



AMBAZAC

La carte géologique à 1/50 000
AMBAZAC est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : CONFOLENS (N° 154)
à l'est : GUÉRET (N° 155)

BELLAC	MAGNAC- -LAVAL	LA SOUTERRAINE
DRADOUR- -S-GLANE	AMBAZAC	BOURGANEUF
ROCHECHOUART	LIMOGES	ST-LÉONARD- -DE-NOBLAT

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

AMBAZAC

XX-30

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 – 45018 Orléans Cédex – France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE	2
APERÇU GÉOLOGIQUE SOMMAIRE	3
DESCRIPTION DES TERRAINS	4
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	4
Conception générale de la cartographie	4
Roches métamorphiques non migmatitiques	5
Roches migmatitiques (plus ou moins anatectiques)	13
Roches métamorphiques basiques	14
<i>ROCHES ÉRUPTIVES – GRANITES EN MASSIFS INTRUSIFS</i>	15
Conception générale de la cartographie	15
Massif leucogranitique de la Haute-Vienne	15
Massif leucogranitique des Monts de Blond	19
Massifs granitiques divers	20
<i>GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS ALCALINS ET DES ÉLÉMENTS EN TRACES DANS LES MASSIFS DE LEUCOGRANITE DE SAINT-SYLVESTRE ET DE SAINT-GOUSSAUD</i>	21
<i>ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS</i>	22
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	24
Formations d'altération en place	24
Formations d'altération remaniées	26
Formations détritiques	27
Données chronologiques	28
ESQUISSE STRUCTURALE RÉGIONALE	32
<i>LES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	33
<i>MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES</i>	34
<i>LA FRACTURATION</i>	35
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	36
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	36
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	36
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	45
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	45
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	45
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	48
<i>GLOSSAIRE</i>	49
AUTEURS	50

PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE

Au centre du Limousin, entre les bas plateaux de la Marche et les hauts plateaux de la « Montagne » de Millevaches, s'étend une zone de transition, tant par les altitudes que par les formes. Ses reliefs sont constitués d'une part d'îlots montagneux (Monts de Saint-Goussaud, Monts de Blond, etc.) ceinturés par des plateaux assez bas, d'autre part de « montagnes » peu élevées, aux formes et aux limites moins affirmées, et dont les Monts d'Ambazac sont un exemple.

La feuille Ambazac ne couvre qu'une partie de cette zone de transition. Elle inclut la plus grande partie des Monts d'Ambazac et des collines de Nantiat et une partie des plateaux du Taurion et de la Gartempe.

Les Monts d'Ambazac. Un des traits les plus remarquables de cette région est l'existence d'une zonalité pétrographique, qui a donné naissance à une zonalité du relief :

— Les Monts d'Ambazac *sensu stricto* apparaissent à l'Est de la RN 20. La carte n'inclut que le bloc montagneux correspondant aux granites à deux micas à faciès albitisé (leucogranites de Saint-Sylvestre) ; sa partie orientale, la plus élevée (680-700 m), correspondant à une autre variété de granites à deux micas (faciès albitisé sans microcline), est couverte par la feuille Bourgneuf.

— Un compartiment au modelé semblable à celui des Monts d'Ambazac s'allonge en direction N.NE-S.SW, à l'Ouest de la RN 20. D'altitude moindre (480-560 m), formant transition entre les Monts d'Ambazac *sensu stricto* et les collines de Nantiat, il correspond aux granites à deux micas à faciès non albitisé.

Les collines de Nantiat. A l'Ouest de Compreignac, une zone de collines s'interpose entre les Monts d'Ambazac et les plateaux de la Gartempe. Ces collines s'allongent, *grosso modo*, du S.SW au N.NE. Elles correspondent à des affleurements de leucogranites à grain fin et elles sont séparées par des dépressions et des couloirs façonnés, pour l'essentiel, dans le granite de la Brame (leucogranites à texture planaire franche ou fruste).

Les collines sont mieux individualisées au Nord, dans la région de Saint-Symphorien-sur-Couze, qu'au Sud, dans la région de Saint-Jouvent, où l'orientation du granite de la Brame est moins nette.

Vers l'Ouest, cette région se termine par un talus rectiligne, discontinu, à regard ouest, de faible élévation, le long de la faille de Nantiat.

Les plateaux limousins.

— Au Sud-Est de cette faille, les plateaux du Taurion sont façonnés dans les gneiss, les micaschistes et dans des granites calco-alcalins. C'est au contact de ces plateaux que la limite, topographique et géologique, des Monts d'Ambazac est la plus nette.

— Au Nord-Ouest, les plateaux de la Gartempe se développent sur les migmatites et les granites à biotite. Ils sont remarquables par l'aspect plan de leur surface et une faible inclinaison vers le Nord-Ouest, entre les vallées presque parallèles de la Couze et du Vincou, affluents de la Gartempe.

— Au Sud-Ouest s'amorcent les plateaux de la Glane, à la fois sur des granites à biotite et des gneiss. Ils sont inclinés en direction de la Vienne.

— Au Sud d'une ligne Saint-Gence—Nieul, un plateau recoupe le prolongement sud-ouest des leucogranites de Saint-Sylvestre ; à l'Est de la faille de Nantiat, ce plateau forme une ligne de partage des eaux qui domine assez nettement les régions voisines, creusées dans les migmatites, les gneiss et les granites de la Brame.

Pour une large part, les reliefs résultent d'une érosion différentielle, efficace dans les roches métamorphiques et certains granites, mais tenue en échec dans les granites à deux micas et en particulier dans les leucogranites alcalins. Quant à la surface d'aplanissement des plateaux limousins, elle se développe vers l'Ouest et le Nord ; à

l'Est, elle ménage les leucogranites ; à l'Ouest, elle parvient à les aplanir.

APERÇU GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

La feuille Ambazac intéresse principalement le massif de leucogranite de la Haute-Vienne dont la partie centrale en couvre les deux tiers. Au Sud-Est, les formations métamorphiques, traversées par un petit massif granitique, font partie de l'Arc du Taurion, vaste unité centrée sur Limoges. A l'Ouest, au-delà de la grande faille de Nantiat, trait structural majeur du Limousin, affleurent des formations migmatitiques de part et d'autre d'un puissant massif de granite commun.

1) - Les formations métamorphiques de l'Arc du Taurion sont généralement représentées par des roches massives, quartzo-feldspathiques à tendance leptynitique, dans lesquelles trois variétés lithologiques ont été distinguées :

- des gneiss grossiers œillés à deux micas ;
- des gneiss isogranulaires à deux micas ;
- des gneiss fins à biotite et hornblende.

Ces variétés, dont les relations mutuelles sont difficiles à comprendre constituent un ensemble complexe dont l'origine semble être, d'après une interprétation géochimique approfondie, un socle granitoïde ancien (à dominante leucogranitique probable), formé vers 500 MA.

Ces roches ont subi trois phases de déformation principales dont les deux plus apparentes se traduisent par le développement d'une foliation métamorphique suivi du plissement de cette foliation suivant des structures orientées est-ouest et déversées vers le Nord, la dernière phase transverse restant discrète.

Cette tectonique s'est accompagnée d'un métamorphisme d'intensité mésozonale (zone à sillimanite et muscovite) atteignant, au Sud-Est de l'isograde d'instabilité de la muscovite, la catazone où apparaissent des phénomènes anatectiques. Ce métamorphisme a cessé vers la limite Dévonien—Dinantien (350 MA).

Dans ce domaine, au Sud d'Ambazac, existe une grande enclave de gneiss plagioclasiques micacés pouvant correspondre à une fenêtre structurale ouverte à travers les formations quartzo-feldspathiques qui constitueraient ainsi une vaste nappe de charriage couchée du Sud vers le Nord.

Les formations migmatitiques de la partie ouest de la feuille sont intensément anatectiques, à caractère souvent granitoïde ; leur composition est semblable aux formations précédentes mais leur homogénéité empêche toute différenciation cartographique.

2) - Des études récentes ont permis de mettre en évidence une zonalité chimico-minéralogique dans le puissant massif de leucogranite de la Haute-Vienne, cette zonalité demeurant cohérente avec les anciennes divisions établies par M. Chênevoy.

La partie occidentale du massif est le domaine du granite planaire à biotite et sillimanite, à caractère calco-alcalin : le granite de la Brame. Il contient un noyau central de granite porphyroïde moins planaire.

Le passage de ce granite aux variétés de granites de la partie orientale est graduel : il se fait par effacement de l'orientation et remplacement progressif de la sillimanite par la muscovite.

La partie orientale du massif est le domaine des leucogranites proprement dit : le leucogranite de Saint-Sylvestre. D'Ouest en Est, trois variétés ont été distinguées :

- une variété à orthose peu perthitique, à oligoclase acide et deux micas ;
- une variété à microcline perthitique, à oligoclase et albite, deux micas ;
- une variété à orthose très perthitique, à albite seule et deux micas.

Ces trois variétés correspondent à trois stades d'une évolution chimique continue depuis un caractère calco-alcalin à l'Ouest jusqu'à un caractère alcalin sodique à l'Est.

Le terme ultime de cette évolution est représenté par le leucogranite à structure microgrenue à orthose, albite et muscovite seule qui affleure au Nord d'Ambazac.

En gisements allongés dans le massif de la Brame ou en petits corps isolés dans le massif de Saint-Sylvestre, le leucogranite à grain fin et deux micas de Châteauponsac semble suivre une évolution chimique parallèle et ce sont ses caractères structuraux qui donnent une unité d'aspect à cette variété.

La mise en place de ce massif granitique composite s'est faite en deux étapes principales que l'on peut caler grâce aux études géochronologiques Rb/Sr : le massif occidental de la Brame correspond à une mise en place profonde syncinématique de la seconde phase de déformation, au niveau des roches anatectiques (âge ≥ 350 MA), ce qui explique son aspect de granite folié à sillimanite. Ensuite au Viséen inférieur (336 MA) les leucogranites à grain fin de Châteauponsac (s.s.) se mettent en place de façon post-tectonique à travers le granite de la Brame. Puis au Namuro-Westphalien (320 MA) le grand massif de leucogranite de Saint-Sylvestre se développe en laccolite, relativement superficiel sur le flanc est d'un bombement NE-SW du granite de la Brame.

Une nouvelle génération de leucogranite à grain fin accompagne ce massif. Le grand massif de la Haute-Vienne montre donc la succession dans le temps d'un massif granitique « autochtone » dévonien supérieur et d'un massif westphalien typiquement allochtone.

A ce dernier est associé le cortège de pegmatites le plus typique de France, ainsi que d'importantes minéralisations uranifères exploitées par le Commissariat à l'Énergie atomique.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Conception générale de la cartographie

Le lever de la carte Ambazac a fait suite à celui de la carte Bourgneuf. Ces deux feuilles ont été parmi les premières levées en terrain cristallin dans le cadre de la couverture géologique de la France à 1/50 000. Elles ont été choisies en raison de l'intérêt de l'étude des formations métamorphiques régionales qu'elles présentaient. La méthodologie de la cartographie a été mise au point par A. Autran et son équipe du Service de pétrologie et de géologie structurale du Service géologique national, au cours du lever de la carte Bourgneuf ; le lever de la carte Ambazac qui couvre les mêmes terrains a été mené ensuite sur les mêmes bases.

Nous n'exposerons pas les conceptions fondamentales qui ont précédé au lever sur le terrain, mais nous indiquerons brièvement les quelques principes adoptés pour la représentation cartographique.

Une roche métamorphique est notée par trois figurations simultanées :

1 — La teinte sur la carte correspond à la nature chimico-minéralogique de la roche, nature qui est rappelée dans l'exposant du symbole associé. Cet exposant numérique varie de 1 à 12, suivant une classification élémentaire, adaptée à la cartographie, facile à appliquer. La signification des principaux exposants utilisés sur la feuille Ambazac est la suivante :

- 1 : roche quartzo-micacée à excès d'alumine (présence de silicate d'alumine) sans feldspath potassique ni plagioclase ;
- 2 : roche quartzo-micacée à excès d'alumine (présence de silicate d'alumine) sans feldspath potassique avec plagioclase ;
- 3 : roche quartzo-feldspathique équilibrée en alumine avec feldspath potassique > plagioclase, sans charge calcique ;

- 4 : roche quartzo-feldspathique équilibrée en alumine avec feldspath potassique
≤ plagioclase, sans charge calcique ;
- 5 : roche quartzo-feldspathique équilibrée en alumine avec feldspath potassique
≤ plagioclase, avec charge calcique.

Remarquons que cette classification, indépendante de l'intensité du métamorphisme et de la déformation, permet de se faire une idée de la nature originelle de la roche.

2 — Une notation symbolique classique figure grossièrement la nature lithologique de la roche : micaschistes, gneiss, leptynite, etc. Ce symbole est flanqué de l'exposant précédent ; il peut aussi être flanqué de deux indices :

- un indice à droite indiquant l'association minérale caractéristique,
- un indice à gauche indiquant la texture ou la structure.

3 — Le métamorphisme est représenté par ses isogrades (ici celui de l'instabilité de la muscovite) et par un symbole de zone indiqué en rouge : ex : Z^{mu-si}

La légende de la carte est aussi conçue à trois niveaux :

- à gauche du caisson, indication de la nature originelle probable de la roche métamorphique,
- à droite du caisson, indication de la nature lithologique actuelle de la roche métamorphique,
- à l'extrême droite, figuration de l'intensité régionale du métamorphisme.

Roches métamorphiques non migmatitiques

Elles affleurent principalement dans le vaste triangle situé dans la partie sud-est du territoire couvert par la feuille ; les affleurements sont assez rares ; ils n'apparaissent de manière continue que dans les fonds de vallée ou en reliques massives éparses au sein des formations superficielles.

Formations essentiellement quartzo-micacées. Les affleurements de ces formations occupent une surface très restreinte ; ils ne constituent que les appendices des affleurements correspondants bien plus étendus à l'Est (feuille Bourgneuf).

Deux variétés lithologiques principales existent dans deux sites géographiques différents :

- des micaschistes dans l'extrême Nord-Est de la carte, minuscules parcelles du domaine des formations quartzo-micacées entourant le massif de granite de Saint-Goussaud sur la feuille Bourgneuf ;
- des gneiss plagioclasiques micacés qui constituent une grande enclave dans le domaine des formations quartzo-feldspathiques du Sud-Est de la carte (formations du Taurion, communes aux deux feuilles Bourgneuf et Ambazac).

ξ¹. *Micaschistes à biotite, muscovite et sillimanite.* Deux variétés ont été distinguées :

- ξ¹ micaschistes homogènes et
- ξ_a¹ micaschistes riches en filons d'aplite.

Ce sont les mêmes roches (le second faciès correspond à l'auréole de contact du granite de Saint-Sylvestre) et elles seront décrites ensemble. Sur le terrain ce sont des roches homogènes ou à tendance amygdalo-rubanée, à foliation toujours accusée, parfois microplissée ; l'aspect de la roche varie d'un faciès sombre, à grain fin, cohérent souvent assez quartzeux à un faciès brillant constitué de grosses paillettes micacées et contenant des lentilles quartzueuses. Dans ces roches les intercalations de niveaux quartzeux et de gneiss micacés sont communes.

Pétrographiquement ce sont des micaschistes quartzeux à deux micas, sillimanite et grenat accessoire. Leur texture est lépidoblastique homogène à tendance amygdalo-rubanée. Les micas, biotite et muscovite, sont en proportions équivalentes ; en lamelles orientées, ils sont disséminés ou enchevêtrés dans la matrice quartzueuse ou forment des lits micacés entourant des lentilles quartzueuses plus ou moins boudinées. Le plagioclase est toujours présent en petite quantité. La sillimanite est fréquente mais non ubiquiste ; elle se présente généralement sous forme de fibrolite associée aux lits

micacés ; elle est parfois auréolée par la biotite et souvent remplacée par de la muscovite secondaire.

Le grenat est un minéral accessoire assez rare, généralement pseudomorphosé en biotite et chlorite ; ce phénomène, comme l'existence de muscovite hystérogène, est lié à la proximité du granite de Saint-Sylvestre. Les cornéennes à andalousite n'affleurent pas sur le territoire de la feuille Ambazac, mais sont communes sur celui de la feuille Bourgneuf.

Ces roches contiennent également tourmaline, apatite et zircon.

ξ². *Gneiss plagioclasiques micacés à biotite, muscovite et sillimanite.* Formant une grande enclave allongée Est-Ouest, dont nous discuterons la signification plus loin, ces roches micacées se distinguent nettement des roches quartzo-feldspathiques qui les encaissent ; leurs limites sont franches, bien définies dans les affleurements de la vallée du Taurion, moins précises ailleurs, surtout dans leur terminaison occidentale qui bute sur une importante fracture méridienne.

Sur le terrain, ces roches ont un aspect qui varie, suivant l'abondance des feldspaths, d'un faciès de micaschiste à un faciès de gneiss plagioclasique ; homogènes ou rubanées, elles présentent toujours une foliation marquée par les micas, biotite et muscovite ; de teinte sombre, elles possèdent un grain de taille variable, de fin à grossier.

Pétrographiquement ce sont des gneiss plagioclasiques micacés à deux micas, sillimanite et grenat accessoire.

Ils se distinguent des micaschistes précédents par l'abondance du plagioclase acide ($An \approx 20$: oligoclase) aux côtés du quartz et des micas. Leur texture est grano-lépidoblastique soit homogène à micas orientés dispersés, soit rubanée à lits micacés alternant avec des rubans quartzo-feldspathiques.

La biotite et la muscovite se trouvent en proportions variables ; la sillimanite est fréquente en touffes ou gerbes flexueuses ; le grenat est assez rare ; la muscovite secondaire est encore commune ; les minéraux accessoires sont les mêmes que dans les micaschistes.

Dans ces formations existent des intercalations de roches plus riches en feldspaths, avec un peu de microcline à côté du plagioclase, souvent à biotite seule.

Intensité du métamorphisme. Caractères structuraux. Les roches micacées affleurant dans le périmètre couvert par la feuille Ambazac ont toutes subi un métamorphisme mésozonal intense : elles se trouvent dans la zone caractérisée par l'association muscovite-sillimanite ; cette association indique également un type de métamorphisme de caractère intermédiaire (le degré géothermique étant dans l'intervalle 20 — 50 °/km) ; la présence commune de l'almandin et l'absence totale d'une part de la cordiérite et d'autre part de la staurotite permet de mieux circonscrire ce type (environ 30 °/km).

On peut constater sur la carte que l'enclave de roches micacées est très proche, sur le terrain, de l'isograde d'instabilité de la muscovite qui traverse les formations quartzo-feldspathiques, donc de l'entrée de la catazone.

Au point de vue structural, les roches micacées présentent toujours une structure planaire accusée, marquée par l'orientation constante mais plus ou moins régulière des micas. Cette foliation, qui est pratiquement parallèle au contact du granite dans le lambeau nord et qui est orientée environ Est-Ouest dans l'enclave sud, est liée à des plissements synschisteux difficiles à observer.

Les déformations post-schisteuses sont au contraire très clairement exprimées : les plis métriques et les microplis sont très abondants, surtout dans l'enclave ; une étude détaillée montre que cette bande de roches micacées correspond à une charnière anticlinale compliquée de nombreux replis, d'axe est-ouest, déversés sur le Nord. Nous interpréterons ces considérations dans le chapitre sur la géologie structurale régionale.

Interprétation géochimique. Les roches quartzo-micacées sont d'origine grésopélitique évidente. La campagne géochimique systématique effectuée par le

C.R.P.G.(*) et le B.R.G.M. dans le cadre du lever des cartes Ambazac et Bourgneuf permet d'affiner cette détermination.

Un seul échantillon a été prélevé sur le territoire couvert par la feuille, les affleurements de roches micacées étant bien plus développés sur la feuille Bourgneuf ; c'est au total 47 analyses chimiques qui ont été étudiées ; nous n'insisterons pas sur les résultats qui sortent du cadre de cette notice. Remarquons seulement que ces formations correspondent à une séquence du type grauwaque-shale, les gneiss micacés ayant plutôt un chimisme de grauwaque (charge en soude légèrement supérieure à celle en potasse) et les micaschistes plutôt un chimisme de shale (charge en soude largement inférieure à celle en potasse). La figure 1 montre le champ de répartition de ces roches dans le diagramme de De La Roche $Al/3-K$, $Al/3-Na$ (**).

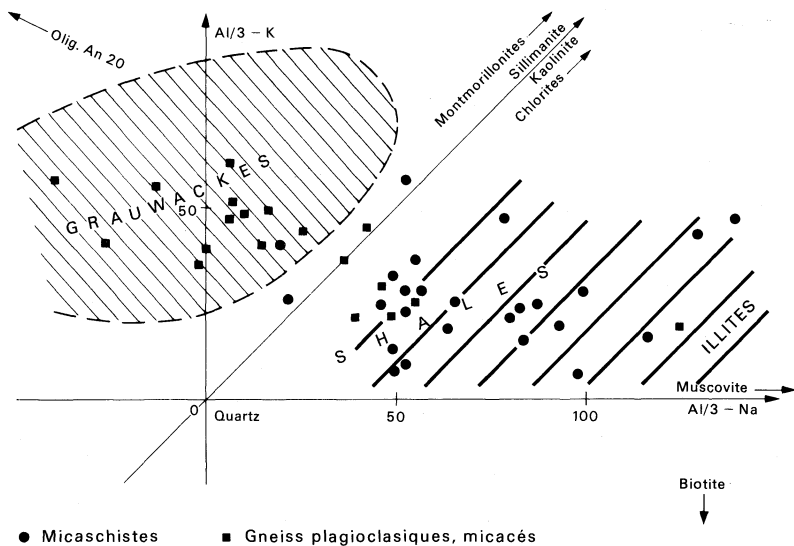


Fig. 1 – Distribution des gneiss plagioclasiques micacés et des micaschistes dans le diagramme $Al/3 - K$, $Al/3 - Na$

Formations essentiellement quartzo-feldspathiques. En laissant de côté pour l'instant les formations similaires mais anatectiques de la bordure occidentale de la carte, nous décrivons l'ensemble quartzo-feldspathique qui affleure dans le vaste triangle situé au Sud-Est du massif de granite de Saint-Sylvestre. Cet ensemble fait partie du grand arc du Taurion, centré sur Limoges qui s'étend sur une cinquantaine de kilomètres, trait majeur de la géologie du Limousin.

Sur l'ancienne carte à 1/80 000, ces formations sont figurées en migmatites stratoïdes et groupées avec les anatexites alumineuses de Limoges.

Sur la feuille Ambazac cet ensemble contient, nous l'avons vu, une vaste enclave de gneiss micacés qui affleure dans une charnière anticlinale ; il est en outre traversé par des petits massifs de granite intrusif : le granite situé à l'Ouest d'Ambazac et un appendice septentrional du granite d'Aureil qui se développe au Sud, sur la feuille Limoges.

A part ces unités étrangères, les formations quartzo-feldspathiques sont homogènes dans l'ensemble. Ce sont des roches claires et massives, à foliation souvent fruste. Mais

(*) Centre de Recherches pétrographiques et géochimiques, Nancy.

(**) *Bulletin du B.R.G.M.*, 1974, section IV, n° 2.

tout en conservant un caractère et un chimisme communs, elles se présentent sous des faciès variés, suivant leur structure ou leur texture et suivant leurs associations minéralogiques.

Etant donné la médiocrité des affleurements, l'agencement de ces divers faciès entre eux est difficile à appréhender. Ils peuvent constituer de puissants massifs pratiquement uniformes ne contenant que quelques petits corps d'un autre faciès ou au contraire des alternances ou des récurrences multiples à structure généralement imbriquée, exceptionnellement rubanée. Les limites lithologiques indiquées sur la carte ne sont qu'une figuration schématique de ces relations complexes ; elles sont en tout cas traversées indifféremment par la foliation.

La séparation des diverses classes a été faite selon des critères simples applicables en cartographie, mais elle n'est pas toujours très cohérente. Trois variétés lithologiques principales ont été distinguées :

- gneiss grossiers à structure œillée ou amygdalo-rubanée à biotite brun-rouge, muscovite ou sillimanite ;
- gneiss isogranulaires à tendance leptynitique à biotite brun-rouge, muscovite ou sillimanite ;
- gneiss fins à structure parfois plane, souvent linéaire à biotite brun-vert et éventuellement ferro-hastingsite.

Du point de vue des associations minéralogiques, la troisième variété s'oppose aux deux autres par l'absence de muscovite ou de sillimanite et la présence de l'association lépidomélane-hastingsite ; même lorsque cette association est incomplète (à lépidomélane seul), cette variété reste la plus homogène et la mieux caractérisée.

Entre les deux autres variétés, qui ont une composition chimique et des associations minéralogiques communes, la distinction est plus délicate ; le passage est continu entre elles que cela soit dû à une évolution lithologique (variation de la taille et de la densité des yeux) ou à une évolution tectonique (variation de l'intensité de l'écrasement des yeux).

o³. *Gneiss œillés*. Ces roches ont généralement une structure amygdalo-rubanée qui dérive par écrasement d'une structure franchement porphyroïde. Les roches œillées à structure presque équante sont très rares dans le territoire de la feuille Ambazac mais forment des massifs entiers dans celui de la feuille Bourganeuf : ce sont des orthogneiss granoïdes à phénocristaux de feldspath potassique et à deux micas.

L'évolution de ces roches avec l'intensité de l'écrasement est complexe, et les faciès varient très vite sur le terrain.

Les macrocristaux d'orthose perthitique se brisent et s'étirent ; en partant des bordures et des fissures, le microcline cristallise en mosaïque et envahit les reliques morcelées de l'ancienne orthose ; les yeux ainsi se granulent entièrement en même temps qu'ils s'aplatissent et acquièrent une forme lenticulaire et fragmentaire.

La matrice, principalement quartzo-plagioclasique, se granule également ; les plagioclases (An 20 : oligoclase) constituent dès le début de l'écrasement une mouture finement cristalline qui englobe les amygdales microcliniques ; le quartz, d'abord globuleux ou anguleux à extinction roulante, tend à former des feuillettes plastiques ; les grandes lames de micas (biotite et muscovite) se déchiquètent, les paillettes néoformées demeurent enchevêtrées et s'alignent en donnant un aspect lité à la roche.

Le stade ultime de cette évolution est une blastomylonite caractéristique qui aboutit à une roche finement granulée délicate à identifier. En général ce niveau extrême de la déformation n'est pas atteint et le faciès commun est une roche grossière, amygdalo-rubanée à structure plane marquée. L'exemple peut en être pris sur la petite butte, où se trouve une chapelle, juste au Sud-Ouest d'Ambazac (x = 526,87 ; y = 106,47).

Pour terminer la description des roches œillées, il est intéressant de signaler l'existence de quelques faciès à biotite brun-rouge seule, en enclave diffuse dans les roches à deux micas, mais qui n'ont pas une extension suffisante pour être cartographiés. Ces faciès peuvent contenir des agrégats centimétriques finement

crystallins de grenats, de silicates d'alumine et de micas qui correspondent peut-être à d'anciennes cordiérites transformées lors du métamorphisme.

ζ^3 . *Gneiss isogranulaires à deux micas*. Les roches réunies dans ce groupe constituent la majorité des affleurements quartzo-feldspathiques de la carte ; elles paraissent englober les corps des autres variétés lithologiques. Mais ce groupe a un caractère composite et intermédiaire ; certains faciès dérivent probablement de l'ensemble précédent par une granulation complète des porphyroclastes ou par la présence de rares yeux disséminés ; d'autres semblent plus proches de l'ensemble suivant par la finesse du grain, l'absence de mica blanc, mais sans montrer sa paragenèse typique à mica noir.

Ainsi, la définition et la limitation de cet ensemble apparaissent assez ambiguës ; cependant, le faciès commun est bien caractéristique à l'affleurement. Le type peut en être pris dans la grande carrière de Nouaillas ($x = 526,83$; $y = 104,83$) : c'est une roche homogène, leucocrate, à débit massif, sans structure régulière visible mais avec des variations internes diffuses de la taille du grain, de l'intensité de la foliation, de l'abondance des micas (à noter l'existence dans cette carrière, d'un petit massif de gneiss œillés et de nombreux filons d'aplite et de lentilles de pegmatite, schistosés). Pétrographiquement, ces roches sont essentiellement constituées de quartz, feldspath potassique (microcline) et plagioclase acide (An 20 : oligoclase). Leur texture est soit granoblastique homogène avec assemblage isogranulaire de quartz, feldspaths et micas disséminés, soit hétérogène, granulée ou engrenée, avec quartz et feldspaths différenciés et lits micacés.

Le microcline domine toujours sur le plagioclase ; les micas, biotite et muscovite en proportion variable, représentent rarement plus de 10 % de la roche ; certains faciès sont franchement leptynitiques mais rares et diffus : ils n'ont pas été figurés sur la feuille Ambazac contrairement à la feuille Bourgneuf où leur extension est plus vaste.

Dans le Sud-Est du domaine quartzo-feldspathique, la muscovite, devenant instable à l'entrée de la catazone (voir plus loin) est partiellement remplacée par la sillimanite qui n'est jamais abondante. Le grenat est un minéral accessoire occasionnel dans divers faciès.

ζ^5 , ζ^6 . *Gneiss fins*. Ces roches sont principalement caractérisées par leur association minéralogique : absence de muscovite et présence de biotite brun-vert de type lépidomélane(*) (biotite ferrifère) alors que toutes les roches précédentes contiennent de la biotite brun-rouge commune ; le lépidomélane s'accompagne éventuellement d'une hornblende à tendance sodique(*) (ferro-hastingsite) ; les roches à lépidomélane et hastingsite (ζ^6) sont toujours encaissées dans des roches à lépidomélane seul (ζ^5). Ces roches sont cependant essentiellement quartzo-feldspathiques : le feldspath potassique (microcline quadrillé) et le plagioclase acide (An 20 à An 30 : oligoclase) sont en proportions équivalentes. Le mica noir est généralement en très fines paillettes disséminées ou associées à des lames d'hastingsite ou à des grains d'almandin. L'allanite est un minéral accessoire commun. Le quartz est toujours abondant.

La texture est finement granoblastique à structure parfois planaire, mais le plus souvent linéaire ; agrégats granulés ou micro-œillés, ces roches ont un aspect typique : massives, assez sombres, à grain fin, elles sont extrêmement homogènes, sans aucune variation structurale interne, comme le montre la tranchée du chemin de fer près de Nouaillas où elles affleurent sur plus de 300 m de puissance ($x = 526,51$; $y = 104,07$).

Là comme partout ailleurs, ces roches contiennent quelques lentilles d'amphibolites plagioclasiques banales que nous décrirons plus loin.

Une particularité intéressante de ces roches est le caractère antiperthitique du plagioclase, phénomène qui peut prendre des proportions remarquables autour du massif basique situé dans le territoire couvert par la feuille Bourgneuf ; dans celui

(*) Ces deux minéraux ont été analysés avec la microsonde électronique sur un échantillon de la feuille Bourgneuf.

couvert par la feuille Ambazac il est plus discret mais encore commun ; il faut sans doute interpréter ces antiperthites comme des exsolutions de solutions solides de hautes températures, arguments pour une origine éruptive de ces roches, origine que nous discuterons plus loin.

Intensité du métamorphisme. Caractères structuraux. Dans le cadre de la feuille Ambazac, les formations quartzo-feldspathiques sont essentiellement dans le domaine mésozonal profond, zone caractérisée par l'association muscovite-sillimanite ; en fait, dans ces compositions équilibrées en alumine, la muscovite est bien souvent seule aux côtés de la biotite, la sillimanite n'apparaissant que rarement.

L'isograde d'instabilité de la muscovite dessine, dans le Sud-Est de la carte, un vaste lobe au Sud duquel la sillimanite se trouve seule, associée à la biotite dans les faciès assez alumineux. En même temps les phénomènes anatectiques se développent mais les formations correspondantes affleurent très mal sous la couverture d'altération ; nous décrirons ces roches plus loin.

Dans toute cette zone et son auréole, la muscovite secondaire est très abondante.

L'ensemble quartzo-feldspathique, malgré l'aspect massif des roches, a un caractère anisotrope régulier plus ou moins accusé. La déformation n'est fruste que dans quelques orthogneiss granitoïdes ; partout ailleurs les gneiss sont des tectonites à structure soit planaire, soit linéaire dominante, le passage de l'une à l'autre étant souvent rapide. L'étude microtectonique et micropétrographique montre que l'existence des amygdales feldspathiques est toujours antérieure à la foliation et à la cristallisation métamorphique. L'hypothèse, souvent admise, d'une blastèse des feldspaths potassiques n'est donc pas valable ici (*).

Une foliation régulière et unique marque plus ou moins toutes les roches ; elle traverse indifféremment les limites entre les diverses variétés lithologiques comme elle traverse le contact majeur entre l'ensemble quartzo-feldspathique et l'enclave micacée située en charnière anticlinale. Elle est en moyenne orientée N 60° à 70° E, pentée vers le Sud (30° à 70° environ) de manière constante. Elle est liée à des plissements isoclinaux synschisteux rarement visibles à cause de l'homogénéité du matériau.

Elle s'accompagne d'une linéation minérale souvent discrète mais qui peut être occasionnellement prépondérante.

Les structures d'aplatissement ou d'étirement maximum correspondent aux blastomylonites.

Les déformations post-schisteuses sont générales ; elles sont partiellement apparentes dans les gneiss œillés où les yeux constituent des obstacles autour desquels se moulent les microplis de la schistosité primaire. Le paroxysme métamorphique apparaît contemporain de cette phase de plis tardifs alors que la muscovite secondaire(**) semble plus récente.

Interprétation géochimique. L'origine des roches essentiellement quartzo-feldspathiques pose un problème classique d'interprétation : soit séquence sédimentaire arkosique, soit ensemble granitoïde ou volcanique acide. Les formations du Taurion ont été échantillonnées sur les feuilles Ambazac et Bourgneuf (en tout 89 analyses chimiques) et ont été interprétées dans les systèmes graphiques de De La Roche, en référence à des ensembles de roches sédimentaires et éruptives non métamorphiques. Afin que la comparaison soit cohérente, ces roches ont été choisies de compositions semblables suivant les critères de sélection : 65 % < SiO₂ < 80 % et CaO < 2 % ; 1.200 « roches-références » ont ainsi été triées.

Les figures 2 et 3 montrent la répartition des différentes formations sur les deux

(*) Des études en cours de J.P. Floc'h (Université de Limoges) aboutissent à des conclusions semblables.

(**) Cette muscovite secondaire a une origine deutérique liée à l'évolution péri-anatectique et/ou post-magmatique régionale.

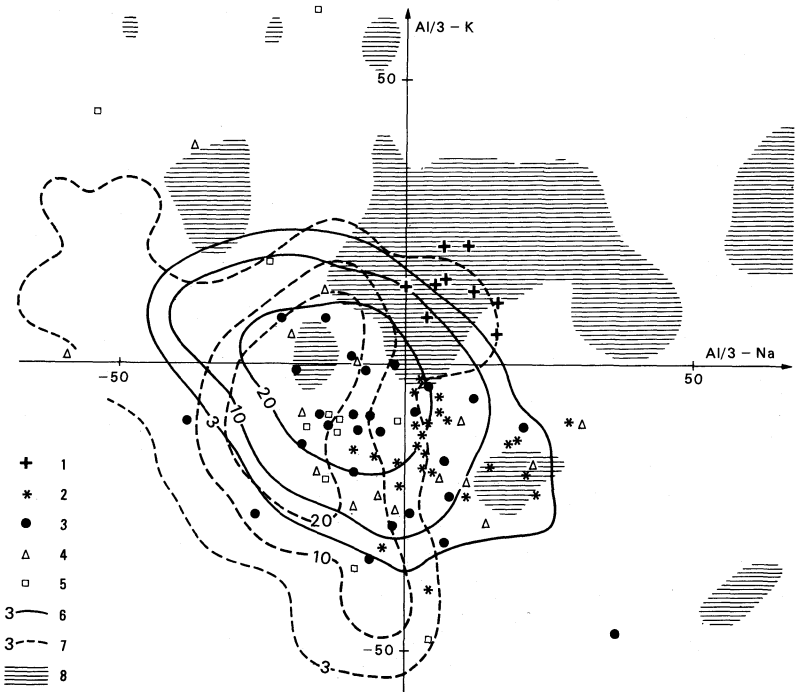


Figure 2

Distribution des gneiss essentiellement quartzo-feldspathiques comparée à celle des granites communs, des granites à deux micas et des roches sédimentaires dans le diagramme Al/3-K, Al/3-Na.

Les roches ignées et sédimentaires de référence ont été sélectionnées selon les critères $65\% < \text{SiO}_2 < 80\%$ et $\text{CaO} < 2\%$

1 : Gneiss grossiers à biotite seule – 2 : Gneiss œillés à deux micas – 3 : Gneiss isogranulaires à deux micas – 4 : Gneiss fins à lépidomélane – 5 : Gneiss fins à lépidomélane et hastingsite – 6 et 7 : Respectivement granites à deux micas et granites communs ; représentation par courbes d'isodensité et répartition – 8 : Roches sédimentaires ; zone de densité de répartition ≥ 3 .

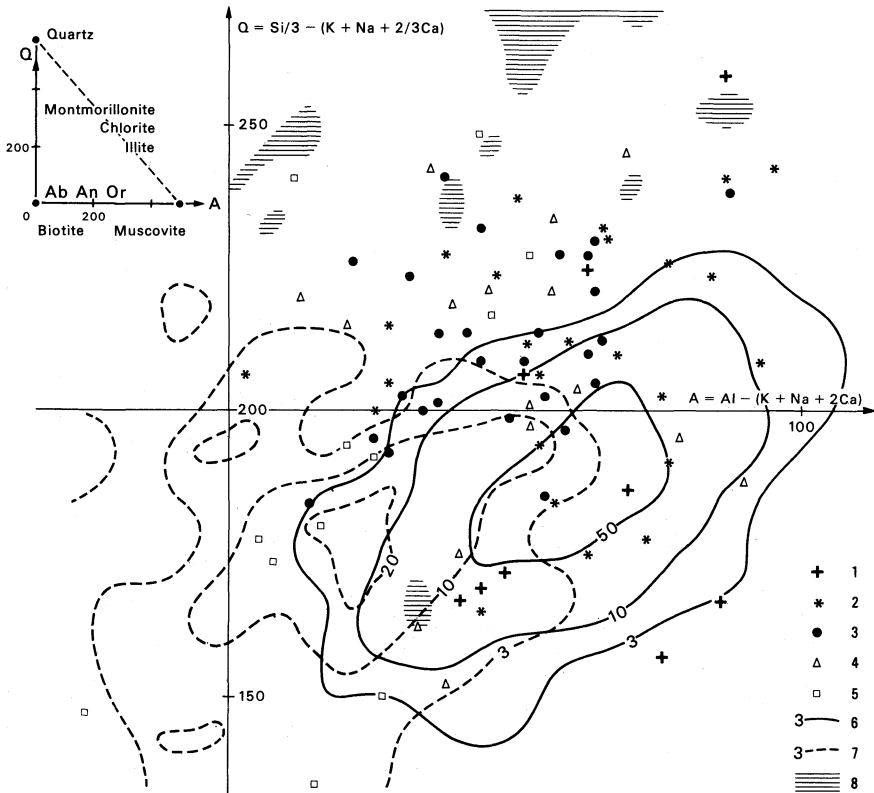


Figure 3

Distribution des gneiss essentiellement quartzo-feldspathiques comparée à celle des granites communs, des granites à deux micas et des roches sédimentaires dans le diagramme $Q = f(A)$

Les roches ignées et sédimentaires de référence ont été sélectionnées selon les critères : $65\% < SiO_2 < 80\%$ et $CaO < 2\%$

1 : Gneiss grossiers à biotite seule – 2 : Gneiss œillés à deux micas – 3 : Gneiss isogranulaires à deux micas – 4 : Gneiss fins à lépidomélane – 5 : Gneiss fins à lépidomélane et hastingsite – 6 et 7 : Respectivement granites à deux micas et granites communs ; représentation par courbes d'isodensité de répartition – 8 : Roches sédimentaires ; zone de densité de répartition ≥ 3 .

diagrammes qui ont été jugés les plus efficaces pour mettre en évidence et en contraste les domaines et les tendances respectifs des formations éruptives et sédimentaires.

Sur le diagramme Al/3-K, Al/3-Na le champ des formations du Taurion s'enracine dans le domaine des granites communs et se développe dans celui des granites à deux micas vers le champ des arkoses au Sud-Est qui est morcellé par la coupure à 80 % de silice. On note aussi les prolongements des roches à lépidomélane et hastingsite vers le Nord-Ouest, typiquement d'origine éruptive à tendance alcaline sodique.

Sur le diagramme Q - A ($Q = Si/3 - (K + Na + 2/3 Ca)$; $A = Al - (K + Na + 2 Ca)$), le champ des formations du Taurion se situe franchement en dehors du domaine des granites communs. Il s'enracine dans celui des granites à deux micas mais domine par rapport à lui un décalage systématique suivant le paramètre silice. Mais l'amplitude de ce décalage n'atteint que la base du champ des arkoses qui est encore morcellé par la coupure à 80 % de silice.

Cet exposé résume une étude détaillée effectuée en commun par le C.R.P.G. et le B.R.G.M. (*) dont les résultats sont les suivants.

On peut envisager deux hypothèses pour rendre compte des compositions chimiques de ces roches avant leur métamorphisme :

1) On a affaire à un socle granitique couvert d'arkoses et de formations volcaniques acides. Dans ce cas la faiblesse et la régularité de la charge en quartz oblige à imaginer des granites recouverts de leurs arènes d'altération pratiquement non remaniées. On conçoit mal dans ce modèle l'absence d'arkoses potassiques remaniées entre les métagrauwackes (ζ^2) et les orthogneiss granitiques.

2) Les formations du Taurion sont un complexe entièrement orthogneissique dérivant d'un ensemble de granites à deux micas porphyroïdes ou non (ζ^3) associés à quelques corps de microgranites (ζ^5 et ζ^6) eux-mêmes accompagnés de petits corps basiques (microgabbros). Dans ce modèle, le léger excès de silice s'expliquerait par une silicification contemporaine de l'orthogneissification par analogie avec l'existence fréquente de ce phénomène lors des mylonitisations profondes.

Le second modèle qui exclut la présence d'arkoses ou de roches volcano-sédimentaires acides n'implique pas que les orthogneiss du Taurion soit un socle vis-à-vis des gneiss pélitiques encaissant. Par ailleurs, à l'appui de cette interprétation on peut citer l'homogénéité des formations, l'absence de structures litées ou rubanées non tectoniques, de bancs quartzitiques ou de couches pélitiques, l'aspect des relations entre les variétés lithologiques, la présence d'aplites et de pegmatites schistosées, d'enclaves hyperbiotitiques à sillimanite dans les orthogneiss dérivant de granites à deux micas et d'enclaves basiques (amphibolites en corps de toutes dimensions depuis quelques centimètres) dans les gneiss à lépidomélane (ζ^5 et ζ^6). Enfin, les quelques critères pétrographiques cités plus haut (porphyroclastes d'orthoses perthitiques recristallisées en granules de microcline et d'albite, plagioclases antiperthitiques provenant de la démixion de plagioclases ternaires H.T. primaires) et l'explication structurale de la texture et de la structure par déformation blastomylonitique suivie d'une *polygonisation* et d'une amorce de recuit sont d'autres arguments pour faire de ces roches des granites et non des roches volcaniques avant leur métamorphisme.

Roches migmatitiques (plus ou moins anatectiques).

Deux catégories de migmatites ont été distinguées sur la carte suivant l'intensité de l'anatexie qui s'est développée dans les formations régionales ; elles correspondent à deux domaines différents.

Dans le Sud-Est, on note que, dans les formations essentiellement quartzo-feldspathiques, les phénomènes d'anatexie apparaissent au-delà de l'isograde d'entrée dans la catazone et restent partiels dans les limites de la feuille.

A l'Ouest de la grande faille de Nantiat qui limite le massif de granite de Saint-Sylvestre, les formations métamorphiques sont intensément anatectiques ; leur uniformité oblige à les figurer sur la carte en migmatites non différenciées.

(*) *Bulletin du B.R.G.M.*, 1974, section IV, n° 2.

M₃³. *Migmatites résultant d'une anatexie partielle.* Elles affleurent assez mal sous une couverture d'altération importante selon un petit lobe situé au Sud-Est de la carte. Dans la roche-trame parfaitement identifiable, l'anatexie se développe de manière irrégulière en s'intensifiant de la périphérie vers le centre du lobe. Elle est mieux marquée dans les roches grossières à deux micas que dans les roches fines à lépidomélane et hastingsite (la disparition prograde de la muscovite pouvant déclencher la fusion des roches).

Ces roches sont des métatexites au sens de Mehnert. La matière différenciée granitique, à cristallisation saccharoïde, diffuse dans la roche en effaçant sa structure de tectonite : les foliations et les linéations se résorbent à mesure que se développe l'association blastique feldspath potassique, quartz, plagioclase acide. Les lits micacés à sillimanite éventuelle se contournent et se morcellent. Les réactions deutériques, abondantes dans les migmatites et leurs auréoles se manifestent principalement par une importante muscovitisation rétro-morphique.

Au-delà du puissant accident méridien qui limite les migmatites (coin sud-est de la carte), apparaissent, dans le fond de la vallée du Taurion, des roches où la fusion est localement intensément développée, à caractère granitoïde ; les affleurements semblent avoir une extension restreinte.

M. *Migmatites résultant d'une anatexie intense.* Elles constituent tout le domaine métamorphique occidental à l'Ouest de la grande faille de Nantiat. Aussi bien au Nord qu'au Sud du massif de granite de Vaulry, les affleurements sont très médiocres et la cartographie difficile. D'une manière générale, l'anatexie y est intensément développée : ce sont des diatexites au sens de Mehnert. Les roches ont un aspect soit hétérogène, lorsque la partie différenciée granitique se concentre dans des structures amygdalo-rubanées, séparées par des lits micacés (avec ou sans sillimanite), soit homogène, lorsqu'elle diffuse uniformément dans la roche-trame qui acquiert un caractère granitoïde (le grain devient grossier, la foliation disparaît). La composition essentiellement quartzo-feldspathique de ces migmatites, la rareté de la sillimanite, l'absence de la cordiérite montrent qu'elles dérivent de formations semblables à celles du Taurion ; cette similitude est confirmée par la confrontation de leurs caractères géochimiques.

Dans le Sud-Ouest, bien qu'elles ne s'y relient pas directement, ce sont sans doute les mêmes formations : on reconnaît en effet quelques variétés à structure ocellée plus ou moins effacée et certains faciès rappellent les gneiss fins à biotite sombre ; mais l'homogénéisation importante de ces formations (une surcharge sur la carte, correspond au développement du caractère granitoïde) interdit toute différenciation cartographique.

Dans le Nord-Ouest, les migmatites correspondent à la terminaison occidentale catazonale des formations de la Gartempe qui paraissent différentes de celles du Taurion en particulier par l'abondance des intercalations amphiboliques au sein des roches quartzo-feldspathiques. Le caractère granitoïde y est très développé mais de manière erratique, difficile à cartographier (figuration par surcharge).

Un granite à grain fin affleure dans le coin nord-ouest de la région couverte par la carte ; sa situation interne et ses relations avec les migmatites font penser que c'est un granitoïde anatectique autochtone. Nous le décrirons plus loin.

Roches métamorphiques basiques

δ. *Ortho-amphibolites.* Nous avons vu que toutes les formations régionales contiennent des intercalations amphiboliques.

Dans le cadre de la carte, il n'existe pas d'affleurement d'amphibolite dans les micaschistes et gneiss micacés. Elles sont rares dans les gneiss du Taurion ; les lentilles amphiboliques y sont encaissées dans la variété à lépidomélane et hastingsite. Ce sont des amphibolites communes à hornblende, souvent en grands cristaux poecilites dominants sur le plagioclase basique (An 50 : andésine-labrador). Leur composition est basaltique.

C'est dans les migmatites du Nord-Ouest de la feuille que les amphibolites sont les plus abondantes ; elles constituent de multiples lentilles de quelques centaines de mètres de longueur. Ce sont des roches à composition andésitique légèrement quartzueuses ; le plagioclase, en cristaux prismatiques zonés (An 30 à An 50 : andésine), domine sur la hornblende abondante et la biotite commune ; le quartz est partout présent en petite quantité ; le grain est grossier, la foliation fruste.

η^3 . *Méta-diorites*. Ce sont des roches qui ont un caractère et un mode de gisement semblables à ceux des amphibolites précédentes ; elles ont une composition minéralogique identique mais leur texture est grossière et grenue, leur structure presque équante. Les deux faciès sont liés et leur distinction discutable : elle porte sur le degré de granulation et l'intensité de la foliation. Ces roches, qui se trouvent en enclave ou en bordure du massif de granite de Vaulry, semblent avoir une même origine anté-métamorphique que les amphibolites environnantes.

Δ . *Éclogites*. Un tout petit pointement d'éclogite kélyphitique nous a été signalé dans les intercalations amphiboliques de la carrière de Nouaillas (SE de la carte). Dans le Sud-Ouest de la surface couverte par la carte des amphibolites à grenat et biotite proviennent probablement d'anciennes éclogites, mais leurs affleurements sont minuscules.

Λ . *Serpentines*. Une petite lentille de serpentine massive existe dans les intercalations amphiboliques situées au Nord du massif de granite d'Ambazac-Les Courrières.

ROCHES ÉRUPTIVES

GRANITES EN MASSIFS INTRUSIFS

Conception générale de la cartographie

Les granites ont une grande extension sur la feuille Ambazac, principalement le massif leucogranitique central qui occupe les deux tiers de la feuille ; s'y ajoutent, à l'Ouest, le gros massif de granite commun de Vaulry et, à l'Est, un petit massif situé près d'Ambazac.

De la même façon que pour les roches métamorphiques, l'accent a été porté sur les caractères chimico-minéralogiques des granitoïdes régionaux. Ce caractère est figuré par la teinte de représentation sur la carte et par l'exposant du symbole (γ) selon la grille suivante :

leucogranite alcalin	1	[commun : 3 monzonitique : 3 m
leucogranite calco-alcalin	2	
granite calco-alcalin	3	

Remarquons que contrairement aux classifications traditionnelles, nous avons individualisé, à cause de leur importance régionale, les leucogranites (*cf.* Lameyre, 1966).

La structure et/ou la texture des roches sont figurées par des surcharges sur la carte et indiquées en indice à gauche du symbole. La composition minéralogique est ajoutée, si besoin est, à droite du symbole.

Massif leucogranitique de la Haute-Vienne

La feuille Ambazac correspond à la partie centrale de la chaîne de la Haute-Vienne qui traverse du Nord au Sud le Limousin occidental le long de la fracture de Nantiat.

Le lever de terrain a été effectué par une équipe du Commissariat à l'Énergie atomique dirigée par C. Marquaire ; la carte a été complétée par le Service géologique national avec les éléments chimico-minéralogiques donnés par J. Barbier et G. Ranchin dans diverses publications récentes dont nous nous sommes inspirés pour rédiger cette notice.

Dans sa thèse (1958), M. Chênevoy avait parfaitement défini et décrit les trois grands ensembles granitiques qui composent ce massif :

- le granite de la Brame, variété à structure planaire appelée tantôt granite gneissique, tantôt granito-gneiss ;
- le granite de Châteauponsac, variété équante à grain fin constituant des petits corps isolés dans le massif ;
- le granite de Saint-Sylvestre, variété équante à gros grain, typique de l'ancienne dénomination de *granulite*.

On constate immédiatement que les critères de distinction de ces trois variétés sont des critères de terrain. Ils ne sont pas d'ordre chimico-minéralogiques mais sont cependant cohérents dans leurs grandes lignes, avec les caractères chimico-minéralogiques qui évoluent de l'Ouest à l'Est du massif :

— A l'Ouest, ils individualisent le leucogranite calco-alcalin à sillimanite de la Brame.

— Vers l'Est, trois variétés successives sont différenciées à l'intérieur du leucogranite à deux micas de Saint-Sylvestre : leucogranite calco-alcalin (orthose et plagioclases), leucogranite à tendance alcaline (perthites et plagioclases), leucogranite alcalin sodique (perthites et albite).

Cette évolution chimico-minéralogique est progressive et les passages d'une variété à l'autre sont toujours graduels.

Dans cet ensemble Brame—Saint-Sylvestre, les leucogranites du type Châteauponsac se placent surtout dans le massif de la Brame, mais forment aussi des petits stocks dans le massif de Saint-Sylvestre. Ces contacts sont tantôt francs, tantôt diffus. D'après des données moins complètes, ils semblent suivre une évolution chimique parallèle, chaque corps ayant, sauf exception, le caractère de son encaissant, comme le reflète la disposition de la légende. Ce sont donc les caractères structuraux qui font l'unité de ce type de granite. Bien que sa composition soit variable nous le décrivons donc à part, après avoir décrit successivement les diverses variétés de l'ensemble Brame—Saint-Sylvestre en conservant cependant la séparation entre les deux massifs, basée, elle aussi, sur des critères structuraux.

Leucogranite de la Brame. Il constitue la moitié occidentale du domaine leucogranitique ; il est limité à l'Ouest par la faille de Nantiat et passe vers l'Est et le Sud au leucogranite de Saint-Sylvestre. Il est rare de trouver la roche fraîche, les affleurements étant toujours très altérés bien que le massif soit armé par des bandes orientées NE-SW de la variété à grain fin formant relief.

C'est un granite calco-alcalin leucocrate à sillimanite, caractérisé par sa structure planaire. Cette foliation, dont l'orientation est suggérée sur la carte par des réserves orientées, est différente d'une foliation métamorphique comme celle des orthogneiss du Taurion. Contemporaine de la cristallisation magmatique, elle se manifeste uniquement par l'orientation des minéraux de la roche sans que s'y développe une matrice granulée provenant de la recristallisation d'un granite préexistant, comme c'est le cas dans les orthogneiss. Pour cette raison nous pensons que les anciens termes de granito-gneiss ou de granite gneissique doivent être proscrits.

Cette roche présente deux variétés : le granite planaire typique enveloppe un noyau central de granite porphyroïde de composition semblable mais à structure pratiquement équante.

γ_2^2 . **Leucogranite à structure planaire franche.** Le faciès type est une roche de teinte claire, à grain moyen, à débit en dalle. Sa structure est marquée par l'orientation du mica et de la sillimanite. Sa texture est cloisonnée, non cataclastique. Sa composition est caractérisée par la présence de sillimanite souvent fibreuse, parfois aciculaire qui est associée à la biotite jamais abondante mais toujours présente dans des lits flexueux ou sinueux. La muscovite primaire est très rare, mais la muscovite deutérique est largement développée dans les feldspaths, de manière blastique et surtout aux dépens de la sillimanite dont il ne subsiste souvent que des reliques dans des amas de mica

blanc. Le feldspath potassique est très abondant, souvent en grandes lattes mâclées, orientées dans la foliation ; c'est de l'orthose peu perthitique. Le plagioclase, généralement xénomorphe est un oligoclase (An 12 à An 18, Ranchin, 1970) rarement zoné et auréolé d'albite ; les myrméckites sont ubiquistes. Le quartz se présente en grandes plages amygdalaires marquant aussi la foliation. Chimiquement, c'est un leucogranite calco-alkalin potassique ; la teneur normale en K_2O est forte ($< 5\%$ contre moins de $3,5\%$ de Na_2O) ; on note aussi la tendance très peu calcique et le caractère leucocrate ($Fe + Mg + Ti < 2\%$) de cette roche.

γ_{sc}^2 **Leucogranite porphyroïde à structure planaire fruste.** Ce faciès forme un vaste dôme structural au sein du granite orienté ; sa foliation a tendance à s'effacer bien que les phénocristaux de feldspath potassique soient allongés et parallèles. La roche est plus riche en biotite ; à la sillimanite qui présente un habitus prismatique, s'associe la cordiérite qui reste toutefois rare. Le plagioclase paraît un peu plus calcique (Ranchin, 1970).

Chimiquement, ce leucogranite est presque semblable au précédent ; il est cependant plus franchement calco-alkalin et son caractère leucocrate reste moins accusé ($Fe + Mg + Ti > 2\%$).

Vers sa limite orientale, le passage du granite planaire au granite équant à deux micas se fait de manière graduelle mais assez rapide : l'orientation des micas s'efface ; la sillimanite se raréfie, devient résiduelle au sein du mica blanc et il se développe de grands cristaux de muscovite losangique. Parallèlement l'albite apparaît, associée à l'oligoclase.

« L'impression générale qui résulte de l'observation de cette zone de contact, c'est que le granite à deux micas dérive du granite planaire, et le faciès de transition apparaît comme une roche qui se transforme en granite à deux micas » (Ranchin, 1970).

Les enclaves et les filons dans le massif de la Brame. De nombreuses enclaves schisteuses, de dimensions variables, existent dans le granite planaire de la Brame ; leur schistosité n'est pas toujours conforme à la foliation du granite. Dans la plupart des cas, il n'est pas possible de les représenter sur la carte ; cependant deux d'entre elles ont été indiquées car elles se situent en bordure méridionale du massif dans une zone affleurant relativement bien (régions de Saint-Gence et de Nieul). L'enclave de Saint-Jouvent, figurée sur l'ancienne carte à 1/80.000, est impossible à circonscrire et n'a pas été indiquée.

De nombreux schlieren surmicacés, riches en zircon et monazite, sont disséminés dans tout le granite planaire ; leur orientation est conforme à la foliation du granite ; ils correspondent à d'importantes anomalies de la radioactivité du massif.

Un certain nombre de petits corps de diorites quartziques ont été décelés dans le granite planaire à côté des lamprophyres (kersantites), allongés parallèlement à la direction générale du massif. Nous les décrivons plus loin avec les lamprophyres (minettes) encaissés dans le leucogranite de Saint-Sylvestre et les filons de microgranites (voir p. 22 « Roches filoniennes ou en petits corps »).

Leucogranite de Saint-Sylvestre. Il se développe dans la moitié orientale du domaine leucogranitique et enveloppe le lobe méridional du granite de la Brame. Vers l'Est, sur la feuille Bourgneuf, il se prolonge par le leucogranite de Saint-Goussaud. Il constitue les Monts d'Ambazac qui dominent à la fois le granite planaire à l'Ouest et les formations métamorphiques au Sud et au Nord ; il y affleure très bien, sous des aspects massifs.

Sur le terrain le faciès de ce granite varie assez peu : c'est une roche claire, à grain assez gros, à structure parfaitement équante ; ses caractères chimico-minéralogiques permettent de distinguer, d'Ouest en Est, trois zones correspondant à trois stades d'une évolution chimique continue. Ces zones, aux transitions progressives, aux limites imprécises, sont cependant bien différenciées par leurs compositions minéralogiques respectives, ce sont :

- une zone à orthose peu perthitique, à plagioclase surtout oligoclase, à muscovite losangique et biotite prismatique ;
- une zone à microcline quadrillé et perthitique, à oligoclase et albite, à deux micas ;
- une zone à orthose très perthitique, à plagioclase surtout albitique, à mica blanc seul ou à deux micas.

γ^2 . *Zone à orthose peu perthitique, à plagioclase oligoclase, à deux micas.* C'est la zone qui borde le granite planaire de la Brame ; elle forme une bande d'environ 3 kilomètres de large ; on y passe par effacement de l'orientation, croissance de grands cristaux de muscovite aux dépens de la sillimanite qui se raréfie et développement des perthites.

Le feldspath potassique est encore une orthose, en grandes lattes mâclées, perthitique et poecilitique : il présente des inclusions de plagioclase prismatique et des perthites en veines et taches. La roche contient souvent deux plagioclases : oligoclase (An 13 à An 17) dominant avec auréole albitique et albite (An 3 à An 7) éventuelle (Ranchin, 1970).

Associée à la muscovite losangique abondante, la biotite en cristaux trapus ou allongés est fréquente ; la sillimanite résiduelle est encore présente de manière sporadique. Le quartz est en grandes plages ovoïdes.

Chimiquement, c'est un leucogranite calco-alkalin potassique très proche de celui de la Brame ; la tendance alcaline est un peu plus marquée mais la différence reste minime.

γ^1 . *Zone à microcline perthitique, à oligoclase et albite, à deux micas.* A partir de la précédente, cette zone s'étale dans le centre de la région couverte par la feuille Ambazac où elle atteint 5 km de large mais se rétrécit au Nord et au Sud où elle se biseaute.

Elle est principalement caractérisée par la présence de microcline quadrillé en grands cristaux automorphes à la place de l'orthose ; d'autre part, il se développe progressivement dans le feldspath potassique de l'albite mâclée en échiquier. L'apparition de ce nouveau type de perthites ne coïncide pas exactement sur le terrain, avec le remplacement de l'orthose par le microcline ; mais ce dernier critère étant plus net et plus sûr, c'est sur lui qu'est basé sur la carte le dessin de la limite inter-zones.

Parallèlement, dans cette zone, l'albite devient aussi abondante que l'oligoclase ; la muscovite perd son caractère automorphe ; la biotite est généralement subordonnée. Chimiquement, cette roche est un leucogranite à tendance alcaline franche, à caractère sodi-potassique qui se différencie du précédent et du suivant surtout par ses caractères minéralogiques.

$\gamma^1 Na$. *Zone à orthose très perthitique, à plagioclase albitique, à un ou deux micas.* Cette zone débute juste à la limite orientale de la carte mais s'étale vers l'Est sur la feuille Bourgneuf où elle inclut tout le massif de Saint-Goussaud.

Elle est marquée par la disparition du microcline quadrillé et le développement des perthites. Le feldspath potassique automorphe est proche de l'orthose ; l'albite mâclée s'y répand en grandes plages coalescentes. Le plagioclase dominant est de l'albite (An 3 à An 7) en grandes lattes, mais il peut encore rester quelques oligoclases éventuels (An 13 à An 17) (Ranchin, 1970). Les micas se présentent en lamelles associées, la muscovite étant plus abondante que la biotite. Chimiquement, c'est un leucogranite alcalin sodique (Na_2O atteint souvent 3,5 % alors que K_2O demeure inférieur à 5 %). Le caractère très peu calcique ($CaO < 0,5 \%$) est accusé.

D'Ouest en Est on constate donc une zonalité chimico-minéralogique dont le dernier terme vers le pôle alcalin est le sous-faciès à gros quartz globuleux ($\gamma^1 Na$) qui affleure à l'Est de Saint-Sylvestre et se prolonge sur la feuille Bourgneuf (région de la Jonchère). C'est une roche très claire, à mica blanc seul ; sa structure, à tendance microgrenue porphyrique, est caractérisée par la présence de grandes plages globuleuses

monocristallines de quartz ; l'orthose et l'albite se trouvent en phénocristaux automorphes dans une matrice à grain fin constituée de quartz, orthose, albite et muscovite.

L'évolution chimique, depuis le granite planaire jusqu'au leucogranite précédent, est accusée. Selon les premières études de Ranchin (1970), elle est surtout marquée par une diminution de la potasse mais un échantillonnage géochimique(*), à maille plus serrée, démontre une augmentation parallèle de la soude. Un des cartouches géochimiques illustre cette zonalité chimique par la variation du rapport K/Na depuis des valeurs $> 2,5$ à l'Ouest jusqu'à des valeurs $< 1,3$ à l'Est. Les autres éléments évoluent très peu : la silice tend à croître, la chaux et les ferromagnésiens à baisser. Cette évolution est en même temps minéralogique, caractérisée en particulier par le développement des perthites(**).

Leucogranite de Châteauponsac. Il larde le massif de la Brame selon des bandes orientées NE-SW et forme des petits stocks dans la partie ouest du massif de Saint-Sylvestre qui se raréfient vers l'Est et disparaissent aux environs du méridien d'Ambazac.

La carte met ainsi en évidence une répartition graduelle de ce granite, cohérente avec la zonalité chimico-minéralogique de l'ensemble Brame-Saint-Sylvestre encaissant.

C'est une roche massive et claire, à grain fin qui affleure bien. Nous avons dit que son chimisme semble suivre une variation semblable à l'évolution chimique des leucogranites encaissants. Cependant, elle s'individualise franchement par ses caractères pétrographiques et structuraux qui tranchent nettement par rapport aux autres roches et restent relativement constants d'Ouest en Est.

C'est un leucogranite à structure équante et texture finement grenue. Toujours à deux micas dans le massif de la Brame, il peut n'être qu'à mica blanc seul dans certains petits stocks situés dans le massif de Saint-Sylvestre. La biotite se présente en lamelles, la muscovite en petites lattes ou en cristaux amiboïdes.

Une des particularités essentielles de cette roche est la présence d'andalousite pléochroïque, d'aspect résiduel, toujours incluse dans le mica blanc ; elle se trouve plus souvent dans le massif de la Brame que dans le massif de Saint-Sylvestre. Le feldspath potassique est une orthose sans perthite visible ; la proportion des deux plagioclases coexistants, albite et oligoclase (Ranchin, 1970), évolue comme dans les leucogranites encaissants. Faisant exception à cette distribution, le granite des Sagnes, situé près de Saint-Sylvestre, est alcalin, à caractère sodique accusé (3,5 % de Na_2O , 4 % de K_2O), à orthose, albite et mica blanc seul, alors qu'il se trouve dans la zone à microcline quadrillé du leucogranite de Saint-Sylvestre.

Le petit corps de leucogranite, isolé au Sud-Ouest d'Ambazac au sein des formations métamorphiques (région de Cassepierre), est constitué du type à grain fin, à deux micas.

Massif leucogranitique des Monts de Blond

L'extrémité orientale des Monts de Blond entre dans le cadre de la carte où n'apparaît que le talus du relief que forme le leucogranite sur la feuille voisine.

La superficie restreinte qui concerne la feuille Ambazac est constituée d'une roche semblable à celle de la partie orientale du leucogranite de Saint-Sylvestre : c'est une roche massive, claire, à grain moyen, à deux micas, à chimisme alcalin sodique ; sa structure est équante. Le feldspath potassique est très fortement perthitique ; le plagioclase est de l'albite, exceptionnellement de l'oligoclase acide. Deux micas

(*) effectué par L. Burnol en 1972.

(**) Ce phénomène a pu être interprété comme une *albitisation* deutérique du feldspath potassique. Avec G. Ranchin (1970) nous pensons plutôt que « le type d'association qui caractérise albite et feldspath potassique marque une immiscibilité croissante entre ces deux minéraux dont l'explication doit être recherchée dans une température de cristallisation décroissante ».

coexistent, souvent associés, mais la biotite est toujours moins abondante que la muscovite ; le quartz a tendance à former des globules.

C'est à ce granite qu'est lié le gîte d'étain-wolfram de Vaulry.

Massifs granitiques divers

A côté du puissant massif de leucogranite, affleure un granite commun à l'Ouest de la faille de Nantiat, dans le massif de Vaulry—Chamboret—Peyrilliac ; un autre petit massif se situe au Sud-Est de la carte, près d'Ambazac (région des Courrières).

Ils font partie des granites calco-alkalins à biotite seule ; tous deux à tendance leucocrate, le premier a un caractère monzonitique, le second est franchement potassique.

Granites monzonitiques. Ils constituent le massif de Vaulry dont une partie seulement est représentée sur la carte. M. Chênevoy a décrit plusieurs faciès dans le massif lui-même, mais en a séparé un faciès à grain fin (granite migmatitique de La Garde) qui forme un appendice septentrional. Un petit corps attaché au massif d'Aureil affleurant en bordure méridionale de la carte est constitué par un granite du même type.

$\alpha\gamma^3m$. **Granite monzonitique à structure saccharoïde.** Il affleure dans les régions de La Garde et de Savignac où ses limites sont délicates à préciser car, les affleurements étant médiocres, il peut être difficile à distinguer des migmatites localement granoïdes.

C'est une roche claire à grain fin, généralement à structure équante saccharoïde, rarement à tendance orientée ; elle a un caractère feldspathique et leucocrate accusé.

Sa composition est monzonitique (proportion équivalente des feldspaths) : le feldspath potassique est un microcline xénomorphe poecilitique ; le plagioclase, en prismes trapus, est un oligoclase souvent mâclé, parfois zoné (An 15 — An 21) qui peut avoir un aspect résiduel altéré. Les micas sont rares, disséminés ; c'est de la biotite à laquelle s'associe occasionnellement de la muscovite, mais la muscovite deutérique peut être abondante. Le quartz est interstitiel.

Chimiquement, c'est un granite monzonitique à tendance leucocrate.

γ^3m . **Granite monzonitique à grain moyen.** Il constitue la majeure partie du massif de Vaulry. Il affleure assez bien dans sa partie sud-ouest (région de Vaulry—Peyrilliac), mais il est fracturé et altéré dans sa partie nord-est (région de Chamboret). Il contient un panneau de migmatite en bordure de la faille de Nantiat. C'est une roche massive et équante assez claire, à grain uniformément moyen, sporadiquement à tendance porphyroïde.

Sa composition minéralogique est typiquement monzonitique ; de grandes plages xénomorphes de microcline incluent des petits prismes zonés d'oligoclase (An 17 — An 23) ; le microcline et l'oligoclase, en cristaux automorphes, forment aussi des associations grenues. La biotite est le seul mica et se groupe en petits amas mais la muscovite deutérique se développe sur les feldspaths. Le quartz constitue des agrégats polycristallins.

Chimiquement, c'est un granite monzonitique typique.

$p\gamma^3K$. **Granites potassiques.** Ils constituent le petit massif qui se situe en bordure du leucogranite de Saint-Sylvestre, près d'Ambazac (région des Courrières). Circonscrit et homogène, ce massif de quelques km² affleure assez mal ; séparé, au Nord, du massif de Saint-Sylvestre par une bande de gneiss, il est recoupé à l'Ouest par un petit corps de granite de type Châteauponsac.

Ce granite a beaucoup d'affinité avec le granite d'Auriat qui forme un puissant massif sur la feuille Bourgameuf. C'est une roche claire à gros grain et structure porphyroïde équante.

Le feldspath potassique est un microcline peu perthitique qui se présente principalement en phénocristaux poecilitiques. Le plagioclase est un oligoclase zoné prismatique (An 15 — An 23) à noyau séricitisé et frange albitique. Le quartz se présente généralement en globules.

La biotite, en lamelles disséminées, est souvent le seul mica, mais elle est parfois associée à la muscovite. Par contre, la muscovite blastique deutérique se développe largement sur les feldspaths.

Chimiquement, c'est un granite potassique commun.

*GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS ALCALINS ET DES ÉLÉMENTS EN TRACES
DANS LES MASSIFS DE LEUCOGRANITE DE
SAINT-SYLVESTRE ET DE SAINT-GOUSSAUD*

Trois cartouches *géochimiques* illustrent partiellement les résultats d'études récentes (L. Burnol, 1971) sur la géochimie des éléments alcalins (Na et K) et d'éléments en traces (Be, Sn, Li, F, B) dans les massifs leucogranitiques de Saint-Sylvestre et de Saint-Goussaud, donc sur les deux feuilles Ambazac et Bourgneuf à 1/50.000.

Il a déjà été traité du cartouche de droite où sont figurées les variations du rapport K/Na et celles du béryllium. Les variations du rapport K/Na caractérisent bien l'évolution chimico-minéralogique du massif, marquée par le passage, avec l'apparition progressive de la muscovite, de l'association oligoclase-anorthose à l'association albite-microcline sodique. Les zones les plus *albitisées*, qui se répartissent en îlots contournés, correspondent à des valeurs du rapport K/Na inférieures à 1,5. Certaines minéralisations ont une localisation qui dépend des variations du rapport K/Na : les pegmatites potassiques à béryl, dont nous parlerons plus en détail par ailleurs, se localisent dans les zones où la valeur de ce rapport est comprise entre 2,5 et 1,8 (et où, de plus, les teneurs en Be sont comprises entre 10 et 20 g/t). Les gisements d'uranium se cantonnent aussi dans cette zone et, de façon encore plus précise, comme nous l'avons montré (L. Burnol, 1973), dans une *zone de dépôt* caractérisée par le double intervalle de teneur : Na compris entre 2 et 2,3 %, K compris entre 4,5 et 5 %. Les indices à étain dominant se situent dans ou à proximité immédiate des zones les plus albitisées (K/Na < 1,3).

La répartition du *béryllium*, figurée sur le même cartouche, montre que les teneurs sont constamment inférieures à 10 g/t Be dans le leucogranite de la Brame et à peu près constamment supérieures à 10 g/t Be dans les leucogranites de Saint-Sylvestre et de Saint-Goussaud. Dans ces deux massifs il existe des zones à teneur supérieure à 20 g/t Be que nous avons définies comme des *zones de préconcentration*. L'étude de la répartition du béryllium dans l'ensemble des leucogranites du Massif Central nous a permis de montrer que la distribution zonaire du béryllium (au cours de laquelle de telles zones de préconcentration peuvent se former) se produisait de façon précoce dans l'évolution pétrogénétique et correspondait au stade de la *microclinisation*(*). Elle est donc antérieure à l'*albitisation précoce*(*) et la coïncidence locale des zones à teneur en Be supérieure à 20 g/t et des zones albitisées s'explique par le fait que les deux phénomènes, bien qu'indépendants, affectent de façon préférentielle les mêmes zones apicales des massifs. Il n'existe aucune pegmatite à béryl dans ces zones où, à une telle teneur, le béryllium doit être exprimé, minéralogiquement, à l'état diffus.

Le cartouche central intéresse la répartition géochimique du fluor et du bore.

Une des caractéristiques importantes de la répartition du fluor est l'absence de discontinuité entre le leucogranite de la Brame et celui de Saint-Sylvestre. Il en est d'ailleurs de même pour le bore, le lithium et l'étain, ce qui apporte une bonne confirmation à l'hypothèse de M. Chênevoy (1958) d'une continuité évolutive entre les deux massifs (ce que confirme aussi le nuage de corrélation sodium-potassium dans

(*) Ces mots sont utilisés pour caractériser les trois principales phases d'évolution post-magmatique des granitoïdes définies par l'école de Beus. Beus A.A. et Zalachkova (1962). On the processes of high temperature post magmatic metasomatism in granitoids. *Izvestia Acad. Sci. URSS géol.*, n° 4, p. 13-31.

lequel tous les échantillons se groupent en une population homogène à corrélation négative nette). Les teneurs en fluor des leucogranites sont élevées, presque partout supérieures à 100 g/t, avec des zones à teneur très forte, supérieure à 3.000 g/t. La zone la plus anormale se situe dans la partie sud-est du massif de Saint-Sylvestre, au Nord de la Jonchère, correspondant partiellement au sous-faciès à gros quartz globuleux, dernier terme de l'évolution vers un pôle alcalin. La zone anormale est, toutefois, nettement plus étendue que ce sous-faciès et si l'on ajoute le fait que d'autres zones anormales en fluor affectent différents faciès pétrographiques (anomalies du Nord-Est d'Ambazac, de Razès, de Bessines, de la partie centrale du massif de Saint-Goussaud), on voit bien qu'il n'y a pas correspondance exacte entre les faciès pétrographiques et les variations géochimiques du fluor. Ceci est vrai aussi pour le bore, le lithium et l'étain.

Les teneurs en bore sont assez faibles, dépassant rarement 60 g/t, et sa répartition paraît tout à fait indépendante des faciès pétrographiques. Dans le massif de Saint-Sylvestre, les teneurs sont le plus souvent supérieures à 25 g/t avec quelques zones à teneur comprise entre 10 et 25 g/t. Elles subissent une chute brutale dans le massif de Saint-Goussaud où les valeurs demeurent uniformément très faibles, souvent inférieures à 10 g/t. Cette chute se produit à partir de la faille séparant les deux massifs, ce qui peut s'expliquer si cette faille a provoqué un déplacement vertical relatif des deux massifs. La répartition d'autres éléments, en particulier celle du sodium et du béryllium, montre qu'il s'agit d'un affaissement relatif du massif de Saint-Goussaud que l'érosion a, de ce fait, moins attaqué.

Enfin, les répartitions du lithium et de l'étain, reportées dans le cartouche de gauche, sont assez comparables. Toutes deux ne marquent aucune discontinuité entre le leucogranite de la Brame et celui de Saint-Sylvestre, la teneur de part et d'autre de la limite étant, sur une large zone, inférieure à 25 g/t Sn et 200 g/t Li.

On retrouve pour le lithium des zones à faible teneur relative dans une bonne partie du massif de Saint-Goussaud (à l'exception de la zone centrale et partie apicale) et pour l'étain dans quelques petites zones isolées à la bordure sud du massif de Saint-Goussaud. Comme pour le fluor, il existe, aux environs de Bessines, une zone anormale en lithium et étain coïncidant avec un accroissement du sodium. L'anomalie la plus forte pour les deux éléments se situe le long de la bordure sud-est du massif de Saint-Sylvestre, d'Ambazac à la Jonchère ($Li > 800$ g/t et $Sn > 50$ g/t). Les pegmatites sodolithiques que nous décrirons plus loin se sont mises en place à proximité de cette zone à teneur très élevée en lithium. Notons aussi que les indices à étain dominant se localisent tous, dans les deux massifs, à l'intérieur de zones à teneur en étain supérieure à 50 g/t.

ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS(*)

$\mu\gamma^3$. *Microgranites*. Plusieurs filons de microgranite se mêlent au réseau de lamprophyres (voir plus loin), dans le massif de Saint-Sylvestre ; ils se prolongent légèrement dans le massif de la Brame et pénètrent peu dans les formations métamorphiques où ils se localisent dans la zone de faille méridienne du Sud-Est de la carte et dans la zone riche en aplite et pegmatite du Nord-Est.

Ce sont des roches banales à mésostase plus ou moins fine à phénocristaux de quartz et de feldspaths, généralement à biotite seule, la muscovite restant occasionnelle. Elles évoluent localement vers de véritables rhyolites.

D'après des données partielles leur composition semble uniforme, à caractère calco-alcalin.

(*) Les pegmatites seront décrites dans le chapitre « Ressources minérales... ».

Lamprophyres

ν^1 . *Les minettes* constituent un réseau filonien remarquable par sa densité, presque strictement limité au massif de Saint-Sylvestre. Les filons, orientés N 10° à 30° E sont parallèles aux structures internes du granite (à la limite Brame—Saint-Sylvestre en particulier) ; d'épaisseur maximum décamétrique, ils peuvent avoir une dizaine de kilomètres de longueur.

Exception à leur localisation et à leur orientation habituelles, quelques filons se situent au sein du massif de la Brame dans des cassures N 130° à 150° E.

Classiquement ces roches sont nommées *minettes* mais les études de D. Velde (*) (1969) ont montré qu'elles ont une composition de micromonzonite quartzique à feldspath alcalin et plagioclase basique et donc que leur dénomination est ambiguë : elles ont un caractère intermédiaire entre minette et kersantite bien que la tendance actuelle soit de les nommer *kersantites*.

A côté des feldspaths et des phénocristaux de biotite, on trouve amphibole et pyroxène ainsi que de gros grains de quartz en enclave, auréolés d'une frange de réaction.

ν^2 . *Les kersantites* véritables, à composition de microdiorite quartzique, constituent des alignements discontinus de lentilles dans le massif de la Brame ; elles forment aussi les faciès de bordure des diorites quartziques décrites ci-dessous.

η^{1-2} . *Diorites quartziques*. Un certain nombre de petits corps de diorite quartzique ont été décelés dans le massif de la Brame, localisés principalement autour du vaste dôme à caractère porphyroïde. Ce sont des roches massives, équantes à quartz, plagioclase et amphibole. Leurs bordures éventuelles de lamprophyre montrent leur aspect intrusif tardif.

$\sigma\gamma^{1-2}$. *Épisyénites*. Les épisyénites constituent des poches à contours irréguliers de dimensions variables, souvent axées sur des fractures ; le passage au granite normal est graduel mais rapide.

Elles sont un faciès de *désilicification* des leucogranites ; elles ont été particulièrement recherchées et étudiées par le C.E.A. car elles constituent des roches magasins privilégiées pour les minéralisations uranifères qui s'y trouvent à l'état d'imprégnations.

D'origine hydrothermale post-magmatique elles sont caractérisées par les altérations suivantes : dissolution du quartz et formation de vacuoles remplies en partie par du quartz néoformé, des carbonates et éventuellement de l'hématite et des minéraux uranifères.

Deux types d'épisyénite ont été distingués par le C.E.A. : l'un, caractérisé par la disparition de la muscovite, l'altération de la biotite et la transformation des feldspaths (albite et adulaire remplaçant les perthites), l'autre, où les micas restent stables (muscovite et biotite), caractérisé par l'hydrolyse des feldspaths, l'albite étant dissoute au sein de l'orthose qui demeure intacte ; c'est ce dernier type qui est minéralisé en uranium.

L'analyse des inclusions, effectuée sur les quartz néoformés des épisyénites par J. Leroy et B. Poty (1969)(**), a permis de déterminer les conditions de leur formation : température 380°, pression 700 bars.

Bien qu'elles fassent toutes deux partie de l'évolution hydrothermale des leucogranites, J. Geffroy (1971) considère que « la formation des épisyénites et la concentration de l'uranium sont deux phénomènes indépendants ».

(*) Velde D. (1969) — *Minettes et kersantites*. Thèse, Paris.

(**) Leroy J. et Poty B. (1969) — *Mineralium Deposita*, 4, p. 395-400.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations d'altération en place et faiblement remaniées prédominent largement sur les formations détritiques, malgré la fréquence des colluvions et des alluvions liées à un chevelu de vallons et de vallées, particulièrement dense dans les régions granitiques.

Formations d'altération en place

Formations essentiellement sableuses à texture et structure conservées. Les formations d'altération en place montrent toutes les transitions entre la roche encore cohérente et la roche tout à fait friable, sans que la texture et la structure cessent d'être reconnaissables. Un levé détaillé de ces divers termes poserait, du moins à l'échelle de 1/50.000, d'inextricables problèmes de méthode et aboutirait à une carte d'une finesse et d'une complexité telles qu'elle deviendrait illisible. Pour cette raison, la cartographie géologique a mis l'accent sur la représentation des traits dominants, complétés par des indications ponctuelles.

Des points de vue granulométrique, minéralogique et géochimique, les formations d'altération à texture conservée présentent les caractères suivants :

Du point de vue granulométrique (tableau II), la fraction sableuse (0,05 — 2 mm) est en général la plus importante, sauf dans le cas de formations incomplètement ameublées, très graveleuses ou de formations issues de roches à grain très fin, tels les lamprophyres.

Le fractionnement des minéraux en sables, poudres, colloïdes est progressif (fig. 4). Les grains de dimension millimétrique sont très souvent polyminéraux ; dans les dimensions inférieures à 0,5 mm, les grains monominéraux sont fréquents (tableau IV). L'individualisation de tels grains est fonction de la taille initiale des minéraux de la roche et du degré du fractionnement ultérieur.

Les grains et les minéraux n'ont subi aucune usure mécanique. Parfois supérieur à 0,10, l'indice d'arrondi de certains quartz est hérité de la roche-mère.

Du point de vue minéralogique, ces formations d'altération sont caractérisées par la conservation de minéraux primaires finement divisés, à côté de minéraux néoformés. Quartz, micas (illites) et feldspaths sont encore présents dans les fractions fines jusqu'à 0,002 mm.

Les minéraux de néoformation se rencontrent principalement dans la fraction colloïdale : kaolinite et gibbsite en montagne, kaolinite et montmorillonite (ou interstratifiés) sur les plateaux.

Du point de vue géochimique, les transformations sont faibles, du moins à l'échelle de l'échantillon : pertes très sensibles en Na et Ca, modérées en K.

Formations superficielles discontinues sur substrat identifié()*. Dans les Monts d'Ambazac, les collines de Nantiat et les secteurs les plus élevés et les moins aplanis des plateaux du Taurion, de la Gartempe et de la Glane, le substrat est toujours identifiable bien que la roche soit altérée à des degrés divers. L'éventail des formations va de la roche encore cohérente dont les feldspaths sont altérés jusqu'aux arènes(**) ; du point de vue granulométrique, toutes les transitions existent entre ces deux termes extrêmes. Seules sont individualisées sur la carte les arènes profondément développées

(*) cf. tableaux II, III, IV, - Fig. 4, 5.

(**) Le terme arène désigne *ici* les produits d'altération meubles de roches cristallines grenues quartzo-feldspathiques pour l'essentiel. Remaniés ou non, ces produits contiennent le plus souvent une forte proportion de minéraux résiduels de la classe granulométrique des sables. Outre le quartz, les feldspaths et les micas, plus ou moins altérés, sont encore identifiables. Lorsque des précisions sont nécessaires, *arène in situ* s'oppose à *arène remaniée*. L'expression *arène in situ* signale la conservation apparente des *textures* et *structures* de la roche-mère. L'expression *arène remaniée* traduit des déplacements assez faibles pour ne pas perturber les caractères granulométriques et minéralogiques de l'*arène in situ*.

dans lesquelles la fraction fine (argile : $< 2\mu$; limons : 2 à 50μ) constitue une part importante (cf. ci-dessous $\mathcal{A}\gamma$, $\mathcal{A}M$, $\mathcal{A}\zeta$). Par contre, il est malaisé de préciser la répartition d'autres termes. En effet, les arènes *grossières*, essentiellement sablo-graveleuses, passent au granite massif à une profondeur variable, mais faible, et se présentent d'une manière irrégulière, ponctuelle, sans relation apparente avec le détail du relief, ce qui explique l'impossibilité d'une cartographie précise à 1/50.000.

Toutefois, il est possible de fonder une distinction grossière sur la fréquence d'affleurement de ces arènes.

– *Très fréquentes* : dans trois types de régions, plateaux de gneiss proches d'Ambazac, couloirs façonnés dans le granite de la Brame, plateau de granite à deux micas au Sud de Nieul et de Saint-Gence, les arènes sont très fréquentes. Ce n'est que dans cette dernière région, qu'elles présentent un caractère évolué dont témoigne en particulier le pourcentage assez élevé de la fraction granulométrique inférieure à 50μ .

– *Peu fréquentes* : dans les Monts d'Ambazac, sur les hauteurs granitiques proches de Vaulry et sur les collines de granite à grain fin de la région de Nantiat, les affleurements de roche cohérente saine ou peu altérée sont plus fréquents que les arènes.

Formations à développement vertical profond, liées aux fractures des diverses formations du socle ($\mathcal{A}\gamma$, $\mathcal{A}M$, $\mathcal{A}\zeta$). C'est surtout dans les régions granitiques que se rencontrent des secteurs où il est possible d'observer des roches fortement arénisées. S'allongeant suivant la direction des accidents, des failles et des grandes fractures, ces arènes présentent une épaisseur variable mais parfois importante, de l'ordre de 20-30 mètres.

Seules les arènes reconnues à la faveur de tranchées, de carrières ou de galeries sont représentées. Il est permis de supposer que leur fréquence et leur développement sont bien plus importants que ne le suggère la carte, encore qu'il ne soit pas certain que tous les accidents soient le siège d'une arénisation continue.

Si la fraction sableuse est, par définition, la plus importante, le développement de la fraction fine ($< 50\mu$) témoigne d'une plus grande désagrégation de la roche-mère.

L'accident proprement dit est parfois observable (Roussac, Neuvillas, Thouron, etc.) : c'est un caisson de largeur variable (quelques décimètres à quelques mètres), dans lequel la roche est fortement mylonitisée, écrasée, broyée.

\mathcal{A} . Formations de faciès divers, superficielles, continues, sur substrat cristallin indéterminé. Les interfluves les plus aplanis des plateaux de la Gartempe au Nord-Ouest de Nantiat d'une part, du Taurion au Sud et au Sud-Est d'autre part, portent un manteau d'altérites pratiquement continu.

La roche saine n'affleure que d'une manière exceptionnelle. Ses traits structuraux et texturaux ne sont reconnaissables qu'en de rares points. En raison du développement des altérites, de la rareté des coupes et de la continuité du manteau végétal, ce n'est qu'au prix d'extrapolations hasardeuses qu'il serait possible de représenter le substrat. Telles sont les raisons pour lesquelles la carte se borne à figurer le complexe \mathcal{A} sur des superficies qui sont loin d'être négligeables.

L'épaisseur des altérites est variable, tantôt de plus d'une dizaine de mètres, tantôt de quelques décimètres seulement. Ces différences sont probablement liées à la diversité pétrographique du substrat (taille des cristaux, abondance des minéraux ferromagnésiens, etc.) et au passage des accidents.

Outre l'altération elle-même, deux processus ont contribué à un *effacement* qui empêche dans une large mesure la détermination précise du substrat :

– sur les interfluves très aplanis, mal drainés, la roche altérée a subi une *pédogenèse* qui se traduit par des sols hydromorphes, sous limons. Sous un horizon A de couleur grise, essentiellement limoneux, un horizon B hydromorphe, tacheté, est caractérisé, sur une épaisseur qui atteint parfois plusieurs mètres, par une teneur élevée en limons et en argiles. La fraction sableuse contient encore des grains polyminéraux en

proportion notable. L'altération se traduit par la présence de kaolinite, de montmorillonite et d'interstratifiés.

— Sur les versants en pente sensible, le *remaniement* de la roche altérée, par brassage des niveaux superficiels et déplacement à faible distance, forme un manteau colluvial qui masque le substrat altéré.

Il ne reste pas moins que la carte met l'accent sur les altérites elles-mêmes, pour l'essentiel en place.

R.A. *Formations nettement argileuses à texture effacée et structure conservée.* C'est à tort que ces formations sont appelées *alluvions des plateaux* sur la feuille Guéret de la carte géologique à 1/80.000 (2^e édition, 1963).

Sur les plateaux de la Gartempe, l'interfluve très aplani entre Bazine et Vincou porte, en quelques points, des altérites profondes, souvent épaisses de plus de 7 m, d'une roche en place presque méconnaissable (anatexite). L'existence de filonnets de quartz et de pegmatites en position subverticale presque jusqu'à la surface, l'abondance des grains polyminéraux quartz/feldspath et l'absence d'émoussé des grains de quartz (*cf.* tableau IV) montrent qu'il s'agit bien d'une *altération in situ*, très poussée, qui a effacé la texture. La couleur blanche, la forte proportion d'argiles (kaolinite et argiles gonflantes de type montmorillonite) sont très constantes sur une forte épaisseur, sous un sol à pseudo-gley surmontant un horizon vertisolique (*cf.* figure 6).

Formations d'altération remaniées

Ces formations sont plus fréquentes dans les Monts d'Ambazac, plus rares dans les collines de Nantiat ; localement, elles existent aussi sur les plateaux du Taurion, au pied des Monts d'Ambazac. Ce sont des *arènes*, remaniées de deux manières :

C1.A. *Formations de versant sablo-argileuses à blocs.* De nombreux blocs, dont la taille atteint exceptionnellement le mètre, sont disposés de diverses manières, au hasard semble-t-il, dans une matrice sablo-argileuse. L'épaisseur de cette formation est variable, mais ne dépasse que rarement le mètre.

La teneur en fraction fine de la matrice (*cf.* tableau II) est souvent supérieure à celle des arènes *in situ* sous-jacentes, pour les raisons suivantes :

— d'une part, le matériau initial représentait probablement, avant son remaniement, les horizons supérieurs d'un sol ancien. La fragmentation de l'arène ou d'une roche altérée par des alternances répétées de gel et de dégel est également possible : en effet comparée à celle des arènes *in situ*, la fraction sableuse des formations remaniées est moins riche en micas.

— d'autre part, la pédogenèse actuelle s'exerce sur cette formation ; il en résulte des sols bruns à Mull et des sols colluviaux brunifiés à Mull/Moder, plus épais et aux horizons un peu mieux différenciés que les sols actuels sur arène *in situ* (sols ocre podzoliques avec Mor, sols travaillés de type A (B) C).

Dans la fraction colloïdale, la gibbsite reste présente ; des interstratifiés apparaissent.

C2.A. *Formations de versant sablo-argileuses litées (« Arènes fauchées ») sur arènes profondes.* Les *arènes fauchées* sont totalement exemptes de blocs. Les coupes montrent des lits sensiblement parallèles au versant, d'épaisseur variable, mais faible (10-20 cm au maximum). Ce *litage* n'est pas de type sédimentaire ; il ne présente aucune analogie avec les grèves ou grèzes litées, dont les lits se forment l'un après l'autre au fur et à mesure des apports. Il résulte, au contraire, d'un mouvement de masse, lent, progressif. L'aspect lité, d'ailleurs rarement très net, est dû au *fauchage* d'un panneau de roche arénisée. Dans un tel panneau, large et profond de plusieurs mètres et parfois long de plusieurs dizaines de mètres, les arènes sont plus fines et de couleur beige ou ocre le long des plans de diaclases et des plans de fractures ; dans l'intervalle, la roche est un peu moins altérée, l'arène plus grossière, d'une couleur

proche de celle de la roche-mère. L'ensemble présente une disposition subverticale. Après inclinaison et étirement le long du versant, cette juxtaposition d'arènes inégalement évoluées aboutit à une alternance irrégulière de *lits gris* et de *lits beiges*.

Le coefficient de monominéralisme, les indices d'émoussé et de sphéricité, les minéraux de néoformation des *arènes fauchées* restent identiques à ceux des arènes *in situ* sous-jacentes (cf. tableau III et IV).

Certaines coupes permettent d'observer un passage sans solution de continuité de l'arène *in situ* à l'arène *fauchée*. Le crochet dû au *fauchage* est très net (cf. figure 9).

Ce dernier affecte le plus souvent des arènes à développement vertical profond, dont la teneur notable en limons et en argiles (cf. tableau II) a permis l'état plastique propice à une mise en mouvement lente et progressive de la masse, sous l'effet de la gravité, parfois même sur des pentes faibles.

Si les formations à blocs surmontent les *arènes fauchées*, l'inverse ne se produit jamais. Les premières sont beaucoup plus répandues que les secondes et couvrent souvent presque directement l'arène *in situ*, car les conditions favorables à un *fauchage* sur une grande épaisseur, importante fraction fine, notamment, n'ont pas été souvent réunies.

Néanmoins, le passage des unes aux autres est en général progressif, de sorte que leur mise en place paraît avoir été simultanée. Sur un même versant, existaient, côte à côte, arènes fines, arènes grossières et blocs de roche cohérente. Tous ces débris ont été déplacés et brassés plus ou moins rapidement, selon la pente, l'exposition, l'altitude. Le déplacement, plus rapide en surface, s'atténuait en profondeur, assez brusquement sur roche peu altérée, avec *fauchage*, sur arène fine profonde.

Actuellement, les deux formations de versant et la roche cohérente sont parfois juxtaposées sur de courtes distances. Chacune d'elle occupe, sur un même versant, des superficies trop faibles pour être individualisées par la carte qui se borne, pour cette raison, à des indications ponctuelles.

Formations détritiques

Remplissage récent des vallons et des vallées

C. *Colluvions et tourbes*. Apports colluviaux et tourbes effacent les inégalités du lit rocheux, régularisent le profil en long et donnent à beaucoup de vallons une allure en berceau. Leur épaisseur est grossièrement proportionnelle aux dimensions des vallons et à leur degré d'encaissement ; c'est ainsi qu'elle est faible dans les vallons des plateaux de la Gartempe, aux faibles dénivellations.

Colluvions d'arène et tourbe constituent un complexe dont les éléments, s'ils sont tous présents, sont disposés de la façon suivante, de bas en haut : roche en place arénisée, graviers et sables, niveau de cailloux, niveau de tourbe, niveau d'arène à blocs (cf. figure 7). Ces matériaux retiennent une nappe aquifère battante et portent des sols hydromorphes à pseudo-gleys.

Fz. **Alluvions**. Le passage des colluvions des vallons aux alluvions des vallées se fait progressivement, raison pour laquelle leurs limites sont figurées sur la carte d'une manière volontairement floue.

Ce n'est que dans les vallées principales (Couze, Ritord, Vincou) qu'il existe des alluvions *récentes*, en particulier sur les tronçons en pente faible. Ces alluvions forment, elles aussi, un *complexe* : le lit rocheux, plus ou moins altéré, porte une accumulation de sables, cailloux et blocs de petites dimensions, à laquelle succède un mélange de matière organique, de plus en plus abondante, et de sables, de plus en plus fins. Cette disposition traduit une diminution progressive de la charge solide des rivières et une emprise croissante de la végétation dans le bassin versant.

Les figures de sédimentation fluviatile sont parfois assez nettes ; le tri (cf. fig. 4) est meilleur et les sables sont plus quartzeux que dans les remplissages de vallons. Mais ces traits ne se développent que timidement d'amont en aval. Ce fait résulte du caractère essentiellement local du matériel, dû bien plus aux affluents qu'à des apports lointains.

D'une manière significative, les alluvions sont piégées en de multiples petits bassins alternant avec des seuils rocheux franchis par des cascades.

Les quartz des colluvions et des alluvions ont subi un début d'usure mécanique, que traduisent les indices d'arrondi (cf. tableau IV). Les argiles des arènes *in situ* sont cependant conservées (cf. tableau III).

Sous le complexe détritique des vallons et des vallées, une nappe permanente existe dans la roche arénisée : en l'absence d'oxydation, l'arène est très blanche ; les argiles sont, pour l'essentiel, des kaolinites, comme dans les arènes de versant. La proportion des éléments granulométriquement fins est également très voisine de celle des arènes non masquées. Sous ce pansement humide l'altération s'accroît donc modérément.

F. *Alluvions anciennes.* D'anciennes alluvions subsistent sur les plateaux du Sud de la feuille, au voisinage du Taurion. Elles prolongent les témoins connus à Saint-Laurent-les-Églises, la Bétouille, Bussin, etc. (feuille Bourgneuf à 1/50.000), et précèdent ceux de Rilhac-Rancon, des Bardys, du Moulin de la Mazelle, de la zone industrielle nord de Limoges (feuille Limoges à 1/50.000).

Ces formations discontinues, entaillées et tronçonnées par les vallons actuels, sont comprises dans une tranche d'altitude étroite (335 à 340 m). Elles se présentent soit en minces placages à la surface du plateau, soit en accumulations plus épaisses, jusqu'à la dizaine de mètres (F₁). Compte tenu de leur localisation, de la topographie et de la direction des courants définie par les mesures de position des galets, il est probable qu'elles ont été apportées et mises en place par des affluents de droite du Taurion (Parleur, Cussou, Cane, Aurence) au débit élevé et dont le tracé était sensiblement différent de celui des cours actuels. Elles forment des terrasses perchées à une centaine de mètres au-dessus des vallées, aux abords immédiats du Taurion.

Ces alluvions sont constituées de sables bien triés (cf. tableau II et courbes fig. 4), quartz essentiellement, mais aussi de feldspaths altérés, qui ne résistent pas aux traitements et analyses granulométriques (cf. tableau IV), de galets et cailloux de quartz filoniens et enfin de rares galets *mous* limono-argileux arrachés aux berges.

Les quartz ont un indice d'arrondi élevé (0,25 à 0,30 - cf. tableau IV). Les minéraux interstratifiés sont fréquents ; la kaolinite est toujours présente (cf. tableau III).

Ces alluvions sont inégalement colorées. Les sables en minces placages sont rubéfiés d'une manière particulièrement nette : un film ferrugineux enrobe les grains. Dans les dépôts épais des *terrasses*, les teintes jaune pâle dominent. Les grandes accumulations de Limoges et de Chaillac permettent de distinguer les sables et graviers rubéfiés de la partie supérieure F₂ des matériaux plus clairs de la masse principale sous-jacente F₁, contraste que souligne souvent une coupure sédimentologique : les premiers ravinent les seconds.

Données chronologiques

En l'état des recherches, les datations sont rares de sorte qu'il subsiste de nombreuses incertitudes chronologiques(*).

Formations de versant, remplissages récents des vallons et des vallées. Dans les Monts d'Ambazac, sous forêt, certaines formations de versants sablo-argileuses à blocs et certains remplissages de vallons à blocs livrent des restes de Graminées de culture et des pollens de Châtaignier.

On sait que le Châtaignier a été introduit en Europe au Ve siècle avant J.C. Il est donc possible que la mise en place d'une partie des colluvions soit récente et due à

(*) Les travaux relatifs à ces formations se poursuivent dans cette région et ailleurs. Il est permis d'espérer que des problèmes tels que l'âge des arènes héritées à coup sûr, seront serrés de plus près.

l'érosion historique des sols consécutive aux grands défrichements. Ça et là le *creep* se poursuit d'ailleurs actuellement (arbres au tronc redressé). Néanmoins, les pollens observés peuvent s'être infiltrés (ceux de Châtaignier) ou s'infiltrer encore aujourd'hui, dans un matériau plus ancien.

Dans des *remplissages à blocs* et dans les *tourbes épaisses des vallons* les associations polliniques sont assez semblables à celles des stations connues les plus proches (Millevaches, Monts Dore) et appartiendraient elles aussi à l'Atlantique et au Sub-boréal (cf. tableau V).

Alluvions anciennes. Les alluvions anciennes se rattachent aux formations appelées mp sur la feuille Confolens à 1/80.000 (2e éd., 1964) et p₁ sur la feuille Rochechouart à 1/80.000 (2e éd., 1967), à la suite des travaux de M. Steinberg (1967) qui désigne ces formations sous le nom de Bornais, et les date du Pliocène.

Cet auteur rejette une datation quaternaire proposée autrefois par A. Le Touze de Longuemar et préfère un âge pliocène essentiellement pour les raisons suivantes : impossibilité de reconstituer un réseau hydrographique d'après les témoins, sans rapport avec le réseau hydrographique actuel, absence de galets de roches cristallines, absence de différence fondamentale, pour la minéralogie des sables, par rapport aux autres formations tertiaires.

Il convient toutefois de nuancer le premier argument : il est certes exact que les dépôts à galets rubéfiés, de la feuille Ambazac, n'ont pas de rapport avec le tracé actuel des petits affluents du Taurion ; mais plus à l'Ouest, sur la feuille Rochechouart par exemple, ces formations se présentent souvent comme une ancienne et haute terrasse de la Vienne, à Chaillac par exemple.

Un âge ancien est suggéré non seulement pour des remblaiements épais (F₁), mais aussi pour les matériaux rubéfiés des placages ou du sommet des *terrasses* (F₂) par les faits suivants : altitude relative au-dessus des rivières actuelles, proportion insignifiante de blocs ou de galets de granites ou de roches métamorphiques, altération poussée de rares galets de telles roches (galets *pourris*).

D'autres faits sont en faveur d'une sédimentation à caractère torrentiel, dans des conditions périglaciaires, au moins pour F₂ : remarquable hétérogénéité des matériaux, compétence élevée des courants, présence de galets mous habituellement interprétés comme des témoins d'un transport de paquets de sables et d'argiles consolidés par le gel. S'il est tenu compte de tous ces caractères, il est permis de songer au Quaternaire ancien (Villafranchien pour F₁, Günz ou Mindel pour F₂).

Est-il possible d'envisager un âge moindre ? Dans le niveau supérieur rubéfié de la « terrasse » de La Chapelle Blanche, il a été découvert un biface amygdaloïde (Fitte et Texier, 1969). Or, ce niveau est l'équivalent de F₂ de la feuille Ambazac et du Bornais des feuilles voisines. Selon les auteurs, ce biface a été trouvé près de la surface, mais interstratifié dans la formation dont il daterait, indirectement, la mise en place. Il est vrai que ce type d'outil peut appartenir aussi bien à l'Acheuléen moyen qu'au Moustérien de tradition acheuléenne. C'est-à-dire qu'il peut dater du début du Riss à la fin du Würm. Les mêmes auteurs estiment que le niveau en cause représente le comblement, au Würm, d'un chenal creusé au cours de l'Interglaciaire Riss-Würm, dans un remblaiement villafranchien. Si cette conclusion était admise sans réserves, le Bornais ne serait plus tertiaire, mais quaternaire récent.

Il se trouve qu'à La Chapelle Blanche, les galets *mous* sont présents dans les niveaux inférieurs réputés villafranchiens ; si une phase de ravinement est certaine, il n'est cependant pas indispensable de concevoir un creusement interglaciaire suivi d'un comblement. A première vue, rien n'empêche de dater le niveau supérieur du Riss, âge plus ancien mais encore compatible avec la présence du biface.

Il est pourtant permis d'hésiter. Il serait en effet surprenant que durant le Villafranchien et le Riss et *a fortiori* le Würm, le réseau hydrographique ait conservé le même tracé et que les changements de direction des rivières et le vigoureux encaissement consécutif soient pratiquement post-glaciaires. De même, il serait

surprenant que des alluvions aussi récentes, proches de la *montagne*, soient pauvres en fragments de roches cristallines.

Altérites et arènes des plateaux métamorphiques et des régions granitiques. Telles qu'elles ont été observées en quelques points sous d'anciennes alluvions, les formations d'altération *in situ* des micaschistes et des gneiss sont assez semblables à celles que les mêmes roches portent ailleurs, sous le mince sol actuel. Sur les premiers, la rubéfaction est plus accusée ; sur les seconds, les couleurs sont plus jaunes, la marque de la roche-mère reste très sensible. Les argiles sont des montmorillonites et des kaolinites.

Comme ces formations sont masquées par des alluvions minces, souvent remaniées, un doute subsiste au sujet de leur âge : sont-elles *fossilisées* sous des alluvions du Riss ou du Villafranchien ? Sont-elles interglaciaires ou anté-quatérnaires ? En l'état des recherches, leur profondeur incite à les considérer plutôt comme antérieures aux alluvions les plus anciennes.

Il reste que dans le domaine des formations d'altération continues, la plupart des altérites profondes sont analogues aux paléosols résiduels décrits sur les feuilles voisines (Confolens, Rochechouart). Selon certains auteurs (M. Steinberg, 1967), ces paléosols seraient miocènes ou pliocènes.

Les altérites des lamprophyres des Monts d'Ambazac sont très semblables à celles des micaschistes de la région des Grands Marniers sur les plateaux du Taurion, en contrebas ; par conséquent, elles peuvent être tenues pour contemporaines.

Or, ces altérites de lamprophyres ont subi le même remaniement (formations de versant à blocs et arènes *fauchées*) que les arènes granitiques évoluées *voisines* situées sur le même versant. Aussi convient-il d'attribuer à ces dernières le même âge qu'aux altérites les plus anciennes des plateaux. Les arènes granitiques seraient donc, elles aussi, *anté-quatérnaires*.

Mais le sont-elles toutes ? Certains auteurs ont attribué aux arènes des âges différents selon leurs caractéristiques granulométriques et minéralogiques et leur position altimétrique. C'est ainsi que les arènes à gibbsite abondante des hauteurs du Morvan (J.D. Nieuwenhuis, 1971) seraient oligocènes, alors que les arènes plus grossières et kaoliniques des niveaux en contrebas seraient plus récentes. En Limousin, A. Winckell attribue aux arènes de la *montagne*, riches en fraction fine et en gibbsite, un âge tertiaire et envisage une élaboration en climat tropical à saisons alternées (A. Winckell, 1971).

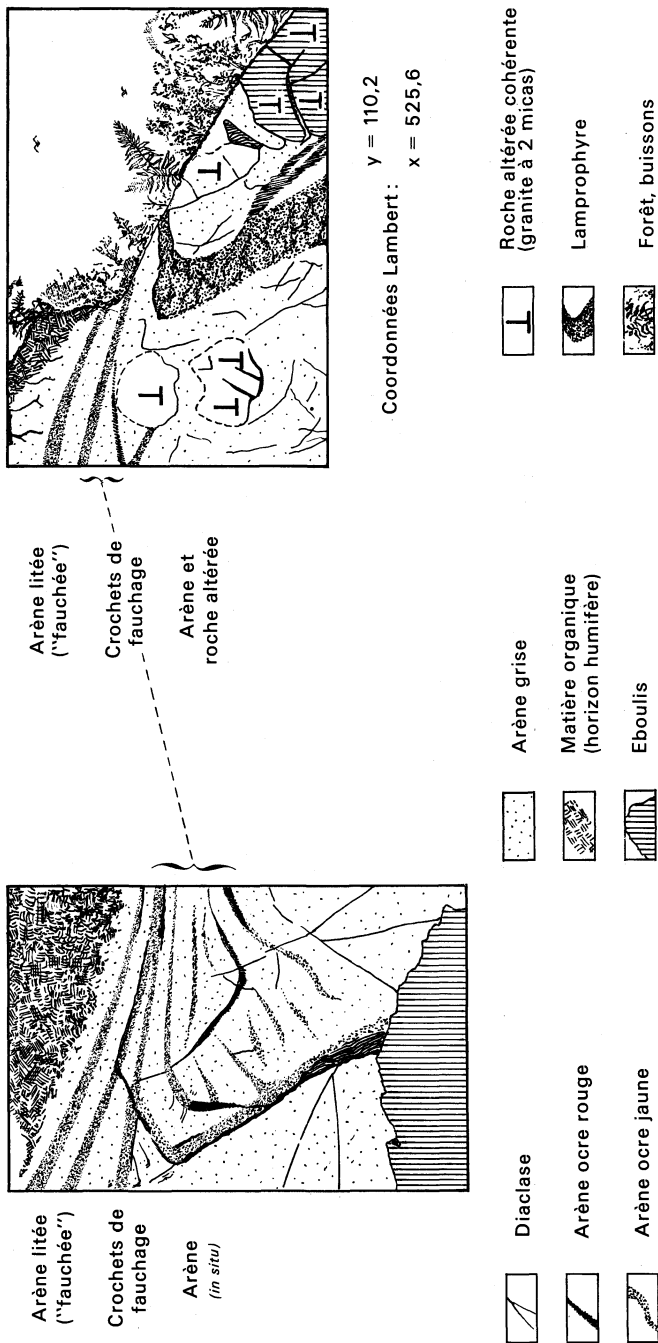
Dans les Monts d'Ambazac, la proportion de gibbsite tend à croître avec l'altitude. C'est aussi dans les secteurs les plus élevés que s'observent les arènes les plus riches en fraction fine. Mais il existe aussi de telles arènes, plus rares il est vrai, à Roussac, Neuvillas, etc., dans les collines de Nantiat. Envisageons d'autre part les arènes *grossières* d'Augères, Les Châtres, dans la *montagne*. Développées le long des plans de diaclase, sous versant dénudé, sans remaniement, ces arènes ne comprennent qu'une très faible fraction fine. Au sein de cette fraction, la gibbsite l'emporte cependant sur la kaolinite. Ces arènes représentent-elles les racines d'anciennes altérites profondes, très érodées, ou sont-elles des arènes plus récentes, encore peu évoluées ? L'aspect du versant rend plausible la deuxième hypothèse. L'association kaolinite—gibbsite est d'ailleurs considérée par d'autres auteurs comme le résultat d'une néoformation sous un climat interglaciaire, sinon actuel (Y. Tardy, 1969).

Il semble donc possible de distinguer au moins deux générations d'arènes, les unes anté-quatérnaires, les autres quatérnaires, interglaciaires.

En pareil cas, les conditions d'altération auraient été assez semblables pour aboutir à l'hydrolyse des mêmes minéraux primaires et à la néoformation des mêmes minéraux argileux. La répartition de la gibbsite pourrait alors être liée en premier lieu à des conditions de station (bon drainage sur pentes fortes, au voisinage des cols, etc.).

Sols hydromorphes à pseudo-gleys sous limons. Ces limons pourraient dériver du substrat lui-même, à la suite d'une fragmentation par gélifraction des minéraux de la

Fig. 9 — Formations de remaniement
 Arènes "fauchées" C2A



roche-mère altérée. L'appauvrissement en argile serait dû à un phénomène d'illuviation. Cette manière de voir est partagée par d'autres auteurs (M. Icole, 1971). A Bort, les plus caractéristiques de ces sols ont des traits qui les rapprochent des paléosols décrits ailleurs sur des terrasses du Quaternaire ancien et pourraient donc être des paléosols interglaciaires (Mindel/Riss).

Altérations nettement argileuses. Deux possibilités peuvent être envisagées :

— Ce sont, là aussi, des paléosols résiduels, néogènes, formés sur un substrat un peu différent de celui du voisinage : pegmatites et granites très leucocrates. Couleur blanche, profondeur et pourcentage élevé en argiles n'auraient pas de signification climatique spécifique, mais seraient liés à la nature de la roche-mère.

— Ce sont des reliques de formations d'altération beaucoup plus anciennes, analogues, par exemple, aux altérations anté-cénomaniennes de Viennay (feuille Bressuire à 1/80.000 et M. Steinberg, 1967). Les résultats des analyses granulométriques et minéralogiques (tableaux II, III, IV) sont souvent assez proches.

ESQUISSE STRUCTURALE RÉGIONALE

Depuis la synthèse de M. Chênevoy (1958), plusieurs études partielles ont été faites ou sont en cours dans le Limousin, mais la conception actuelle que l'on peut avoir sur la structure régionale à la vue des feuilles Ambazac et Bourgneuf ne représente qu'une approche préliminaire et bien des problèmes demeurent.

Nous avons vu que la feuille Ambazac couvre trois domaines principaux :

— les formations métamorphiques du Taurion dont l'étude, élargie à la feuille Bourgneuf, permet de se faire une idée sur la structure du domaine ;

— les leucogranites de Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud, intrusifs dans les formations précédentes, ont été l'objet de nombreuses études détaillées qui permettent d'esquisser leur mode de mise en place ;

— les formations migmatitiques et granitiques, situées à l'Ouest de la faille majeure de Nantiat, font partie d'un domaine différent (domaine du Limousin occidental) dont la structure est encore trop mal connue pour être exposée ici.

Les résultats actuellement connus des *études de géochronologie isotopique*, faites sur la région, sont encore très fragmentaires(*). Ils permettent cependant d'ordonner de façon satisfaisante les principaux événements si on situe cette feuille Ambazac dans l'ensemble du Limousin.

Les orthogneiss du Taurion sont datés par deux isochrones sur roches totales en Rb/Sr. Tous deux donnent le même âge de 500 MA. Le rapport initial (Sr 87/Sr 86) très bas (0,704) pour les gneiss œillés, permet d'interpréter cet âge comme celui de la mise en place de ces granites au Cambrien supérieur. Les faciès de gneiss isogranulaires à deux micas de la grande carrière de Nouaillas (Nord d'Ambazac) donnent une isochrone parallèle avec un rapport initial un peu plus élevé, ce qui est habituel pour des granites leucocrates alumineux.

Sur les granitoïdes de la feuille, on a les datations suivantes :

— leucogranite de Saint-Sylvestre, isochrone Rb/Sr, roches totales : 318 ± 15 MA ;
 $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,707$;

— leucogranite à grain fin de Châteauponsac, isochrone, roche totale : 336 ± 6 MA ;
 $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,705$;

— granite de la Brame, isochrone sur minéraux Rb/Sr : 349 ± 3 MA ;
 $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,707$;

(*) Nous remercions M. J.L. Duthou (laboratoire de géochronologie de Clermont-Ferrand) des résultats inédits qu'il a bien voulu nous communiquer.

- granite de Vaulry, isochrone Rb/Sr, minéraux et roche totale : 344 ± 9 MA ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710$.

Les mesures d'âge K/A sur les amphiboles des amphibolites de l'ensemble du Limousin (J.M. Cantagrel, 1973) donnent deux groupements d'âge significatifs à 350-360 MA et à 320-300 MA. Les âges les plus anciens sont toujours obtenus sur des amphiboles prélevées loin des massifs de granite carbonifères. Ils nous permettent de situer le refroidissement du *bâti métamorphique* après la deuxième phase de déformation vers la limite Dévonien-Tournaisien. Remarquons aussi qu'il coïncide avec l'âge de l'isochrone sur minéraux du granite de la Brame ce qui renforce l'interprétation d'un âge anté-viséen pour la mise en place de ce massif. Les âges plus récents, entre 320 et 300 MA, indiquent le réchauffement du *bâti métamorphique* par la mise en place des granites, au Westphalien probablement, et son refroidissement définitif après ce dernier évènement en corrélation avec la troisième phase de déformation.

LES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Elles ont subi un métamorphisme d'intensité mésozonale à catazonale, l'isograde d'instabilité de la muscovite les traversant dans le Sud de la carte, indifférent aux variations lithologiques comme à la foliation structurale. La grande extension de la zone à muscovite et sillimanite indique un métamorphisme de caractère intermédiaire, plutôt de hautes pressions étant donné l'abondance de l'almandin et l'absence totale de cordiérite.

Contrairement aux conclusions de M. Chênevoy dans sa thèse (1958), aucun indice de polymétamorphisme n'a été décelé. Seuls des phénomènes de rétomorphisme apparaissent dans les formations encaissant les leucogranites qui se sont mis en place alors qu'elles étaient déjà refroidies comme le montrent les mesures géochronologiques K/A sur minéraux (350 MA sur amphibole, 330 à 340 MA sur les biotites dans les métamorphites) alors que la mise en place des leucogranites est datée de 320 MA. L'âge du métamorphisme lui-même n'est pas encore connu exactement mais doit être très probablement dévonien : loin des leucogranites, les âges K/A des amphiboles d'amphibolites marquent le refroidissement post-métamorphisme régional, à la limite Dévonien-Dinantien (350-360 MA). Le rétomorphisme se manifeste par une altération des silicates d'alumine (sillimanite, almandin) et la croissance d'andalousite dans les formations pélitiques ; en outre se développe de la muscovite blastique liée aux percolations deutériques produites pendant la cristallisation des leucogranites.

Quant aux formations quartzo-feldspathiques du Taurion, elles étaient considérées comme des migmatites stratoïdes formées dans un second stade de métamorphisme, conclusions partiellement maintenues dans les récentes synthèses de MM. Chênevoy et Ravier. Les études menées lors du levé de la carte montrent d'une part que le métamorphisme est très probablement isochimique, l'analyse géochimique directe rendant compte de l'origine des roches à quelques nuances près, et d'autre part que les formations sont monostructurales et monométamorphiques, la muscovite secondaire ne pouvant pas être considérée comme un caractère polymétamorphique.

Au point de vue structural ces formations métamorphiques ont subi *trois phases de déformation* :

1) Une phase tectonique liée au développement de la foliation métamorphique (typiquement blastomylonitique dans les gneiss du Taurion). Elle s'accompagne d'une linéation d'éirement orientée à peu près Est-Ouest et de plissement synschisteux de même direction ; c'est la phase de déformation la plus intense. Mais aucun grand pli couché ne peut être mis en évidence.

2) Un replissement général de la foliation suivant une même direction est-ouest, à plan axial penté vers le Sud ; il entraîne l'apparition des formations quartzo-micacées (situées au Nord sur la carte Bourgameuf) en *fenêtres* à l'occasion de charnières

anticlinales déversées vers le Nord dans l'ensemble quartzo-feldspathique. Ceci suggère l'existence d'une structure majeure du type nappe datant de la phase précoce pour les gneiss de l'arc du Taurion. L'intensité maximale du métamorphisme est atteinte lors de ce replissement.

3) Après le refroidissement du bâti métamorphique, vers la limite Dévonien-Dinantien, les structures formées lors des deux premières phases ont été ployées en larges plis mal réglés, à plan axial vertical, orientés N.NE-S.SW et NW-SE. La mise en place des grands massifs de leucogranite accompagne cette troisième phase de déformation accentuant les voûtures anticlinales. Le calage du métamorphisme de contact de ces massifs sur les plis de cette phase, permet de rapporter au Namuro-Westphalien cette troisième période de déformation.

MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES

Le grand massif leucogranitique de la Haute-Vienne était généralement considéré comme ayant un type de mise en place *para-autochtone* puisque les formations encaissantes ont un degré de métamorphisme très intense, compatible avec une mise en place profonde.

Par ailleurs, les relations de position mutuelles et la grande ressemblance des compositions chimiques avaient toujours conduit à envisager une évolution continue au Carbonifère pour la mise en place de ce massif. Les récentes datations par isochrone Rb/Sr (voir ci-dessus) et l'analyse structurale plus précise du métamorphisme nous conduisent à proposer un nouveau schéma du mode de mise en place et de l'évolution de ce massif.

Le granite de la Brame s'est nécessairement mis en place avant 350 MA. Sa structure planaire non cataclastique et sa minéralogie alumineuse catazonale (sillimanite-cordiérite) s'explique très bien s'il s'est mis en place comme un massif autochtone, entre les phases 1 et 2 ou pendant la phase 2 ; à cette époque son *encaissant* était dans les conditions métamorphiques de l'*amphibolite faciès* intense avec anatexie, comme le montrent les terrains à l'Ouest de la faille de Nantiat. Sa cristallisation dans un faciès à sillimanite-orthose se comprend alors très bien. Il ne peut pas être antérieur à la phase 1 car les orthogneiss de leucogranite datés de 500 MA, déformés par cette phase 1 au Sud d'Ambazac, nous montrent une structure très différente, beaucoup plus laminée.

Certains passages progressifs du granite de la Brame, très planaire à sillimanite, à des leucogranites à structure planaire plus fruste et de plus en plus riches en muscovite avec sillimanite résiduelle (Saint-Gence, Comprégnac) pourraient représenter des portions qui ont fini de cristalliser après la phase 2 et non pas des zones de passage aux leucogranites carbonifères de Saint-Sylvestre.

Après la phase 2 au Viséen inférieur (336 MA), la famille des *leucogranites à grain fin de Châteauponsac* représente la mise en place d'un magma leucogranitique homogène à travers le granite de la Brame déjà cristallisé et assez refroidi. Les corps de granites s'alignent suivant une direction N.NE-S.SW qui préfigure la direction de l'*antiforme* majeure qui au Namuro-Westphalien reploiera la région (phase 3) et qui sera cisailée sur son flanc ouest par la faille inverse de Nantiat, de même direction.

Enfin, vers 320 MA, le *massif de leucogranite de Saint-Sylvestre*, équant, à grain grossier, se met en place dans un encaissant complètement refroidi à moins de 250° depuis déjà 20 MA comme le montrent les âges de biotites situées loin du granite. C'est donc un massif leucogranitique allochtone ou thermiquement très dysharmonique ce qui explique très bien les effets thermiques et hydrothermaux que l'on observe à son contact sur une épaisseur souvent importante. Il se met en place au-dessus et sur la retombée est de l'*antiforme* du granite de la Brame, orientée NE-SW (phase 3) atteignant son épaisseur maximale dans une deuxième voûture anticlinale de phase 3,

croisée avec la première, orientée NW-SE et qui est particulièrement apparente sur la feuille Bourgneuf à l'Est. Ce développement s'est accompagné d'une évolution chimique et minéralogique du granite en zones emboîtées. La zone la plus apicale et la plus évoluée vers le pôle sodique étant à l'Est du massif dans la zone axiale de l'*antiforme* NW-SE.

Des stocks de leucogranite à grain fin, analogues par leur grain à ceux de la famille de Châteauponsac, mais souvent très riches en muscovite et chimiquement plus évolués vers le pôle sodique que leur encaissant (granite des Sagnes), achèvent l'évolution magmatique du massif. Son évolution deutérique va préparer la solubilisation ultérieure de son uranium (Ranchin, 1970) en exprimant celui-ci en minuscules cristaux d'uraninite dispersés qui ont pu être datés approximativement entre 330 et 280 MA.

Enfin, après consolidation totale, une phase de fracturation N.NE-S.SW, jouant en extension, permet l'installation d'une série de filons très continus de microgranites monzonitiques à biotite et de lamprophyres (kersantites et minettes) qui ne sortent pratiquement pas des limites du massif.

Le granite de *Vaulry* est un massif proprement tectonique par rapport à la phase 2 d'après l'isochrone sur minéraux. Il ne semble pas avoir subi de déformations importantes pendant la phase 3 qui est restée très modérée à l'Ouest de la faille de Nantiat.

Le granite de *Blond*, qui apparaît dans l'angle nord-ouest de la carte, est très certainement de la même famille que les parties les plus évoluées du leucogranite de Saint-Sylvestre (faciès de La Jonchère, par exemple). Il s'est mis en place de façon encore plus superficielle que les leucogranites du massif principal ce qui explique sans doute les variations importantes de granulométrie, d'expression minéralogique qu'on y observe pour une composition chimique qui reste constamment très silico-sodique.

LA FRACTURATION

La faille de Nantiat est un des traits tectoniques majeurs du Limousin. C'est une fracture inverse, inclinée à 45° vers l'Ouest. Après avoir joué un rôle précoce, dans la mise en place des granites et dans la structuration régionale, elle a joué de manière intense : elle est aujourd'hui jalonnée par une bande de cataclasites, tantôt bréchoïdes, tantôt laminaires, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, dans laquelle les ultramylonites dessinent des chevelus anastomosés.

En dehors de cette faille majeure, la fracturation apparaît davantage et a été plus étudiée dans les leucogranites. Elle se manifeste d'abord par le faisceau très dense de lamprophyres et de microgranites, signalé plus haut, orienté N 10° à 30° E ; cette direction de fracture n'apparaît d'ailleurs pratiquement pas dans les formations métamorphiques.

Au contraire le dernier épisode tectonique régional se manifeste par des fractures orientées N 130° à 150° E aussi bien dans les métamorphites que dans les leucogranites.

La grande faille qui passe près d'Ambazac et qui, plus au Sud, limite d'une part les gneiss micacés et d'autre part les migmatites, est de ce type.

Morphologiquement ces fractures découpent les Monts d'Ambazac par un réseau de vallées transverses ; le seuil de la région de Saint-Jouvent—Bonnac-la-Côte (bien marqué sur la carte par la distribution des formations superficielles) est bordé de part et d'autre par de telles failles.

Enfin, elles semblent avoir joué un certain rôle dans la mise en place des minéralisations uranifères comme réceptacle préférentiel dans les leucogranites.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Dans cette région, les sources sont particulièrement nombreuses. Elles sont les émergences de petites nappes, formées par les eaux de surface infiltrées dans la partie supérieure du substratum relativement perméable parce que décomprimée et arénisée. Elles sont bien localisées et leurs eaux sourdent toujours à l'occasion de fissures.

Leurs débits sont relativement faibles. En novembre 1972, pour les captages communaux, aucune source n'avait un débit supérieur à 2 l/s et le débit moyen était de 0,6 l/s par source.

Ces nappes, peu profondes, sont mal protégées. Aussi sont-elles sensibles à la pluviométrie, aux contaminations superficielles, et leur potabilité implique pour les utiliser sans traitement :

- un bassin d'alimentation d'une excellente qualité sanitaire,
- de préférer les nappes des zones d'arènes, matériau plus filtrant,
- de capter les eaux à 6 m de profondeur au moins pour leur assurer une protection suffisante au voisinage de l'ouvrage,
- de mettre en place et de faire respecter les servitudes indispensables au maintien dans le temps de l'excellente qualité sanitaire du bassin d'alimentation.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Pegmatites : gîtes de béryl

Les célèbres pegmatites de la Haute-Vienne se localisent à l'intérieur ou à proximité immédiate du leucogranite de Saint-Sylvestre (moitié est de la feuille). Les carrières sont au nombre d'une soixantaine. Dans la moitié ouest de la feuille, les seules pegmatites connues sont celles des Razès et de la Pouyade, encaissées dans le leucogranite porphyroïde à structure planaire fruste de la Brame. Les pegmatites des Razès sont encore exploitées, de façon sporadique, pour le feldspath, celles de la Pouyade sont abandonnées depuis 1958.

Les pegmatites de la Haute-Vienne furent exploitées au dix-neuvième et au début du vingtième siècle, pour l'extraction du kaolin et surtout du feldspath potassique utilisé par l'industrie porcelainière de Limoges. La plupart de ces anciennes exploitations sont partiellement ébouées, envahies par la végétation ou rebouchées. Aussi est-il pratiquement impossible actuellement d'y retrouver les espèces minérales rares qui firent leur célébrité ; les minéraux que l'on peut encore y recueillir ont été décrits par P. Fitte et J.A. Sarcia dans le « Guide géologique de la Haute-Vienne » (1961). Les dernières carrières en activité, entre 1929 et 1939, furent celles exploitées pour le lithium par la Société Saint-Gobain, dans le système filonien de La Chèze-Chédeville. Leur production totale aurait été, d'après les documents du Service des Mines de Limoges, de 7.078 tonnes de minerai de lithium (lépidolite).

Les pegmatites connues sur la feuille Ambazac sont de deux types : des pegmatites potassiques et des pegmatites sodolithiques.

Les pegmatites potassiques peuvent être subdivisées en trois groupes : les pegmatites potassiques sans béryl (absent ou non connu), les pegmatites potassiques à béryl et les pegmatites potassiques à béryl à phase sodolithique, que nous dénommerons pegmatites sodipotassiques, bien que l'albite n'ait pas été signalée ou reconnue dans toutes.

Toutes ces pegmatites potassiques sont intraleucogranitiques. Elles se présentent soit sous forme de nids inclus dans le leucogranite auquel elles passent progressivement, soit sous forme d'amas lenticulaires de faibles dimensions, atteignant rarement

une cinquantaine de mètres d'allongement, ou de petits filons nets, mais sans continuité.

Les pegmatites sodolithiques sont uniquement localisées sur le versant sud-est du leucogranite de Saint-Sylvestre, à proximité immédiate de son contact avec les roches métamorphiques. Elles sont encaissées soit dans le leucogranite, où elles se présentent en amas lenticulaires et en filons importants et réguliers (système filonien de La Chèze—Chédeville), soit dans les gneiss, sur le prolongement nord-est de ce système filonien, mais où elles ne forment plus que des lentilles de faibles dimensions. Nous associerons à ces pegmatites sodolithiques un affleurement de leucogranite à lépidolite découvert par le C.E.A., dans le granite à biotite des Courrières, sur le prolongement sud-ouest du même système filonien de La Chèze—Chédeville ($\gamma^{1\text{NaLi}}$ sur la carte).

Jusqu'à ces dernières années, les pegmatites de la Haute-Vienne avaient été essentiellement décrites du point de vue minéralogique. Les études pétrographiques et géochimiques détaillées, réalisées récemment sur le leucogranite de Saint-Sylvestre, soit pour l'étude de l'uranium (C.E.A. et C.R.R.)(*), soit, plus spécialement, pour celles sur les gîtes de départ acide (B.R.G.M., L. Burnol), permettent de les situer dans l'évolution pétrogénétique et par rapport aux caractéristiques géochimiques de ce massif. Nous aborderons successivement ces deux aspects.

Caractéristiques minéralogiques des pegmatites. Elles sont données à partir des différentes publications existantes(**).

Pegmatites potassiques sans béryl (ou sans béryl connu). Ce sont dans la partie ouest de la feuille celles des Razès (6-12) et de la Pouyade (6-14), dans la partie est, celles de Pény (3-12), Le Mazeaud (4-18), Permichaud II (4-28), Puy Meyrat (4-28), La Sagnade (4-37), Mancheix P. (4-75), Petit Jean (4-77), Les Vieux Hureaux (8-13). A l'exception du béryl, ces pegmatites ont la même composition minéralogique générale que les suivantes.

Pegmatites potassiques à béryl. Les minéraux constitutifs sont répartis irrégulièrement, quartz et micas (muscovite et biotite, rarement muscovite seule) formant parfois des accumulations dans la masse de feldspath potassique. C'est aussi le cas des cristaux de béryl, le plus souvent de taille assez modeste, de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres, mais dont il a été trouvé des poches de plusieurs centaines de kilos et des individus de près de deux mètres de longueur (carrière de La Vilatte-Basse). Le béryl est pierreux, blanc verdâtre. On n'a pas de données précises sur le tonnage de béryl qui a été récupéré par sheidage, comme produit accessoire de l'exploitation des feldspaths potassiques. On peut estimer à quelques tonnes au maximum la production des pegmatites les plus riches (La Vilatte-Basse, Le Pécoux, La Roche, Lavedrenne). Ce type de minéralisation en béryllium ne présente actuellement aucun intérêt économique.

Les pegmatites potassiques à béryl sont les suivantes : La Bachellerie (3-11), Monteil Sud (3-13), Monteil Nord (3-14), Venachat (3-15), Marrant (3-16), Dufraisse (3-17), Titou Jean (3-18), Les Baux (3-19), La Croix Rouge (3-21), Puy Chapelle (4-14), Lavedrenne (4-15), Mancheix R. (4-20), Le Pécout (4-22), La Clamouze (4-23), Pierre Folle (4-24), Valadon-Léger (4-25), Moulin de Baubiat (4-26), Les Châtres (4-29), Chaumont (4-30), Didier-Couturier (4-31), Les Goutelles (4-32), Claude Lefort (4-35), Étang de Gouillet (4-36), La Serre (4-60), Chauffaille (4-78), La Vauzelle (7-9), Angelard (7-10).

Les éléments constitutifs essentiels de ces pegmatites sont les feldspaths potassiques et les micas, biotite et muscovite. La plupart renferment de l'apatite et toutes du béryl, en plus ou moins grande quantité. Certaines d'entre elles ont une paragenèse un peu plus complexe. Ce sont celles du Monteil Sud (3-13) où l'on a signalé la niobotantalite,

(*) C.E.A. : Commissariat à l'Énergie Atomique.
C.R.R. : Centre de Recherches Radiogéologiques-Nancy.

(**) Alluaud, 1812 ; E. Barret, 1892 ; A. Lacroix, 1893-95 et 1910 ; Ch. Besnard du Temple et Martial Vergnolle, 1908 ; P. Didier, 1926 ; J.A. Sarcia et P. Fitte, 1961 ; M.E. Ropert, J. Geoffroy et P. Fitte, 1969.

de Verrachat (3-15) avec triplite, niobite, autunite, de Lavedrenne (4-15) avec triplite, topaze, bertrandite, adulaire, niobite, kaolinite, halloysite, des Châtres (4-29) avec triplite et celle d'Angelard (7-10) avec angelardite.

Pegmatites sodipotassiques. En plus des minéraux principaux et du béryl, caractéristiques des précédentes, ces pegmatites présentent, souvent au cœur de la lentille, des minéraux de lithium en filonets ou petits amas, parfois associés à de l'albite. De plus, certaines d'entre elles ont fourni des espèces minéralogiques rares, en particulier des phosphates.

Le tableau VI donne pour chacune de ces pegmatites les caractéristiques paragenétiques, abstraction faite des minéraux principaux, du béryl et de l'apatite, communs à toutes, les minéraux étant arbitrairement classés en différents groupes permettant de mettre en évidence, en particulier, la présence (ou l'absence) et la nature des minéraux fluorés, lithiques et des oxydes et sulfures métalliques.

Pegmatites sodolithiques. J.A. Sarcia (1957) en a donné une description, qu'il résume dans la coupe schématique suivante : « dans le leucogranite : éponte très nette, avec parfois enrichissement en biotite ; pegmatite à microcline perthitique, parfois pegmatite graphique, qui manque dans les filons minces ; aplite albitique englobant des plages corrodées de microcline : c'est surtout dans cette partie de la pegmatite qu'on observe les minéraux métalliques, notamment columbotantalite ; aplite à albite-lépidolite, souvent très zonée, avec des alternances plus ou moins riches en lépidolite et des niveaux d'albite en cristaux allongés très développés, avec lépidolite en grandes lames micacées ; lépidolite compacte accompagnée souvent de topaze. Dans les gneiss, on observe des lentilles avec l'arrangement que voici : éponte nette, mais envahissement du gneiss par l'albite, aplite à albite et lépidolite, lépidolite compacte et topaze ».

En plus des minéraux communs cités par J.A. Sarcia, on a signalé la pétalite (carrières Ranthy-Larthe, Boulestin A., Didier-Saint-Gobain et Saint-Gobain), la cassitérite (mêmes carrières, plus Pénicant), la niobite (carrières Boulestin A. et Saint-Gobain), la rubellite (carrières Saint-Gobain), le pyrochlore et le xénotime(*) (carrières Boulestin A., Coudier et Saint-Gobain), et enfin le malacon(*), la fergusonite(*), la fluocérite(*) et l'yttrrocérite(*) (carrières Ranthy-Larthe et Saint-Gobain). Ces pegmatites sodolithiques renferment aussi du béryl blanc. Les cristaux de plus grande dimension n'atteignent que quelques centimètres et ils sont très rares. Habituellement les cristaux sont de très petite taille, très peu abondants, et ne correspondent pas à une concentration pouvant représenter un intérêt économique.

On doit rapprocher de ces pegmatites sodolithiques l'affleurement de leucogranite à lépidolite de Puy-Bertrand. Il est situé à 600 mètres au Sud-Ouest du village Les Courrières, en bordure de la route allant à Puy-Bertrand, à gauche, dans le fossé d'un petit chemin partant vers le Sud. Sur une trentaine de mètres on peut observer un leucogranite à grain assez fin, parfois très fin, avec, comme micas, de la lépidolite violette et localement un peu de biotite. La teneur en lithium et les éventuelles minéralisations que peut renfermer cette roche, pas plus que la morphologie de ce petit corps de leucogranite, ne sont connues, aucun travail de recherche n'y ayant été effectué.

Mode de localisation des pegmatites à béryl de la Haute-Vienne par rapport aux caractéristiques pétrographiques et géochimiques du leucogranite de Saint-Sylvestre. Dans la classification géochimique de Fersman (1931), les pegmatites potassiques à béryl correspondraient aux phases B, C et D, les pegmatites sodipotassiques aux phases E et G, avec un faible développement des phases F à la limite de C (d'après Fersman lui-même pour les pegmatites de La Vilatte et des Hureaux : page 274 de la traduction française de son ouvrage) et les pegmatites sodolithiques aux

(*) Ces minéraux autrefois signalés n'ont pas été retrouvés.

phases D, F (dominantes) et G (débutante). Toutefois, il faut remarquer que certains minéraux, comme la triplite caractéristique de la phase G, existent dans les pegmatites potassiques (phases B, C et D) et pas dans les pegmatites sodolithiques.

La classification de Varlamoff (1960 et 1973) est assez difficilement applicable. Les pegmatites potassiques pourraient être rattachées aux types 3 et 4 (respectivement pegmatites à muscovite, biotite et tourmaline dispersée et pegmatites à muscovite et tourmaline dispersée), mais elles ne renferment pas de tourmaline et le béryl pierreux, que Varlamoff ne signale que dans les types 5 et 6, y est assez abondant. Les pegmatites sodipotassiques correspondraient au type 6 et les pegmatites sodolithiques au type 7, bien qu'il n'y ait pas de muscovite, que le minéral de lithium y soit la lépidolite et non le spodumène et que le béryl n'y soit pas gemme.

Selon le schéma de Varlamoff, sur les positions relatives des différents types de pegmatites par rapport à la limite granite—roche encaissante en fonction de la profondeur de formation du granite, les pegmatites de la Haute-Vienne correspondraient à une mise en place granitique à assez faible profondeur, les pegmatites sodolithiques (type 7) étant les seules à dépasser localement le contact leucogranite—roches métamorphiques. Mais la zonalité régionale des pegmatites et formations quartzzeuses n'est pas respectée puisque l'on retrouve dans le leucogranite, au même niveau et à proximité, des pegmatites du type 3 et 4 et des pegmatites du type 6, et que les formations quartzzeuses à wolframite sont intragranitiques, au même niveau que les pegmatites de type 3 et 4, alors que les pegmatites de type 7 sont, au moins partiellement, extragranitiques.

J. Barbier (1970), dans son étude sur les zonalités géochimiques et métallogéniques du massif de Saint-Sylvestre, considère que « les différentes sortes de minéralisations coïncident chacune avec un faciès pétrographique, les pegmatites potassiques avec la zone non albitisée, les pegmatites sodolithiques avec la zone albitisée ». Il situe les pegmatites potassiques dans le faciès non albitisé à albite-oligoclase et muscovite automorphe, riche en K, Fe, Ti, Ca, Ba, Sr. Ce mode de contrôle par les faciès pétrographiques ne paraît pas s'appliquer de façon rigoureuse: l'ensemble de Lavedrenne, comprenant un des plus gros corps de pegmatite potassique à béryl, est encaissé dans le faciès albitisé à microcline quadrillé.

Nos études récentes (L. Burnol, 1973) sur la répartition du béryllium et de ses types de concentration dans les leucogranites du Massif Central ont montré que la teneur moyenne en béryllium du massif de Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud (17,22 g/t Be) était une des plus élevées. La teneur moyenne de l'ensemble des leucogranites, établie par l'analyse de 2173 échantillons, est de 10,54 g/t. Il n'existe pas de concentrations associées aux leucogranites à teneur inférieure à 8 g/t Be et les concentrations les plus importantes sont associées aux leucogranites dont la teneur moyenne est supérieure à 15 g/t Be, certains massifs peuvent toutefois en être dépourvus pour des raisons géochimiques particulières.

L'existence et la nature de ces concentrations sont étroitement liées à l'évolution pétrographique et aux caractéristiques géochimiques des leucogranites.

En ce qui concerne le massif de Saint-Sylvestre, les résultats d'analyse d'un échantillonnage serré (121 échantillons, soit un échantillon par kilomètre carré et demi) pour les majeurs (Na et K) et les traces (Be, F, Sn, Li, B) et l'étude des corrélations entre éléments démontrent que la nature des formations pegmatitiques dépend de l'évolution pétrogénétique et géochimique d'ensemble et que leur localisation est étroitement conditionnée par les caractéristiques géochimiques locales du leucogranite.

La formation des pegmatites potassiques à béryl, dont les conditions de gisement décrites plus haut indiquent qu'elles se sont développées *in situ* ou avec un très faible déplacement de matière le long d'accidents tectoniques locaux, est à rattacher à la phase d'*albitisation précoce* de l'évolution deutérique (et probablement à la fin de cette phase). Leur localisation (carte géochimique du cartouche de droite) est

dépendante de la valeur du rapport K/Na et de la teneur en béryllium et lithium : elles sont toutes situées dans des zones d'extension restreinte, définies par les trois caractéristiques suivantes : valeur du rapport K/Na comprise entre 2,5 et 1,8, teneur en béryllium comprise entre 5 et 20 g/t Be (et même probablement entre 10 et 20 g/t) et teneur en lithium inférieure à 200 g/t Li.

Les pegmatites sodolithiques, formations nettement filoniennes et de venue profonde, représentent une véritable *injection magmatique*, consolidée sous forme pegmatitique, d'un magma à haute concentration en éléments volatils et en éléments rares, engendré au cours de la *phase d'albitisation tardive*, phase terminale de l'évolution deutérique du massif. Cette injection magmatique est certainement en relation génétique étroite avec la zone leucogranitique, très particulière du point de vue géochimique, du Sud-Est du massif, à proximité de laquelle elle s'est mise en place en plusieurs points s'alignant sur près de six kilomètres de longueur suivant une direction NE-SW, direction tectonique importante dans ce massif. Cette zone de leucogranite particulière, la plus albitisée, est caractérisée par des teneurs en Na supérieures à 3 % et, pour les éléments en traces, des teneurs en béryllium supérieures à 20 g/t, en fluor à 4500 g/t, en lithium à 750 g/t. Ces trois dernières teneurs (Be, F, Li) constituent ce que nous avons appelé des *seuils géochimiques*, au-delà desquels, lorsque ces éléments présentent des corrélations positives entre eux et avec certains éléments majeurs, il peut se former, au cours de l'albitisation tardive, des concentrations métallogéniques de type départ acide, le fluor jouant un rôle essentiel. Les pegmatites sodolithiques de la Haute-Vienne sont l'équivalent pegmatitique d'un phénomène qui a abouti ailleurs, dans le Massif Central, dans des conditions structurales et thermodynamiques différentes, à la mise en place d'un granite albitique (granite de Beauvoir à Echassières) ou d'un microgranite albitique (microgranite albitique de Blond). Ces magmas albitiques sont caractérisés, dans les trois exemples cités, par des concentrations importantes, mais plus ou moins fortes, en étain, lithium, béryllium et nobium-tantale.

Indices et gisements d'uranium

Par ses mines en activité et par ses réserves, le Limousin est la plus importante province uranifère française. La feuille Ambazac comprend la partie sud du district producteur.

Des occurrences d'uranium existent dans les leucogranites *favorables* sous forme d'uraninite disséminée ainsi que dans les pegmatites sodolithiques ; ceci n'a qu'un intérêt théorique, les concentrations économiques correspondant uniquement à des dépôts tardifs de basse température : les mesures d'âge effectuées sur quelques gisements du Limousin donnent 240 à 260 MA. soit un âge permien.

Les minéralisations correspondent à des remplissages de fractures ou à des *amas sur épisyérite* situés dans celles-ci. Elles prennent place dans la zonalité pétrographique et géochimique des massifs granitiques coïncidant à peu près avec la zone des pegmatites *potassiques* et *sodipotassiques* définies plus haut. Mais, vu le caractère indiscutable de basse température des paragenèses uranifères, celles-ci apparaissent en position anormale par rapport à la zonalité des autres minéralisations (pegmatites, filons à Sn-W, filons aurifères), ceci du moins si l'on conserve les hypothèses admises vers 1950-1960.

La précipitation massive de la pechblende, accompagnée d'hématite est due, selon toute vraisemblance (au moins dans le cas des épisyérites), à la chute de pression et à la démixion du CO₂ dans des fluides, riches en uranylcarbonates, circulant dans les fractures des leucogranites. L'origine de l'uranium dans ces solutions est à rechercher dans la lixiviation des leucogranites géochimiquement favorables (à teneur de 15 à 20 ppm en U) et à minéraux uranifères non réfractaires (uraninite, liée à la muscovitisation), ceci quel que soit le processus d'enrichissement de ces leucogranites jusqu'à la *teneur de fond* ci-dessus définie.

Les concentrations sont conditionnées tectoniquement, au croisement de structures précoces (E-W et N-S) avec des accidents tardifs nord-ouest, ces derniers surtout étant récepteurs. Des enrichissements apparaissent à la traversée de septa ou de filons riches en minéraux ferromagnésiens (*minettes* du massif de Saint-Sylvestre), ces roches jouant vis-à-vis de l'uranium un rôle de précipitation (connexe de la sulfuration du fer des silicates).

Le cas des épisyénites (où domine l'imprégnation) mis à part, les gîtes correspondent, soit à des zones broyées imprégnées, soit à des remplissages rubanés de fractures ouvertes, avec passage constant de l'un à l'autre aspect. La part des gangues (quartz, parfois fluorite, très accessoirement baryte et opale) est souvent très réduite. Aux épontes et dans la caisse, il y a développement de phyllites, à illite-séricite dominante.

La pechblende constitue le porteur essentiel dans les filons, la coffinite y étant accessoire et, le plus souvent, ultime. Par contre, cette dernière joue un rôle dans les épisyénites. Les accompagnateurs sont peu abondants : un peu de pyrite et de marcasite (avec fréquence des structures collomorphes), les autres sulfures (chalcopyrite, galène, blende, parfois bismuthinite) étant rares et, le plus souvent, microscopiques. L'hématisation est toujours observable à l'échelle du gîte mais, à celle de l'échantillon, il n'y a pas liaison absolue avec la richesse en uranium.

Au voisinage de la surface, il y a évolution en minéraux à uranium hexavalent. Vu la rareté du cuivre, la série de l'autunite joue le rôle essentiel, avec fréquence des variétés barytiques (La Crouzille, par exemple) ou des types alumineux (sabugalite).

Le passage en profondeur à la pechblende se fait par la gamme des *gummites* au sens large où dominent le plus souvent les silicates (*uranotile*), les *gummites oranges* à uranates ne se rencontrant qu'au contact immédiat de la pechblende. A la base des zones oxydées, les pechblendes néoformées (*néopechblende* ou *oxydes noirs*) sont fréquentes, mais sans jouer, comme dans la partie nord du district (le Brugeaud), un rôle important.

Les principaux gisements sont ceux de :

004(*) Margnac : ce siège est le plus important par ses réserves. Il est constitué d'un ensemble de filons parallèles et d'amas minéralisés : Margnac, Pény, Massavat et Chatenet-Maussant. Les directions majeures sont N 50°W et N 90°W. Il est caractérisé par la présence de nombreux amas d'épisyénites dont les teneurs moyennes peuvent atteindre 7 % à 8 % sur plusieurs mètres. La moyenne s'établit à 4 %.

006 Fanay : La caractéristique principale de cet ensemble minier réside dans la présence de nombreux filons de minette N-S à N 20°E amenant de fortes concentrations. Les teneurs moyennes actuelles tournent autour de 2 %. Il est constitué par les quartiers de Fanay, Augères, Gouillé, Sagnes, la Borderie. Les structures minéralisées sont orientées N 50°W, N 90°W. La fluorite est assez abondante.

D'autres indices ont été étudiés par travaux miniers de reconnaissance et ne sont pas exploités. Ce sont :

005 Vénachat : les minéralisations sont liées aux structures N 90°E et N 30°W.

007 Tenelles : le style tectonique, les associations sont les mêmes qu'à Fanay ; aux filons de minette s'ajoutent des microgranites.

009 Le Fraisse : où doivent être exploitées des formations de directions identiques à celles de Fanay ; les filons de minette y sont plus rares.

(*) 004, 006... sont des numéros collectifs d'archivage au Service géologique national.

- 008 Chanteloube : au carrefour d'accidents N 30°W et N-S, un petit gîte a été mis en évidence. Un filon de microgranite est pincé dans la structure N-S.
- 003 La Vauzelle : les minéralisations sont liées aux structures N 30°W, en bordure du leucogranite.
- 002 La Crouzille : ancienne exploitation importante et déjà abandonnée, la mine *Henriette* a fourni, dès 1948, la première pechblende massive française. Actuellement, le gîte est épuisé. Il se présentait comme une colonne très riche, continue sur 200 m de hauteur, liée aux croisements d'un axe N 50°W avec un filon de minette N 20°E. Il a produit 140 t environ de métal. La teneur exceptionnelle (15 %) explique le mode d'exploitation (abattage sélectif et triage au fond) justifié alors par l'absence d'installations de concentration sur place (1948-1957).

Gîtes de tungstène et d'étain

Quelques indices de tungstène et d'étain sont connus dans le leucogranite de Saint-Sylvestre, dans la partie est de la feuille. Dans la partie ouest un gisement plus important (Vaulry—La Garde) a été exploité.

Dans la partie est, la cassitérite et la wolframite ont été signalées, comme nous l'avons indiqué plus haut, dans certaines pegmatites sodipotassiques et sodolithiques du leucogranite de Saint-Sylvestre. A l'exception de la cassitérite dans les pegmatites sodolithiques, il ne s'agit que d'indices minéralogiques de très faible importance. A la mine *Henriette*, les travaux miniers du C.E.A. ont rencontré, dans un travers-banc, un filonet de quartz gris-rose, de 1 à 10 centimètres de puissance, minéralisé en wolframite à laquelle sont associées de la blende noire (à exolutions de chalcopryrite), de la bornite et de la chalcosine. En surface, les prospections détaillées du C.E.A. ont permis de reconnaître en plusieurs points des pierres volantes de quartz légèrement minéralisé en wolframite, avec rarement un peu de cassitérite. Aucun de ces indices, dont nous n'avons indiqué que les plus importants, ne présente d'intérêt économique. Ce sont, au Nord de Maillaufargueix, ceux de Puy de l'Age sud-ouest (pierres volantes de quartz blanc grisâtre avec petits cristaux de wolframite, un peu de cassitérite et de mispickel) et de Puy de l'Age sud-est (pierres volantes de quartz grisâtre à inclusions de wolframite), à l'Ouest de Maillaufargueix, celui du Malabard (quartz gris à inclusions de wolframite et mispickel dominant), au Sud et au Sud-Ouest de la Crouzille celui de Népoulas (quartz à lamelles de wolframite) et de Cloud (quartz à petits cristaux de wolframite et mispickel abondant). Signalons, enfin la présence locale d'un peu de scheelite dans le gisement aurifère de Marayas.

Les indices de quartz à wolframite du leucogranite de Saint-Sylvestre sont du même type (et moins riches) que ceux connus dans le leucogranite de Saint-Goussaud sur la feuille Bourganeuf voisine. L'étude de l'évolution pétrographique et géochimique de ces leucogranites nous a montré que l'on peut rattacher la formation de ces minéralisations, comme celle des pegmatites potassiques et sodipotassiques, à la phase *d'albitisation précoce* des leucogranites sans qu'il soit encore possible, en l'absence de preuve de terrain, d'affirmer leur antériorité par rapport aux pegmatites.

A l'Ouest le gisement de Vaulry—La Garde représente une concentration nettement plus importante d'étain et de tungstène. Il a été le siège d'une exploitation très ancienne d'étain (à l'époque gallo-romaine et, peut-être, antérieurement) dans les alluvions, les éluvions et très partiellement en place. Redécouvert en 1812 par M. de Villelume ce gisement a fait l'objet, à plusieurs reprises, de travaux de recherches ou d'exploitation dont la plus importante et la dernière eut lieu entre 1911 et 1929. En 1959 la concession de Vaulry et Cieux qui couvrait ce gisement a été renoncée. Le B.R.G.M. avait repris l'étude de la région en 1956-1957 et y travaille à nouveau actuellement. Des travaux prometteurs sont en cours dans un secteur étendu qui englobe les anciennes mines.

Dans le cadre de la feuille Ambazac, deux types de minéralisations en place sont connues. Le premier type (secteur de la Fosse Profonde n° 1-11) correspond à une minéralisation intragranitique représentée par une série de petits filonets de quartz minéralisé que l'on peut qualifier de stockwerk.

Ces filonets, très discontinus, ont 3 à 4 centimètres de puissance maximale et sont généralement orientés N 10° E. Ils sont bordés par des greisens minéralisés. La minéralisation comprend comme minéraux essentiels cassitérite, wolframite et mispickel, accompagnés d'un peu de chalcopryrite et de molybdénite et comme minéraux de gangue du quartz et un peu de fluorite et d'apatite. Tous les travaux modernes ont montré la dispersion de la minéralisation, son manque de continuité, la faiblesse des tonnages et des teneurs.

Le deuxième type de minéralisation est représenté par des filons de quartz encaissés dans les gneiss à proximité du leucogranite de Blond (filons du secteur La Garde n° 1-11). Découverts en 1863, ces filons ont été reconnus ou exploités à plusieurs reprises entre 1864 et 1929. Les travaux miniers représentent plus de 2 500 mètres de galeries, descenderies et puits. Le niveau de traçage le plus profond est à - 90 mètres et le puits le plus profond atteint 120 mètres. Ces travaux portèrent sur quatre filons parallèles de direction N 170° E, la roche encaissante étant constituée de gneiss à biotite sur les vingt premiers mètres puis, probablement d'un orthogneiss. Les filons sont caractérisés par une bonne continuité (le filon La Garde, le plus important, a été suivi sur près de 500 mètres d'allongement), un remplissage de puissance irrégulière et médiocre, variant de 0,05 m à 1 mètre (puissance moyenne de 0,30 m pour le filon La Garde) et une assez forte greisenisation des épontes. La minéralisation est elle-même irrégulière, aux variations d'intensité à un même niveau s'ajoutant une variation importante de la paragenèse avec l'approfondissement. Dans les gneiss à biotite, sur les vingt premiers mètres, la wolframite domine, accompagnée d'un peu de cassitérite, de sulfures et d'arséniosulfures. Sous les gneiss, jusqu'au niveau - 60 m, soit sur une quarantaine de mètres, la cassitérite domine, la löllingite devenant de plus en plus importante. Au niveau - 90 m, le filon La Garde ne renfermait plus que de la löllingite et de la pyrite et sa puissance s'amenuisait. La paragenèse est essentiellement caractérisée par cassitérite, wolframite, mispickel et löllingite dans le quartz ou l'encaissant greisenisé. On a rencontré aussi quelques zones cuprifères d'extension réduite. La paragenèse globale est la suivante : quartz, fluorite, cassitérite, wolframite, mispickel, löllingite, pyrite, molybdénite, scheelite, panabase, blende, stannite normale et autres variétés, bornite, bornite orange, chalcopryrite, bismuthinite, bismuth, chalcosine, chalcosine bleue. On ne possède pas de renseignements précis sur les teneurs en étain et tungstène. Les quelques chiffres connus tendraient à montrer qu'elles étaient faibles.

Ces minéralisations en étain et tungstène de Vaulry-La Garde, encaissées dans le leucogranite de Blond ou situées à sa proximité immédiate, sont génétiquement liées à ce massif dont nous avons montré (L. Burnol, 1973) la remarquable spécificité géochimique et le mode de mise en place à profondeur réduite.

Gîtes aurifères

Dans la zone couverte par le quart sud-est de la feuille, on connaît une quarantaine de fosses (gauloises ou gallo-romaines) d'exploitation ou de recherche d'or. Abondantes autour de Beaune et de Chaptelat, elles sont plus clairsemées autour d'Ambazac. Un hiatus entre les deux groupes correspond au granite porphyroïde des Courrières. Mais, dans ce granite, on observe, en place, des filonets de quartz à mispickel (Muret).

La répartition marginale des gîtes aurifères autour de l'ensemble granitique de Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud a, depuis longtemps, fait naître l'idée d'une liaison génétique. Mais alors que sur les feuilles Bourgneuf et La Souterraine des enracine-

ments (pauvres) sont connus dans les leucogranites, on n'observe ici rien d'analogue. De même, on ne connaît pas (comme c'est le cas dans l'Ouest du district de Saint-Yrieix) de liaison avec de petits corps de granites albitisés, enrichis en or à l'échelle géochimique. Ici, toutes les fosses importantes, récemment reprises, sont distantes de 2 à 3 km du granite, suivant l'horizontale du moins.

En sept points : Puits « de Barreau », « Deschamps », « de Laurière », « Pichonnier » et « Dupont » (groupe de Chaptelat-Beaune), « de Marayas » et « de Brau » (groupe Ambazac), les travaux modernes ont atteint les gîtes, permettant d'en définir les allures et les paragenèses. Ce sont, dans les gneiss du Taurion, des filons sécants dont les deux plus importants, ceux du Puits Dupont et de Marayas, dirigés à peu près N.NW et à pendage ouest, sont connus en longueur sur plusieurs centaines de mètres, en profondeur sur une centaine de mètres, avec des puissances pouvant atteindre ou dépasser le mètre. Aux autres points explorés, les directions sont différentes. Mais, malgré de belles concentrations locales en or natif (Puits Deschamps et de Barreau), les gîtes sont moins réguliers ou les puissances beaucoup plus faibles. Partout, une répartition de la minéralisation en colonnes est observable.

Épontes et fragments bréchiques emballés sont séricitisés, chloritisés quand l'encaissant est riche en minéraux ferromagnésiens (cas des passées riches en biotite des gneiss de Marayas). Ces matériaux phyllitisés se chargent de cristaux de mispickel. Les vides d'extension correspondent au remplissage de quartz aurifère proprement dit, avec or libre microscopique le plus souvent, mais pouvant exister en particules visibles (jusqu'à 3 mm). La teinte du quartz va du blanc au gris blêuté.

Il est intéressant de *placer* les paragenèses dans l'ensemble de celles définies sur les autres gisements aurifères du Limousin : tant au Nord (bordures des granitoïdes d'Ambazac) qu'au Sud (district de Saint-Yrieix), le mispickel et la pyrite, sont constamment associés à l'or, les sulfo-antimoniures de plomb, très fréquents. Tous les intermédiaires existent entre les quartz aurifères à sulfures rares et disséminés (ex : Cheni) et les quartz à accidents sulfurés plus ou moins massifs, ceux-ci pouvant présenter deux pôles distincts : à galène et blende, parfois minéraux d'argent, ce dernier pouvant localement dominer sur l'or (ex : filon du Gendre, dans le district sud) - à stibine ou berthiélite(*) dominante (ex : Forgeas dans le district nord, Lécuras dans le district sud). La chalcopryrite, les cuivres gris peuvent exister partout, mais jamais en abondance. On a observé des minéraux du bismuth (Bourneix).

Seul, le type plumbeux, avec blende, chalcopryrite et sulfo-antimoniures accessoires, est observable dans le cadre de la feuille Ambazac. Au microscope, on observe constamment de la pyrrhotite, en inclusion dans le mispickel ou en structures-reliques. La blende contient des inclusions de chalcopryrite, mais celle-ci ne montre, ni étoiles de blende, ni exsolutions de cubanite.

Le filon de Marayas correspond au type à sulfures disséminés. On y note deux particularités :

- présence locale d'un peu de scheelite ;
- le quartz aurifère, colmatant les réouvertures d'un quartz blanc stérile, est lui-même recoupé par des veinules de tourmalinite.

Le filon du Puits Dupont correspond au type à accidents sulfurés plus importants : masses de galène de plusieurs kilos, à inclusions de tétraédrite, avec une teneur en argent de 2 à 3 kg/t.

Au Puits Deschamps, une autre particularité doit être notée : la veine quartzéuse N 70°W est bordée aux épontes par une pegmatite à feldspath rose, riche en or natif et en mispickel. Il est difficile de dire s'il s'agit vraiment d'une pegmatite aurifère ou du résultat d'une surimposition.

(*) C'est à ce type, localement antimonieux, qu'on pourrait raccorder les filons du Châtelet (Creuse). Mais l'abondance des pseudomorphoses de pyrrhotite, l'absence d'or exprimé en font, dans le cadre hercynien français, une exception.

Un peu partout, des réouvertures sont observables : aux Puits Deschamps, de Laurière et de Marayas, elles présentent un remplissage géodique de cristaux de fluorite verte ou mauve. Au Puits Dupont, elles sont remplies par de la baryte lamellaire rosée.

Dans aucun des gîtes, on n'observe d'indice d'enrichissement supergène ; l'existence de zones cimentées enrichies, enlevées par les Anciens, est purement hypothétique.

Des gîtes alluvionnaires ont certainement été exploités autrefois : notamment, dans les *flats* du ruisseau Pillet (ou du Léchoisier) et de l'Aurence.

Il est évidemment impossible d'évaluer la production antique, tant pour les alluvions que pour les filons en place. Au XXe siècle, seul le filon du Puits Dupont a été exploité, de 1924 à 1931. Sa production a été de 288 kg d'or, avec environ 75 kg d'argent.

Kaolin

Dans le leucogranite de Saint-Sylvestre, le kaolin a été exploité dans deux carrières, actuellement abandonnées, situées au Sud de Saint-Léger-la-Montagne. Ce sont la carrière de la Croix-du-Pâtre (4-68) et celle du Goulet (4-69). Comme les gisements voisins (*cf.* feuille Bourganeuf), ils correspondent à la kaolinisation d'un granite à deux micas, à muscovite dominante, souvent porphyroïde, à albite et quartz globuleux en monocristaux. L'origine de ces poches kaolinisées est probablement due à l'action de l'altération météorique sur des zones prédisposées par la mise en place de filons de quartz d'origine hydrothermale.

Matériaux divers

Les formations du substratum sont exploitées dans quelques carrières pour la fabrication de gravillon. Les plus importantes exploitations sont :

- dans les gneiss, la carrière de Nouaillas (Sud d'Ambazac) ;
- dans les granites, la carrière de Vaulry (Nord-Ouest de la carte).

Plusieurs petites carrières à activité sporadique existent dans les leucogranites (région de Nieul, Saint-Jouvent, Nantiat).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements supplémentaires et des itinéraires géologiques dans le « Guide géologique de la Haute-Vienne » et dans le « Guide géologique régional : Massif Central » (*cf.* Bibliographie).

BIBLIOGRAPHIE

Guides régionaux

FITTE P. et SARCIA J.A. (1961) — Guide géologique de la Haute-Vienne. Limoges.

PETERLONGO J.M. (1972) — Guide géologique régional : Massif Central. *Masson éd.*, 200 p., 81 fig. 8 pl. photo.

Articles et mémoires

BARBIER J. (1967) — Étude pétrographique et géochimique du granite à deux micas des Monts de Blond (Limousin - France). *Sc. de la Terre*, XII, 3 p. 183-206.

- BARBIER J. (1970) — Zonalités géochimiques et métallogéniques dans le massif de Saint-Sylvestre (Limousin - France). *Mineral. Deposita*, 5, p. 145-156.
- BARBIER J. et RANCHIN G. (1969) — Zonalités pétrographiques et géochimiques, géochimie de l'uranium dans le massif granitique de Saint-Sylvestre (Limousin, Massif Central français). *Mém. Sc. de la Terre*, n° 15, p. 57-157.
- BARRET E. (1892) — Géologie du Limousin - Limoges.
- BURNOL L. (1973) — Géochimie du béryllium et types de concentration dans les leucogranites du Massif Central français. *Mém. B.R.G.M.*, n° 85, p168 p.
- CHENEVOY M. (1958) — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. *Mém. Carte géol. France*, 419 p.
- CHENEVOY M. et RAVIER J. (1971) — Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. in Symposium Jean Jung. Géologie du Massif Central français, p. 109-132.
- CHENEVOY M. et RAVIER J. (1972) — Les grands ensembles cristallophylliens et granitiques du Massif Central français. 24e Cong. Géol. Intern., sect. 2, p. 123-134.
- COLLIER D. (1961) — Mise au point sur les processus de l'altération des granites en régions tempérées, *Ann. Agron.*, 12, p. 273-332.
- DEJOU J. (1968) — Sur l'altération des micaschistes de la région de Bersac (Haute-Vienne) *C.R. Acad. Sc.*, Paris. Série D, p. 566-568.
- DIDIER P. (1926) — Les espèces minérales du Limousin. Limoges.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1969) — Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et des granodiorites. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 24, p. 219-238.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1971) — Les roches granitiques du Massif Central. in Symposium Jean Jung. Géologie du Massif Central français, p. 133-156.
- DUCHAUFFOUR Ph. (1972) — Processus de formation des sols. Biochimie et géochimie. Centre nat. Rech. et Doc. pédagogique, Nancy, 1 vol.
- ÉTUDES FRANÇAISES SUR LE QUATERNAIRE (1969) — Supplément au bulletin de l'A.F.E.Q., Paris.
- FITTE P. et TEXIER J.P. (1969) — Étude du site de La Chapelle, Commune de Saint-Victurnien (Haute-Vienne). *Bull. Soc. préh. fr.*, Études et travaux, t. 66.
- FLAGEOLLET J.C. (1969) — Observations géomorphologiques dans un massif uranifère (Saint-Sylvestre - Limousin, France). *Sc. de la Terre*, tome XIV (1969), n° 4, p. 383-409, Nancy.

- FLAGEOLLET J.C. et LELONG F. (1969) — Une expérience de cartographie des formations superficielles en région granitique (Limousin, France). Études sur le Quaternaire dans le monde. Vol. 2. VIIIe Congrès I.N.Q.U.A., p. 865-876.
- GEFFROY J. (1971) — Les gîtes uranifères dans le Massif Central. *in* Symposium Jean Jung. Géologie du Massif Central français. p. 541-579.
- GROLIER J. (1971) — La tectonique du socle hercynien dans le Massif Central. *in* Symposium Jean Jung. Géologie du Massif Central français. p. 215-268.
- ICOLE M. (1971) — Essai d'une paléopédologie du Quaternaire. *Science du sol*, n° 1, 1971. *Supplément au Bull. A.F.E.S.*
- LACOTTE R. (1962) — Les Monts d'Ambazac et de Saint-Goussaud à l'ère quaternaire. *Norvis, Fr.*, 9, n° 35, p. 291-316.
- LAMEYRE J. (1966) — Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, n° 29, 263 p.
- LAPORTE A. (1965) — Les gisements aurifères du Limousin et de la Marche. *Bull. B.R.G.M.*, n° 1, 38 p. et n° 2, 89 p.
- MARQUAIRE C. et MOREAU M. (1968) — Esquisse géologique du Nord-Limousin et répartition des minéralisations uranifères. *Mém. Sc. de la Terre*, n° 15, p. 7-40.
- MOREAU M. et RANCHIN G. (1973) — Altérations hydrothermales et contrôles tectoniques dans les gîtes filoniens d'uranium intragranitiques du Massif Central français. *in* Jubilé Raguin. Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux, p. 77-100.
- NICOLAS J. (1957) — Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. *Supplément au Bull. Soc. Fr. de céramique*, n° 34, Paris.
- NIEUWENHUIS J.D. (1971) — Weathering and planation in the Morvan, Haut Folin area. *Revue de Géomorph. dyn.*, n° 3, p. 97-120.
- PENVEN M.J. (1972) — Contribution à l'étude de la désagrégation des roches grenues en zone tempérée. Thèse de 3e cycle, Géographie, Strasbourg.
- RANCHIN G. (1970) — La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Thèse Nancy, 467 p.
- ROBERT M. (1970) — Étude expérimentale de la désagrégation du granite et de l'évolution des micas. Institut National de la Recherche Agronomique. n° C.N.R.S. : A.O. 4477.
- ROCHE H. de la, AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B. (1974) — Études géochimiques associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries antémétamorphiques dans le domaine des feuilles à 1/50 000 Bourgueuf et Ambazac. *Bull. B.R.G.M.*, IV, n° 2, p. 109-124.

- ROQUES M. (1971) — Structure géologique du Massif Central. *in* Symposium Jean Jung. Géologie du Massif Central français. p. 17-32.
- ROQUES M. (1971) — Article France, géologie : Massif Central et Montagne Noire. *Encyclopedia Universalis*, Paris, p. 241-243.
- SARCIA J.A. et SARCIA J. (1956) — Les gîtes d'uranium du Nord-Limousin. *Mém. Sc. de la Terre*, 4, p. 239-306.
- SARCIA J.A. (1957) — Les gîtes lithinifères du Sud-Est des Monts d'Ambazac. *Echo Mines Métall. Franc.*, n° 3511.
- SARCIA J.A. (1958) — Les indices wolframifères des Monts d'Ambazac et de leurs confins marchois. *Echo Mines Métall. franc.*, n° 3515 et 3516.
- SARCIA J. et SARCIA J.A. (1962) — Gîtes et gisements du Nord Limousin. *in* Les Minerais uranifères français P.U.F., t. 2, p. 185-292.
- SEDDOH F. (1968) — Les granites du massif de Luzy, Morvan méridional. Thèse de 3e cycle, Géologie, Dijon.
- STEINBERG M. (1967) — Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou. *Mém.* n° 215, Université de Paris, Centre d'Orsay.
- TARDY Y. (1969) — Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 31.
- VINCENT J.P. et VOGT J. (1969) — Principes de la Cartographie des formations superficielles au B.R.G.M. (Serv. géol. nat.). Études sur le Quaternaire dans le monde, Vol. 2, p. 887-888. VIIIe Congrès I.N.Q.U.A.
- WINCKELL A. (1971) — Rôle respectif de la tectonique récente et de l'érosion différentielle dans l'élaboration du relief de la retombée nord et nord-ouest de la Montagne limousine. Thèse 3e cycle, Géographie, Clermont-Ferrand.

Cartes géologiques à 1/80 000 :

Feuille Confolens (154) :

- 1e édition (1898) par L. de Launay et J. Welsch.
- 2e édition (1964) par M. Chênevoy et J. Gabilly

Feuille Guéret (155) :

- 1e édition (1906) par L. de Launay.
- 2e édition (1963) par M. Chênevoy.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000 :

Feuille Clermont (1960), coordination par F. Permingeat.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive

régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au S.G.R. Massif Central, 22, avenue de Lempdes, 63800 Cournon-d'Auvergne, soit au B.R.G.M., 17-19 rue de la Croix-Nivert, 75015 Paris.

GLOSSAIRE

Blastèse — Toute croissance d'un grain minéral à l'état solide, par remplacement des minéraux existant antérieurement à l'emplacement du *blaste*.

Démixion — Voir *Exsolution*.

Deutérique — Ce mot caractérise la cristallisation secondaire d'un minéral généralement hydroxylé, dans une roche magmatique, immédiatement après la cristallisation de celle-ci et sous l'effet d'une réaction des minéraux de la paragenèse primaire (magmatique) avec les fluides résiduels libérés par la cristallisation du magma. Ainsi une muscovite deutérique remplacera la sillimanite, ou les feldspaths, ou l'andalousite dans un leucogranite.

Ce qualificatif est plus restrictif que les mots *hystérogène*, *rétrromorphique* qui caractérisent toute recristallisation secondaire quelle qu'en soit l'origine.

Exsolution ou *démixion* de solution solide — A haute température, les feldspaths peuvent former des mélanges cristallisant en une seule phase minérale entre les composants feldspathiques potassiques, sodiques et calciques. C'est ainsi que les plagioclases ayant jusqu'à 30 % de composant calcique (anorthite) peuvent contenir en solution solide jusqu'à 20-25 % de composant potassique. Ce sont les feldspaths ternaires caractéristiques des roches éruptives acides de haute température ou des roches métamorphiques du faciès granulite. Par recristallisation à basse température ils donneront deux phases minérales intimement mêlées (c'est l'exsolution ou la *démixion*) appelées perthites ou antiperthites dans le cas des feldspaths suivant l'importance relative de la phase potassique ou plagioclasique.

Humus de type Moder — Intermédiaire entre les types Mor et Mull. La matière organique se décompose un peu moins rapidement que dans le Mull et donne naissance à un horizon A₀ peu épais dont la limite avec l'horizon A₁ sous-jacent est généralement imprécise.

Humus de type Mor — Matière organique superficielle en litière peu décomposée, dans un milieu biologiquement peu actif. Les complexes organiques solubilisent la matière minérale et l'entraînent avec eux. L'horizon A₀ de matière organique est très sombre, nettement distinct de l'horizon A₁ de matière minérale qu'il surmonte.

Humus de type Mull — Il résulte d'une rapide et intense destruction de la matière organique, avec production, en outre, d'acides humiques *bruns* et *gris* fortement liés aux argiles et au fer. Dans un sol à Mull, l'horizon humifère A est assez uniforme et assez sombre.

Kélyphitique (éclogite) — Lorsque l'association minérale de grenat (almandin, pyrope) et d'omphacite (clinopyroxène sodique) caractéristique des éclogites devient instable, il apparaît autour des grenats une auréole réactionnelle (*coronitisation*) à texture fibroradiée, formée de *vermicules* entremêlés de plagioclase et d'un ferromagnésien (pyroxène ou amphibole). C'est la kélyphitisation.

Schlieren surmicacé — Accumulation de biotite dessinant des feuillettes de quelques

millimètres à quelques centimètres d'épaisseur à bordures floues, parallèles à la structure planaire primaire (magmatique) dans un granite.

Sols bruns — Sols de milieux biologiquement actifs.

Sols podzoliques — Sols très acides de milieux à faible activité biologique.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

J.C. FLAGEOLLET avec la collaboration de J.P. LAJOINIE et J. VOGT pour les formations superficielles.

J. CHANTRAINE avec la participation de A. AUTRAN et les publications de G. RANCHIN pour les formations du substratum et l'esquisse structurale régionale.

L. BURNOL pour la géochimie des éléments alcalins, les pegmatites et gîtes de béryl, de tungstène et d'étain.

C. MARQUAIRE et J. GEFFROY pour les indices et gisements d'uranium et les gîtes aurifères.

G. GUYONNAUD pour l'hydrogéologie.

COURBES DES FRÉQUENCES CUMULÉES

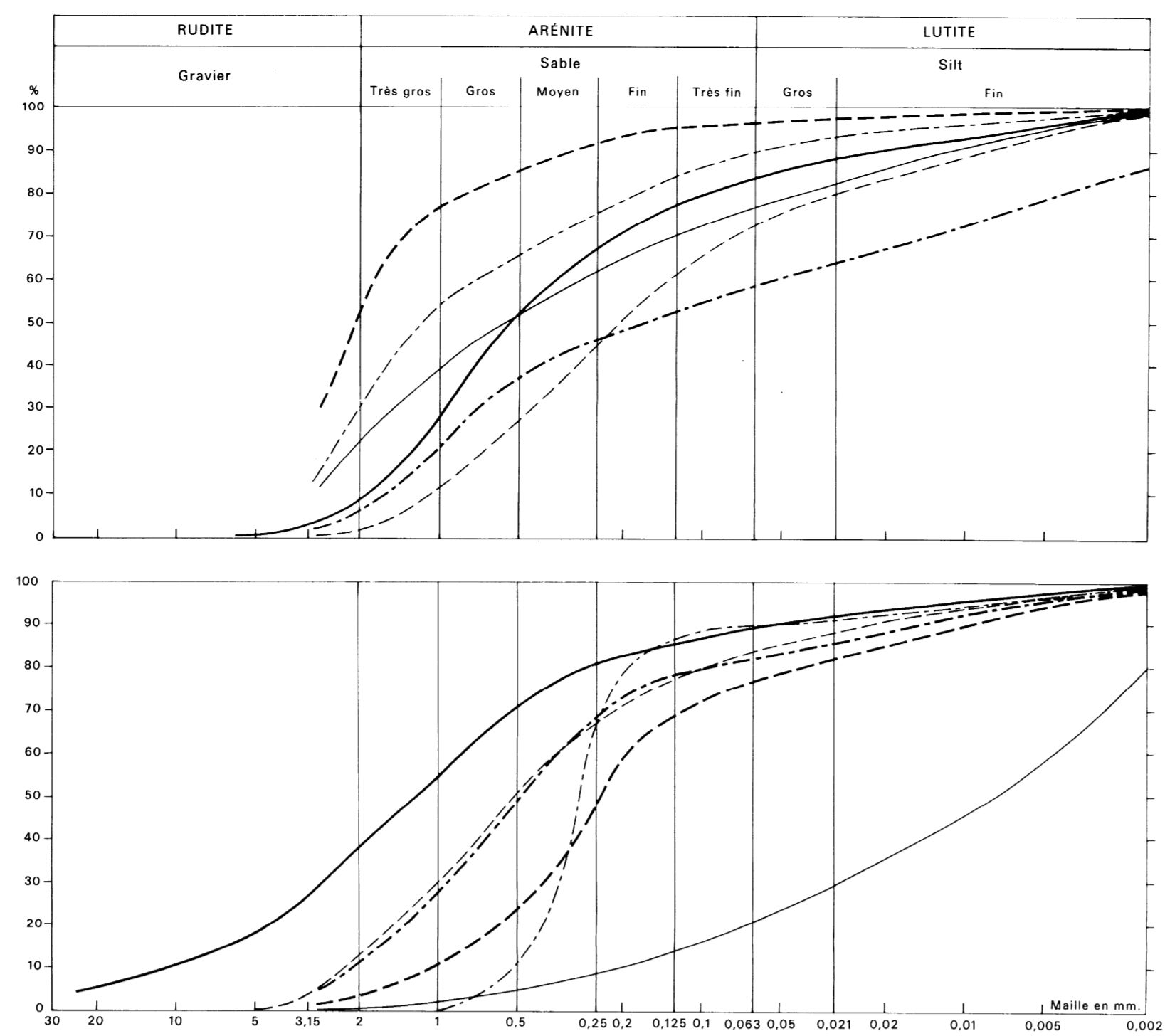


Fig. 4 - GRANULOMÉTRIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

COURBE	FORMATION	ROCHE MÈRE	PROFONDEUR	SITE	COORDONNÉES
—	A ₁	γ ₁	2	LE FRAISSE	524,18 113,90
—	A ₂	γ	1,80	PUY MELIER	517,80 109,90
- - -	A ₃	ζ	1,80	MAZURIE	527,60 107,80
- - -	Formations superficielles discontinues	γ	1	LA CHATRE	524,10 115,40
- - -		ζ	1	LE MAZET	529,00 107,90
- - -	A ₄	ζ	0,50	BORT	523,70 102,50
—	R ₁		2,20	LA DAIVE	509,10 117,40
—	C ₁ A		0,80	PUY MELIER	517,80 109,90
—	C ₂ A		1,10	PUY MELIER	517,80 109,90
- - -	F ₂		1	VAL S ^t -JACQUES	511,80 114,15
- - -	F ₁		1,50	LES MARINES	525,30 102,50
- - -	F ₂		0,80	LA MAZELLE	519,35 100,30

SYNTHÈSE GRANULOMÉTRIQUE, MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE POUR QUELQUES STATIONS CARACTÉRISTIQUES

FIG. 5 - FORMATIONS D'ALTÉRATION EN PLACE A DÉVELOPPEMENT VERTICAL PROFOND DU GRANITE γ₁

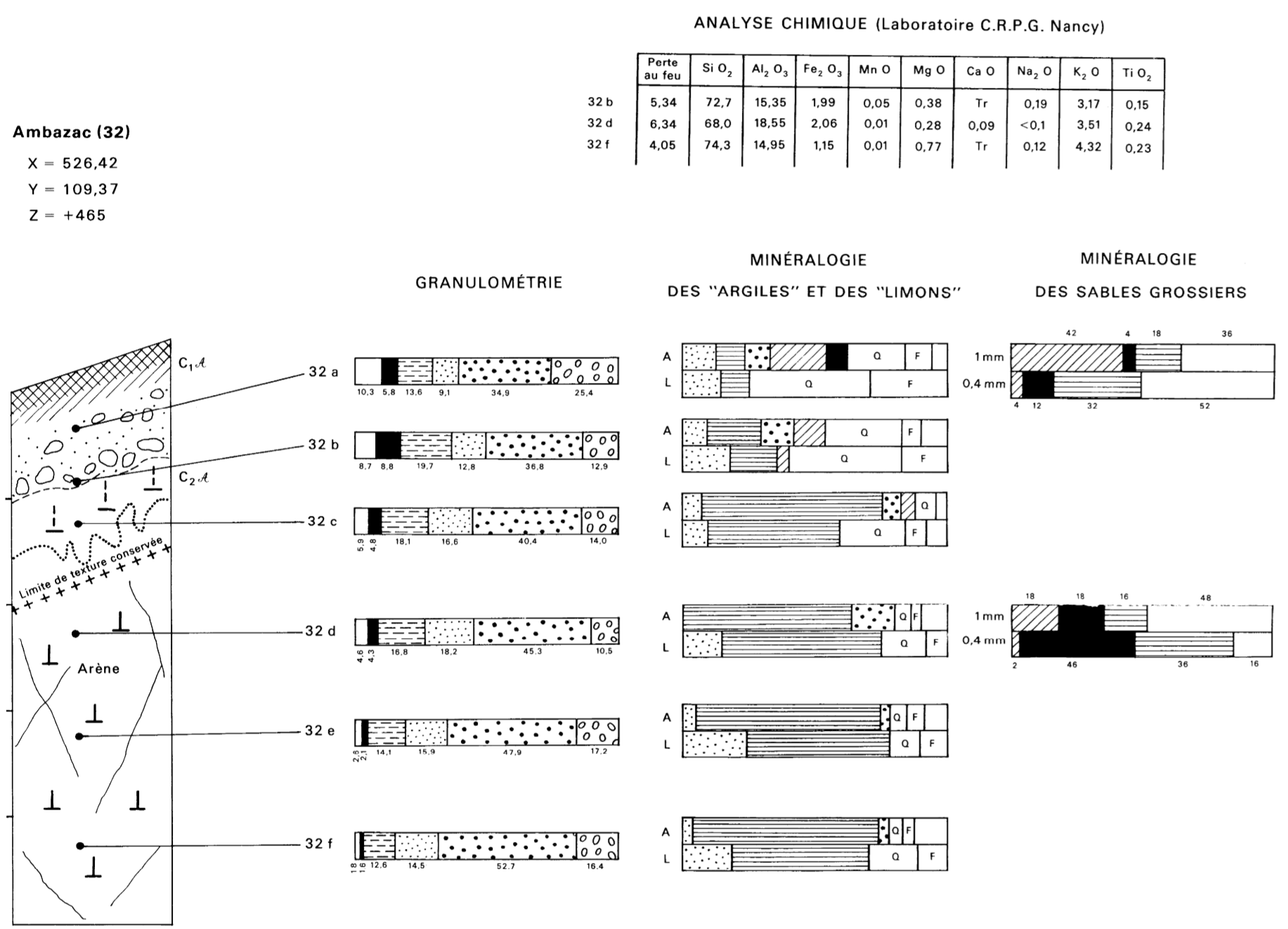


FIG. 6 - FORMATIONS D'ALTÉRATION EN PLACE

nettement argileuses à texture effacée et structure conservée sur substrat cristallin indéterminé

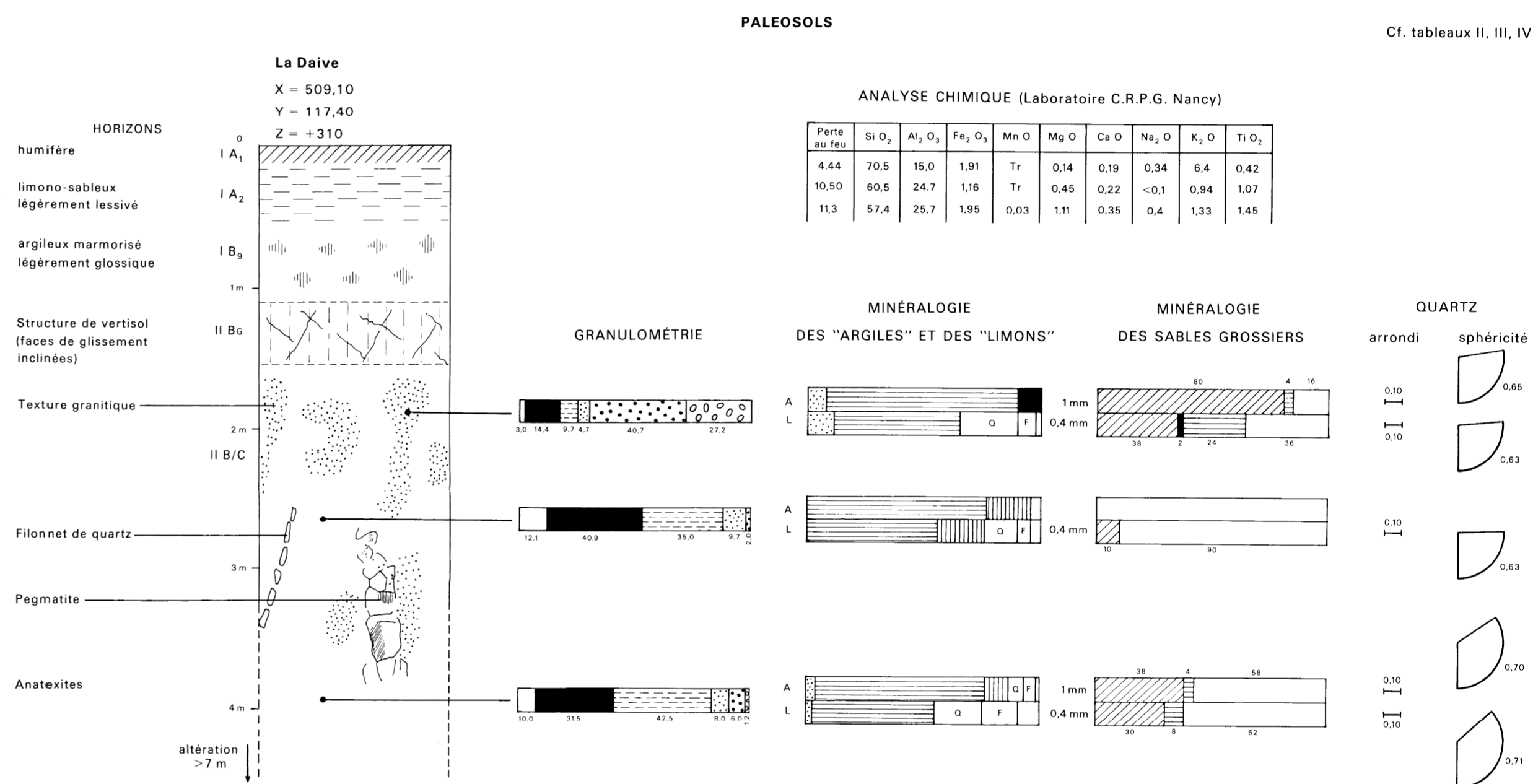


FIG. 7 - FORMATIONS DÉTRITIQUES : COLLUVIONS ET TOURBES

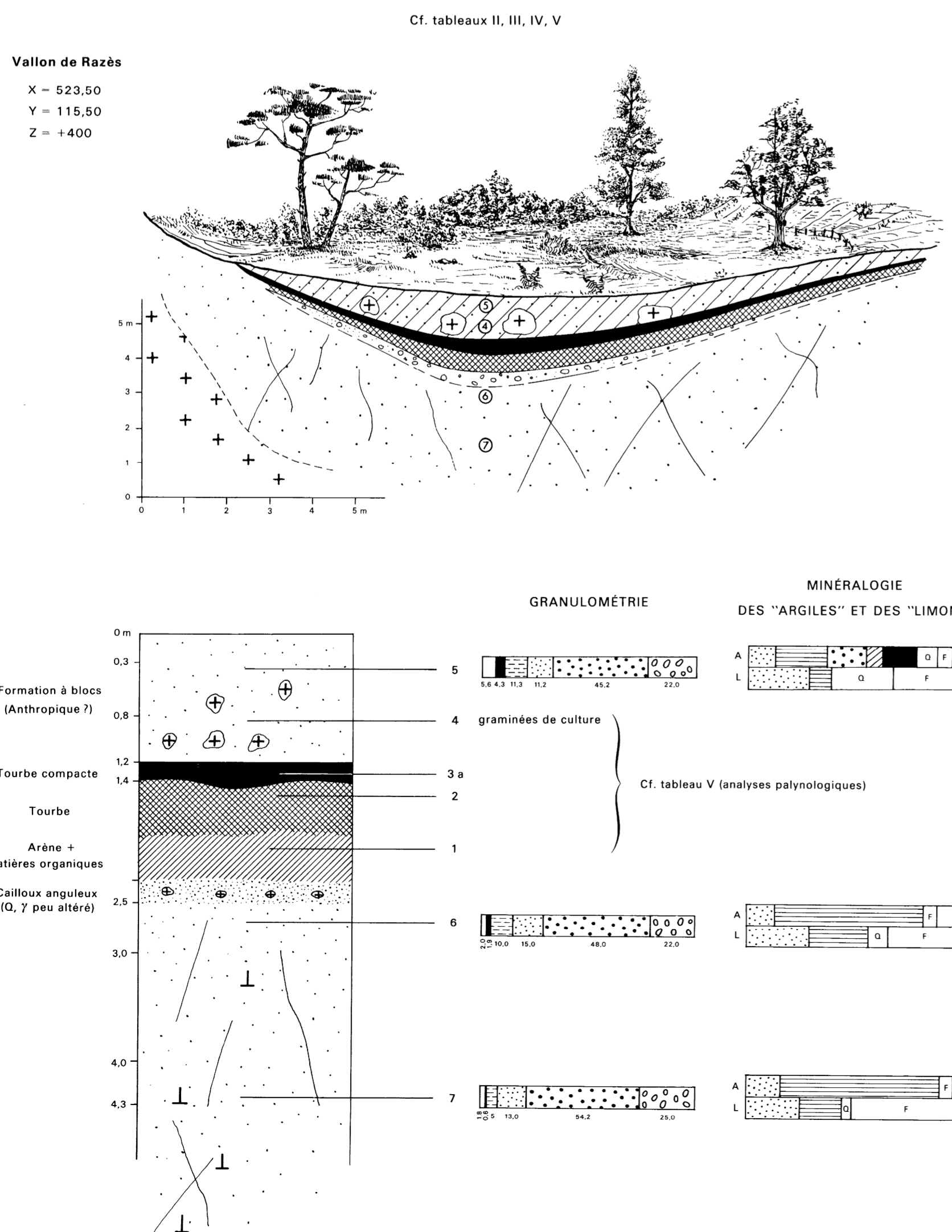


FIG. 8 - FORMATIONS DÉTRITIQUES : COLLUVIONS, TOURBES ET ALLUVIONS RÉCENTES

