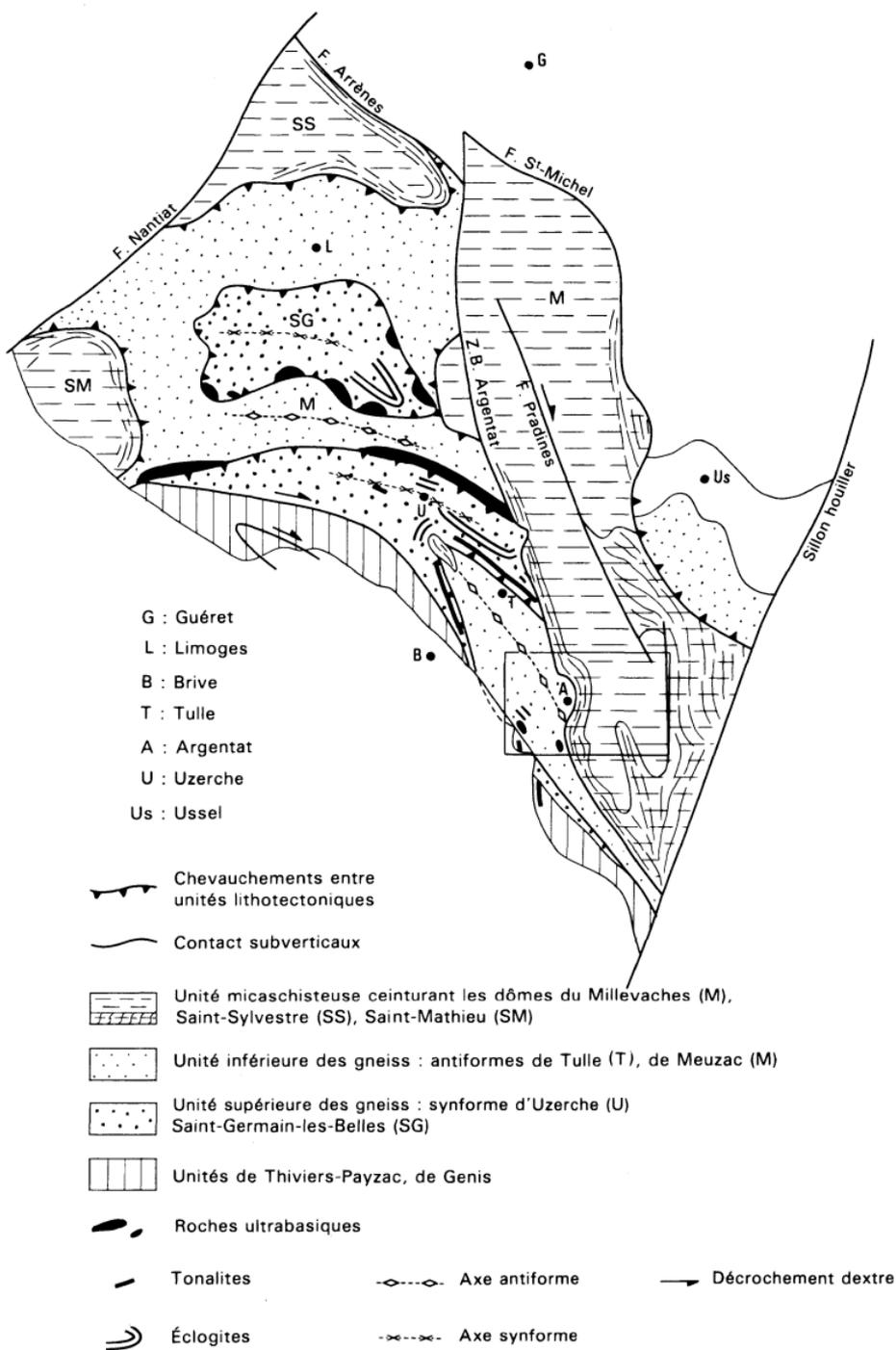


Fig. 1 - Carte régionale

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Géographie

Entièrement située en Corrèze, cette feuille est à cheval sur deux régions naturelles : le Bas-Limousin à l'Ouest, le plateau de Millevaches à l'Est. Elle touche à l'extrême Sud-Ouest le bassin de Brive.

L'altitude du plateau limousin recouvert de prairies dépasse rarement 580 m. Il s'abaisse progressivement jusqu'à 400 m, voire 350 m, en direction des vallées principales dont les plus importantes sont celles de la Dordogne et de son affluent la Souvigne qui l'entaillent alors sur près de 200 m ; leurs versants, abrupts, sont recouverts de bois.

Le plateau de Millevaches, légèrement plus élevé (500 à 600 m) est lui-même profondément entaillé (souvent plus de 200 m) par les vallées de la Dordogne, de la Maronne et celles de leurs affluents les plus importants qui sont respectivement la Glane et la Bedaine. Ces gorges étroites, et souvent elles aussi boisées, constituent des lieux privilégiés pour l'installation de barrages : Chastang et Sablier sur la Dordogne, Gour-Noir et Hautefrage sur la Maronne.

Argentat est la seule agglomération de quelque importance. Construite sur les terrasses alluviales de la Dordogne, elle occupe une position privilégiée au confluent des quatre principaux cours d'eau : Dordogne, Maronne, Souvigne et Doustre, ce dernier soulignant sensiblement la limite Limousin—Millevaches au Nord d'Argentat.

Géologie

Deux grands ensembles géologiques correspondent à ces régions naturelles :

- le complexe granitique de Millevaches, essentiellement constitué de leucogranites divers, avec son enveloppe de terrains métamorphiques épi- à mésozonaux paradérivés ;
- la série métamorphique du Bas-Limousin, où les formations détritiques et volcanodétritiques mésozonales sont associées à divers types d'ortho-gneiss ; quelques granitoïdes recourent cet ensemble.

Ils sont séparés par la « dislocation d'Argentat », caractérisée par la fréquence des accidents jalonnés de cataclasites souvent hydrothermalisées (silicification, argilisation, pyritisation, développement diffus de carbonates). La largeur de cette zone intensément fracturée, bien développée aux dépens du Limousin au Nord d'Argentat où elle se superpose à une bande mylonitique, et aux dépens du Millevaches au Sud, est de l'ordre de 2 km. Au Nord de la Dordogne, les formations du Limousin sur lesquelles repose le Stéphanien dessinent un coin qui s'enfonce dans le Millevaches ; ce secteur est lui-même truffé de failles argileuses et de zones broyées.

À l'Est, le complexe granitique du Millevaches est séparé de la série métamorphique de la moyenne Dordogne par un accident important jalonné de zones broyées subverticales, de direction méridienne.

Au Sud-Ouest, la série du Bas-Limousin et sa couverture triasico-liasique sont compartimentées en horst et graben par un système de fractures de direction essentiellement NW.

Sur les plateaux, l'arénisation est très poussée et les affleurements sont de très mauvaise qualité ; dans les vallées, les meilleures coupes sont celles qui permettent d'accéder aux barrages.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

SOCLE MÉTAMORPHIQUE ET ÉRUPTIF (tabl. 1, p. 8-9)

Les différentes unités lithotectoniques

Suite à un certain nombre de travaux récents, en particulier ceux de J.P. Floc'h (1983, 1985), la pile métamorphique du Limousin a été subdivisée en 5 unités lithotectoniques séparées par des contacts anormaux et qui sont, de la base au sommet (fig. 1 et schéma structural, annexe 4) :

- *unité de la Dronne*, constituée essentiellement de métapélites dont la série du Millevaches, recoupée par les leucogranites viséens, serait un équivalent latéral ;
- *unité inférieure des gneiss*, caractérisée par l'abondance des métagrauwackes associées à des intercalations basiques tuffacées recoupées par des métagranites mis en place à diverses périodes ;
- *unité supérieure des gneiss*, où les grauwackes sont associées à de nombreuses intercalations basiques ;
- *unité de Thiviers—Payzac*, avec métatufs rhyodacitiques et dykes doléritiques recoupés par des métagranites ;
- *unité de Génis*, avec métapélites, méta-ignimbrites et magmatisme tholéitique.

Seules les 3 premières unités sont représentées sur cette feuille.

Âge des formations para- et orthodérivées

● **Série du Millevaches.** L'âge de 467 ± 8 Ma (Monier, 1980) obtenu sur les orthogneiss (métagranites) de La Xaintrie, est attribué à la mise en place du granite. Celui des shales et grauwackes à l'origine des « micaschistes » est inconnu. Il est probable que ces sédiments de type plate-forme continentale sont antérieurs à l'Ordovicien ; des analyses lithologiques ont amené certains auteurs à proposer un âge cambrien, voire briovérien.

● **Série du Limousin.** Si l'âge de l'unité de Génis est relativement bien cerné du fait de la présence d'acritarches (Ordovicien—Silurien) dans les métapélites surmontées de dolomies à conodontes (limite Silurien—Dévonien), et celui de l'unité de Thiviers contraint par le métamorphisme de contact développé autour du métagranite du Saut-du-Saumon dont la mise en place à l'Ordovicien date de 475 Ma (Bernard-Griffiths, 1975), l'âge des autres unités reste incertain.

Les orthogneiss à biotite à 2 micas, œillés ou rubanés, qui s'étendent de Forges à Reygades, sont équivalents des orthogneiss de Chameyrat (feuille Tulle à 1/50 000), méta-granites mis en place au Cambrien (525-535 Ma ; Bernard-Griffiths, 1975). Ils ont été présentés comme le substratum de la série paradérivée du Bas-Limousin (Guillot, 1981 : Tulle à 1/50 000) dont la base serait constituée des produits de leur démantèlement ; selon ce modèle, métapélites et grauwackes se seraient déposées au cours de la période 525-475 Ma. Les observations réalisées sur la feuille Argentat (sept de paragneiss au sein des divers orthogneiss, bancs d'orthogneiss foliés et boudinés suggérant l'existence d'un réseau filonien transposé, greisen à l'éponte d'un métaleucogranite) suggèrent plutôt la mise en place d'un ensemble granitique composite à travers la série sédimentaire dont l'âge serait ainsi indéterminé mais au moins cambrien. L'âge obtenu sur les leptynites associées aux amphibolites de Vergonzac (métavolcanites mises en place à 498 Ma) et situées au sommet de l'unité inférieure des gneiss, alors que les orthogneiss précédents seraient à la base, va dans le même sens.

Au cours de l'Ordovicien, d'autres corps magmatiques (granodiorites—tranhémities à 470-495 Ma, puis granite subalcalin à 434 Ma) se mettront en place à travers cette série et deviendront respectivement, après structuration synmétamorphe, les leptynites de type Albussac et Aubazine, très largement développées sur cette feuille.

Largement répandues dans le Nord-Limousin où elles jalonnent le contact entre unité inférieure et unité supérieure des gneiss, les roches basiques et ultrabasiques ne sont représentées ici que par les deux petits corps du Bousquet (près de Reygades) au Sud d'Argentat et du Mazeaud (au Nord-Ouest de Brivezac), qui semblent inclus dans l'unité inférieure des gneiss, le premier à la base, le second vers le sommet. Dans le Nord-Limousin, corps basiques et ultrabasiques sont interprétés (Guillot *et al.* 1979 ; Santallier, 1981 ; Gebauer *et al.*, 1981 ; Maillat, 1987) comme les marqueurs d'un épisode distensif probablement d'âge cambro-ordovicien, favorisant également la mise en place de divers granitoïdes et qui prendrait fin après la mise en place (470 ± 22 Ma) du granite du Saut-du-Saumon (Ledru *et al.*, 1989).

Métamorphisme polyphasé et déformations

Si les éclogites ceinturent de façon quasi continue la synforme d'Uzerche, disséminées dans l'unité supérieure des gneiss, et, de façon plus discontinue, l'antiforme de Tulle (feuilles à 1/50 000 Tulle et Uzerche), elles n'ont été décelées qu'en un seul point sur Argentat : à la sortie nord de Saint-Hilaire-Taurieux, où elles sont intercalées dans l'unité inférieure des gneiss si l'on en juge par leur contexte lithologique. Cette éclogitisation est reliée à une phase de compression, succédant à la distension, résultant de la subduction qui pourrait être silurienne (430-440 Ma ; Pin *et al.*, 1986) et au cours de laquelle des températures de 650 à 750 °C et des pressions de 15 à 20 kbar auraient été atteintes (Santallier, 1981). Suite à cette phase, des coins, écaillies ou lentilles d'éclogites auraient été introduites mécaniquement (obduction) dans les séries plus superficielles de moyenne pression (Santallier *et al.*, 1988) ; cette obduction concernerait d'ailleurs également du matériel

			LIMOUSIN	MILLEVACHES
	Permien		Jeux ultérieurs des accidents jalonnant la dislocation d'Argentat et hydrothermalisme ?	
N É O V A R I S S Q U E	Stéphanien 300		Conglomérats, sables et niveaux charbonneux. Fin du soulèvement. Individualisation d'un graben dans lequel l'unité inférieure de gneiss est conservée à l'état de « klippe »	Épisyénitisation <i>Lamprophyres</i> <i>Microgranites et rhyolites</i>
	Westphalien		Intense fracturation, cataclasites et hydrothermalisme. Mouvement en faille normale et genèse de la zone broyée	Soulèvement en horst et déformation fragile le long des accidents bordiers jouant en faille normale.
	Namurien		Jeu en décrochement dextre et blastomylonites de l'accident d'Argentat <i>Granites de type Cornil</i>	Jeu en décrochement dextre ductile de part et d'autre du Millevaches
	Viséen		Antiformes et synformes	Remontée diapirique (quelques km) avec cisaillement en failles normales des leucogranites de l'Ouest, redressement et plissement (plis d'entraînement des métapélites encaissantes), redressement de l'unité inférieure des gneiss générant peut être en son sein un cisaillement en faille normale <i>Leucogranites à grain fin</i> <i>Leucogranites et granites de type Gleny</i> <i>Granite monzonitique à deux micas</i> Antiformes et synformes Anatexie, réactivation de la croûte selon des « couloirs » <i>Granite porphyroïde à biotite des Estourocs</i>
M É D I O V A R I S S Q U E	350		<i>Granite monzonitique d'Albussac</i> Persistence d'une déformation par cisaillement ductile <i>Tonalites</i>	Antiformes et synformes Anatexie, réactivation de la croûte selon des « couloirs » <i>Granite porphyroïde à biotite des Estourocs</i>
	Tournaisien		Anatexie locale ?	Métamorphisme de type Abukuma (P basse-T° élevée : 50°/km) Paragenèses synchrones de la foliation, de la linéation d'étirement et du plissement.
É O V A R I S S Q U E	400		Épaississement de croûte avec intégration d'ophiolites ou écaillés de manteau, d'éclogites. Mise en place des nappes avec transport vers l'WNW. Foliation, linéation d'étirement et plissement synmétamorphes. Métamorphisme de type Barrow (P moyen-T° moyenne)	Métamorphisme de type Barrow (P moyen-T° moyenne) ?
		Dévonien		Début de la phase de collision continentale génératrice d'écaillages crustaux avec remontée tectonique
É O V A R I S S Q U E	450		Éclogitisation ? Début de la phase de convergence, subduction, enfouissement fin de la distension (existence de domaines continentaux et océaniques) <i>Granite subalcalin</i> <i>(Leptynite type Aubazine)</i>	
		Silurien		
P É L I T E S	OrdoVICIEN		<i>Granodiorites, trondjhémites</i> <i>(Gneiss leptynique de type Albussac)</i>	<i>Leucogranites porphyroïdes ou non (ortholeptynites en relais le long de la bordure ouest du Millevaches)</i> <i>Granites porphyroïdes ou non de La Xaintrie (orthogneiss œillés ou rubanés)</i>
	500		<i>Volcanisme acide/basique : tufs, coulées et/ou filons</i> <i>(Leptynites de type Tulle-Vergonzac)</i>	
G R A U W A C K E S	Cambrien 530		<i>Granites (orthogneiss et ortholeptynites) :</i> - <i>porphyroïdes à biotite ou 2 micas</i> - <i>à grain moyen équant ou rubané</i> - <i>à grain fin à muscovite</i>	
		550		

Tableau 1. — Principaux repères chronologiques.

basique et ultrabasique dont l'épaisseur cumulée pourrait atteindre localement 6 km (Bonin *et al.*, 1986 ; Bouchez *et al.*, 1986).

En Limousin, le métamorphisme de moyenne pression d'âge dévonien débute vers 420-400 Ma (Santallier *et al.*, 1978 ; Guillot, 1981) ; il est imprimé dans toutes les formations de plus de 435 Ma, qu'il s'agisse des roches basiques éclogitisées puis rétrotransformées en amphibolites, des shales, grauwackes, tufs ou filons basiques transformés en paragneiss et amphibolites, ou des granitoïdes orthogneissifiés.

À hauteur de la feuille Argentat, en Limousin, seul le faciès amphibolite est représenté ; en Millevaches on passe, à l'Ouest du faciès amphibolite, au faciès schistes verts.

Sur le plan structural, le fait marquant est l'existence dans les différentes formations, granitoïdes du Millevaches mis à part, d'une linéation d'étirement et/ou minéralogique d'orientation moyenne ESE, généralement associée à une structure planaire (foliation) à pendage souvent faible. Cette structure a été acquise selon une tectonique tangentielle lors de la culmination du métamorphisme moyenne pression. Elle témoigne d'une déformation non coaxiale avec cisaillement vers l'WNW, compatible aussi bien avec la mise en place de nappes dont la vergence s'effectuerait vers le Nord-Ouest (Floc'h, 1983 ; Ledru *et al.*, 1987, 1989 ; Friedrich *et al.*, 1988) qu'avec un mouvement en faille normale ductile à faible pendage W (Mattauer *et al.* ; 1988) qui oblitérerait des structures ductiles antérieures. Effet de la tectonique compressive ou extensive, le débat demeure !

La fréquence des plis dont les axes ont même orientation, les uns précoces à foliation plan axial, les autres plus tardifs reprenant la foliation, témoigne d'une continuité de la déformation dans le temps. L'histoire tectono-métamorphique (anatexie tardive, chevauchements majeurs) a pris fin en Limousin vers 375 Ma (Floc'h, 1983 ; Duthou, 1977 ; Ledru *et al.*, 1984 ; Santallier *et al.*, 1988) ; il semble que le régime responsable de la linéation régionale se soit maintenu au-delà, jusqu'à la mise en place (355-360 Ma : Bernard-Griffiths *et al.*, 1985) des diorites quartziques de la « ligne tonalitique » qui scellent l'empilement des unités lithotectoniques (Didier *et al.*, 1971 ; Lameyre 1986) et de certains granites et microgranites postmétamorphes. En Haut-Limousin, la continuité structurale s'observe également au sein de la pile lithotectonique ; cette restructuration des roches déformées à l'état visqueux ou solide avec transposition des structures (Bouchez *et al.*, 1986), indique que la déformation se serait poursuivie durant plusieurs dizaines de millions d'années, les leucogranites syncinématiques s'étant mis en place vers 330 Ma.

Les nappes et leur mise en place

En Haut-Limousin, les unités lithotectoniques sont assimilées à autant de nappes (Floc'h, 1983 ; Lameyre, 1984 ; Ledru *et al.*, 1987 ; Dubuisson *et al.*, 1984, 1985) dont les limites, la composition, l'évolution interne, la signification, l'âge relatif ou réel de mise en place sont encore discutés (Guillot, 1981 ; Bonin *et al.*, 1986 ; Bouchez *et al.*, 1986 ; Girardeau *et al.*, 1986 ; Mail-

let, 1987 ; Ledru *et al.*, 1987 ; Santallier *et al.*, 1988 ; Friedrich *et al.*, 1988 ; Mattauer *et al.*, 1988). Elles sont séparées soit par des chevauchements sub-horizontaux (1-2, 2-3) hétérochrones dont le fonctionnement de type himalayen est invoqué pour expliquer métamorphisme inverse, anatexis et mise en place de granitoïdes syn- à tardicinématiques (Floc'h, 1983 ; Bonin *et al.*, 1986 ; Ledru *et al.*, 1987 ; Friedrich *et al.*, 1988), soit par des zones de cisaillement subverticales (3-4) (Ledru *et al.*, 1987 ; Santallier *et al.*, 1988). Les structures antérieures peuvent être intensément perturbées lors des chevauchements ultérieurs (« intégration » d'éclogites dans l'unité inférieure des gneiss en Haut-Limousin attribuée au plissement : Friedrich *et al.*, 1988).

Il est également admis que les unités limousines recouvrent tectoniquement la série du Millevaches : autochtone relatif des nappes limousines (Lameyre, 1982-84 ; Bouchez *et al.*, 1986 ; Bonin *et al.*, 1986 ; Santallier *et al.*, 1988), elle apparaît en fenêtre (fig. 2). L'évolution de cette unité témoigne d'une certaine indépendance : affectée par un métamorphisme de type Abu-kuma avec un maximum de 700 °C et 4 kbar (Bonin *et al.*, 1986), direction WNW non enregistrée par les granitoïdes (« infrastructure » de Bouchez *et al.*, 1986).

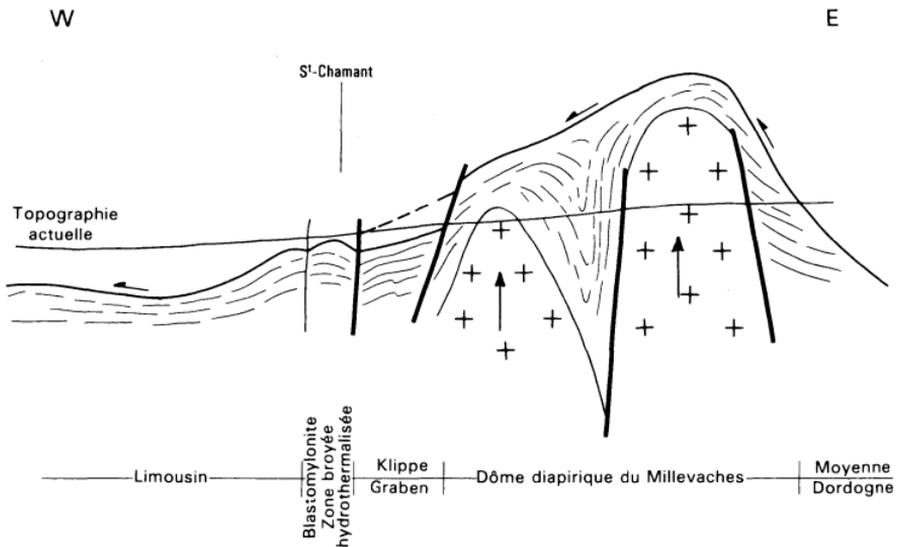


Fig. 2 - Coupe schématique montrant :

- Le sens de transport de l'unité inférieure des gneiss sur son autochtone relatif micaschisteux
- La morphologie possible du contact entre ces deux unités lithotectoniques
- La déformation de cette surface lors de la montée diapirique du Millevaches
- La klippe du "Limousin" conservée dans le graben d'Argentat installé dans une synforme (les serpentinites jalonnant le contact Limousin - Millevaches depuis Reygade jusqu'à hauteur de Predeignes seraient ainsi à la base de l'unité inférieure des gneiss)

En Haut-Limousin, le contact unité de la Dronne—unité inférieure des gneiss est jalonné par un orthogneiss blastomylonitique (Floc'h, 1983) lié au fonctionnement précoce d'un grand chevauchement généré en profondeur et synchrone de la culmination du métamorphisme de moyenne pression (600 à 650 °C, 7 kbar). À hauteur d'Argentat, D. Santallier *et al.* (1988) placent la base de l'unité inférieure des gneiss au mur, et en l'occurrence à l'Est, d'orthogneiss œillés, à biotite ou deux micas, à structure C/S avec feuilletts blastomylonitiques développés selon C dans les conditions de stabilité de la biotite ; son toit serait à rechercher sous la couverture triasico-liasique, à l'extrême Sud-Ouest de la carte, si l'on tient compte du fait que les diorites quartziques présentes ici se sont mises en place dans l'unité supérieure des gneiss. L'unité inférieure des gneiss reposerait ainsi sur les chloritoschistes situés au toit de la série du Millevaches.

De par leur position apparente, les serpentinites de Mazeaud et à plus forte raison celles du Bousquet, ou les éclogites de Saint-Hilaire, ne peuvent être reliées de façon simple à la discontinuité séparant les deux unités de gneiss, considérée (Santallier *et al.*, 1988) comme une suture intracontinentale permettant le chevauchement d'une croûte plus superficielle (unité inférieure des gneiss) par une croûte profonde (Friedrich *et al.*, 1988) riche en éclogites (unité supérieure des gneiss), jalonnée à sa base par des écailles de matériel ultrabasique (Girardeau *et al.*, 1986 ; Friedrich *et al.*, 1988).

Les leucogranites du Millevaches : genèse et mise en place

Divers auteurs relient la genèse des leucogranites du Millevaches par anatexie (700 °C, 4 kbar) au fonctionnement d'un chevauchement crustal (Bonin *et al.*, 1986 ; Friedrich *et al.*, 1988) de type MCT (Mattauer *et al.*, 1988), dont la profondeur est encore incertaine.

L'extraction des mobilisats des métapelites, leur coalescence, leur mobilité verticale avec diapirisme seraient en relation avec l'existence d'une surcharge tectonique liée à l'obduction d'un allochtone comportant environ 6 km de roches basiques (Bonin *et al.*, 1986). Leur mise en place date du Viséen (345-330 Ma) (Duthou *et al.*, 1979 ; Monier, 1980) ; selon son niveau (infrastructure, autochtone relatif, proximité d'un chevauchement actif), les leucogranites ont ou non enregistré la déformation régionale (Bouchez *et al.*, 1986).

LA « DISLOCATION D'ARGENTAT » : CATACLASITES ET BASSIN STÉPHANIEN

C'est en fait un faisceau d'accidents qui, suite à une remontée du compartiment oriental, juxtapose actuellement deux unités lithotectoniques superposées ; connu sur plus de 200 km, cet accident composite, qui limite à l'Ouest le massif diapirique du Millevaches, a dû s'individualiser en tant que tel au Carbonifère (Westphalien ?). Il est jalonné sur toute sa longueur, de Bourgneuf à Decazeville, de cataclasites et de petits bassins stéphaniens, tel celui d'Argentat, installés sur le Limousin au Nord de la Dordogne, sur le Millevaches au Sud.

Son fonctionnement en faille normale lors de la phase diapirique antérieure est responsable de l'apparition, dans l'axe du Millevaches, des zones les plus profondes (anatexie) alors que les formations métamorphiques épi-zonales sont visibles immédiatement à l'Est de l'accident ; cette dislocation subverticale a par ailleurs manifestement joué en décrochement dextre comme en attestent le changement d'orientation et le redressement des structures limousines à son voisinage.

COUVERTURE PERMO-LIASIQUE

Permien

« L'Autunien semble succéder en continuité au Stéphanien supérieur, sa base est constituée par des arkoses plus ou moins conglomératiques, ne contenant plus aucun indice charbonneux, mais quelques lentilles d'argiles rouges. De plus, l'inondation autunienne qui a fait déborder le bassin de Brive a entraîné les dépôts autuniens sur des reliefs cristallins auparavant exondés ; à ces endroits, les formations autuniennes débutent donc par un conglomérat de base comparable à celui du Stéphanien. Ainsi, ce sont les mêmes conglomérats qui changent d'étage en jalonnant dans le temps et dans l'espace l'envahissement des épandages de sables et de gravillons du bassin de Brive.

« Puis un épisode remarquable est représenté par le dépôt du calcaire de Saint-Antoine. Il s'agit de bancs carbonatés déposés en même temps que des schistes bitumineux, riches en débris d'animaux d'eau douce. À cette époque existait donc un domaine d'eaux douces calmes, confinées et réductrices.

« Après ce court répit, le démantèlement des reliefs du Massif central et le comblement de la zone d'effondrement dite "bassin permien de Brive" reprennent activement : la sédimentation gréseuse prédomine à nouveau, d'abord avec les grès à *Walchia*, ainsi nommés à cause de la présence de très nombreux petits lits charbonneux qui sont souvent de petites écailles de *Walchia*. Ceci indique la proximité de pentes couvertes de conifères. Ces grès gris renferment les dernières et fugaces manifestations carbonatées et bitumineuses. Très localement aussi, il leur arrive de présenter un faciès presque houiller. » (Feys, 1976).

Les dépôts du Permien supérieur manquent sur toute la bordure du bassin. Ils ont pu être érodés, mais il est plus vraisemblable qu'ils ne se sont pas déposés, témoignant de la régression du Permien supérieur.

Trias

La régression du Permien supérieur doit persister au Trias inférieur : ce n'est qu'au Trias supérieur que la bordure du bassin est envahie. Ces grès fins plus ou moins argileux recouvrent alors soit le socle (région de Les-trade), soit le Permien, témoignant de la tectonique antétriasique (peut-être même antéhettangienne : ces grès seraient assimilables à ceux qui ont fourni une microflore hettangienne dans la région de Figeac).

Hettangien

Selon un schéma maintenant bien connu sur cette bordure (feuilles Saint-Céré et Figeac), les dépôts de l'Hettangien supérieur (cargneules) débordent ceux de l'Hettangien inférieur et reposent directement sur le socle ou sur les grès dits triasiques. Ce phénomène est peut-être occasionné, en tout cas amplifié, par le rejeu des failles hercyniennes. C'est ainsi que de part et d'autre de la vallée du Céroux (parallèle à la faille de bordure NW-SE), les alternances dolomies—argilites vertes de l'Hettangien inférieur, bien individualisées à l'Ouest, disparaissent totalement au Sud de Tudeils où les cargneules reposent directement sur les grès.

Sinémurien

La transgression s'affirme avec le Sinémurien, constitué de calcaires à influences marines de plus en plus franches. Mais ce niveau a été très attaqué par l'érosion et ses témoins sont de peu d'ampleur.

VOLCANISME PLIOCÈNE

C'est uniquement à l'extrême Est et Nord-Est de la carte que l'on peut observer le front des épanchements de « basalte des plateaux » en provenance du massif du Cantal.

TERRASSES ALLUVIALES

Elles sont particulièrement bien développées de part et d'autre d'Argentat, entre Longour et Saulières, c'est-à-dire au niveau de la dislocation (roches de faible résistance car fissiles et hydrothermalisées). Trois niveaux de terrasses emboîtées ont été individualisés cartographiquement.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Limousin

À l'Ouest de la « dislocation d'Argentat » la série du Bas-Limousin est constituée par :

- des formations paradérivées (micaschistes à deux micas, gneiss plagioclasiques à deux micas ou à sillimanite et probablement aussi quelques amphibolites) ;
- des formations orthodérivées essentiellement acides (leptynites diverses, gneiss œillés), dérivant pour la plupart de granitoïdes, mais aussi basiques (amphibolites, serpentinites).

Ces formations sont métamorphosées dans le faciès amphibolite avec associations à grenat, staurotide, disthène ou sillimanite, indicatrices d'un

métamorphisme de type barrovien dont le gradient moyen serait de l'ordre de 25 à 30°C/km (Guillot *et al.*, 1984).

Elles sont recoupées par des granitoïdes (tonalites, granodiorites, granites) dont la mise en place sous contrainte est postmétamorphe.

Formations paradérivées

ζ¹. Micaschistes à deux micas, grenat et staurotide. Les niveaux très phylliteux à grenat, à composition de shales, s'observent principalement dans l'angle sud-ouest de la feuille, à l'Ouest de Brivezac. Des intercalations plus gréseuses et plus riches en biotite leur sont intimement associées, mais à l'échelle des coupes leur importance volumique reste faible ; les gneiss à ocelles plagioclasiques visibles à l'œil nu y sont rares. Les amphibolites sont exceptionnelles ; il en est de même des filons ou petits corps de granitoïdes (pegmatite à muscovite de Peyriget entre autres) si fréquents plus à l'Est.

Dans l'ensemble ainsi cartographié, on observe en fait une alternance de plusieurs lithofaciès qui semblent le plus souvent passer progressivement de l'un à l'autre, allant de micaschistes feuilletés à lits millimétriques essentiellement micacés associés à de minces lits à dominante quartzreuse, jusqu'à des micaschistes plus fins, plus feldspathiques, à tendance leptynique, avec de multiples intermédiaires. Taille du grain, répartition des micas entre les lits, taille relative de la muscovite et de la biotite, abondance et taille de l'oligoclase acide, sont autant de paramètres qui varient parfois largement aussi bien à l'échelle de la lame mince qu'à celle de l'affleurement.

L'almandin est ici assez banal, en cristaux souvent moulés par la foliation. À Peyriget, il est associé à la staurotide, au disthène et à la fibrolite. Le grenat en atoll paraît englober biotite, quartz et staurotide, l'ensemble constituant une sorte d'œil moulé par la foliation alors que la biotite occupe les ombres de pression. Staurotide et disthène isolés sont enveloppés par la fibrolite. La fibrolite est incluse dans la muscovite.

ζ². Gneiss à deux micas, à plagioclases ocellaires. Cette formation où les niveaux phylliteux à grenats semblent assez rares, qui affleure largement dans quart sud-ouest de la carte, se rencontre un peu partout. Le faciès à plagioclases ocellaires moulés par les micas, particulièrement typique, est fréquemment représenté. Il n'en demeure pas moins que cet ensemble, caractérisé par l'abondance relative des plagioclases, est très hétérogène sur le plan lithologique :

- taille du grain (en particulier des feldspaths) et teneur en micas, sont éminemment variables d'un secteur à l'autre, mais aussi d'un banc à l'autre, d'où association locale fréquente soit avec des gneiss à grain fin riches en biotite, soit avec des micaschistes feldspathiques ;
- la répartition au sein de la roche des phases feldspathique et micacée permet par ailleurs de distinguer des gneiss homogènes foliés, des gneiss lités, voire rubanés, couramment associés sur le terrain ;
- les bancs à caractère alumineux nettement marqué (micaschistes) y sont assez rares et d'extension apparemment réduite. Si le grenat n'est pas exceptionnel, il n'en est pas de même du disthène, de la fibrolite ou de la stauro-

tide. Les tentatives pour tracer des isogrades à partir de ces minéraux se sont soldées par un échec ;

— les associations gneiss—amphibolites (secteur de Saint-Hilaire-Taurieux) ou gneiss—leptynites, ou encore gneiss—gneiss œillés, sont communes un peu partout à l'échelle de l'affleurement dans les divers panneaux gneissiques ; les gneiss à amphibole s'observent au voisinage des amphibolites ou des leptynites à amphiboles ;

— ces gneiss sont par ailleurs recoupés par de multiples petits corps ou filons de granitoïdes d'aspects variés souvent eux-mêmes plissés ou boudinés.

Au Sud de la Dordogne, c'est une bande de gneiss plagioclasique à deux micas qui borde la dislocation d'Argentat ; assez riches en micas ils pourraient être confondus avec les « micaschistes du Millevaches » s'ils n'étaient pas accompagnés de leur cortège de granitoïdes de type limousin.

Le faciès le plus banal montre une structure granolépido-blastique avec alternance de feuillets quartzo-feldspathiques (plagioclase An 15-20) hétérogranulaires et de feuillets plus minces de micas montrant une prédominance de la biotite sur la muscovite. Dans les niveaux les plus micacés, les plagioclases, souvent isolés et de plus grande taille, moulés par les lits micacés, sont à l'origine de caractère ocellaire. Des gneiss plagioclasiques du même type, analysés plus au Nord sur la feuille Uzerche, ont montré des teneurs en CaO généralement supérieures à 2,40 %. Apparence stratifiée, litage lié à des variations de granulométrie et de minéralogie, suggèrent qu'il s'agit là d'anciens sédiments terrigènes peu évolués avec fraction clastique plus ou moins bien triée et granoclassée et plus ou moins abondante par rapport à la matrice argilo-micacée. Le terme banal aurait ainsi une composition de grauwacke, les termes les plus micacés tendant vers une composition de shales.

ζ_{Si}^2 . **Gneiss plagioclasique à sillimanite.** Cette unité affleure entre Blandine et Rivière, au Nord du bassin stéphanien ; l'étude des conglomérats montre d'ailleurs qu'elle a largement contribué à son comblement.

Le lithofaciès-type de cet ensemble, qui comporte par ailleurs des niveaux plus quartzeux et moins micacés, est un gneiss extrêmement riche en biotite et en plagioclase, contenant de nombreuses loupes de fibrolite. Les plagioclases, automorphes, sont bourrés de micro-inclusions noires. Les grandes lamelles de biotite, souvent très fraîches, contiennent de nombreux zircons de grande taille ; elles tendent à se grouper en amas au sein desquels se sont développés des grenats. Quelques petits feldspaths alcalins interstitiels sont associés à des myrmékites. Le quartz est extrêmement rare parfois. Certaines lentilles de fibrolite conservent en leur cœur, à l'état de relique blindée, quelques petits granules d'un minéral incolore à très fort relief qui pourrait être du disthène (ou de la sillimanite ?). La fibrolite est elle-même entourée systématiquement d'une couronne de muscovite secondaire blastique.

Formations orthodérivées

λ_{Si}^3 . **Leptynite à grain fin, à biotite et/ou amphibole (leptynite de Tulle).** Il s'agit là d'un ensemble d'apparence stratifié montrant une alternance de

bancs de leptynites classiquement litées ou rubanées et de bancs d'amphibolites. Puissance des bancs (qq. centimètres à qq. mètres) et rythme des alternances varient largement d'un affleurement à l'autre, certains pouvant même être dépourvus d'amphibolites.

À grain généralement fin, parfois moyen, ces leptynites montrent des teneurs en ferromagnésiens, et notamment en amphibole, assez variables d'un banc à l'autre, d'où une teinte généralement rose mais pouvant tirer vers le gris lorsque le grain s'affine et que la teneur en ferromagnésiens s'élève. De minces bancs de gneiss à biotite et amphibole sont également intercalés dans cet ensemble ; les amphibolites s'y présentent comme des strates ; le boudinage n'est visible que localement (charnières, mais aussi flancs des plis).

Par rapport aux voisines, ces leptynites sont caractérisées par un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ élevé et par une teneur en CaO fortement influencée par la teneur en amphibole, comme le montrent les analyses réalisées sur des faciès qui peuvent être considérés comme des pôles extrêmes (voir annexe 1, analyses 84-85).

La bande orientale, bien développée sur la feuille La Roche-Canillac et axée sur la route de Tulle à Argentat, se prolonge ici à l'Ouest de Forgès. Entre Tulle et Les Jordes (feuilles Tulle et La Roche-Canillac), d'excellents affleurements montrent l'intense plissement de cette formation (plis isoclinaux repris par des plis déversés). La bande occidentale d'orientation NW-SE, qui traverse la feuille Brive, est ici apparemment réduite à une étroite languette passant à l'Ouest du hameau de La Moussarie (leptynite de type Vergonzac, feuilles Brive et Tulle).

La texture plano-linéaire avec linéation d'étirement (quartz) à N 140, très pénétrative, s'observe très bien près de Brugier à l'extrême Nord de la carte.

Quartz et plagioclase constituent l'essentiel de la roche (plus de 80 % le plus souvent). La teneur en An du plagioclase varie largement d'un banc à l'autre (An 10 - An 20). Outre la biotite souvent chloritisée, certains niveaux contiennent des quantités plus ou moins importantes de hornblende verte ; microcline, épidote, apatite sont également communs en faible quantité.

Une alternance de roches volcaniques acides (dépôts pyroclastiques) ou de tufs ou coulées basiques, serait à l'origine de cet ensemble leptyno-amphibolique.

λ_{mi}^3 . **Leptynite potassique à microcline et albite (leptynite de Roche-de-Vic)**. Localisée dans l'angle sud-ouest de la feuille, elle constitue plusieurs bandes alternant soit avec des micaschistes, soit avec des gneiss, soit avec d'autres leptynites. Il s'agit d'un ensemble beaucoup plus homogène que le précédent. Selon son état de fraîcheur, la roche est grise, rose ou blanche. Son grain varie d'un banc à l'autre et la teneur en ferromagnésiens reste faible. La texture plano-linéaire apparaît clairement sur la roche en voie d'altération. Les niveaux d'amphibolites y sont rares et fréquemment sous forme de boudins.

Chimiquement, par rapport aux leptynites voisines, elle se caractérise par son caractère potassique ($K_2O > Na_2O$) et sa pauvreté en CaO (annexe 1, analyses 72-73).

Quartz, microcline, plagioclase (An10) et biotite ferrifère très brune, constituent sa paragenèse. La myrmékite est abondante. Outre le zircon et l'apatite, minéraux accessoires communs, cette roche contient localement de gros cristaux de magnétite. La structure est granoblastique. La linéation est marquée par l'orientation des biotites ainsi que par la forme des ensembles quartzeux légèrement allongés, polycristallins, à individus peu nombreux à joints simples légèrement lobés. Le microcline est présent sous forme de monocristaux à joints lobés, en sections légèrement allongées de taille un peu plus grande que celle des autres phases, mais aussi en individus de taille plus faible, dendroïdes, cimentant les plagioclases ou semblant les corroder. Les gros cristaux montrent classiquement une extinction onduleuse délimitant des aires dont la forme et la taille rappellent celles des petits cristaux voisins qui pourraient ainsi être, pour partie au moins, des sous-grains restaurés ou recristallisés.

Des filons plus leucocrates s'observent couramment au sein de cette leptynite ; leur anisotropie est identique, en tout point, à celle de l'encaissant. Certains sont plissés avec des charnières courbes qui s'individualisent en rouleaux d'axes parallèles à la linéation.

Sur la carte Tulle, P.L. Guillot a montré que, cartographiquement, les contours de cette unité étaient sécants sur ceux des lithologies voisines. Outre l'homogénéité d'ensemble de cette formation et l'existence d'un réseau filonien associé, c'est un argument supplémentaire pour en faire un ancien corps intrusif plutonique.

$\zeta\lambda^4$. Gneiss leptynique mésocrate calcosodique à biotite et/ou amphibole (leptynite d'Albussac). Largement répandue dans l'angle nord-ouest de la feuille ainsi que sur les cartes voisines Brive et Tulle, présente également dans l'angle sud-ouest de la feuille La Roche-Canillac, cette formation est brusquement interrompue au Nord de Saint-Hilaire-Taurieux. Elle réapparaît aux environs de Brivezac selon une bande d'orientation sensiblement méridienne, en bordure de la Dordogne.

Classiquement, il s'agit d'une roche, grise lorsqu'elle est fraîche, plus ou moins rosée lorsqu'elle présente un début d'altération, litée, voire même rubanée du fait de l'alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits plus riches en ferromagnésiens. La teneur en ces derniers varie certes, mais dans des proportions limitées ; il en est de même du grain. Les amphiboles y sont plus ou moins abondantes ; dans les niveaux clairs, elles déterminent une linéation particulièrement nette. Il en est de même des biotites parfois présentes sous forme de lamelles très allongées.

À la sortie sud-ouest de Brivezac, on peut observer l'alternance de plusieurs bancs d'amphibolites de 5 à 40 cm d'épaisseur et d'une leptynite à grain beaucoup plus fin se débitant en pavés et moins riche en ferromagnésiens que le gneiss leptynique habituel. Cette association rappelle celle que l'on trouve classiquement dans λ_a^3 mais en fait, sur la feuille Argentat, $\zeta\lambda^4$

est semble-t-il beaucoup moins « typé » que sur Tulle : les roches à grain fin, plus leucocrates, sont fréquentes. Un tel faciès a d'ailleurs été identifié au Sud-Ouest de Tulle où il est considéré comme faisant partie du sommet de la formation. Des filons leucocrates de composition très voisine, souvent rosés eux-mêmes, déformés comme l'encaissant, ainsi que des niveaux plus leucocrates à apparence de différenciation à tendance pegmatitique, suggèrent que cette formation est probablement orthodérivée. Des amphibolites fréquemment boudinées (carrière d'Albussac), des gneiss à biotite et amphibole, des gneiss à deux micas, sont couramment intercalés dans le gneiss leptynique ou répartis au voisinage de cette unité (environ de Saint-Hilaire-Taurieux).

Chimiquement, il s'agit d'une leptynite relativement calcique montrant des teneurs en Na_2O et K_2O équivalentes.

Quartz en cristaux ou amas polycristallins légèrement allongés à joints simples, et plagioclase (andésine), sont associés en une structure granoblastique typique. La foliation plus ou moins fruste est essentiellement déterminée par une biotite sombre, verdâtre, à tendance ferrifère peu marquée, montrant une légère disposition en zone. Les prismes d'amphibole, lorsque ce minéral est présent, marquent clairement la linéation ; localement il s'agit de grands cristaux à bords lobés, en « passoire ». Accessoirement on trouve un peu de microcline avec myrmékites associées. Grenat, épidote, sphène, allanite sont assez courants et leur répartition peut même très localement souligner un litage.

La nature originelle de ces roches a été l'objet de controverses : grauwackes, dacites..., et maintenant trondjhémites ! Des roches très comparables ont donné, en Nord-Limousin, un âge ordovicien (460 Ma) qui pourrait correspondre à la mise en place d'un tel granitoïde.

λ^b. Leptynite mésocrate à biotite et grenat. Ce faciès paraît localisé au Sud de la Dordogne, aux environs de Bassignac. La roche est classiquement litée, voire rubanée, parfois légèrement œillée. Des microplis à charnières courbes et géométrie complexe (carrière au Sud-Est de Bassignac), admettant la foliation (biotite) comme plan axial, attestent de la plasticité de la roche lors de la déformation.

À grain moyen mais nettement hétérogranulaire, cette roche présente une structure granoblastique typique. Anisotropies planaire et linéaire restent frustes. Le quartz est allongé selon l'axe des plis (cristal unique avec plan de pliages nets parallèles entre eux ou association d'un nombre limité de cristaux à joints courbes). La biotite très fraîche, brun foncé, se présente sous forme de grands cristaux à contours lobés d'apparence corrodés, dont l'orientation définit la foliation. Le microcline est abondant, présent à la fois sous forme de cristaux de taille supérieure à celle des autres phases, d'où un aspect œillé, et sous forme d'individus dendroïdes paraissant corroder les plagioclases, les cicatriser ou les cimenter. Des amas de microcline engrenés de taille réduite, assurant le relais entre des individus de taille plus importante, résultent manifestement de la recristallisation après granulation par déformation plastique. D'abondantes myrmékites se développent autour du

microcline, envahissant même totalement certains plagioclases. Le grenat est assez fréquent ; zircon, allanite sont des accessoires communs. La muscovite est toujours absente.

λ_m^5 . **Leptynite à grain fin, à muscovite dominante, biotite et grenat.** De telles roches sont visibles çà et là, associées soit avec d'autres leptynites à biotite et/ou muscovite, soit aux gneiss œillés ($r\zeta\gamma^3$). Deux massifs plus importants ont été cartographiés dans le quart sud-est de la feuille. Ils sont entourés de filons de moindre importance pénétrant en particulier les gneiss ; une bordure de type greisen a été observée à La Borie.

Il s'agit d'une roche claire (rosée ou blanche) très résistante, présentant une foliation et une linéation toujours frustes (Chamalières). Chimiquement, il s'agit de roches alcalines à nette dominance potassique, pauvres en Fe et Ca et pratiquement dépourvues de Mg (annexe 1, analyses 67 à 71). Microcline, albite et quartz sont accompagnés par de rares biotites. Les muscovites permettent de repérer l'anisotropie sur l'affleurement, le grenat visible à l'œil nu est largement réparti.

La déformation est du même type que celle décrite dans les autres leptynites ; la foliation est aussi plan axial de petits plis à charnière anguleuse.

$r\zeta\gamma^3$. **Gneiss œillés ou rubanés à deux micas (gneiss de Murel).** Sous cette appellation ont été regroupés un certain nombre de faciès associés sur le terrain et plus ou moins intriqués, allant d'un gneiss œillé typique avec yeux constitués essentiellement d'un monocristal de feldspath alcalin, à des faciès finement rubanés à granulométrie homogène. De telles différences traduisent localement un gradient dans la déformation acquise à température relativement élevée (biotite stable) ; ailleurs, de notables variations dans les teneurs en biotite et/ou en muscovite indiquent que des granulométries diverses reflètent en fait la coexistence de granitoïdes initialement différents par leur grain et leur chimisme. Cet ensemble orthodérivé doit être considéré comme un massif initialement composite comparable, avant déformation synmétamorphe, à l'actuel Millevaches.

La déformation de type C/S, étudiée par ailleurs (voir : « Tectonique »), est plus apparente dans les faciès œillés (angle plus élevé) et à l'Est de cet ensemble où elle devient discontinue selon C. La linéation d'étirement bien visible sur les plans C à pendage WSW faible à moyen, indique un cisaillement vers l'WNW (pitch de 40 à 70°).

Dans les faciès œillés, les mégacristaux souvent centimétriques de feldspath alcalin triclinique, moiré, maclé Carlsbad, à très fines perthites, présentent couramment des indices de déformation plastique. Leur taille, leur densité varient largement au sein même des faciès œillés. Les lits micacés, plus ou moins ténus et discontinus, se moulent sur eux. Fréquemment, l'extrémité des yeux est occupée par des amas de microcline en cristaux allongés de taille réduite selon les sections XZ, plutôt isodimensionnels selon YZ. Leur genèse, tout au moins pour nombre d'entre eux, par déformation plastique de mégacristaux ou de portions de mégacristaux, ne fait aucun doute : une extinction onduleuse très marquée annonce une granulation en

sous-grains de taille équivalente en bordure ou aux extrémités de mégacristaux, par désorientation progressive accompagnée de restauration ou recristallisation. Forme des yeux et individus selon les sections XZ et YZ permettent d'apprécier le régime de déformation (constriction plus ou moins marquée) ainsi que le sens du cisaillement.

Les faciès œillés sont caractérisés par leur hétérogranulométrie, reflet d'une déformation inhomogène au sein de la roche (concentration de la déformation au voisinage des plans C), mais surtout du comportement différent des diverses phases minérales et des divers cristaux en fonction de leur taille, répartition et orientation dans la roche initiale. Le quartz est intensément déformé : lentilles étirées, rubans ou véritables lits constitués de cristaux (ou sous-grains) allongés, affectés de multiples bandes de déformation, ou de cristaux ovoïdes de taille voisine, à joints relativement simples et extinction onduleuse discrète (restauration ou recristallisation sous contrainte). Les grands micas fusiformes ou sigmoïdes sont reliés par des chapelets de microcristaux déchiquetés, générés par glissement intracristallin. Au cours de la déformation, un litage tectonique (ségrégation minéralogique et/ou granulométrique) s'est plus ou moins développé dans les faciès œillés, eux-mêmes évoluant vers des faciès amygdalaires par granulation croissante des mégacristaux feldspathiques.

Dans les faciès rubanés, où le phénomène peut être encore plus marqué, alternent des lits :

- riches en micas et plagioclases enveloppés par du quartz et contenant seulement quelques petits microclines interstitiels ;
 - à petits plagioclases cimentés par du microcline dendroïde ;
 - quartzeux, contenant des yeux de plagioclase plus ou moins ovoïdes et de microcline montrant une amorce de polygonisation ;
 - à feldspath alcalin en amas de cristaux fusiformes ou primatiques juxtaposés ;
- traduisant une nette tendance à la ségrégation des phases en fonction de leur comportement mécanique et/ou rhéologique.

Si certains faciès rubanés ou fortement lités à grain fin homogène peuvent être considérés comme des marqueurs d'une déformation locale particulièrement intense, une telle conclusion ne peut être appliquée à l'ensemble des faciès rubanés, manifestement dérivés pour certains de granitoïde à grain fin ou moyen relativement homogène, pour d'autres de granitoïdes déjà probablement rubanés au stade magmatique.

Λ. Serpentinites. Elles constituent deux massifs d'aspect différent. Au Mazeaud (Nord-Ouest de Brivezac), il s'agit d'une roche foliée (carrefour de Bettu), constituant une lame apparemment concordante avec l'encaissant micaschisteux. L'élargissement dans la partie médiane n'est qu'apparente et résulte des relations entre topographie et pendage de la lame. La foliation, liée au développement de chlorite en lamelle, concordante avec celle de l'encaissant, est beaucoup plus marquée à la base de la lame. Le litage magmatique subvertical (Mazeaud) est encore visible et, dans les faciès les moins transformés, le pyroxène, parfaitement reconnaissable, traversé par des filonnets de serpentine, est associé à une amphibole incolore en gros cristaux (anthophyllite ?) et à la chlorite.

Au Bousquet, il s'agit d'un petit massif, apparemment tronqué par la dislocation d'Argentat et subdivisé par l'érosion en deux sous-unités. Moins foliée que dans le massif précédent, la roche tend à se débiter en ensembles lenticulaires tandis que des plissements métriques tardifs sont à l'origine du dérèglement des structures, caractères probablement liés à sa situation dans la « zone broyée d'Argentat ». Au Sud-Ouest du massif de serpentinite septentrional, un niveau d'asbeste souligne l'éponte schisteuse accordée à la foliation de l'encaissant.

Résistantes à l'altération et à l'érosion, ces roches restent en relief et sont à l'origine d'une morphologie cahotique recouverte par une végétation clairsemée à base de genévriers.

δ. **Amphibolites.** Extrêmement abondantes, elles se rencontrent aussi bien dans les gneiss à deux micas que dans les gneiss leptyniques ou les leptynites à biotite et/ou amphibole. Elles sont plus rares dans les leptynites potassiques et les micaschistes ; elles sont exceptionnelles dans les gneiss œillés ou dans les leptynites à deux micas.

En lits de faible puissance (qq. centimètres à 50 cm) comme au Sud-Ouest de Brivezac, avec un gisement d'apparence filonien comme au Sud-Est de Brivezac, mais le plus souvent en lentilles ou boudins (carrière d'Albussac), elles n'ont nulle part pu être cartographiées. Le corps le plus important affleure sur la route de Brive à Argentat (carrière) à hauteur des cascades de Murel ; il se prolonge jusqu'à la vallée de la Franche-Valeine qui le recoupe en aval des cascades où les amphibolites semblent plonger sous les gneiss œillés. On ne le retrouve pas sur le versant gauche.

À foliation nette ou fruste, à texture assez souvent linéaire du fait de l'orientation des prismes d'amphibole, il s'agit pour la plupart d'amphibolites banales à hornblende verte et andésine. Avec ou sans biotite, elles contiennent du sphène de façon ubiquiste, parfois de l'épidote. Nombre d'amphibolites à biotite renferment du grenat. Le pyroxène n'a été rencontré que dans celles du Murel.

Ces amphibolites banales, étudiées dans d'autres secteurs du Bas-Limousin (Guillot *et al.*, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1983), montrent des compositions de basaltes peu différenciés de type abyssal.

Quelques niveaux d'apparence stratifiée et bien litée montrent cependant une composition minéralogique différenciée susceptible de traduire un ancien litage sédimentaire (carrière d'Albussac-Moulinot) :

- lit à quartz, sphène, plagioclase et amphibole ;
- lit à quartz, zoïzite, plagioclase et amphibole ;
- lit à plagioclase et zoïzite ;
- lit à épidote, grenat, amphibole, quartz et plagioclase.

Les amphibolites de Saint-Hilaire-Taurieux (La Blainie) sont **dérivées d'éclogites** rétro-morphosées (δψ) (grenats entourés de plagioclases ou entièrement remplacés).

Millevaches

La feuille Argentat permet d'observer la répartition des divers faciès à travers le complexe leucogranitique du Millevaches, limité tant à l'Est qu'à l'Ouest par d'importants accidents. À l'Ouest, les leucogranites sont intrusifs dans leur couverture de « micaschistes » affectée par un métamorphisme épi- à mésozonal, prograde vers l'Est, d'où le disthène est absent, et développant au niveau des contacts d'abondantes différenciations aplitiques et pegmatitiques. Au centre, des leucogranites du même type sont intrusifs dans des formations migmatitiques qu'ils enclavent. À l'Est, ce sont des leucogranites pauvres en enclaves, à cortège filonien réduit, très structurés, différenciés et affectés à proximité de l'accident bordier par des transformations hydrothermales importantes.

Formations périgranitiques, non migmatitiques

ζ^2_M . « **Micaschistes du Millevaches** ». C'est un ensemble extrêmement hétérogène, d'apparence stratifiée à tous les ordres de grandeur (distribution régionale des lithofaciès au niveau de la coupe et de l'affleurement, litage granulométrique ou/et minéralogique à l'échelle de la lame mince). Si l'analyse cartographique détaillée a permis d'individualiser à l'échelle de la coupe certaines « unités », composites certes mais bien caractérisées par la large prédominance d'un nombre limité de lithofaciès, aucune cartographie précise n'a pu être réalisée, aucune zonalite fiable n'a pu être mise en évidence à l'échelle de la série. Parmi les explications possibles — discontinuité et mauvaise qualité des affleurements en particulier sur le plateau, répartition des faciès et caractéristiques géométriques de la série fortement perturbée par le plissement (contact lithologique vertical au Gibanel), discontinuité dans la répartition des faciès lithologiques et variation rapide de leur puissance au sein même de l'ancienne série sédimentaire —, la dernière semble la plus probable dans la mesure où les vallées du Doustre, de la Dordogne et de la Maronne constituent des coupes de qualité satisfaisante, même si le rôle des accidents cassants, dont l'importance des rejets est inconnue, ne peut pas être négligé *a priori*.

Les analyses réalisées pour tenter d'apprécier la composition globale de telles unités (prélèvements statistiques) montrent que la teneur en plagioclase (albite-oligoclase) oscille classiquement entre 20 et 30 %. À cette échelle, ce sont les teneurs relatives en quartz (20 à 50 %) et en micas (biotite et/ou muscovite) qui sont les plus fluctuantes. Les teneurs en CaO, extrêmement faibles, témoignent probablement du caractère évolué des sédiments, confirmé par les fortes teneurs en SiO₂ (voir annexe 1 : analyses 1 à 9). Le terme « moyen », qualifié de « gneiss à yeux feldspathiques essentiellement plagioclasiques », contient environ 20 % de plagioclase et sensiblement autant de quartz que de micas ; dans celui qualifié de « leptynite massive à biotite », la teneur en plagioclase est voisine de 30 % tandis que le quartz atteint 50 %.

Dans le premier cas ($\zeta^2_{M[3]}$), il s'agit essentiellement de roches de teinte grise à noire, finement litées, se débitant assez facilement en plaquettes ; la taille des différents constituants est sensiblement équivalente et le litage est exclusivement lié à leur répartition ; des lits ou lentilles quartzieuses y sont

couramment étirés, cisailés, plissotés, transformés en rouleaux aux charnières. Le second ($\zeta^2_{M[2]}$) comporte essentiellement des roches massives, très dures, à grain généralement plus fin, de teinte plus sombre, où quartzites à biotite voisinent avec des niveaux plus riches en plagioclases. Les « micaschistes » ($\zeta^2_{M[1]}$), à surface gondolée, souvent extrêmement plissés, sont caractérisés par une granulométrie supérieure liée en particulier à la taille des micas associés en lentilles, amandes ou lits, mais aussi parfois des plagioclases particulièrement abondants dans certains niveaux à grenat.

Divers lithofaciès sont individualisés à l'échelle de la lame mince.

● **Micaschistes à deux micas.** Ils ont une anisotropie planaire très marquée avec débit en feuilleté lié à l'abondance des micas concentrés en lits d'épaisseur millimétrique séparés par des fins lits de quartz souvent discontinus, à reflets argentés dus à la prédominance des grandes muscovites souvent gondolées. Généralement, la taille des lamelles au sein des lits, lentilles ou amandes plus ou moins effilées, exclusivement micacées, est nettement supérieure à celle des individus des lits quartziteux à joints engrenés (0,1 mm). Des paillettes de micas, biotite le plus souvent mais aussi muscovite, bien automorphes et de taille réduite, se rencontrent à l'état dispersé entre les grains de quartz.

Ces micaschistes sont souvent intensément plissés de façon disharmonique, avec bourrage des charnières en chevrons par les lits micacés et lenticulation sur les flancs. L'extrême fissilité de ces niveaux lorsque la roche n'est pas plissée, tient à la séparation quasi parfaite des phases quartziteuses et micacées.

● **Micaschistes à deux micas et grenat.** Les grenats, en cristaux subautomorphes, avec parfois des structures hélicitiques, sont localisés dans les lits micacés. De la biotite verte, de la chlorite, se développent à leurs dépens dans les craquelures. Très voisins des précédents avec lesquels ils sont souvent associés, ces niveaux présentent apparemment une teneur en biotite plus élevée dans les lits micacés et toujours quelques plagioclases dans les lits quartziteux.

● **Micaschistes à deux micas et staurotide.** Il s'agit là d'un lithofaciès très localisé, rencontré en association avec le précédent. La staurotide est emballée dans des lits exclusivement micacés.

● **Quartzites à deux micas.** Ils se présentent sous forme de minces niveaux clairs à micas dispersés, avec prédominance de la muscovite, intercalés dans les micaschistes à muscovite.

● **Micaschistes plagioclasiques à deux micas.** Il s'agit d'un faciès très répandu, couramment associé avec les micaschistes à deux micas. Le plagioclase (oligoclase) accompagne le quartz sous forme de petits cristaux d'aspect poussiéreux. La quantité de plagioclase varie largement au sein des lits quartziteux-feldspathiques ; quelques cristaux de plus grande taille, en passoire, eux-mêmes altérés, s'observent localement. La muscovite s'y présente souvent sous forme de grandes paillettes constituant l'essentiel des lits micacés, et de petites paillettes automorphes dans les lits quartziteux-feldspathiques. La biotite peut avoir des habitus équivalents de ceux de la muscovite mais elle est généralement de taille plus réduite et relativement plus abondante dans

les lits quartzo-feldspathiques. Les niveaux véritablement riches en plagioclases sont rares.

- **Gneiss plagioclasiques à biotite.** De tels niveaux alternent couramment avec les micaschistes à deux micas, plagioclasiques ou non, et avec les quartzites à biotite ; souvent à grain fin, des lits sont constitués exclusivement de biotite et de plagioclase et peuvent même alterner avec de minces lits uniquement biotitiques.

- **Quartzites plagioclasiques à biotite.** C'est un faciès assez banal associé aux quartzites à biotite et aux gneiss plagioclasiques à biotite. Outre la teneur relative en ces divers constituants, la granulométrie intervient dans le litage.

- **Quartzites à biotite.** La biotite, comme dans le faciès précédent, se présente uniquement sous forme de fines paillettes automorphes.

Ces trois derniers lithofaciès sont d'excellents marqueurs pour étudier les relations cristallisation—déformation (Gibanel) dans cette série.

- **Quartzites à deux micas et grenat.** C'est un faciès apparemment peu répandu dans lequel le grenat se présente en gros cristaux automorphes tandis que les micas sont en micropaillettes dispersées (biotite essentiellement).

- **Gneiss à « yeux » feldspathiques.** On les observe en particulier sur la rive droite du barrage du Gibanel entre la digue et le confluent sur le Doustre (carrière). Ils sont couramment granoclassés ; la composition minéralogique varie selon les niveaux : présence ou non de muscovite, de feldspath potassique. Les lits micacés se moulent sur les gros feldspaths (plagioclase et/ou feldspath alcalin) aux formes globuleuses. Certaines muscovites de grande taille, tordues, pourraient être héritées. Les biotites sont en très fines paillettes. Le microcline interstitiel, en quantité plus ou moins importante, est habituellement associé au plagioclase. Une linéation d'étirement a été observée sur ces faciès apparemment peu déformés où les feldspaths, à la manière du fossile, laissent leur empreinte sur une « matrice » plus fine.

- **Micaschistes chloriteux et chloritoschistes.** C'est autour de Vergnole qu'apparaissent les chloritoschistes les plus typiques. L'alternance des lits quartzeux et des lits phylliteux est probablement mimétique du litage sédimentaire. Les lits micacés sont constitués par une association très intime de micas blancs en très fines lamelles et de chlorite de taille équivalente, auxquelles sont associées de petites baguettes d'anatase ; dans les lits et lentilles quartzieuses de faible puissance, les individus sont sous forme de petits grains à joints faiblement suturés. De rares petits plagioclases altérés sont associés au quartz.

Ces chloritoschistes, localement, sont intensément plissotés (crénulation associée à des plis à charnière courbe) ; on y observe fréquemment une seconde génération de muscovites transverses de très grande taille, à disposition plan axial localement très nette, et à développement si important qu'elle engendre une seconde foliation qui peut masquer en partie la pre-

mière ; dans les niveaux où les lits quartzeux sont plus épais il en résulte un débit en crayons de la roche. Les grandes chlorites, également transverses sur le litage, sont beaucoup moins fréquentes ; mais au sein même des lits micacés, des chlorites de toute orientation, associées aux chlorites précoces plissées aux charnières, ont sans aucun doute même signification.

Outre les grains de plagioclases séricitisés, on observe couramment (et parfois même exclusivement) la présence de plagioclase (albite ?) en cristaux globulaires de grande taille, d'apparence très fraîche. Quartz et fines lamelles de muscovite et de chlorite y sont en inclusions ainsi que des baguettes noirâtres d'anatase dont la répartition est mimétique du litage sédimentaire, mais celles-ci ne sont jamais tordues alors qu'elles le sont dans les grandes muscovites transverses. Vers l'Est, chlorite et muscovite coexistent couramment, seulement en lamelles de taille intermédiaire et sont encore en présence d'albite globulaire mais aussi de grenat ; la chlorite possède alors des reflets bruns ou se présente en interstratifiés avec la biotite.

Albite globulaire et tourmaline : leur signification. Ce plagioclase globulaire, d'apparence fraîche, est extrêmement fréquent dans les chloritoschistes ; il se rencontre aussi couramment dans les micaschistes où coexistent chlorite et biotite et même, semble-t-il, légèrement au-delà. Il contient fréquemment des inclusions charbonneuses disposées en files dont l'orientation est généralement oblique sur la foliation. La présence d'inclusions d'anatase exclut une origine détritique ou une genèse par simple métasomatose d'un grain détritique. Sa cristallisation serait synchrone du métamorphisme prograde vers l'Est qui affecte l'ensemble de la série du Millevaches, se serait réalisée dans des conditions typiques ou proches de celles du faciès schistes verts, et serait antérieure à la phase de déformation tardimétamorphe développée dans ces mêmes conditions.

La tourmaline, en baguette zonée de plusieurs millimètres de long, est ubiquiste dans la série du Millevaches où l'on observe par ailleurs de multiples filonnets, poches, lentilles ou placages de quartz à tourmaline souvent accompagnés d'apatite. Elle se développe sur les plans de foliation (où l'on note parfois une légère dispersion des orientations) des micaschistes et des chloritoschistes, y compris à Vergnole où elle est très abondante, c'est-à-dire apparemment assez loin des leucogranites et de leurs filons satellites. Dans les charnières des plis d'entraînement, son orientation est statistiquement proche de celle des axes. Une genèse pénécontemporaine de la montée diapirique du Millevaches, favorable à la libération des éléments volatils, paraît plus plausible qu'une genèse syn- à tardimétamorphe.

λ^3M . **Leptynites œillées ou rubanées à biotite et/ou muscovite.** Ce sont soit de petits corps à grain moyen allongés selon la foliation et apparemment concordants avec elle (Rivière, Basteyroux), à composition homogène, soit de petits massifs d'apparence composite (La Chapelle-aux-Plats), à granulométrie et minéralogie variables (aplitique à porphyroïde, avec ou sans muscovite). Ils ont en commun une couleur blanche à rosée et une texture plano-linéaire à linéaire extrêmement marquée.

Ce sont en fait des blastomylonites déformées dans les conditions de stabilité de la biotite. La linéation d'étirement est clairement définie par la forme des yeux de feldspath alcalin et la forme des ensembles quartzeux

constitués d'un ensemble de lanières à joints suturés. La déformation plastique du feldspath alcalin est évidente (boudinage) et la forme des yeux suggère un transport vers l'WNW. À partir des biotites déformées s'individualisent des files de microcristaux amiboïdes tendant à définir avec le quartz un litage tectonique plus ou moins bien réglé. Les grandes muscovites ont fréquemment un habitus fusiforme ; elles sont relayées par des films de microcristaux issus de leur dilacération par glissement intracristallin.

δ. **Amphibolites.** Connues seulement en deux points par des affleurements de quelques mètres cubes (Saint-Bazile au Nord, La Maisonneuve au Sud de Peyrat-le-Château). À Saint-Bazile, c'est une roche vert pâle constituée presque exclusivement d'actinote et d'épidote (zoïzite ?).

λ_a. « **Leptynite** » à **amphibole, grenat et épidote.** Ce sont là en fait des niveaux de très faible puissance (qq. millimètres à 30 cm), de teinte claire (vert pâle), rencontrés en divers points (abords de la digue du Gibanel, Longeval, route de Saint-Privat, carrière sur route de La Chapelle), intercalés dans les unités les moins riches en micas, qui constituent d'excellents repères pour l'étude du plissement à l'échelle de l'affleurement. Amphibole vert pâle en baguettes et grenat sont visibles à l'œil nu. Le litage est probablement mimétique d'un ancien litage sédimentaire. L'association rencontrée est la suivante :

- lits quartzo-plagioclasiques (plagioclases entièrement séricitisés) ;
- lits à plagioclases séricitisés, amphibole très faiblement colorée, automorphe, en prismes ou baguettes associées au sphène et à l'apatite ;
- lits à quartz, amphibole en aiguille et grenat ;
- lits à quartz, plagioclase et grenat ;
- lits à plagioclases, grenat et grandes amphiboles pœcilitiques ;
- lits à épidote, amphibole, sphène, quartz et rares plagioclases.

Ces minces niveaux sont souvent plissés, étirés et donnent même des rouleaux aux charnières des plis d'axe N 100. Les amphiboles ont, de toute évidence, cristallisé dans le plan axial de ces plis à charnière courbe.

L'analyse chimique effectuée sur un niveau riche en épidote indique que celle-ci est proche du pôle zoïzite (annexe 1, analyse 15).

Formations intragranitiques plus ou moins migmatitiques, enclaves

οζ³_M. **Gneiss œillés ou rubanés à deux micas.** Ils se présentent à la fois sous forme de panneaux d'extension décamétrique à kilométrique traversés très souvent par une multitude de filons leucogranitiques (γ¹), et sous forme d'enclaves globuleuses de taille variable au sein de ce même granite. Ce sont les aires particulièrement riches en gneiss œillés qui ont été cartographiées sous cette appellation.

Foliés, rubanés, souvent plissotés, ils contiennent en quantité plus ou moins abondante des yeux d'orthose maclé Carlsbad dont la taille peut atteindre 2 et même exceptionnellement 4 cm. Très finement perthitiques, ils sont en plus envahis de larges veines ou taches coalescentes d'albite maclée. Certains semblent partiellement polygonisés en individus de petite

taille non perthitiques ; d'autres sont enveloppés de zone finement cristallisées où sont associés quartz, albite et feldspath potassique. Le quartz s'y présente en ensembles polycristallins, le plus souvent aplatis selon la foliation, à joints rectilignes ou légèrement lobés. La biotite automorphe s'assemble en lits flexueux soulignant le caractère œillé ; il en est de même de la muscovite. Toutefois, certaines muscovites sont franchement transverses.

Chimiquement, ces gneiss ont une composition tout à fait compatible avec une origine orthodérivée de type granite porphyroïde à deux micas (annexe 1, analyses 16 à 19).

M. Migmatites schisteuses à deux micas. Elles constituent des panneaux et enclaves beaucoup moins homogènes et souvent moins bien délimités que les gneiss œillés. Souvent, le matériel essentiellement phylliteux qui les compose semble s'effiloche, se dilacérer dans la masse leucocrate : biotite et muscovite sont souvent concentrées en lits, lentilles ou amas fusiformes plus ou moins contournés séparés par des lits leucocrates discontinus d'épaisseur variable semblant se pincer. Ces derniers sont généralement pauvres en feldspath potassique et en micas, alors que les « lits » surmicacés contiennent de grandes lamelles de biotite et de muscovite parfois transverses sur la foliation fruste. La sillimanite s'observe parfois en très faible quantité, associée à la biotite ou en inclusion dans la muscovite.

Injectée, plus encore que les gneiss œillés, de filonnets de leucogranites (γ^1) à granulométrie variable et d'orientation diverse, cette formation est particulièrement hétérogène. Sous la notation **M** ont été cartographiés les secteurs particulièrement riches en ces panneaux ou enclaves. Localement (secteur des Tours-de-Merle — barrage du Chastang), la texture de la roche, mieux réglée, rappelle celle d'un micaschiste mais elle s'en distingue par la taille et l'orientation des micas. De tels faciès peuvent correspondre à des faciès de transition (conditions limites de la fusion ?). Aucune transition entre les micaschistes et de telles roches n'est perceptible.

Ces migmatites contiennent localement quelques enclaves fusiformes de « micaschistes » ainsi que quelques enclaves souvent plus ou moins anguleuses de gneiss fin à biotite (belvédère de Servière). Elles sont elles-mêmes enclavées tant dans le granite de Glény (γ^2) que dans celui de Goulles (γ^1), voire même pour partie dans l'un et pour partie dans l'autre (barrage du Chastang).

TERRAINS ÉRUPTIFS

Limousin

γ^4 . **Granodiorite.** Autour d'Albussac, un massif de granodiorite apparaît au sein des gneiss leptyniques mésocrates ($\zeta\lambda^4$). Légèrement allongé selon la foliation des gneiss, il présente une anisotropie linéaire fruste. En bordure (Nord d'Albussac), il intrude cette formation (enclaves de leptynites et d'amphibolites). Divers petits pointements du même type s'observent tant au Nord-Ouest qu'au Sud-Ouest du massif principal.

À l'œil nu, la linéation subhorizontale bien marquée est soulignée par la disposition en zone de la biotite. Il s'agit là d'une roche à grain moyen, typique en particulier par l'aspect de ses plagioclases très abondants, automorphes, zonés, trimaclés parfois et groupés en syneusis. Le feldspath potassique, à inclusions de plagioclase, jamais perthitique, exceptionnellement moiré, développe quelques myrmékites et tend à donner à la roche un caractère porphyroïde et parfois même légèrement œillé. Le quartz constitue des amas globuleux légèrement allongés avec individus à joints lobés. Entre les gros plagioclases (oligoclase-andésine) s'observent des cloisons à grain plus fin à plagioclases « cimentés » par du feldspath alcalin interstitiel limpide, qui s'observe aussi en cristaux allongés à l'extrémité des feldspaths montrant une amorce de structure œillée. Les biotites se présentent sous forme de lamelles allongées mais aussi en cristaux dendroïdes d'apparence corrodée et peuvent contenir de l'allanite. La déformation se marque également par la torsion et la fracturation de certains plagioclases cimentés par du feldspath alcalin matriciel, une amorce parfois de dilacération des biotites qui forment alors des traînées.

Certains petits pointements de taille réduite (Sud-Est de Brivezac) montrent une structure de type microgrenue porphyrique : mégacristaux de quartz (assez rares), de biotite d'apparence bien automorphe à l'œil nu mais à bords d'aspect souvent corrodé en lame mince, et surtout de plagioclases automorphes zonés, dispersés dans une matrice à grain très fin où quartz plagioclase et biotite sont cimentés par du microcline interstitiel.

L'existence de structures magmatiques très bien conservées indique clairement que la déformation observée n'est pas synmétamorphe.

γ^{1-4} . **Petits corps et filons de granitoïdes divers.** Les différentes formations sont traversées par un réseau filonien complexe manifestement mis en place à diverse périodes :

— les filons déformés, boudinés, plissés avec souvent foliation plan axial, et de composition proche de celle de l'encaissant, sont classiques dans le gneiss œillé et dans toutes les leptynites (à l'exception de λ_{a1}^1) ; ils correspondent à l'ancien cortège filonien du granitoïde orthogneissifié et peuvent se retrouver dans son encaissant (ζ^2) ;

— les petits corps et filons d'aspect banal rencontrés un peu partout, manifestement intrusifs dans les diverses unités lithologiques et apparemment peu structurés, présentent pour la plupart des caractéristiques très proches de celles de la granodiorite d'Albussac (γ^4). Leur mise en place, postérieure au métamorphisme, s'est effectuée sous contrainte ;

— les petits corps de granitoïdes à deux micas, souvent de type pegmatitique, sont extrêmement rares et de volume restreint (Chenaillers, Peyriget). Tantôt ils paraissent de mise en place précoce avec une structuration de type encaissant (pegmatite de Peyriget), tantôt ils se présentent comme des poches dont la signification est incertaine. Les petits corps boudinés, plus ou moins structurés, rencontrés dans les gneiss (ζ^2) en périphérie des leptynites et gneiss œillés à muscovite ou à deux micas, doivent être considérés comme des filons satellites des massifs orthogneissifiés voisins.

η^2 . **Tonalite.** Dans l'angle sud-ouest de la carte affleure l'extrémité nord du massif de Beaulieu, allongé selon la direction N 160, qui est un maillon de la « ligne tonalitique limousine » (Didier et Lameyre, 1971), « ceinture magmatique de type arc volcanique orogénique dont seule la partie plutonique est conservée » (Autran et Peterlongo, 1980).

Il s'agit d'une roche à grain moyen à gros, relativement claire (localement à grain plus fin et plus riche en ferromagnésiens) possédant une anisotropie planaire assez discrète le plus souvent, sensiblement conforme à celle de l'encaissant, soulignée par l'orientation des minéraux (plagioclase, amphibole). Une déformation plastique (quartz) semble s'être surimposée à la fluidalité magmatique.

Andésine (An 35 à 45), hornblende verte, biotite et quartz interstitiel sont les constituants essentiels de cette roche qui contient par ailleurs épidote, sphène, apatite et opaques.

v. **Lamprophyre.** Ce type de roche, si fréquent en Millevaches, n'a été rencontré qu'en un seul point (2 km au Nord de Brivezac) sous forme d'un filon très altéré.

Millevaches

Les différents faciès granitiques ont été définis sur le terrain à partir de leur composition minéralogique quantitative approximative (nature et pourcentage relatif des micas) et de leur granulométrie. Une telle distinction paraît justifiée puisque chimiquement (voir analyses en annexe) elle correspond à des coupures nettes entre :

– les *leucogranites* (à muscovite dominante) et les *granites monzonitiques* (à deux micas) : $\text{SiO}_2 \simeq 72\%$; $\text{CaO} \simeq 0,8\%$; ΣFeO , MgO , $\text{TiO}_2 \simeq 2,5\%$.

– les *granites monzonitiques* et les *granodiorites* (à biotite) : $\text{SiO}_2 \simeq 69\%$; $\text{CaO} \simeq 2\%$; ΣFeO , MgO , $\text{TiO}_2 \simeq 4\%$.

Une corrélation existe par ailleurs entre la teneur en biotite et la teneur en An du plagioclase.

(Le terme d'orthose a été retenu dans les descriptions lorsque le feldspath potassique ne présente aucun moirage visible au microscope, celui de microcline lorsqu'il s'avère moiré. Les études radiocristallographiques et chimiques ont montré que les mégacristsaux et les cristaux de génération précoce, généralement perthitiques et non moirés, étaient classiquement sodiques [Or < 90] et de symétrie monoclinique, tandis que les feldspaths à symétrie triclinique ou état structural complexe, plus potassiques, étaient présents dans les granites à histoire plus complexe, présentant plusieurs générations de feldspath potassique.)

Leucogranites (à muscovite dominante)

$g\gamma_a^{1\text{Na}}$. **Leucogranite à grain moyen à gros et tendance porphyroïde locale, à biotite (granite de Saint-Julien-aux-Bois).** Cantonné à l'Est du

massif. À l'œil nu, il s'agit d'un granite isogranulaire à grain moyen à gros présentant localement une amorce de caractère, voire même un caractère typiquement porphyroïde (Chadirac au Nord-Est de Saint-Privat).

C'est un granite à albite ($An < 7$) avec orthose maclé Carlsbad subautomorphe, bourré d'inclusions diverses (plagioclases, quartz globuleux, biotite-chlorite, voire muscovite) soulignant apparemment les arrêts de croissance du cristal. Le caractère perthitique reste discret (petits films discontinus d'albite ou minuscules taches ou plus rarement petites veines maclées albite). La biotite ($\approx 5\%$) est beaucoup moins abondante que la muscovite ($\approx 10\%$) et la plupart des cristaux sont partiellement chloritisés. La muscovite est essentiellement présente sous forme de grands cristaux automorphes (sections rectangulaires ou losangiques), isolés ou interstratifiés avec la biotite.

Au microscope, ce granite se présente comme un granite hétérogranulaire fortement déformé (étirement des anciens quartz globulaires remplacés par des assemblages polycristallins à individus à joints lobés ou dentelés; extinction onduleuse du quartz, des feldspaths; torsion et fracturation des plagioclases; pliage et cisaillement des micas). Les parties finement cristallisées sont essentiellement constituées d'albite fraîche et de microcline dépourvu d'inclusions et jamais perthitique. La corrosion du plagioclase par le microcline s'observe classiquement ainsi que le développement de séricite et muscovite en petites lattes au sein du plagioclase. Il en est de même des associations symplectiques muscovite-quartz et des muscovites intergranulaires ou fissurales.

Des variations chimiques symptomatiques semblent exister au sein de ce granite: l'augmentation de la teneur en SiO_2 s'accompagne souvent d'une diminution de celle de K_2O mais surtout d'une augmentation de Na_2O et du rapport $Fe/Fe + Mg$ correspondant à un enrichissement en fer de la biotite (annexe 1, analyses 28 à 37). Ces variations semblent indiquer une différenciation de plus en plus poussée vers le Nord, hypothèse d'ailleurs confirmée par l'étude des éléments-traces.

Ce leucogranite est en contact généralement tectonique avec les micachistes à chlorite ou biotite de la moyenne Dordogne qui affleurent très peu sur cette feuille. Le long des accidents bordiers (zones broyées subverticales de direction méridienne), sur une aire pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de largeur, des altérations hydrothermales ont profondément modifié la composition minéralogique du granite (chloritisation des biotites, puis transformation de celles-ci en argile). Le leucogranite à biotite passe ainsi à un leucogranite à chlorite et localement à un leucogranite à muscovite seule ($g\gamma_b^{1Na}$).

Le leucogranite à biotite ne présente pas d'anisotropie marquée au Sud de la Maronne. Au Nord par contre, la linéation subhorizontale, soulignée par l'étirement des plages quartzieuses et la disposition en zone des micas, en particulier des muscovites, est la règle. De N 130 à N 150 à hauteur de Darzac, elle tend à s'infléchir à N 160 - 180 en direction de Saint-Julien puis de la Maronne; localement, le rapport d'allongement du quartz peut

atteindre 4 (une telle anisotropie se retrouve également dans les leucogranites à grain fin : $\gamma^{1\text{Na}}$). Dans les zones bordières, la déformation est plus intense et une structure planaire subverticale, liée à la déformation plastique des quartz, se superpose à la structure linéaire ; c'est une structure de type protomylonitique caractérisée par l'aplatissement des plages quartzeuses polycristallines. Les individus, très nombreux et sous forme de rubans flexueux à joints dentelés avec extinction onduleuse généralisée, sont parfois séparés par des files de micrograins témoins d'un début de recristallisation. Les plages quartzeuses se moulent sur les mégacristaux de feldspath potassique éclatés ou en forme d'amande ; certains micas ont été déformés par glissement, d'autres sont kinkés.

$g\gamma_b^{1\text{Na}}$. **Leucogranite à grain moyen, à chlorite.** Ce faciès, développé en bordure de l'accident qui limite à l'Est le massif du Millevaches selon une bande parallèle à ce dernier, n'est en fait qu'un produit de transformation du faciès précédent, probablement sous influence hydrothermale.

La biotite ne subsiste qu'exceptionnellement à l'état d'inclusion dans le quartz. Elle a été entièrement transformée en une chlorite vert pâle parsemée d'oxydes de titane. Les fuseaux de feldspath potassique (Or 100) acquièrent un développement considérable selon le clivage des chlorites.

Au contact même de l'accident et en divers autres points, on observe la transformation progressive de la chlorite (voire même sa disparition) en micas blancs et minéraux argileux.

$\gamma^{1\text{Na}}$. **Leucogranite à grain fin.** Il s'agit de petits massifs bien individualisés localisés dans la partie est du Millevaches entre Maronne et Dordogne (du Sud au Nord : massifs de Champeil, de Beix et de Darazac).

Minéralogiquement très proches du précédent, ils s'en distinguent avant tout par leur grain mais aussi par quelques particularités (présence constante de petites loupes biotitiques dans le granite de Darazac, abondance et orientation des grandes muscovites losangiques dans le granite de Champeil). Ils bordent à l'Ouest le granite à grain moyen ; certains, présentant localement une foliation subhorizontale liée à la disposition des micas, sont affectés des mêmes déformations que lui.

La coexistence de deux générations de feldspath alcalin de symétrie différente, la présence de plusieurs générations de micas blancs avec abondance de muscovite fissurale, sont autant de caractères propres à ces granites déformés lors de leur mise en place et percolés par les fluides résiduels issus de la cristallisation du magma. Cette mise en place des leucogranites orientaux ($\gamma^{1\text{Na}}$ et $g\gamma_a^{1\text{Na}}$) serait pénécontemporaine du jeu en cisaillement dextre de l'accident bordier, la linéation d'étirement pouvant être acquise alors que la cristallisation était déjà très avancée.

$\gamma^{1\text{Na}}$. **Leucogranite à grain très fin.** Localisé de part et d'autre de la Maronne à hauteur du Gour-Noir, il est caractérisé par la présence de grandes plages de biotite fortement chloritisée tranchant avec la finesse d'ensemble du grain. L'albite subautomorphe est associée à du feldspath potas-

sique xénomorphe très finement perthitique. La muscovite est essentiellement représentée par des cristaux automorphes « primaires ».

γ_1 . **Leucogranite équant à grain moyen (granite de Goules)**. C'est le faciès de loin le plus répandu puisqu'il se rencontre dans toute la moitié ouest du massif, en particulier dans le secteur de Goules. Extrêmement riche en enclaves dans de nombreux secteurs, ses caractères sont alors profondément modifiés : variation de la taille du grain avec fréquence des différenciations à tendance pegmatitique, acquisition d'un rubanement parallèle aux limites des enclaves ou à l'anisotropie des schlieren, répartition inhomogène des différentes phases minérales, et ce, à toute échelle.

De telles variations s'observent aussi bien au voisinage des **enclaves** péri-granitiques (de type ζ_M^2) que des enclaves intragranitiques (de type $\circ\zeta_M^3$ ou **M**). Celles-ci sont de toutes tailles et de toutes formes ; toutefois, en règle générale, les enclaves d'encaissant sont plus anguleuses que celles des migmatites schisteuses qui tendent à s'effilochoir alors que les enclaves d'ortho-gneiss sont souvent globuleuses. Les schistes cristallins périphériques sont classiquement traversés par des stocks de granitoïdes à géométrie complexe (aval du barrage de HautePAGE, amont du barrage du Gibanel) et à granulométrie variable (pegmatite, aplite, grain fin ou moyen). Le faciès caractéristique s'observe dans les corps d'une certaine importance, en particulier autour de Goules.

Minéralogiquement, il s'agit d'un granite à orthose très faiblement et très finement perthitique, en cristaux xénomorphes ou à tendance automorphe, maclé Carlsbad, riche en inclusions de plagioclase automorphe, quartz globulaire et biotite. Le plagioclase est une albite-oligoclase (An 5 à An 15 selon les secteurs) pouvant présenter un zonage discret. Biotite et muscovite sont présentes en lames automorphes, parfois incluses dans le quartz ou les feldspaths, la muscovite ($\simeq 10\%$) en quantité supérieure à la biotite ($\simeq 3\%$). Le grenat almandin est fréquemment rencontré à l'état dispersé. Les plages de quartz, automorphes, sont composées d'un nombre réduit d'éléments à joints lobés ou rectilignes faiblement déformés. Les formes secondaires de la muscovite sont beaucoup moins abondantes que dans γ_a^{1Na} .

Chimiquement, s'il montre parfois des variations non négligeables (annexe 1, analyses 20 à 28), il ne semble pas que celles-ci puissent traduire une quelconque zonalité à l'intérieur du massif.

γ_f^1 . **Leucogranite équant à grain très fin**. Il s'agit là d'un faciès rencontré épisodiquement en petits pointements aux abords de la Maronne. Trois unités plus importantes que les autres ont été mentionnées sur la carte dont deux à hauteur du hameau du Carlat. Outre son grain, rien ne le distingue du granite de Goules avec lequel il est en contact franc.

γ_s^1 . **Leucogranite rubané à fil de biotite**. C'est en fait un complexe hétérogène dont les caractéristiques ont été mises en évidence par les entailles, réalisées plus au Nord, en bordure de la Dordogne, lors de la création de chemins forestiers. Il semblerait, d'après les rares affleurements, que cette formation s'étende largement sur le plateau, à hauteur de Saint-Privat. Cet

ensemble comporte des alternances décamétriques à hectométriques de granite de type Goules (γ^1) et de zones hétérogènes constituées par un entrelardage de schistes cristallins, de migmatites schisteuses, de schlieren micacés, de traînées biotiques et de granites souvent foliés, lités ou rubanés. Tous ces éléments sont en concordance quasi parfaite ; les migmatites schisteuses semblent s'effiloche, se lacérer, se fondre et se mélanger plus ou moins progressivement avec la fraction granitique ainsi que le font également les « traînées » surmicacées. Dans les faciès lités ou rubanés, les lits sont essentiellement constitués de grosses biotites automorphes et, bien que très minces, leur régularité est remarquable ; le rubanement est lié à des concentrations de biotite plus importantes pouvant emballer des yeux feldspathiques ou contenir très localement quelques fibres de sillimanite.

Dans cet ensemble rubané, la direction N 160 à N 180 prédomine largement, mais au Nord elle s'infléchit vers N 140 ; très redressés, les pendages sont généralement inclinés vers l'WSW. Cette anisotropie très marquée semble liée en grande partie à des phénomènes de flux (Monier, 1980) qui se produiraient au voisinage immédiat de la zone d'anatexie ; les faibles différences de compétence entre le magma visqueux et les résidus de schistes cristallins favoriseraient la dilacération de ces derniers et une légère réorientation des enclaves les moins transformées. La structure d'ensemble de la série initiale, si l'on en juge par la concordance approximative des anisotropies, n'aurait pas été notablement affectée.

Granites monzonitiques (à deux micas)

$p\gamma^{3M}$. **Granite porphyroïde (granite du Gour-Noir)**. Il affleure exclusivement dans l'angle sud-est de la carte à hauteur et au Sud de la Maronne (massifs de Saint-Julien-le-Pèlerin, de Rouffiac se prolongeant vers le Nord jusqu'à hauteur de Saint-Cirgues, du Gour-Noir).

Les mégacristsaux d'orthose se présentent généralement sous forme de baguettes allongées ($L/l = 3$), maclées Carlsbad, de 2 à 3 cm de longueur. La taille des mégacristsaux, leur fréquence, la teneur en biotite, varient cependant notablement. L'orientation des faces (010) des mégacristsaux, allongés selon l'axe [001], détermine une fluidalité planaire particulièrement bien marquée vers le Nord. Les nombreuses inclusions (oligoclase à frange albitique, biotite, quartz) sont souvent réparties selon plusieurs zones concentriques parallèles aux faces du cristal. Habituellement perthitiques, en larges veines parfois maclées albite, ces mégacristsaux sont bordés de bourgeons de myrmékite au contact des oligoclases extérieurs. Dans la mésostase, le microcline xénomorphe non perthitique, pauvre en inclusions, est présent. Le plagioclase automorphe est un oligoclase parfois légèrement zoné dont la teneur en An varie de 23 dans les faciès sombres à 12 dans les faciès clairs ; il est parfois cerné d'un liseré albitique (An 6). La biotite, riche en zircon et apatite, en teneur équivalente à la muscovite (7 à 9 %) dans les faciès clairs, plus abondante (11 % contre 7 %) dans les faciès sombres, tend à se grouper en amas ou files constituant des cloisons entre les feldspaths. La muscovite secondaire (association symplectique muscovite—quartz ou cristaux xénomorphes poecilites à inclusion de sillimanite) prend un développement équivalent à celui de la muscovite primaire dans les faciès sombres. Quant

au quartz, il est sous forme de plages polycristallines, xénomorphes ou à tendance globuleuse, constituées d'un nombre réduit d'individus à joints lobés ou dentelés.

L'anisotropie est marquée par la disposition des mégacristaux d'orthose aplatis selon (010) et allongés selon [001], mais aussi par l'orientation et la ségrégation des biotites qui tendent à former des cloisons. Généralement planaire, elle paraît assez mal réglée et inégalement développée à l'échelle du massif. Dans la vallée de la Maronne, ce sont les plans subverticaux à N 150 qui prédominent largement, alors que vers Saint-Cirques-la-Loutre et Saint-Julien-le-Pèlerin s'observent des structures peu pentées, d'orientations diverses subconcordantes avec la foliation des métamorphites voisines, suggérant une accordance de la structure interne du magma au toit de la coupole s'accompagnant d'une mise en forme de l'encaissant (des anisotropies planes du même type s'observent également dans $\gamma^{1\text{Na}}$). Enclavé localement (Est de Saint-Julien-le-Pèlerin) dans un filon de leucogranite ($g\gamma_a^{1\text{Na}}$), présent en une multitude de petits corps apparemment dispersés en son sein, ce pourrait être un ancien massif « disloqué » lors de la mise en place du leucogranite. L'étude des contacts, toujours francs et concordants avec l'anisotropie des deux granites lorsqu'elle existe, ne fournit pas d'argument irréfutable à ce sujet.

γ^3 . **Granite à grain moyen à fin (granite de Glény).** C'est un granite homogène, de teinte grise caractéristique, isogranulaire, équant, à orthose automorphe trapu incluant souvent de petites loupes surmicacées. Les plages quartzuses xénomorphes sont constituées d'un nombre réduit d'éléments à joints rectilignes ou lobés. Les cristaux d'orthose maclé Carlsbad sont parsemés de films d'albite fins et discontinus, accompagnés parfois de petites taches maclées albite ; les nombreuses inclusions (oligoclase à liseré d'albite, biotite, quartz globuleux) sont souvent disposées en files parallèles aux bords du cristal. Le plagioclase (An 15-20) peut être largement zoné et présente une bordure plus albitique (An 7) ; de nombreuses myrmékites en bourgeons s'observent au contact du feldspath alcalin. La biotite automorphe contient de nombreuses inclusions de zircon. Les muscovites sont presque exclusivement « primaires » et présentes en quantités équivalentes (5 à 7%).

Les fortes teneurs en Th ($\simeq 35$ ppm en moyenne) le distinguent nettement des granites voisins dont les teneurs sont 2 ($\rho\gamma^{3\text{M}}, \gamma^{3-4}$) à 4 ($g\gamma_a^{1\text{Na}}, \gamma^1$) fois plus faibles.

Ce granite à deux micas, habituellement équant ou à anisotropie extrêmement fruste et délicate à définir, apparaît comme un massif (massif de Glény) circonscrit, à caractère intrusif, légèrement allongé selon une direction très différente de celle des structures régionales. L'étude systématique des affleurements et la cartographie détaillée ont montré que les limites de ce massif étaient beaucoup plus régulières à l'Est, où les interpénétrations avec γ^1 sont rares et de taille réduite, qu'à l'Ouest où elles sont nombreuses avec des contacts à géométrie beaucoup plus complexe. Cette asymétrie pourrait être liée à la proximité du toit du massif à l'Ouest. La pauvreté en

enclaves ($\gamma^3 M, M$) de ce granite contraste avec la richesse du leucogranite voisin (γ^1).

Granodiorites (à biotite)

γ^{3-4M} . **Granite porphyroïde (granite des Estourocs)**. Très localisé, ce faciès à gros grain riche en biotite, peut être observé dans la carrière Saint-Pierre en bordure de la Maronne (limite est de la feuille). Les mégacristsaux d'orthose, trapus, automorphes, maclés Carlsbad, peuvent atteindre 5 cm ; jamais moirés, perthitiques en fines veines discontinues avec parfois petites taches maclées albite, ils sont bordés d'une frange de myrmékite. Les multiples inclusions sont souvent disposés parallèlement aux faces du cristal. De petits cristaux xénomorphes, discrètement moirés, s'observent par ailleurs dans la matrice. Le quartz constitue de gros amas polycristallins lenticulaires. Le cœur des plagioclases automorphes (An 20-25) est souvent séricitisé. La biotite (près de 15 %), peu chloritisée, forme des amas allongés ou des lits moulant les gros feldspaths.

Assimilé au granite d'Égletons (Monier, 1980), il possède une orientation planaire subhorizontale très accusée, liée à la forme et à la disposition de l'ensemble des minéraux : orientation des faces (010) des mégacristsaux d'orthose, cloisons biotitiques, amas quartzueux lenticulaires. Dans la carrière Saint-Pierre, il est recoupé par une puissante lame de leucogranite à anisotropie fruste parallèle aux épointes.

γ^{3-4} . **Granodiorite à grain fin (granite de Sexcles)**. Sa teneur élevée en biotite est responsable de sa couleur grise plus ou moins foncée. Sur la feuille Argentat, cette granodiorite, beaucoup plus répandue au Sud, n'est connue qu'aux environs de Sexcles. Deux types d'enclaves y ont été rencontrées : petites loupes surmicacées de 2 à 3 cm de longueur, mais aussi enclaves microgrenues sombres (La Pagezie au Nord de Sexcles). La teneur en biotite varie assez largement d'un massif à l'autre, voire d'un affleurement à l'autre.

Biotite et plagioclase automorphe faiblement zoné constituent l'essentiel de la roche (respectivement 22 et 37 % à La Pagezie). La teneur en An varie de 20 dans les faciès clairs à 38 dans les plus riches en biotite. L'habitus du feldspath potassique est également variable : interstitiel de taille réduite et non perthitique dans les faciès sombres ; à tendance automorphe, de plus grande taille, perthitique en film et maclé Carlsbad dans les faciès clairs. Il en est de même du quartz, interstitiel dans le premier cas, de plus grande taille à tendance globuleuse dans le second. Apatite en petits prismes allongés, zircon et allanite sont inclus dans la biotite.

Les analyses chimiques (La Pagezie, Broquerie, Sexcles) confirment les données micrographiques : l'augmentation de la teneur en SiO_2 s'accompagne de celle de K_2O alors que la somme $\text{MgO}, \text{FeO}, \text{TiO}_2$ diminue (annexe 1, analyses 55 à 57).

γ^4 . **Enclave de microdiorite**. Il s'agit d'enclaves globuleuses, au maximum de la taille du poing, contenues dans la granodiorite (γ^{3-4}). Elles sont presque exclusivement constituées de biotite à orientation aléatoire, parfois

associées en agrégats, et de plagioclase automorphe (An 35) zoné. Le quartz peu abondant est interstitiel. Les apatites sont nombreuses. Les biotites ne contiennent ni zircon ni allanite (minéraux inclus dans la biotite de la granodiorite de La Pagezie contenant ces enclaves).

Petits corps, filons tardifs et enclaves

η^{1-2} . **Granodiorite et diorite quartzique à biotite et amphibole.** Ces roches sont visibles en particulier dans la vallée de la Maronne entre La Broquerie et le barrage de HautePAGE où deux faciès peuvent être observés : petit massif à gros grain près de La Broquerie, lentille à grain fin à gisement de type sill à hauteur du barrage. Un petit affleurement du même type a été repéré suite à des travaux de voirie au Sud de Sexcles, en bordure du petit massif de granodiorite à grain fin (γ^{3-4}). Au barrage de HautePAGE, la diorite à grain fin, foliée parallèlement aux épontes, est disloquée par le leucogranite (γ^1).

Outre l'abondance de la biotite et du plagioclase (oligoclase-andésine) fortement zoné, parfois trimaclé, ces roches sont caractérisées par la présence, en quantité très variable, d'une amphibole incolore. Le quartz est interstitiel. Le feldspath potassique, rare et lui-même interstitiel, est accompagné de bourgeons de myrmékite. Sphène, apatite, zoizite sont les autres phases habituelles. Les plagioclases, en lattes, déterminent une structure doléritique. Outre les grandes amphiboles isolées, on observe également des amas de petites amphiboles de toute orientation, parfois entourés de biotites. De très grands cristaux de biotite pœcilitique suggèrent une cristallisation en partie tardive de ce minéral. La texture fluidale, foliée, de la diorite à grain fin est liée à la ségrégation en lits d'une partie importante de la biotite associée à l'épidote, ainsi qu'à la disposition des lattes de plagioclase.

« **Stock** » de leucogranite et/ou d'aplo-pegmatite à albite. En bordure occidentale du Millevaches on note la présence de multiples filons ou stocks, à granulométrie souvent extrêmement variable à l'échelle d'un stock et même d'un filon donné. Nombre d'entre eux s'avèrent extrêmement riches en albite ; c'est précisément le cas au Nord-Est d'Argentat, au confluent du Doustre et de la Dordogne. Il est probable que l'importance de ces roches à albite, souvent rubanées, difficiles à distinguer à l'œil nu des aplites et pegmatites banales à deux feldspaths également fréquentes dans ce secteur, a été sous estimée et que leur extension et leur fréquence sont beaucoup plus grandes qu'il n'apparaît sur la carte.

Albite et quartz constituent parfois plus de 80 % de la roche qui contient par ailleurs 10 % de muscovite environ. Feldspath potassique, tourmaline, grenat complètent la paragenèse. Souvent, les albites sont intensément déformées : quartz polycristallins à individus à joints suturés de forme et de taille variable, albite tronçonnée avec fragments déplacés et moulés par le quartz, muscovite fusiforme. Dans les roches non déformées, la granulométrie est toujours hétérogène de même que la texture (niches de petites albites orientées en tous sens, litage marqué par la concentration et l'orientation d'albite de taille donnée).

$\mu\gamma^3$. **Microgranite et rhyolite.** La granulométrie des roches filoniennes de teinte claire varie très largement d'un filon à l'autre. Dans les microgranites apparaissent, en mégacristsaux, quartz, plagioclase, chlorite et orthose très finement micropérititiques avec inclusions de plagioclases disposés parallèlement aux bords du cristal ; la mésostase à grain très fin est riche en petits quartz anguleux. Dans les rhyolites, plagioclases en mégacristsaux automorphes et chlorite sont pris dans une mésostase très riche en micropegmatite ; le quartz en phénocristsaux est rare.

Il s'agit de filons subverticaux de faible puissance (moins de 5 m le plus souvent) dont l'extension longitudinale est généralement inconnue. À quelques exceptions près, ils sont cantonnés dans la moitié ouest du Millevaches et plus particulièrement abondants de part et d'autre de la Maronne. Cependant, il s'agit là du secteur le plus riche en affleurements naturels (vallées profondes) et le mieux connu du fait de l'existence d'une multitude de chemins forestiers de création récente ; les différences de densité apparentes sont peut-être en partie fictives.

v. **Lamprophyre.** Dans certains secteurs le réseau filonien est particulièrement dense (barrage du Chastang et barrage de HautePAGE à l'Ouest, secteur de Saint-Julien-aux-Bois à l'Est). Leur puissance et leur orientation sont comparables à celles des microgranites ; dans le compartiment ouest, leur répartition est sensiblement la même. Toutefois, les réserves émises quant à la répartition réelle des microgranites sont encore plus justifiées pour les lamprophyres profondément altérés sur le plateau et par conséquent difficilement repérables.

Fraîches, il s'agit de roches très dures de teinte foncée grise ou verte, se débitant en prismes dont les arêtes s'altèrent très rapidement ; ce débit évolue ainsi vers un début en boules classique, avec altération en pelure d'oignon. Le produit final est une arène de teinte rouille au sein de laquelle subsistent encore très souvent quelques boules de roche fraîche.

À l'œil nu, seuls de petits globules de quartz sont visibles dans certains filons.

Certains présentent à proximité des épontes des structures fluidales nettes ainsi qu'une zonalité dans la granulométrie et la répartition des minéraux (structure doléritique pauvre en micas au cœur, structure à grain fin en bordure, riche en biotite puis presque dépourvu de biotite au contact même). Le plus souvent, la biotite a été altérée en chlorite que l'on retrouve en îlots. En mégacristsaux, on trouve toujours du plagioclase très altéré, très souvent du quartz d'aspect « corrodé » et de l'amphibole. Selon les filons, il s'agit d'amphibole verte, brune ou incolore. La mésostase est classiquement formée de chlorite, de plagioclase mais aussi d'un peu de quartz interstitiel. Spène et calcite sont souvent présents.

Q. **Quartz.** Outre les filons hydrothermaux de basse température, d'importance notable, jalonnant des accidents N 140-150 cartographiés dans l'angle sud-est de la feuille, il existe des filons de moindre importance d'orientation assez diverses (sensiblement E-W, par exemple aux environs d'Argentat).

Des imprégnations siliceuses sont également à l'origine d'un certain nombre de cataclasites (sortie nord de Rivière) particulièrement dures et résistantes à l'érosion, tandis qu'une multitude de petits filonnets colmatent ailleurs un réseau complexe de diaclases (Chadiot) ; ces phénomènes de silicification sont particulièrement développés au niveau de la dislocation d'Argentat.

Les multiples filonnets et roches observés dans l'encaissant métamorphique ont une toute autre origine (probablement individualisés au cours du métamorphisme), de même que les filonnets et poches à tourmaline (en liaison avec les fluides issus du magma leucogranitique).

TERRAINS VOLCANIQUES

τ. **Trachyte (Limousin)**. La liaison volcanisme—graben stéphanien est bien connue plus au Sud (secteur de Decazeville).

Le gisement de cette roche, qui affleure au cœur du « houiller » à proximité du village d'Echaravel, n'a pu être précisé. De couleur vert pâle à l'affleurement, elle montre au microscope une structure microlitique fluidale typique, extrêmement fine, ne comportant que quelques mégacristaux de plagioclase de taille réduite et de rares amas chloriteux. Par leur aspect, les feldspaths témoignent d'une altération hydrothermale intense.

A. **Ankaramite (Millevaches)**. En limite est de la carte affleure le front de l'importante coulée (plus de 10 km de long) de Pleaux, d'âge pliocène, en provenance du Cantal (« basaltes des plateaux »). Au Nord de Darzac, d'autres « jalons » de même nature (cf. feuille La Roche-Canilhac) indiquent que ces coulées se sont épanchées encore plus à l'Ouest, jusqu'à l'actuel cours de la Dordogne.

Ces basaltes mélanocrates (indice de coloration supérieure à 70) montrent de nombreux phénocristaux d'olivine et surtout de pyroxène, dans une pâte à structure microlitique fluidale composée essentiellement de pyroxènes associés à des plagioclases et à des minéraux opaques.

Ces coulées reposent sur des sables et argiles à quartz, jaunâtres ou verdâtres, à kaolinite ou smectite, produits de colmatage de paléovallées attribués au « Pontien ».

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

h5. **Stéphanien. Conglomérats, grès et schistes houillers.** Le Stéphanien affleure le plus souvent sous forme de conglomérats plus ou moins grossiers. Comme dans le bassin de L'Hospital, beaucoup plus au Nord, il semble que le Stéphanien repose sur un socle rubéfié lie-de-vin (chemin d'Argentat à Bel-Air ; chemin de Glandier à Vergnière), caractère que l'on retrouve dans le « ciment » des dépôts détritiques de fond de bassin. Divers lithofaciès peuvent être observés néanmoins selon certaines coupes ou en divers points :

- à Bel-Air, sous le contact avec les micaschistes chloriteux, on trouve successivement un grès fin blanc reposant sur des psammites au sein desquelles s'observent quelques minces niveaux charbonneux, puis un conglomérat à petits éléments surmontant un conglomérat à ciment rubéfié ;
- à Glandier, sous un contact du même type, on observe de haut en bas, la superposition conglomérat, grès très fins à niveaux charbonneux, grès fins ;
- dans le ravin de Bel-Air, les couches charbonneuses reposent sur une psammite elle-même supportée par le conglomérat ;
- à Aubech, c'est une alternance de niveaux grésos-conglomératiques que l'on observe à l'Est du village ; un niveau charbonneux recouvert de grès semble intercalé entre deux niveaux conglomératiques au Sud-Ouest ;
- dans le ravin de Benet, une alternance (1,50 m) de schistes à plantes et de schistes charbonneux s'observe entre un conglomérat à la base et des arkoses de couleur rouille au sommet.

r1. **Autunien. Grès massifs, calcaires siliceux, argilites micacées.** Une bonne coupe des formations attribuées au Permien est donnée depuis Chabagnol à la base du ravin au Sud-Est. On y voit :

- *Grès de Grand'Roche (?)*. Dans le lit du ravin, des grès massifs plus ou moins arkosiques à débris de plantes semblent appartenir à la base du Permien ; en effet on trouve au-dessus :
- *Calcaire de Saint-Antoine*, calcaire siliceux dur, blanchâtre, sur 0,30 m, témoignant de l'amenuisement de ce niveau ;
- *Grès à Walchia*. Appartiennent à cette série 20 m de grès et argilites micacées gris-vert, plus ou moins altérés (fig. 3).

t. **Trias. Grès micacés jaunâtres.** Sont attribués au Trias(*) des grès jaunâtres mal consolidés et mal calibrés. Ces grès reposent soit sur le socle (Lestode, réservoir du Nord de Beaulieu), soit sur le Permien (Chabagnol). Ils peuvent aussi être retrouvés sous l'Hettangien inférieur (Sud-Est de Nonards) mais aucune coupe complète de la formation ne permet d'en évaluer l'épaisseur. D'après les observations faites sur la feuille voisine Brive, il semble que les niveaux de base (grès sombres à galets de cristallin et de gros quartz) ne soient pas représentés et que l'on ait ici que les 40 à 50 m du sommet de la formation.

(*) S'ils sont synchrones (?) de ceux de Figeac plus au Sud, ils ne sont pas forcément tous triasiques ; la partie supérieure au moins a fourni, à Figeac, une flore et une microflore hettangiennes.

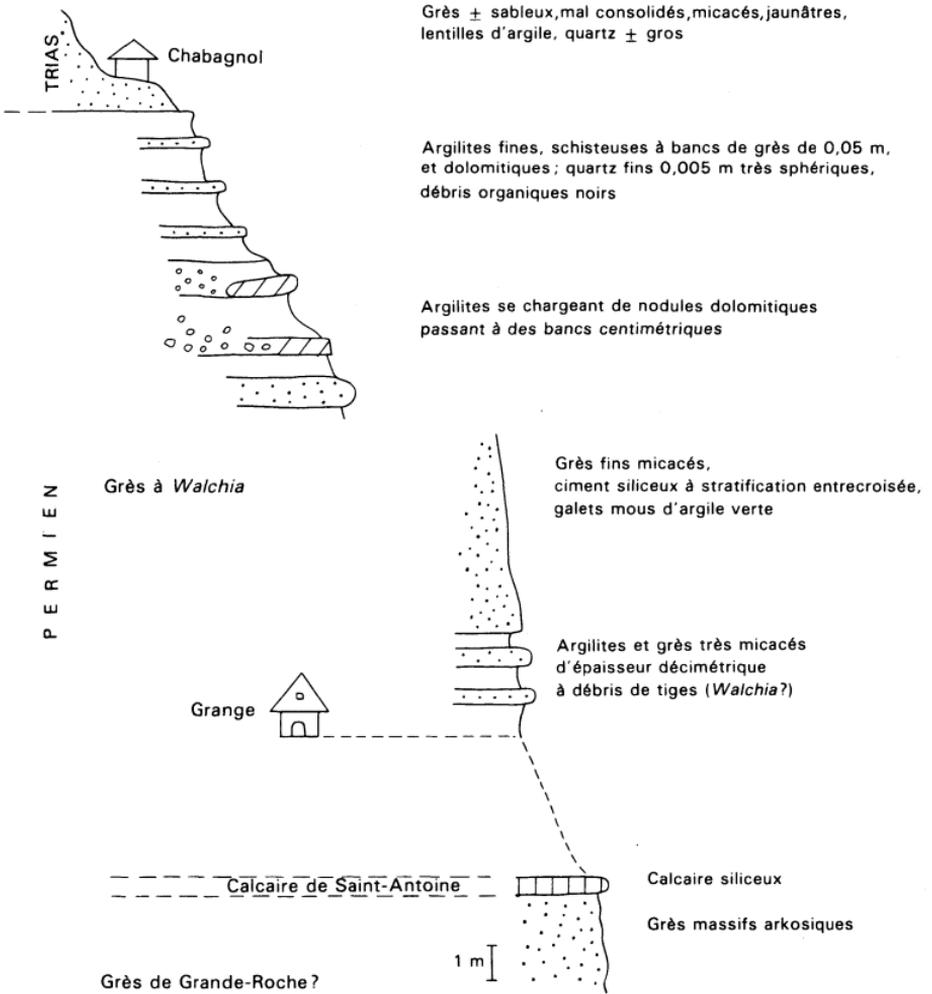


Fig. 3 - Coupe de Chabagnol

l1. **Hettangien inférieur. Calcaires, argilites vertes.** Assez bien visibles entre Nonards et Linard, on peut estimer leur épaisseur à une dizaine de mètres. En l'absence de bons affleurements, il est difficile de savoir si les niveaux de base distingués sur la feuille Brive existent ou ne se sont pas déposés ici.

Quoi qu'il en soit, les calcaires et argilites vertes eux-mêmes n'ont pas été trouvés dans le panneau le plus oriental du sédimentaire en bordure du socle cristallin. Cette absence est due semble-t-il à une lacune entre les deux formations seules visibles : les grès du Trias et les cargneules de l'Hettangien supérieur.

l2. **Hettangien supérieur. Dolomies, cargneules.** Assez fréquemment trouvée en affleurements de peu d'ampleur dans le secteur de la carte, cette formation semble avoir une épaisseur proche de celle observée sur la feuille Brive : au moins 20 à 30 m.

l3-4. **Sinémurien. Calcaires.** Le Sinémurien affleure très mal. Il est constitué, dans les quelques lambeaux visibles à Chauze et à l'Est du Moulin-Neuf, de calcaires à pellets et intraclastes, gris clair, très légèrement dolomitiques.

e-g. **Éocène à Oligocène. Argiles à graviers.** Un épandage de cette formation s'étend entre La Garnie et Chapaux, jalonnant la faille qui sépare le sédimentaire du cristallin.

Portée en m_s-es sur l'ancienne carte à 1/80 000 de G. Mouret, cette formation est très différente de celle qui avait été notée de la même manière au Sud de Puy-d'Arnac et que nous avons considérée sur la feuille à 1/50 000 Brive comme de l'Éocène. Ici en effet, les galets sont plus rares, les argiles très limoniteuses sont ocre et non rouille ; l'ensemble évoque des colluvions de versant. Il s'agit d'une formation résiduelle dont l'âge est difficile à déterminer.

Fw ; Fx ; Fy. **Alluvions anciennes indifférenciées.** Sous cette appellation ont été cartographiés trois niveaux de terrasses (5 ont pu être observés très localement). La plus ancienne domine de 15 à 20 m le lit actuel, sa cote approchant 190 m de part et d'autre d'Argentat. C'est dans celle-ci que sont installées les sablières situées entre Le Bastier et L'Hôpital.

Les divers niveaux ne semblent pas différents ni par la nature de leurs constituants (galets de roches volcaniques ou cristallines), ni par leur granulométrie extrêmement hétérogène avec nombre de galets dont la taille est pluridécimétrique. Stratification entrecroisée, granoclassement avec variation rapide de la granulométrie ou du pourcentage de matériaux fins (sables, limons) sont classiques. Ces alluvions sont probablement à rattacher au Würm.

Fz. **Alluvions récentes.** Elles occupent le fond des vallées principales (Dordogne, Maronne). En amont, elles sont en grande partie noyées sous les retenues des barrages. À l'aval, elles sont largement découvertes en période

de basses eaux. La nature de leurs matériaux (galets de roches cristallines, de quartz, mais aussi nombreux éléments de roches volcaniques diverses, enrobés dans une matrice sableuse ou sablo-limoneuse) ne diffère pas notablement de celle des terrasses alluviales.

Les alluvions de la Souvigne et du Doustre diffèrent des précédentes par la nature de leurs matériaux (absence d'éléments granitiques ou volcaniques, fréquence des éléments quartzeux) et leur granulométrie (importance des matériaux fins et particulièrement de la fraction argileuse) ; ces caractéristiques sont en relation avec celles des bassins-versants : brèches silicifiées fréquentes le long de la zone broyée, nombreuses lentilles de quartz dans les micaschistes, extrême fragilité des roches liée à un diaclasage intense, argilisation très poussée à proximité des multiples accidents mais aussi au sein même des roches hydrothermalisées en masse. Les versants fortement pentés et couverts d'éboulis ont largement contribué au remplissage de ces vallées (colluvionnement).

TECTONIQUE

TECTONIQUE SOUPLE

Limousin

Déformations symmétamorphes

● Les **marqueurs** consistent en :

- une *forte linéation*, d'orientation relativement constante (N 120 à N 140) :
 - minéralogique dans les amphibolites et certaines leptynites à amphibole de type Albussac,
 - d'étirement (allongement des ensembles et/ou individus quartzeux avec ou sans déformation plastique), nette dans les métagranites,
 - d'agrégat (structures amygdalo-œillées avec parfois individus allongés issus de la polygonisation par déformation plastique), bien développée dans les métagranites porphyroïdes (orthogneiss œillés).

La même direction se retrouve dans la granodiorite d'Albussac (γ^4) post-métamorphe : biotite en zone, allongement modéré du quartz, où elle témoigne d'une déformation acquise à l'état visqueux (rotation des cristaux) ;

- la présence de *structures C/S* particulièrement bien développées dans les orthogneiss œillés ($\zeta\gamma^3$) témoigne d'une déformation non coaxiale et indique un cisaillement vers l'WNW. Les plans C sont tapissés de micropaillettes de biotite d'aspect déchiqueté ou effilé, issues de la déformation plastique par glissement intracristallin de paillettes de plus grande taille disposées selon S et qui prennent un habitus sigmoïde à proximité des plans C. À un stade moins évolué, certaines biotites sont seulement orientées selon les plans C discontinus qui se relaient avec les plans S et génèrent une amorce de lenticulation de la roche. Lorsqu'ils sont bien individualisés, les plans C sont souvent tapissés de minuscules muscovites même lorsque la roche n'en contient pas ; à leur voisinage, le quartz est souvent réduit en minces rubans

sigmoïdes (bandes de déformation polygonisées). Ces deux critères attestent du rôle des fluides dans la genèse des plans C dans d'étroits secteurs affectés de discontinuités et devenus perméables (néocristallisations, amollissement du quartz) ;

– la présence de *plis précoces*, dont les axes ont même direction que la linéation d'étirement, avec foliation plan axial ;

– une *foliation* souvent associée à un litage en relation avec le comportement mécanique différent des phases minérales au cours de la déformation. Il est toutefois évident que, dans certains cas, une ségrégation minéralogique (répartition des phases micacées par exemple) acquise au stade magmatique a été transposée.

● **Gradients de déformation, répartition des divers types de tectonites.**

Les structures C/S sont particulièrement nettes dans les roches hétérogranulaires ou à grains grossiers (pegmatites, métagranites porphyroïdes) mais s'observent en fait dans toutes les lithologies. Des gradients de déformation apparaissent tant à l'échelle de la lame mince qu'à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement (densité des plans C, importance des bandes de microcisaillement associées, variation de l'angle C/S, granulométrie, puissance des lits aux lentilles parfois monominérales). Il est clair que de tels gradients traduisent tantôt une déformation croissante au sein d'une roche donnée (dans la vallée de la Franche-Valeine, le stade phyllonite est atteint localement avec intense développement de la muscovite dans les zones de cisaillement très rapprochées avec angle S/C très faible), tantôt le comportement différentiel de roches de compositions minéralogiques parfois assez proches, de granulométries hétérogènes ou différentes, de textures initialement différentes.

En Limousin, la déformation est manifestement plus pénétrative (granulométrie homogène, S et C très proches) dans les métagranites de l'Ouest (leptynites de type Albussac ou de type Aubazine) que dans ceux de l'Est (orthogneiss divers). On peut penser qu'elle a été acquise à des températures plus élevées, ce que suggèrent les textures observées en certains points des parties structurellement les plus élevées de l'ensemble orthogneissique (Recoudier, Chamalières, Flamanchie) où un comportement visqueux, ainsi que des indices d'anatexie, ont été mis en évidence au sein du matériel orthogneissique ; à l'encontre d'une telle hypothèse, il convient cependant de souligner d'une part que les formations de l'Ouest sont à un niveau plus élevé de la pile lithotectonique, d'autre part que le métamorphisme est présenté comme état de type normal (*cf.* répartition des isogrades sur la feuille Tulle à 1/50 000).

L'étude des roches orthodérivées montre également l'existence de divers types de tectonites. Certaines possèdent une structure linéaire quasi exclusive (type L) ; sur une section YZ, les feldspaths sont arrondis ou ovoïdes mais avec faible rapport axial, une amorce de microplissement apparaît. D'autres associent structure linéaire et planaire (type LS ou LCS) : lentilles feldspathiques, ensembles quartzeux aplatis, voire en rubans, déterminent selon YZ un litage plus ou moins fruste. Si les tectonites de type L, classiquement considérées comme des marqueurs de base des nappes, s'observent couramment en limite orientale, soit apparemment à la base des orthogneiss (secteur de Roupeyroux, Bousquet, Est de Vauris, Chaviole, Murel,

Grand-Champ), elles s'observent également en de nombreux points de l'ensemble orthogneissique (Bros, moulin de Prezats, vallée de la Franche-Valeine). Une telle répartition suggère que le régime de déformation a varié au sein même de la pile (régime de constriction → déformation plane → aplatissement).

Cette intense déformation synmétamorphe liée à un cisaillement profond vers le Nord-Ouest favorise la transposition des contacts lithologiques. Ils tendent à se paralléliser avec la trajectoire des plans de foliation, sans pour autant que soit totalement masquée la complexité des contours initiaux liés à la pluralité des corps granitiques intrusifs à toit à géométrie plus ou moins complexe et systèmes filoniens périphériques.

Déformations postmétamorphes

Des plis tardifs à grand rayon de courbure, accompagnés de structures de type meneaux, décimétriques à plurimétriques, de direction N 120-150 le plus souvent, s'observent couramment au Nord dans les lithologies où alternent gneiss leptynites et amphibolites. Ils sont du même type que ceux qui, plus au Nord, sur la feuille Tulle, avec des directions plus fluctuantes, s'accompagnent d'un clivage plan axial ; leur déversement s'effectue fréquemment vers le Nord-Est ou l'Est.

Le bombement antiforme de Tulle reste discret (pendages faibles) et est essentiellement représenté par son flanc sud-ouest, le pendage régulier de la foliation s'accroissant dans cette direction. Plusieurs synformes de faible amplitude perturbent cependant cet ordonnancement et contribuent à ce que certaines formations (leptynite d'Albussac) affleurent largement. Le flanc nord-est présente, comme sur la feuille Tulle, un plissement plus intense. À hauteur de Murel, dans l'axe de l'antiforme, les gneiss ocellés semblent reposer sur les amphibolites. Les cisaillements senestres observés dans les blastomylonites, à pendage E ou NE, du méridien d'Argentat, résultent de l'enroulement des plans de cisaillement communément pentés au Sud-Ouest et d'apparence dextre, autour de l'axe antiforme.

Millevaches

Déformations synmétamorphes

Les déformations les plus anciennes décelées classiquement dans l'enveloppe métamorphique sont en liaison avec des plissements plus ou moins serrés selon la lithologie concernée, de direction N 90-100 le plus souvent (120 parfois), bien visibles le long de la vallée du Doustre près du barrage du Sablier ou sur la route de La Chapelle. Sur la rive droite du barrage, à 200 m environ de la digue, le contact subvertical entre un banc gréseux massif noir et un banc grésopélitique finement lité plus micacé, est affecté par un plissement disharmonique montrant le développement de la biotite selon le plan axial. Ce phénomène, fréquent dans les niveaux plus micacés, s'accompagne d'un plissement beaucoup plus serré avec laminage plus ou moins prononcé des flancs et transposition de la foliation ; les micas, et plus parti-

culièrement les muscovites, constituant les flancs des plis laminés, se présentent alors sous forme de loupes plus ou moins effilées. Les petits lits quartzeux s'étirent sur les flancs et forment des rouleaux dans les charnières. Localement (route de La Chapelle ou à la sortie d'Argentat), quelques petits plis isoclinaux très aplatis, de direction axiale identique, repris par cette déformation, attestent de l'existence d'une phase antérieure au cours de laquelle s'est probablement élaborée la foliation reprise par les plis décrits ci-dessus. Dans la leptynite à muscovite (λ^3M) de La Chapelle-aux-Plats au Nord d'Argentat, une linéation très nette subhorizontale à N 110 est présente. Il s'agit d'une linéation d'étirement matérialisée par la forme des ensembles quartzeux (déformation plastique intense avec quartz en lanières) et celle des yeux dans les faciès à granulométrie hétérogène ; ici aussi l'asymétrie de certains d'entre eux est compatible avec un déplacement vers l'WNW.

Déformations tardives

Deux autres directions de plissement, plus tardives puisque les linéations N 40 s'enroulent autour d'elles, s'observent également de façon courante :
– plis d'axes NE à ENE rencontrés plus particulièrement au Sud et à l'Ouest de Vergnole, au Sud de la Dordogne ;
– plis d'axes subméridiens (de loin les plus nombreux), le plus souvent N 160, classiques dans tout le secteur situé au Sud de Saint-Bazile. Ce sont eux qui donnent les structures les plus apparentes (pile sud du barrage du Sablier) ; il s'agit là de plis d'entraînement dont la géométrie est compatible avec une remontée du compartiment oriental.

Sur la route de La Chapelle-Saint-Géraud, un affleurement a permis de montrer que le plissement à N 160 déformait les axes de direction N 60 autour desquels étaient enroulés les axes précoces à N 100. Autour de Saint-Bazile et près du barrage de Hautefage, les axes de plis tardifs ont sensiblement même direction que les axes de plis précoces. Nombre d'entre eux sont fortement redressés.

À ces plissements tardifs d'échelle métrique à décamétrique sont associés couramment microplis en chevron, crénulation et parfois schistosité de type strain slip.

Les plis tardifs d'axes subverticaux sont rares mais quelques uns ont été rencontrés autour de Chabanne.

Relations des granitoïdes (γ^1) avec l'encaissant métamorphique

On ne peut en regardant la carte qu'être frappé par le fait qu'à l'Ouest, à de rares exceptions et aux détails près, les limites des granitoïdes sont parallèles à la foliation de la série encaissante. Les granites de bordures, pegmatites et aplites, albitites, ont un gisement quelque peu différent selon qu'ils sont éloignés du corps principal ou proches de celui-ci. Loin du granite, il s'agit d'un réseau assez simple comportant des filons franchement discordants ou des filons concordants. Même de faible puissance (quelque 10 cm), ces derniers peuvent néanmoins avoir une grande extension (rive droite du Giba-

nel) et laissent penser qu'ils ont pu se mettre en place dans des surfaces de décollement. Localement (confluent du Doustre et de la Dordogne), on peut voir de tels filons « stratifiés » développés de part et d'autre d'un petit corps discordant ; l'ensemble constitue un stock à géométrie simple ne perturbant pas sensiblement la structure encaissante. Au barrage de Hautefrage on peut voir de tels filons épouser les charnières de plis tardifs sans être déformés ou suivre les flancs puis s'infiltrer selon la surface axiale ; ainsi, la mise en place d'un tel réseau filonien semble guidé par des structures pré-existantes, plus ou moins tardives, souples. La forme anguleuse de la plupart des enclaves, très nombreuses là où le stock est bien développé, l'existence de secteurs où les caractéristiques de la série n'ont pas été notablement perturbées, témoignent de la « fragilité » de l'encaissant et du caractère « statique » de la mise en place.

L'importance et la complexité du stock augmentent très souvent en direction du corps principal (vallée de la Dordogne) et les albitites apparaissent souvent comme les granitoïdes les plus externes et les plus récents. Tourmaline, apatite, cristallisent en association avec le quartz sous forme de lentilles, de filonnets d'orientations diverses à plusieurs centaines de mètres des granitoïdes. La tourmaline est également présente au sein même des micaschistes où ses prismes tendent à s'orienter selon les axes des plis tardifs. La muscovite croît au sein même des micaschistes (muscovite transverse) et tapisse nombre de diaclases.

Il semble ainsi qu'à l'Ouest, le granite (γ essentiellement) se soit mis en place dans un bâti relativement rigide. L'absence de déformation notable en son sein serait liée à l'absence de contraintes anisotropes dans ce secteur au cours de la cristallisation. La complexité des contours cartographiques, la variété des faciès leucogranitiques, la densité du réseau filonien et des stocks de toute taille, l'abondance des minéraux pneumatolytiques, indiquent que l'on doit être, à l'Ouest, au toit du corps granitique. La présence, à l'Est, d'enclaves migmatitiques à contours généralement courbes, puis celle de panneaux montrant l'alternance de migmatites et de granite, et enfin de faciès rubanés où s'entrelardent granite et restites plus ou moins élaborées et recristallisées, indique qu'affleurent ici des zones plus profondes où les différences de compétence entre magma et enclaves ou résidus de fusion étaient beaucoup moindres.

Ainsi, à la latitude d'Argentat, d'Ouest en Est, on évolue vers les niveaux de plus en plus profonds d'un complexe « stratifié » à pendage W (avec structures plus redressées à l'Est), intrudés par des corps granitiques de volume réduit mis en place à distance de plus en plus restreinte de leur lieu d'élaboration et dont les caractéristiques d'ensemble (granulométrie, chimisme, gisement) varient en fonction de leur distance par rapport au toit. Au Sud, les limites du massif de Gouilles, beaucoup plus homogène et pratiquement dépourvu d'enclaves, recourent les structures très redressées de l'encaissant ; il ne semble donc pas pouvoir être assimilé à une simple lame, plus ou moins concordante, d'épaisseur notable, mais correspond probablement à un petit massif franchement intrusif traduisant un transfert en masse de magma bien élaboré de la zone d'anatexie vers un niveau relativement superficiel.

Les granites «schisteux» plastiquement déformés, avec plans S et C striés, indiquent un mouvement en faille normale avec remontée du Millevaches. Classiques plus au Nord sur les feuilles La Roche-Canillac (Gimel) et Meymac en particulier (environs de Corrèze), ils se retrouvent à hauteur de Saint-Martial-Entraygues. Une déformation plastique affecte couramment les albitites en filons dans les micaschistes ; selon leur orientation, elles sont par ailleurs plissées ou boudinées (Ouest du Gibanel). Ces déformations, qui paraissent liées à un jeu tardif des plans de schistosité des micaschistes, acquises alors que le magma était encore chaud, pourraient être un marqueur des phases précoces de la « montée diapirique » du Millevaches ; elles sont compatibles avec un mouvement en faille normale. Les paraclasses subméridiennes et subverticales, jouant en failles normales (Gibanel), refléteraient un épisode tardif.

γ^1 se présente ainsi comme un magma élaboré par anatexie à profondeur relativement faible, et légèrement « extravasé ». Loin de toute enclave, c'est un granite équant. Les anisotropies visibles localement, essentiellement dans les filons, corps de faible volume intercalés dans l'encaissant (foliation près de Mercœur, à l'Est de La Chapelle-Saint-Géraud) ou près des épontes de corps plus importants (linéation fruste subméridienne et subhorizontale à l'Ouest de Hautefage), concordantes avec celles de l'encaissant, sont d'un type classique dans les systèmes filoniens ou l'écoulement du magma et ses différenciations internes, voire les déformations ultérieures, sont guidées par les épontes.

DISLOCATION D'ARGENTAT

Il s'agit d'une zone tectonisée complexe, d'orientation N 160° E à ce niveau, de plusieurs kilomètres de large, constituée d'un faisceau d'accidents, développée en limite des ensembles du Bas-Limousin à l'Ouest, du Millevaches à l'Est, dont les relations fondamentales sont oblitérées.

Sa genèse est polyphasée : s'y rencontrent des roches déformées dans des conditions très différentes (blastomylonites, cataclasites, gouges,...), souvent intensément percolées (argilisation des micas, voire des feldspaths, silicification, cimentation par la calcite, développement de sulfures), associées à des accidents d'orientations variées, à jeu probablement composites et à des plissements tardifs, mal réglés, d'axe à plongement souvent élevé.

Au Nord de la Dordogne, un « coin » de Limousin, sur lequel est installé le bassin stéphanien, semble poinçonner le Millevaches. Les chloritoschistes de type Millevaches réapparaissent cependant à hauteur de Bel-Air, suite au jeu poststéphanien de failles inverses, à travers ce panneau de Limousin ; ce dernier correspond ainsi à une amorce de klippe, reprise dans une structure synforme, puis intensément fracturée (*cf.* fig. 2).

Blastomylonites

Parmi les trois types de blastomylonites associées à la dislocation d'Argentat selon J.P. Floc'h, deux sont étroitement liés au fonctionnement du chevauchement plat situé à la base de l'unité inférieure des gneiss :

- « blastomylonites chaudes », développées en climat mésozonal (paragenèses barroviennes), avec textures plano-linéaires conformes à celles des autres roches métamorphiques, marqueurs d'un gradient de déformation plus élevé localement ;
- « blastomylonites rétromorphiques » caractérisées par l'abondance des micas rétromorphiques (phylloinites) et la présence de rubans aplatis de quartz. Situées à l'Est et au-dessous des précédentes, elles souligneraient la semelle de l'unité chevauchante et témoigneraient de la poursuite du chevauchement dans des conditions plus superficielles, épizonales.

Le troisième type, « blastomylonites à foliation fruste » (protomylonites) développées en climat rétromorphique de faciès schistes verts dans des couloirs subméridiens, souvent accompagné de brèches cataclasiques, jalonne la limite Limousin–Millevaches.

Sur cette carte, les deux premiers types ne sont pas individualisés car assimilés aux orthogneiss du fait de leur extension limitée au sein de ces derniers et du synchronisme évident de leur structuration ; le développement intense des micas blancs est lié à la circulation des fluides au voisinage des plans C lorsque la déformation devient discontinue et que la perméabilité du matériau s'accroît.

Les blastomylonites cartographiées dans un couloir situé sur le méridien de Montceaux sont à rattacher au type 3. Développées aux dépens de leucogranites de granulométries diverses, souvent porphyroïdes ou pegmatitiques, elles sont caractérisées par une extrême plasticité du quartz sous forme de rubans très aplatis. Moulant les clastes felspathiques qui les poinçonnent, ils sont constitués d'individus de toutes tailles et d'habitats divers : larges sous-grains trapus à géométrie mal définie et forte extinction onduleuse voisinent avec des sous-grains très allongés présentant de nombreuses bandes de déformation transverses, des sous-grains et des nouveaux grains à joints suturés de taille moyenne et plus ou moins allongés, des amas de petits grains engrenés ou à joints rectilignes avec triple jonction. Les feldspaths ont au contraire un comportement extrêmement fragile : clastes émiettés par le jeu des fentes d'extension, fragments désorientés dispersés au sein des rubans quartzeux ou reliés entre eux par des fragments de taille réduite disposés en files ou rubans (linéation d'agrégat, litage tectonique). De type L ou LCS, ces tectonites souvent verticalisées, de direction SE au Nord du couloir, subméridienne ailleurs, présentent une linéation d'étirement subhorizontale avec microstructures indiquant un cisaillement dextre, c'est-à-dire conforme au mouvement décelé dans l'ensemble de la pile, lorsque le pendage s'effectue vers l'Ouest, senestre lorsqu'il va vers l'Est ou le Nord-Est.

Dans ce couloir blastomylonitique, les granitoïdes, extrêmement fissiles, ont une teinte blanchâtre, jaunâtre ou rose pâle, témoignant de transformations hydrothermales plus ou moins poussées. Les micas sont déstabilisés et transformés en illites (seules de rares muscovites sont préservées) tandis que des amas de granules de rutile soulignent l'emplacement des anciennes biotites. Les plans C, les clivages des anciens micas, sont classiquement tapissés d'hydroxydes de fer. Localement, les plagioclases sont eux-mêmes

argilisés, des carbonates parfois associés à la pyrite envahissent plans C, S et clivages, des filonnets de chlorite hydrothermale recoupent les microstructures. Ces transformations sont manifestement tardives et affectent des roches préalablement déformées plastiquement à température inférieure à celle des orthogneiss (*cf.* comportement des feldspaths et discontinuité de la déformation au niveau des plans C).

On peut voir dans ces blastomylonites soit la base d'un chevauchement majeur à géométrie ultérieurement perturbée lors de la genèse des cataclasites, soit la marque d'une déformation localisée (= zone de cisaillement majeure) affectant l'ensemble de la pile selon un couloir transverse subvertical lié à une phase de serrage avec coulissage dextre ; il s'ensuivrait une torsion avec redressement des systèmes C/S encore activés, ce qui suppose une modification dans la répartition des contraintes en fin du processus de déformation plastique. Les déformations intracristallines visibles dans le quartz et sa recristallisation sont tardives puisque le quartz de remplissage des fentes de feldspaths en situation protégée n'est pas affecté.

Cataclasites et gouges : diverses familles d'accidents

Elles jalonnent les multiples accidents de directions variées qui hachent Limousin et Millevaches selon une bande de 2 à 3 km de largeur au Sud de la Dordogne, de 7 à 8 km au Nord, à hauteur du bassin stéphanien.

Leur genèse fait suite à la montée diapirique du Millevaches enregistrée par la déformation plastique (mouvement en faille normale déduite de l'orientation des plans C/S) locale (carrefour de Saint-Martial-Entraygues) du leucogranite. Elle est probablement pour l'essentiel antérieure au Stéphanien qui repose localement sur des cataclasites et en contient des galets, et contemporaine de la phase d'extension qui voit s'individualiser les grabens, sièges des bassins stéphanien ; nombre d'accidents ont pu cependant s'individualiser ou rejouer plus tardivement (accidents inverses affectant le Stéphanien).

En divers points, les cataclasites sont silicifiées le long d'accidents subméridiens (Est de Vaur, décharge au Nord de Montceaux, sortie est de Saint-Chamant, secteur entre Chapelle-aux-Plats et Saint-Bazile en passant par Rivière,...) mais aussi transverses (Sud de Charlat près de Montceaux, Sud de Saint-Bonnet-Elvert,...) ; ces directions sont celles de filons de quartz rencontrés par ailleurs en dehors de la zone disloquée (Sud de Bassignac).

Les transformations hydrothermales sont très largement réparties à hauteur du méridien de Montceaux dans les blastomylonites (argilisation, développement de carbonates et sulfures) ; ailleurs, elles sont localisées à proximité des accidents dont la densité (Nord d'Aumont, Nord de Montceaux) ou la puissance (Nord-Est d'Espargillère) peuvent être importantes.

La mauvaise qualité des affleurements, leur rareté, la multiplicité des accidents, l'absence de marqueurs lithologiques fiables au sein de cette zone tectonisée, sont peu favorables à une cartographie précise, à la mise en évidence d'une chronologie relative, et à la détermination du jeu fonda-

mental des diverses familles d'accidents. Seuls ont été représentés les accidents ou faisceaux d'accidents importants sur le plan cartographique.

Les divers accidents peuvent être regroupés en 5 familles inégalement représentées selon le secteur considéré :

- N 160 avec généralement fort pendage W. Selon le cas, leur jeu apparent est en faille normale ou dextre ;
- N 10-30 subverticaux, le plus souvent à pendage W et à jeu senestre prouvé d'ailleurs localement par le décrochement d'un filon de lamprophyre. Des accidents directionnels à très faible pendage (20-30°) s'observent également en bordure du barrage du Gibanel dans les micaschistes ;
- N 50-70 subverticaux ou à fort pendage N. Certains ont joué en faille normale, d'autres en faille inverse, d'autres en décrochement dextre ;
- N 90-110 pour la plupart subverticaux. Certains sont intensément silicifiés ; d'autres indiquent un mouvement senestre ;
- N 130-140, verticaux ou à pendage fort, qui semblent localement interrompre les accidents N 70.

MAGMATISME DU MILLEVACHES

Mise en place des granitoïdes

Les études menées par G. Monier (1980) tant sur le terrain (recherche et étude systématique des contacts entre les différents granites) qu'en laboratoire (mesures radiochronologiques par la méthode Rb/Sr sur roches totales et sur minéraux) ont permis :

- de déterminer l'âge de mise en place des granitoïdes orthogneissifiés ($o\zeta^3M$) contenus en enclaves dans les granitoïdes ;
- de préciser l'ordre et l'âge de mise en place de certains leucogranites ;
- de montrer que celle-ci s'est probablement étalée sur une quinzaine de millions d'années (base du Viséen au Namurien) et s'est effectuée en plusieurs « pulsations » ; que les leucogranites seraient plus récents que certains granites à deux micas ; que les granites équants seraient mis en place en dernier ;
- d'avancer que des températures inférieures à 300° C ont été atteintes dès le Stéphanien (290 Ma) en relation avec la surrection et l'érosion du massif.

$o\zeta^3M$	467 ± 8 Ma	$^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7080 \pm 0,0006$
$\rho\gamma^{3M}$	344 ± 8 Ma	$^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7088 \pm 0,0007$
$g\gamma_a^{1Na}$	336 ± 7 Ma	$^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7060 \pm 0,0014$
γ^1	$332 \pm 6,5$ Ma	$^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7082 \pm 0,0007$

Les isochrones sur minéraux, obtenues par la même méthode ont donné :

$\rho\gamma^{3M}$	290 ± 8 Ma	$^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7170 \pm 0,0013$
γ^1	291 ± 6 Ma	$^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7087 \pm 0,0012$

Le leucogranite ($g\gamma_a^{1Na}$) recoupe manifestement le granite porphyroïde à biotite (γ^{3-4M}) dont l'âge demeure indéterminé.

Sur la base de critères de terrain (aspects variés des contacts) et en l'absence de toute isochrone, on peut avancer que de fortes présomptions existent pour que granite de Glény (γ^3), granite de Sexcles (γ^{3-4}) et granodiorite (η^{1-2}) soient synchrones du leucogranite à grain moyen de Gouilles (γ^1). Ces contacts traduiraient des comportements rhéologiques relatifs de ces magmas légèrement différents à l'échelle locale.

La mise en place des filons de microgranites—rhyolites est légèrement antérieure (enclave globuleuse), voire synchrone (interaction entre magmas) de celle de lamprophyres.

Origine et différenciation des magmas

Les valeurs du rapport initial du strontium sont tout à fait compatibles avec la fusion partielle de roches crustales. La répartition relative des enclaves d'encaissant non transformé et des enclaves de migmatites, suggère l'existence d'un front d'anatexie à géométrie relativement simple avec degré de fusion important, dès l'amorce du phénomène.

La présence d'enclaves microgrenues sombres au sein de granodiorites, la présence de petits massifs de diorites quartziques, fait appel à des magmas d'origine plus profonde que ceux qui ont donné les leucogranites.

Les études géochimiques ont montré que les muscovites automorphes de ces granites étaient des muscovites « primaires » formées dans le magma lui-même et que les divers granites individualisés étaient des entités bien caractérisées par leur chimisme et leur tendance évolutive propre. Le leucogranite de Saint-Julien montre une différenciation nette compatible avec un processus de cristallisation fractionnée, à la différence du leucogranite de Gouilles dont les variations de composition chimique paraissent incohérentes ; si une relation paraît possible entre les leucogranites à grain fin de l'Est et le leucogranite à grain moyen dont le pôle le moins différencié a une composition chimique équivalente, il semble qu'aucun processus magmatique ne peut faire dériver le leucogranite de Saint-Julien de celui de Gouilles. Le granite à deux micas de Glény est lui-même peu différencié alors que le granite à deux micas du Gour-Noir l'est nettement.

Ainsi aux granites « occidentaux » équants, peu différenciés, s'opposent les granites « orientaux » fortement structurés, bien différenciés, à histoire postmagmatique ou tardimagmatique beaucoup plus complexe (Monier *et al.*, 1984). L'importance des phénomènes deutériques dans ces derniers est liée à celle de la phase fluide au stade tardimagmatique. Dans le leucogranite de type Gouilles, il y a eu démixion d'une importante phase pegmatitique et fuite considérable des fluides aqueux vers le toit, provoquant une intense muscovitisation de l'encaissant : son histoire se résume pratiquement à la cristallisation d'un magma pauvre en eau (présence fréquente d'almandin). Dans le leucogranite de type Saint-Julien, les fluides sont restés piégés en grande quantité et son histoire cristallogénétique s'accompagne d'interactions entre phases solides et fluides après cristallisation. Cette différence de comportement de la phase fluide peut être liée au niveau de mise en place des deux granites : plus superficiel dans un « bâti » semi-rigide à

l'Ouest, plus profond avec refroidissement plus lent et persistance d'un état visqueux capable d'enregistrer les déformations, à l'Est.

C'est aux transformations hydrothermales qu'il faut rattacher la genèse des épisylénites rencontrées en petites poches dans le gisement de La Besse près de Saint-Privat. La déquartzification a manifestement affecté l'un des « lamprophyres » ; elle a été suivie d'une intense métasomatose potassique générant des feldspaths à $Or \simeq 100$, alors qu'ultérieurement les pores résiduels étaient localement colmatés par du quartz hydrothermal. La genèse des illites et smectites est également la traduction d'actions hydrothermales pénécotemporaines des précédentes ou plus tardives, et développées dans le même secteur.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

La feuille Argentat correspond à une région à topographie accidentée (pénéplaine extrêmement disséquée), favorable au ruissellement. Sur les plateaux cependant, l'arénisation très poussée favorise l'infiltration d'où l'existence de nappes aquifères de faible superficie alimentant des sources nombreuses mais de faible débit (moins de 1 l/s dans la plupart des captages). Ces nappes, peu profondes, sont sensibles à la pluviométrie ainsi qu'aux contaminations superficielles, et leur protection sur le plan sanitaire s'avère délicate.

Si nombre de petites communes sont encore alimentées à partir de captages multiples (jusqu'à 10 parfois) peu profonds (drains, galeries ou puits de moins de 7 m de profondeur), certaines ont déjà dû, malgré la faible densité de la population, faire appel aux eaux superficielles : prises d'eau en rivière (syndicat de la Franche-Valeine) ou puits dans la nappe alluviale à proximité immédiate de la rivière (Argentat).

Récemment, des prospections géophysiques (VLF) ont été réalisées sur différents sites. Leur but : rechercher des structures profondes (jusqu'à 50 m) drainant les eaux des nappes superficielles et obtenir ainsi des débits plus conséquents, moins influencés par la pluviométrie. De tels forages profonds ont déjà donné des résultats intéressants (débit du forage jusqu'à 10 fois plus élevé que celui de la source voisine) ; leur sensibilité à la pollution est par ailleurs moindre que celle des captages traditionnels.

La « zone broyée d'Argentat » ne constitue pas apparemment un site favorable si l'on en juge par les essais réalisés à son endroit plus au Nord (absence de véritables fractures drainantes ? perméabilité limitée par l'importance de la fraction argileuse ?).

RESSOURCES MINÉRALES

Matériaux de construction et d'empierrement

L'exploitation des terrasses alluviales (sables, graves) se poursuit en aval d'Argentat.

Les autres carrières, maintenant abandonnées, étaient jadis utilisées :

- soit pour la production de pierres de taille (leptynites de La Laurie, Peyriget, Brivezac, Chenaillers, Albussac ; granite à grain fin de Glény ; leucogranite de Servières ; granodiorite porphyroïde des Estourocs) ;
- soit pour l'approvisionnement en matériaux d'empierrement (carrières de Rivière, Chadiot..., ouvertes dans des zones cataclasées) ;
- soit comme « sablières » (arène des plateaux = « tuf ») ;
- soit par la production de lauzes (quartzites feldspathiques micacés du Millevaches).

Matières premières

Le charbon a été exploité dans le bassin d'Argentat à partir de plusieurs puits.

Minerais

Plusieurs exploitations d'uranium existent sur la bordure est du Millevaches, au Nord de la Maronne, de part et d'autre de Saint-Julien-aux-Bois. Ce sont du Sud au Nord, les carrières de La Porte, du Jaladis, puis la mine de La Besse. La minéralisation est liée à des pièges structuraux ; à La Besse, les épisyénites ne sont que très rarement minéralisées et les brèches siliceuses, localement riches en sulfures, sont abondantes.

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans les tableaux en annexe.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

À travers le Millevaches

Sur le plateau, par suite d'une arénisation poussée, les affleurements sont rares et de mauvaise qualité.

Les deux coupes proposées utilisent largement les vallées ou les voies qui les traversent :

- vallée de la Dordogne et de son affluent la Glane ;
- vallée de la Maronne.

Itinéraire nord (d'orientation NE-SW)

- Arrêt 1 :* L'angle nord-est de la carte (carrefour D 111 et D 72) correspond sensiblement à la limite orientale du Millevaches. À l'Est de ce carrefour on trouve, sur le bord de la D 72, un leucogranite hydrothermalisé recoupé par des filonnets de quartz, puis des fragments de micaschistes dans le fossé du petit chemin partant vers le Nord.
- Arrêt 2 :* Sur la D 145 à mi-chemin entre La Besse et la mine d'uranium, un granite moins transformé s'observe sur le talus entre deux maisons. Ce même granite est également visible 5 km au Sud dans une ancienne carrière sur la D 111 à la sortie sud de Saint-Julien-aux Bois, mais surtout à hauteur du moulin du Jaladis (3 km SE Saint-Julien) où il affleure largement ; il suffit de suivre la D 102 sur quelques centaines de mètres vers l'Est pour voir le contact avec les micaschistes subverticaux, d'orientation sensiblement méridienne.
- Arrêt 3 :* À 4 km au Nord de Saint-Privat, en bordure de la D 13 (route de Darazac), avant le pont sur la Glane affleure un leucogranite à grain moyen truffé de comas et schlieren micacés.
- Arrêt 4 :* La route Darazac—Servières (D 75) traverse le granite gris à grain fin que l'on pourra observer ultérieurement dans la vallée de la Dordogne. Au carrefour du moulin du Sudour s'observe une formation hétérogène, mélange intime de leucogranite et de roches phylliteuses extrêmement plissotées (enclaves d'encasement micaschisteux restites et amas surmicacés), cartographiée en « migmatites schisteuses ».
- Arrêt 5 :* Sur la route Servières—Saint-Martin (D 29) à hauteur du virage suivant le carrefour du Breuil (= belvédère), enclaves globuleuses, plurimétriques, de gneiss œillé plissoté au sein du leucogranite à granulométrie hétérogène. Des enclaves de gneiss rubané clair et de gneiss phylliteux à biotite sont également visibles.
- Arrêt 6 :* Rive droite du barrage du Chastang. Le granite gris parsemé de loupes surmicacées et de gros microclines recoupe des gneiss rubanés affectés par l'anatexie, réduits localement à l'état d'enclaves anguleuses. Gneiss œillés typiques et gneiss phylliteux sont encore identifiables localement (remonter sur une centaine de mètres en direction de Saint-Martin).
- Arrêt 7 :* Rive gauche de la Dordogne à mi-chemin entre le barrage du Chastang et Glény. Filons de lamprophyre dans le granite gris. Au Nord, blocs de gneiss œillé typique intensément plissoté.
- Arrêt 8 :* Rive droite du barrage du Sablier. Lithologie des « micaschistes » (= métagrauwackes et métapélites) très diversifiée avec bancs quartzo-feldspathiques massifs à grain très fin (200 m au

Nord du barrage), bancs hétérogranulaires rubanés, arkosiques (carrière à l'Ouest du Gibanel), bancs très phylliteux à grenat et staurotide (au Nord du Gibanel) intercalés dans un ensemble finement lité. Plissement d'axe 110 à toute échelle s'accompagnant d'une linéation d'étirement minéralogique et d'une foliation plan axial. Le long du Doustre, boudinage des granitoïdes (albitites) en filons intercalés dans la schistosité, plissement des filons transverses.

Arrêt 9 : D 18, carrefour de Saint-Martial-Entraygues. Au Sud de ce carrefour, certains filons de leucogranites sont affectés par un système C/S traduisant un mouvement en faille normale avec remontée du compartiment oriental. Linéation d'étirement et axes de microplis dans les micaschistes sont parallèles à la direction de cisaillement.

Itinéraire sud (sensiblement E-W)

Arrêt 1 : Pont sur la vallée du Cayrou au Sud de Cros-de-Montvert. Chloroschistes subhorizontaux au Nord ; leucogranite au Sud.

Arrêt 2 : Route d'accès au barrage du Gour-Noir. Du Nord au Sud, on traverse successivement :

- un leucogranite à grain fin montrant localement une disposition en zone des micas autour d'un axe horizontal à 160° ;
- un ensemble de micaschistes à lithologie différenciée à pendage généralement élevé vers l'WSW.
- un leucogranite à grain très fin ;
- un granite à grain grossier localement porphyroïde, plus riche en biotite, à hauteur de la digue.

Arrêt 3 : Pont sur le Gourdaloup au Sud de Saint-Cirques. À 100 m du pont vers l'Ouest (ainsi que dans le virage suivant), granite porphyroïde typique avec mégacristaux de feldspath disposés préférentiellement selon un plan subhorizontal avec grand axe à 150°.

Arrêt 4 : Pont suspendu des Tours-de-Merle :

- rive droite, leucogranite avec rubanement local (granulométrique, minéralogique) selon un plan subhorizontal ; contient un panneau de gneiss œillés surmontés d'un banc de gneiss à biotite eux-mêmes à foliation subhorizontale. Pegmatite et filon de lamprophyre ;
- rive gauche. Du pont au parking des Tours-de-Merle, on observe successivement un granitoïde rubané, faciès commun dans la région de Saint-Privat (non cartographié à ce niveau), des migmatites plus ou moins hétérogènes avec lentilles quartzofeldspathiques et niveaux gneissiques relictuels, des gneiss banals enrichis en muscovite. Le pendage vers le Sud-Ouest est faible.

- Arrêt 5 :* Entre Fournols et La Roffie, sur la D 136 menant de Saint-Bonnet à Sexcles, gros filon de microgranite.
- Arrêt 6 :* À l'entrée de Freyssinet, leucogranite à grain moyen de type Goules.
- Arrêt 7 :* Sur la RN 20 allant de Sexcles à Argentat, entre le carrefour de Mercœur et le virage au Sud d'Escamboux, on peut observer les relations géométriques entre granitoïdes (leucogranites, mais aussi granite à grain fin à biotite) et série métamorphique d'orientation ESE et fortement redressée. Plusieurs faillettes subméridiennes sont visibles, soulignées soit par des protoclastites, soit par une brèche de quartz hydrothermal. Dans le virage, 3 filons de lamprophyres, parmi les plus puissants de la région (15 m pour l'un d'eux), recourent à la fois le granite à grain fin à biotite et son encaissant micaschisteux surchargé en muscovite à proximité des leucogranites. Un métamorphisme à sillimanite (fibrolite) est développé aux dépens de la muscovite.
- Arrêt 8 :* D 75 entre La Broquerie et le barrage de Hautefrage. Le premier affleurement sur la gauche permet d'observer la diorite quartzique, mais son gisement n'est pas visible. La falaise située en aval du barrage montre clairement les décalages successifs d'un filon de diorite à grain fin par divers lamprophyres.
- Arrêt 9 :* D 980, route de Saint-Privat à Argentat. Au carrefour de Hautefrage on est au contact entre le leucogranite et l'encaissant micaschisteux verticalisé d'orientation subméridienne. Le granite, affecté par une déformation plastique, présente une texture plano-linéaire (plan vertical méridien, linéation d'étirement subhorizontale) compatible avec un décrochement senestre. Les granitoïdes rubanés et foliés, les aplites à grenat ici en filon dans le granite lui-même, s'observent classiquement en bordure de l'ensemble leucogranitique.
- Arrêt 10 :* D 980, Puy-Grasset. À l'Est du Puy-Grasset, la série métamorphique se présente comme une série monoclinale à pendage W assez élevé (40 à 70°) et à lithologie différenciée. Linéation d'étirement et microplissement d'axe 110-120 sont bien visibles dans les bancs clairs essentiellement quartzo-feldspathiques. L'isograde d'apparition de la chlorite passe sensiblement à hauteur du Puy-Grasset.
- Arrêt 11 :* Fond du vallon à l'Est de Vergnolles. Les chloritoschistes, localement intensément microplissés, présentent un débit en crayon (schistosité de fracture reprenant une schistosité de flux plan axial soulignée par la cristallisation de chlorite et muscovite en grands cristaux).

À travers le Limousin

Itinéraire nord

- Arrêt 1 :* N 120, sortie nord-ouest d'Argentat, carrefour de Chadiot. Blastomylonites dérivées de leucogranites, pegmatites et aplites à muscovite à joints tapissés de pyrite et envahies de carbonates.
- Arrêt 2 :* N 121, ancienne carrière, carrefour de Murel, NNE Madelbos. Amphibolite massive, avec linéation minéralogique à 140 bien marquée, recouverte à l'Ouest par des orthogneiss à deux micas à grain fin et linéation d'élongation très développée (tectonite linéaire).
- Arrêt 3 :* N 121 (300 m à l'Ouest de l'arrêt 2). Orthogneiss œillé très fissile, se débitant selon des plans C à pendage SW, soulignés par chlorite, séricite et hydroxydes de fer. Les relations C/S suggèrent un décrochement normal dextre (ou un cisaillement vers le Nord-Ouest).
- Arrêt 4 :* N 121 (200 m à l'Ouest du monument aux morts). Orthogneiss œillé avec plans C plus espacés et traduisant une déformation acquise à température plus élevée.
- Arrêt 5 :* N 121, Moulin de Prézat. Dans le talus, affleurement de paragneiss à deux micas et grenats extrêmement plissotés.
- Arrêt 6 :* À 100 m de la N 121, sur la route d'Albussac (D 87), carrière des Rochettes. Boudins d'amphibolite dans les leptynites de type « Albussac » à grain fin.
- Arrêt 7 :* D 87, vallée de la Franche-Valeine au Nord-Ouest d'Albussac. D'Ouest en Est, granite d'Albussac fortement anisotrope puis leptynites de type « Albussac ».
- Arrêt 8 :* La Blainie, sortie nord de Saint-Hilaire-Taurieux. Rocher dans le pré en bord de route : amphibolite nettement foliée dérivée d'éclogite. Les grenats relictuels entourés d'une couronne de plagioclases, les nodules de plagioclases, témoignent de transformations rétrogrades importantes.
- Arrêt 9 :* D 169 E à l'Ouest de Chassat, carrière du puy Lomaille. Leptynite de type « Roche-de-Vic ».
- Arrêt 10 :* D 83, 2 km WSW de Chenaillers, sortie est de Mazeaud. Serpentine.
- Arrêt 11 :* Entre Aubrots et Bettu. Kinks dans les amphibolites foliées développées au mur du corps d'ultrabasites. À Bettu même sont visibles les micaschistes à grenat sur lesquels reposent les ultrabasites.

Itinéraire sud

- Arrêt 1 :* D 169, sortie ouest d'Argentat, carrefour de Sirieix. Blastomylonites dérivées de leucogranites, à joints tapissés de pyrite et envahies de carbonates.
- Arrêt 2 :* D 169, décharge d'ordures au Nord de Montceaux. Cataclasites silicifiées, envahies de pyrite, développées aux dépens d'orthogneiss. Nombreuses failles argileuses.
- Rive gauche de la Dordogne :*
- Arrêt 3 :* À l'Ouest de Vours. Orthogneiss avec système C/S qui se redresse peu à peu vers l'Est suggérant un mouvement en faille normale dextre (ou un cisaillement vers l'WNW). La chlorite tapisse les plans C striés selon lesquels se débite la roche. À l'entrée du petit chemin de terre, 700 m à l'Est de Vours, contact entre l'orthogneiss et un ensemble de gneiss et amphibolites verticalisés. Plus à l'Est, brèche silicifiée d'orthogneiss.
- Arrêt 4 :* Falaise 500 m Est de Recoudier. Orthogneiss rubané et/ou amygdalaire, déformation pénétrative avec C/S en relais. Quelques indices d'anatexie.
- Arrêt 5 :* Sud de Flamanchie. Gneiss phylliteux à deux micas.
- Arrêt 6 :* Carrière à l'Est de Peyriget. Amphibolite en bancs dans les leptynites de type « Albussac ».
- Arrêt 7 :* Limite de la carte au Sud-Est de Peyriget. Falaise avec métagrauwackes à grenat, disthène, staurotide et fibrolite.

BIBLIOGRAPHIE

- ALINAT M. (1975) – Le zircon dans les roches de la série métamorphique de l'anticlinal de Tulle (MCF). Applications pétrogéniques. Thèse 3^e cycle, Nice, 196 p.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1975) – Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 24, p. 139-171.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1975) – L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (MCF). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D., 280, 14, p. 1649.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1977) – L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (MCF) au Paléozoïque. Relation entre les cycles calédonien et varisque. Coll. intern. CNRS n° 243, Rennes, septembre 1974. « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». Paris : CNRS édit., p. 211-226.

AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1984) – Chevauchements symmétamorphes varisques (Limousin). G.P.F. 1. *Doc. BRGM*, n° 81, p. 5-21.

BERNARD-GRIFFITHS J. (1975) – Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas-Limousin (MCF). *Ann. univ. Clermont-Ferrand*, n° 55, fasc. 27, 242 p.

BERTHE D., BRUN J.P. (1980) – Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *J. Struct. Geol.*, vol. 2, 1/2, p. 127-133.

BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) – Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.

BONIJOLY D., CASTAING G. (1984) – Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, CIII, p. 187-193.

BONIN B., LAMEYRE J. (1986) – Contribution à la géologie du Limousin (III) : relation entre surcharge tectonique et mobilité verticale des magmas leucogranitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, II, 7, p. 467-472.

BOSSIÈRE G., GUILLOT P.L. (1984) – L'accident de Lissac-Labathude, une zone de cisaillement majeure dans les formations métamorphiques « quercynoisées » à l'ouest de la dislocation d'Argentat. G.P.F. 1. *Doc. BRGM*, n° 81-3, p. 49-57.

BOUCHEZ J.L., JOVER O. (1986) – Le Massif central français : un chevauchement de type himalayen vers l'ouest-nord-ouest. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, II, 9, p. 675-680.

CHÂTEAUNEUF J.J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1974) – Stratigraphie et palynologie de l'Hettangien inférieur de la bordure sud-ouest du Massif central : région de Brive-la-Gaillarde (Corrèze). *Bull. BRGM*, 2° série, n° 1, p. 37 à 41.

DAVOINE P. (1969) – La distinction géochimique ortho-para des leptynites. *Bull. Soc. fr. minér. cristallogr.* 92, p. 59-75.

DEMAY A. (1932) – Sur l'existence d'un arc antéstéphanien et sur la continuité des poussées apparentes vers l'extérieur de l'arc, depuis le Lyonnais jusqu'en Corrèze. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 195, p. 804.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1971) – Les roches granitiques du Massif central. In : « Symposium J. Jung ». Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 133-156.

DONNOT M. (1953) – Étude géologique de la partie submériidionale du plateau de Millevaches. Dipl. Géol. Pétrogr., Clermont-Ferrand, 1 vol., 73 p.

DONNOT M. (1957) — Micaschistes et granites du plateau de Millevaches. Thèse, Clermont-Ferrand et *Ann. univ. Clermont-Ferrand* (1963), 1 vol., 139 p.

DOUBINGER J., GRAUVOGEL-STAMM L., FELAINES A., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1985) — Découverte d'une macroflore d'âge hetangien dans les grès dits triasiques de la région de Figeac (Quercy). *Géologie de la France*, n° 3, p. 323-327, 2 fig., 1 pl.

DUBUISSON G., GIRARDEAU J., HIRN A., MERCIER J.C.C. (1984) — Caractérisation géophysique de la structure en nappes du Limousin et mise en évidence des marqueurs ophiolitiques. *Doc. BRGM*, 81-3, p. 25-34.

DUBUISSON G., HIRN A., MERCIER J.C.C., VEINANTE J.L. (1985) — Évidences sismologiques de l'existence de multiples nappes hercyniennes en Limousin central. Modèle géologique. *Doc. BRGM*, 95-3, p. 49-58.

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, p. 19-31.

DUTHOU J.L., FLOC'H J.P. (1989). — Évolution tectonométamorphique du Massif central. Compte rendu de la réunion extraordinaire de la S.G.F. dans le Massif central, 8 au 13 septembre 1986. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 4, p. 667-693.

DUTHOU J.L., MONIER G., LABERNARDIÈRE J. (1979) — Premières données géochronologiques au strontium sur les leucogranites du Sud-Millevaches. 7° R.A.S.T., Lyon, p. 174.

FEIX I., GUILLOT P.L., MIYASHITA S., BOSSIÈRE G., FLOC'H J.L. (1987) — Arguments en faveur d'un épisode majeur en cisaillement dextre le long de la faille d'Argentat (Massif central). Conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, p. 473-476.

FLOC'H J.P. (1983) — Le socle métamorphique du Limousin central : une traverse de la branche ligérienne de l'orogénèse varisque de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif central français). Thèse, Limoges, 3 vol.

FLOC'H J.P. (1985) — Carte géologique de la série métamorphique du Limousin. Limoges : CRDP.

FLOC'H J.P., SANTALLIER D., GUILLOT P.L., GROLIER J. (1977). Données récentes sur la géologie du Bas-Limousin. Actes du 102° congr. nat. soc. savantes, II, p. 147-190.

FRIEDRICH M., MARIGNAC C., FLOC'H J.P. (1988) — Sur l'existence de trois chevauchements ductiles « himalayens » successifs à vergence NW en Limousin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, série II, p. 663-669.

GABENISCH B. (1969) — Contribution à l'étude des méthodes de séparation des minéraux ; application aux roches métamorphiques de l'anticlinal de Tulle-Brive. Thèse 3^e cycle, Nancy, t. II, 53 fig. et pl.

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. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 5, p. 849-860.

GRIGNAC C. (1983) — Contribution à l'étude des sédiments détritiques posthercyniens de la bordure sud-ouest du Massif central. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 209 p.

GRIGNAC C., TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982) — Découverte de microflores d'âge hettangien dans l'épandage gréso-conglomératique « triasique » formant la base du Mésozoïque de la région de Figeac-Capdenac (Quercy). *C.R. Acad., Sci.*, Paris, t. 295, série II, p. 57-61.

GROLIER J. (1960) — Quelques problèmes géologiques du plateau de Millevaches. *Rev. Soc. hist. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 26, fasc. 1-4, p. 29-36.

GUILLOT P.L. (1972) — Sur la présence et la signification du disthène en Bas-Limousin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 275, 5, p. 631-632.

GUILLOT P.L. (1973) — Données nouvelles sur la géologie des formations cristallophylliennes du domaine de l'anticlinal de Tulle (Bas-Limousin). Réunion annuelle des sciences de la Terre, Paris, p. 127.

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. Thèse État, Orléans, 3 vol.

GUILLOT P.L., BOSSIÈRES G. (1987) — Chevauchements varisques symmétamorphes de la zone limousine. Analyse structurale et évolution thermodynamique des chevauchements de la Dronne et d'Argentat. Recherche de site de forage. G.P.F. 3, thème 3. *Doc. BRGM*, n° 140, p. 83-104.

GUILLOT P.L., BOSSIÈRES G., FABBRI O., FEIX I., FLOC'H J.P. (1985) — Données nouvelles sur les relations Limousin-Millevaches : conséquences sur l'évolution structurale dévono-carbonifère du Massif central occidental. *Doc. BRGM*, n° 95-3, p. 91-111.

GUILLOT P.L., FEIX I. (1984) — La dislocation d'Argentat, une frontière majeure dans le Massif central occidental. G.P.F. 1. *Doc. BRGM*, n° 81-3, p. 71-85.

GUILLOT P.L., TEGYEY M., ALSAC C., FLOC'H J.P., GROLIER J., SANTALLIER D. (1979) — Apport de la géochimie — éléments majeurs — à la reconstitution anté-métamorphe de la série du Bas-Limousin (MCF). In L.H. Ahrens ed. : « Origin and distribution of the elements ». Proceedings of the second symposium, Paris, May 1977. Pergamon Press, II, p. 493-504.

JOVER O., BOUCHEZ J.L. (1986) – Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 303, p. 969-974.

JUNG J., ROQUES M. (1936) – Les zones d'isométabolisme dans les terrains cristallophylliens du Massif central français. *Revue sc. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 2, fasc. 1-2, p. 38-85.

JUNG J., ROQUES M. (1938) – Les schistes cristallins du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 39, n° 197, p. 120-148.

LABERNARDIÈRE H. (1970) – La tectonique cassante du socle hercynien dans la région de Bourgneuf (nord-ouest du MCF). *Bull. BRGM*, 2° série, 1, p. 29-33.

LABERNARDIÈRE H., SABOURDY G. (1969) – Contribution à l'étude des minéraux titanés dans quelques roches à chlorite du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 11, p. 413-418.

LAMEYRE J. (1963) – Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 256, p. 450-452.

LAMEYRE J. (1966) – Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. fac. sci. Clermont-Ferrand*, n° 59, série E, 264 p., 12 pl.

LAMEYRE J. (1982) – Contribution à la géologie du Limousin : arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, p. 1237-1240.

LAMEYRE J. (1984) – Contribution à la géologie du Limousin (II) : les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, n° 20, p. 895-900.

LAMEYRE J., AUTRAN A. et coll. (1980) – Les granitoïdes de France. In : « Évolutions géologiques de la France ». Autran and Dercourt ed. 26° th. I.G.C. Paris, C7 « Géologie de la France ». *Mém. BRGM*, 107, p. 51-97.

LEDRU P., AUTRAN A. (1987) – L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin. Rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Milleval. G.P.F. 3, thème 3. *Doc. BRGM*, n° 140, p. 51-81.

LEDRU P., SANTALLIER D., QUENARDEL J.M., PLOQUIN A., MARCHAND J., MAILLET N., LEROUGE G., LARDEAUX J.M., FLOC'H J.P., AUTRAN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 3, p. 605-618.

LEFAVRAIS-RAYMOND A., LABLANCHE G. (1976) – Paléogéographie du Trias et de l'Hettangien inférieur dans la région de Brive-la-Gaillarde (Corrèze). *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 2, p. 125-128.

LESAGE M.T. (1968) — Étude palynologique de l'infra-Lias de la périphérie du Morvan et comparaison avec les autres bordures du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 10, 3, p. 287-292.

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. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 306, II, p. 671-676.

MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977) — Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. Coll. intern. CNRS : « Écologie et géologie de l'Himalaya ». Paris : CNRS édit., p. 261-267.

MATTE P. (1986) — Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.

MERGOIL-DANIEL J. (1970) — Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français. *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, n° 42, fasc. 20, 304 p.

MONIER G. (1980) — Pétrologie des granitoïdes du Sud-Millevalches (MCF). Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand II, 288 p.

MONIER G., LABERNARDIÈRE H., DUTHOU J.L. (1980) — Les granitoïdes du Sud de Millevalches : premiers résultats cartographiques et pétrographiques ; compositions chimiques moyennes ; proposition d'une chronologie de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXII, n° 3, p. 447-457.

MONIER G., MERGOIL-DANIEL J., LABERNARDIÈRE H. (1984) — Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif du Millevalches (Massif central) *Bull. minéral.*, vol. 107, p. 55-68.

MOURET G. (1922) — Sur la limite est du massif granitique de Millevalches. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 174, p. 398-401.

MOURET G. (1924) — Sur la structure de la région granitique de Millevalches. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 179, p. 1612-1615.

PEIFFER M.T. (1982) — Une première approche de la ligne tonalitique du Limousin. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand II, 196 p.

PEIFFER M.T. (1985) — Données nouvelles sur la ligne tonalitique du Limousin et les « diorites quartziques » qui la composent. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, série II, n° 8, p. 345-348.

PIBOULE M. (1979) — L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Applications aux amphibolites du Massif central français. Thèse État, Lyon, 2 vol., 1003 p.

RAGUIN E. (1926) — Au sujet des divers genres de mylonites granitiques le long des lignes de dislocations à l'ouest du Plateau central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 39, n° 161, p. 213-231.

RAGUIN E. (1927) — Contribution à l'étude de la tectonique dans la région ouest du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 30, n° 164, p. 419-475.

RAGUIN E. (1930) — Problèmes tectoniques dans les terrains cristallins du centre de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e série, t. 30, p. 51-76.

ROQUES M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 24, 530 p.

SANTALLIER D. (1981) — Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif central (France). Thèse État, Orléans, 2 vol., 338 p.

SANTALLIER D., FLOC'H J.P., GUILLOT P.L. (1978) — Quelques aspects du métamorphisme dévonien en Bas-Limousin (Massif central, France). *Bull. minér.*, vol. 101, p. 77-78.

SANTALLIER D., LEDRU P. (1988) — Geological trip in Limousin. IGCP 233. Montpellier.

TEMPIER P. (1967) — Étude pétrographique et structurale de la série cristallophyllisme de la moyenne Dordogne (Massif central français). *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, n° 32, 15, 311 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Tulle* :

1^{re} édition (1896) par G. Mouret

2^e et 3^e éditions (1943, 1966) par M. Roques

Feuille *Mauriac* :

1^{re} édition (1888) par Fouque

2^e édition (1969) par Y. Boisse de Black, A. Demay, L. Glangeaud, J. Letourneur

Feuille *Aurillac* :

1^{re} édition (1885) par Fouque

2^e édition (1963) par Y. Boisse de Black, P. Lapadu-Hargues, P. Marty

Feuille *Brive* :

1^{re} édition (1890) par G. Mouret

2^e édition (1911) par G. Mouret

3^e édition (1968) par B. Gèze, P. Lapadu-Hargues

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Tulle* (1979) par R. Feys, J. Grolier, P.L. Guillot, A. Lacour, M.T. Peiffer, J.P. Raynal, M. Recoing, L.C. Renaud, J.J. Risler, D. Santallier, J.C. Talbert

Feuille *La Roche-Canilhac* (1978) par H. Labernardière, J. Lameyre, M. Recoing, J.Y. Scanvic, P. Tempier

Feuille *Brive* (1977) par J. Boissonas, J. Barruol, P. Boneils, L. David, P.L. Guillot, R. Feys, A. Lefavrais-Raymond, J.P. Raynal, J. Vogt, G. Guyonnaud.

Feuille *Pleaux* (1977) par H. Bellon, G. Benhamou, R. Brousse, J.P. Gibert, P.Y. Gillot, A. Jourdan, P. Larroque, M.F. Pesme, P. de Peyronnet, P. de St-Ours, R. Talbot, P. Tempier.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire de sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Limousin, 4, cours Bugeaud, 87000 Limoges, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par H. LABERNARDIÈRE, maître de conférences à l'université de Clermont-Ferrand II, avec la collaboration de A. LE FAVRAIS-RAYMOND (terrains sédimentaires du Permien, Trias et Lias) et de J.G. ASTRUC (terrains tertiaires), tous deux ingénieurs géologues au BRGM. Les tableaux des gîtes minéraux sont dus à C. VAUTRELLE (BRGM).

Présentation au CCGF : 27 février 1987

Acceptation de la carte et de la notice : 12 juin 1990

Impression de la carte : 1992

Impression de la notice : novembre 1992

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES

Toutes ont été réalisées au département de géologie et de minéralogie de l'université de Clermont-Ferrand II. Celles concernant les granitoïdes du Millevaches sont extraites de la thèse de G. Monier (1980). Les autres sont inédites.

Formations métamorphiques du Millevaches

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	15 bis	16	17	18	19
SiO ₂	54,80	58,90	62,10	69,40	71,70	76,00	76,10	71,70	73,40	72,60	73,45	73,80	75,90	76,00	64,50	47,00	70,50	71,70	71,70	72,50
Al ₂ O ₃	21,10	20,40	19,50	15,60	13,90	13,00	13,10	14,50	13,60	13,80	14,50	13,25	13,00	13,70	15,35	15,60	14,50	14,60	14,50	14,50
Fe ₂ O ₃	1,70	2,35	2,58	1,13	1,28	1,15	1,09	1,32	1,02	3,10	0,70	1,10	0,90	0,55	3,55	2,05	1,27	1,04	0,92	0,65
FeO	6,30	5,36	3,26	3,40	2,90	2,03	1,45	2,32	2,32	0,35	0,45	0,45	0,20	0,20	0,65	4,10	2,05	1,76	1,83	1,62
MgO	3,95	3,00	2,70	2,60	2,50	0,90	1,20	0,65	1,00	0,10	1,55	1,55	1,20	tr	0,20	14,40	1,05	0,95	1,05	0,69
CaO	1,45	0,70	0,95	0,45	0,43	0,95	0,70	1,10	1,10	1,30	1,30	0,75	0,60	0,65	11,95	14,65	0,85	0,80	0,88	0,75
Na ₂ O	4,00	2,70	2,55	2,00	1,90	2,80	2,55	3,75	3,00	2,75	3,10	1,95	2,80	3,30	0,35	1,00	3,75	3,50	3,40	3,50
K ₂ O	4,10	3,80	4,20	3,70	3,60	2,35	2,75	3,90	2,45	4,50	3,50	5,40	4,00	4,30	0,50	0,50	3,90	4,00	4,65	3,90
TiO ₂	1,10	1,00	0,80	0,70	0,65	0,60	0,40	0,40	0,60	0,40	0,20	0,20	0,15	0,05	0,80	0,00	0,45	0,30	0,45	0,30
P ₂ O ₅	nd	0,10	0,25	0,70	0,60	0,50	0,15	tr	nd	nd	nd	nd								
MnO	0,07	0,14	0,10	0,05	0,05	0,05	0,04	0,10	0,06	tr	tr	tr	tr	tr	0,45	0,10	0,04	0,04	0,03	0,04
H ₂ O ⁺	1,67	1,80	1,76	1,67	1,38	0,96	1,32	0,50	1,87	0,95	0,85	1,10	0,70	0,35	1,15	1,10	0,68	1,09	0,77	0,73
H ₂ O ⁻	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,35	0,05	0,00	0,35	0,10	0,10	0,06	0,15	0,03	0,05
Total	100,54	100,15	100,50	100,70	100,29	100,79	100,70	100,24	100,42	100,20	100,20	100,30	100,05	99,95	99,65	100,60	99,10	99,93	100,21	99,23

1 à 9 : « Micaschistes du Millevaches » (composition de quelques « unités lithostratigraphiques ») ; 10 à 14 : Leptynite oëillés ; 15 : Leptynite à épidote ; 15 bis : Amphibolite ; 16 à 19 : Gneiss oëillés (en enclaves dans le leucogranite).

ANALYSES CHIMIQUES

Leucogranites du Millevaches

	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
SiO ₂	73,40	74,20	74,60	71,30	74,30	73,80	73,70	73,80	72,90	73,70	73,10	72,60	73,30	73,40	73,70	72,50	71,50	73,50	73,10	72,00	71,90	73,90
Al ₂ O ₃	15,20	14,70	14,20	15,60	15,00	16,10	14,90	14,80	14,50	15,10	15,00	14,90	14,80	15,00	14,70	15,00	15,50	14,50	15,50	15,90	15,10	14,30
Fe ₂ O ₃	0,62	0,75	0,80	0,63	0,50	0,69	0,55	0,39	0,42	0,82	0,97	0,95	0,85	0,71	0,63	0,81	0,64	0,48	0,65	0,82	0,84	0,63
FeO	0,43	0,58	0,81	0,51	0,22	0,37	0,22	0,37	0,30	0,52	0,29	0,50	0,22	0,44	0,29	0,44	0,95	0,87	0,36	0,43	0,14	tr
MgO	0,30	0,40	0,45	0,30	0,25	0,25	0,19	0,18	0,25	0,39	0,40	0,44	0,25	0,41	0,25	0,39	0,55	0,41	0,21	0,25	0,21	0,14
CaO	0,50	0,60	0,40	0,65	0,55	0,60	0,50	0,50	0,60	0,60	0,40	0,50	0,52	0,58	0,56	0,50	0,52	0,57	0,52	0,55	0,50	0,42
Na ₂ O	3,50	3,30	3,40	3,10	3,75	4,00	3,75	3,50	3,55	3,40	3,10	2,80	3,60	3,15	3,35	3,15	2,90	2,95	3,50	3,70	3,00	3,40
K ₂ O	4,90	5,00	4,70	5,60	4,50	3,95	4,50	4,90	5,40	4,70	5,00	5,55	5,00	4,85	4,90	5,10	5,15	6,00	5,25	5,10	5,75	5,50
TiO ₂	0,10	0,20	tr	trt	tr	tr	tr	tr	0,10	tr	0,25	0,20	tr	0,10	0,10	0,20	0,30	0,28	0,10	0,00	0,00	tr
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	tr	0,03	0,03	0,03	0,01	0,05	tr	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	tr	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	1,04	0,79	0,86	1,00	0,69	0,80	0,84	0,71	0,92	1,04	1,08	1,27	0,94	0,23	0,93	1,23	0,91	0,97	0,91	1,08	1,28	0,72
H ₂ O ⁻	0,09	0,15	0,00	0,03	0,00	0,00	0,13	0,00	0,10	0,02	0,11	0,13	0,01	1,00	0,15	0,28	0,11	0,11	0,00	0,18	0,35	0,02
Total	99,91	100,70	100,26	98,75	99,76	100,65	99,31	99,18	99,05	100,34	99,70	99,66	99,51	99,89	99,57	99,61	99,05	100,56	100,10	100,01	99,07	99,03

20 à 28 : Type « Gouilles » ; 28 à 37 : Type « Saint-Julien » ; 38 à 41 : Grain fin.

ANALYSES CHIMIQUES

Granites monzonitiques, granodiorites du Millevaches et divers

	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
SiO ₂	72,80	72,00	71,00	71,10	70,80	71,80	71,00	71,80	70,90	71,50	71,30	71,90	69,50	69,20	66,20	67,00	69,70	60,80	76,20	58,55	60,10	57,60	59,60	59,30	71,00
Al ₂ O ₃	14,80	14,30	14,70	15,00	14,80	14,70	15,00	15,10	15,60	15,30	15,80	15,70	15,60	16,10	16,20	15,50	15,60	16,10	15,00	16,00	15,30	14,30	18,80	18,90	16,00
Fe ₂ O ₃	0,43	0,76	0,59	1,52	0,09	0,73	1,03	0,75	0,98	0,62	0,42	0,78	0,93	0,53	1,17	0,76	0,98	1,07	0,35	1,34	1,60	1,86	2,00	1,50	0,40
FeO	0,96	1,30	1,45	0,52	1,76	1,32	1,01	1,31	1,46	1,74	1,74	0,87	2,05	2,27	2,82	2,42	1,46	4,76	tr	4,20	4,50	5,22	tr	tr	tr
MgO	0,41	0,70	0,80	0,58	0,70	0,65	0,70	0,65	0,84	0,92	0,83	0,75	1,15	1,20	1,75	2,90	1,25	4,30	0,06	6,20	6,50	10,20	1,10	0,46	0,23
CaO	0,90	1,30	1,30	1,00	1,00	1,00	0,75	0,90	0,90	1,35	1,15	1,40	1,40	1,35	1,85	2,25	1,50	3,45	0,22	0,69	0,41	0,30	1,20	0,13	0,30
Na ₂ O	3,50	3,45	3,50	3,55	3,20	3,20	3,15	3,10	3,10	3,10	3,25	3,80	3,00	3,05	3,70	2,80	3,30	3,00	6,50	3,60	2,50	0,15	1,40	1,40	0,30
K ₂ O	5,40	5,50	6,00	5,10	5,20	5,40	5,60	5,10	5,20	4,50	5,00	3,60	5,10	4,70	4,24	4,30	5,30	3,75	1,90	3,80	4,50	5,00	10,25	10,25	11,25
TiO ₂	0,25	0,40	0,50	0,20	0,15	0,29	0,40	0,20	0,50	0,40	0,40	0,40	0,45	0,50	0,70	0,50	0,40	1,30	0,05	1,05	1,15	0,80	0,30	0,40	0,30
MnO	0,03	0,02	0,02	0,06	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,05	0,04	0,04	0,09	0,01	0,07	0,09	0,06	0,07	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,74	0,59	0,70	0,59	0,53	0,52	1,30	0,94	0,92	0,81	0,87	0,81	0,83	0,74	0,63	0,63	1,12	0,93	0,54	3,23	3,48	4,50	3,08	4,10	0,85
H ₂ O ⁻	0,02	0,11	0,03	0,00	0,05	0,03	0,10	0,00	0,00	0,06	0,04	0,05	0,00	0,13	0,12	0,13	0,04	0,09	0,00	0,66	0,52	0,74	1,64	2,90	0,07
Total	100,24	100,43	100,59	99,22	98,31	99,63	100,08	99,89	100,42	100,34	100,84	100,10	100,05	99,79	99,43	99,23	100,69	99,64	100,83	99,39	100,65	100,73	99,44	99,34	100,70

42 à 47 : Granite type « Glény » ; 48 à 54 : Granite type « Gour-Noir » ; 55 à 57 : Granodiorite type « Sexcles » ; 58 : Granodiorite type « Estourocs » ; 59 : Diorite quartzique ; 60 : Albitite ; 61 à 63 : Lamprophyres ; 64 à 66 : Épisyénites.

ANALYSES CHIMIQUES

Orthoptynites, orthogneiss (métagranites) du Limousin et divers

	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
SiO ₂	75,90	76,00	76,40	77,50	77,10	78,00	77,30	76,30	75,00	75,70	74,60	73,10	71,60	71,60	73,80	73,60	70,10	65,80	67,30	72,90	71,00	70,30	72,50
Al ₂ O ₃	13,00	13,50	13,10	12,90	13,00	12,70	12,10	13,10	14,00	13,00	13,50	14,20	14,20	14,20	13,80	13,60	14,80	13,70	17,20	15,80	15,40	16,50	15,10
Fe ₂ O ₃	0,40	0,75	0,52	1,16	0,46	0,56	0,93	0,46	0,91	0,71	0,93	0,83	0,81	1,11	1,07	1,07	1,10	1,74	0,86	0,73	0,61	0,68	0,64
FeO	0,36	0,36	tr	0,22	0,22	0,22	0,29	0,80	1,52	0,94	1,23	1,23	1,88	2,24	1,74	1,74	2,97	3,84	1,23	0,51	1,09	1,01	1,09
MgO	0,10	0,08	0,07	tr	tr	0,05	0,13	0,20	0,44	0,23	0,58	0,45	0,80	1,05	0,55	0,47	1,25	3,65	1,00	0,37	0,91	0,60	0,80
CaO	0,38	0,31	0,64	0,26	0,75	0,35	0,65	1,00	1,70	1,90	1,45	1,05	1,10	2,80	2,60	2,40	3,70	5,45	2,75	1,90	1,90	1,90	1,50
Na ₂ O	2,70	3,20	3,75	2,75	2,80	3,05	3,10	3,25	3,00	3,50	3,40	3,80	3,00	3,10	3,50	3,50	3,70	2,80	4,80	4,40	4,70	4,40	4,30
K ₂ O	6,10	4,75	5,30	4,85	5,85	5,30	5,05	4,65	3,80	3,90	4,00	4,65	4,85	3,10	3,10	3,10	2,00	1,60	2,90	2,80	3,60	4,00	3,65
TiO ₂	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,15	0,20	0,40	0,20	0,20	0,10	0,40	0,30	0,50	0,10	0,30	0,30	0,30
MnO	0,04	0,04	tr	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,10	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
H ₂ O ⁺	0,43	0,54	0,42	0,80	0,18	0,34	0,25	0,16	0,29	0,38	0,45	0,37	0,61	1,02	0,30	0,71	0,42	1,42	0,73	0,59	0,63	0,81	0,50
H ₂ O ⁻	0,00	0,30	0,13	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,18	0,16	0,16	0,01	0,06	0,00
Total	99,41	99,83	100,33	100,46	100,37	100,57	99,83	99,96	100,68	100,39	100,33	99,92	99,29	100,47	100,81	100,34	100,50	100,58	99,46	100,28	100,18	100,58	100,41

67 à 71 : Leptynite grain fin à muscovite ; 72-73 : Leptynite type « Roche-de-Vic » ; 74 à 77 : Leptynite à biotite ou 2 micas ; 78 - 79 : Orthogneiss ; 80 à 83 : Gneiss leptynique mésocrate ; 84 - 85 : Leptynite type « Tulle » ; 86 à 89 : Granodiorite d'Albussac.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Argentat – Laurent – Fraysse Le Chêne – La Borie	2.4001	Cha	Houille	Couche	Grès Schiste	Ce petit bassin houiller de 4,5 km de long sur 2 km de large a été exploité dès 1770 sur les affleurements pour consommation locale (60 à 70 t/an). De 1827, date de la concession, à 1905 la production reste faible : 125 à 150 t/an, puis jusqu'en 1912 la production est d'environ 750 t/an. Repris en 1940, les travaux, puits, plusieurs km de galeries ont recoupés 4 couches (1,4 m, 0,5 m, 1,0 m, 1,4 m) de charbon à 28 % de matières volatiles et 32 % de cendres. Tous ces travaux sont actuellement éboulés.
Marinie	4.4001	U	Pechblende Autunite Chalcocite Pyrite	Filon	Granite Lamprophyre	Travaux miniers de reconnaissance ; minerai à 4,25 et 0,3 ‰
La Besse	4.4002	U	Quartz Pechblende Autunite Chalcocite Gummite Pyrite Uranocircite Uranotile Renardite Marcassite Chalcopyrite Blende	Filon	Granite Lamprophyre Brèche	Radio-plan, sondages, 1 puits avec niveaux à – 40 et – 74 m. Gîte en exploitation depuis 1975. En 1977 la production atteignait 77,5 t/U métal

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Claire La Clare	4.4003	U	Quartz Pechblende Autunite Chalcocite Pyrite	Filon	Granite Lamprophyre	Petit gîte reconnu par géophysique, tranchées et sondages.
Jaladis-Bas	4.4004	U	Pechblende Autunite Chalcocite Pyrite Coracite Uranocircite Marcassite Covellite	Filons	Granite Lamprophyre	Reconnu par radiométrie, sondages, puits et galeries, mis en exploitation en 1976. Production 1978 : 14 t.
Escoussac	4.4005	U	Quartz Pechblende	Filon	Granite	Travaux miniers.
Le Bech	4.4006	U	Pechblende Autunite Hématite Pyrite	Filon	Granite Lamprophyre	Travaux miniers.
Chadirac	4.4007	U	Pechblende Autunite Hématite Pyrite	Filon	Granite	

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

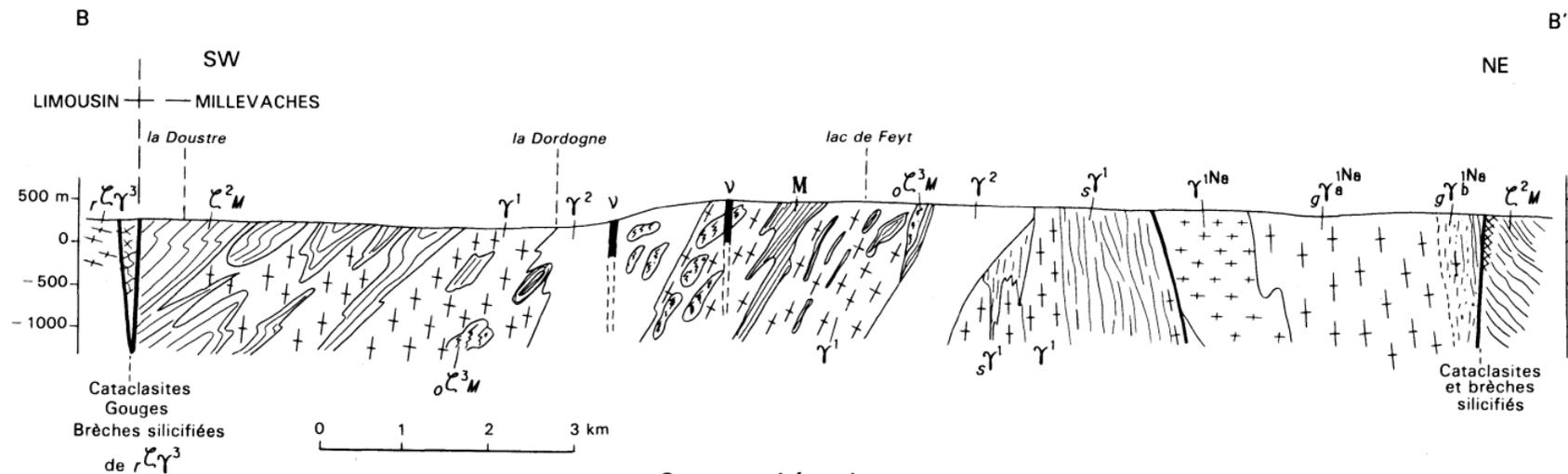
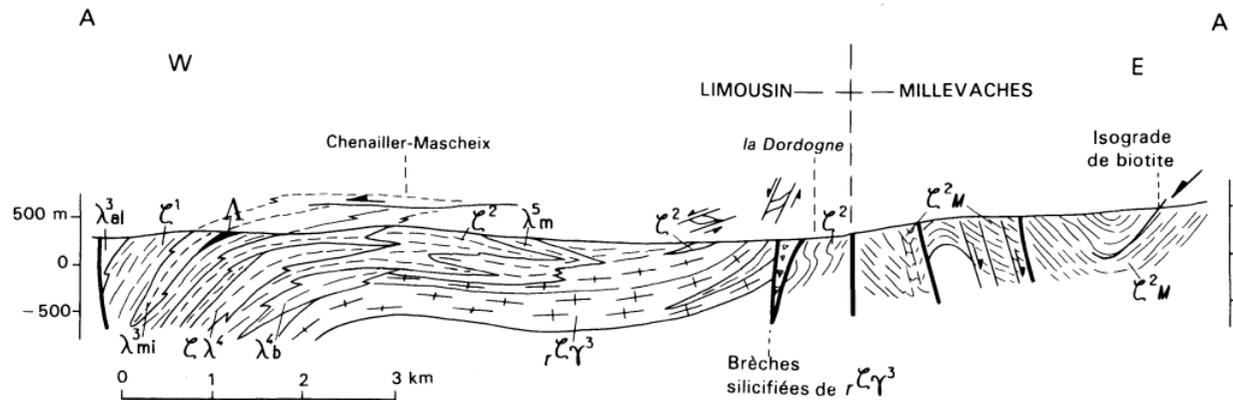
Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Chantoiseau	4.4008	U	Pechblende Autunite Hématite Pyrite	Filon	Granite	
Maison-Rouge Artiges	4.4009	U	Quartz Phosphate d'U Pechblende Autunite Hématite Pyrite	Filons	Granite Migmatite	2 filons quartzeux de 1 m de puissance, direction E-W et NW, d'extension importante mais irrégulièrement minéralisés.
Ancèze	4.4010	U	Pechblende Autunite Hématite Pyrite	Filon	Granite Lamprophyre	
Saint-Julien-aux-Bois	4.4011	U	Pechblende Autunite Hématite Pyrite	Filon	Granite Lamprophyre	
Clamensac	4.4012	U	Pechblende Autunite Pyrite	Filon	Granite Lamprophyre	Cassures minéralisées

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Doulet	4.4013	U	Pechblende Autunite Hématite Pyrite	Filon	Granite	
Moulin du Jaladis	4.4014	U	Autunite	Filon	Lamprophyre Granite	
Les Biaurottes	4.4015	U	Pechblende Autunite Pyrite	Amas Stockwerk	Lamprophyre Granite	
La Porte	4.4016	U	Quartz Pechblende Autunite Hématite Pyrite	Filon	Lamprophyre Granite	Radiométrie, sondage, exploitation à ciel ouvert.
L'Estrade Nonards	5.4001	Pb	Quartz Barytine Galène Chalcopyrite Pyrite	Filon	Gneiss	Filon travaillé dès 1860 ; les travaux comprenaient une descenderie sur 3 niveaux, 2 puits de 10 et 13 m, 140 m de traçages. La production de 1896 à 1898 était de 36 t de minerai. Teneur Ag : 4 à 24 g/t.
Monceaux-sur-Dordogne Malpas	6.4001	Sb	Quartz Stibine	Filon Disséminé	Migmatite Embréchite	Les travaux de 1923 comprennent 4 tranchées et 6 galeries courtes. Teneur 33 à 55 % Sb sur morceaux triés. En 1924 prospection négative effectuée par la Sté des mines de la Lucette.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

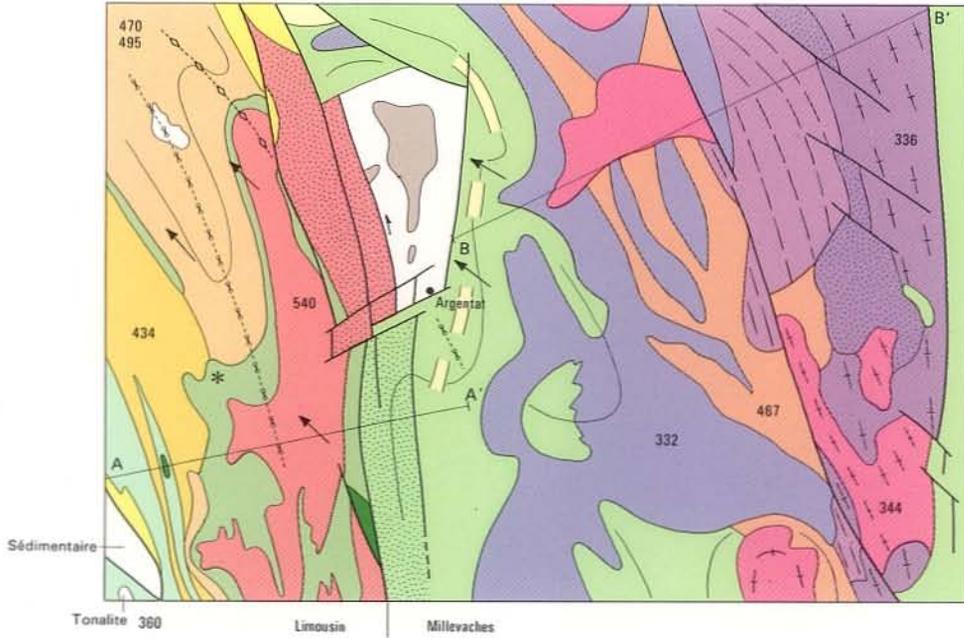
Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Fègre Les Fourches	7.4001	Kao		Filon	Micaschiste Granulite	Filon de granulite altérée exploité de 1868 à 1876.
Artigues	7.4001	U	Quartz Autunite	Filon	Leucogranite	Nombreux indices groupés le long de la RN 120, au Sud d'Artigues, jusqu'au Mas-Viel.
La Clartie	8.4001	Pb, Ba	Quartz Galène Barytine Fluorine	Filon	Leucogranite	Indice découvert au cours du percement du tunnel de dérivation de la Maronne, à l'aval du Gour-Noir.
Rouffiac	8.4002	Pb	Galène Quartz	Filon	Granite	Position imprécise. Caillaux, 1875, p. 336 : « Gîte de Rouffiac, filon dans le granite, galène à grandes facettes tenant 20 g/Ag aux 100 kg. Plomb phosphaté dans le quartz ».



(Les tracés des coupes figurent sur le schéma structural, en annexe)

Annexe 4 - Schéma structural

4987



LIMOUSIN

- Leptynites type Tulle-Vergonzac
- Gneiss leptyniques et leptynites type Albussac
- Leptynites type Roche-de-Vic
- Gneiss à deux micas, grenat et staurotide
- Gneiss à deux micas à plagioclases ocellaires
- Ortholeptynites et orthogneiss (métagranites à un ou deux micas)
- Serpentinites
- * Éclogites

MILLEVACHES

- Orthogneiss et leur encaissant (migmatites)
- Micaschistes "enveloppe" du Millevaches
- Ortholeptynites
- Granite type Gour-Noir
- Leucogranite type St-Julien
- Leucogranite type Goules
- Leucogranite rubané
- Granite type Glény
- Leucogranite à grain fin

ZONE BROYÉE

- Klippe du Limousin avec houiller dans bassin d'effondrement
 - Blastomylonites développées aux dépens des ortholeptynites ou orthogneiss (métagranites à un ou deux micas)
 - Chloritoschistes intensément microplissés et fracturés
- } Zone broyée hydrothermalisée

- Trajectoire des foliations
- Axe synforme
- Axe antiforme
- Sens de cisaillement (déplacement des unités sus-jacentes)
- Tracé des coupes

360 Âge en Ma



ARGENTAT

La carte géologique à 1/50 000
ARGENTAT est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : BRIVE (N° 183)
à l'est : AURILLAC (N° 184)

Tulle	La Roche-Canillac	Mauriac
Brive	ARGENTAT	Pleaux
Souillac	S'-Céré	Aurillac