

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BOURBON-LANCY

par

J. DELFOUR, L. CLOZIER, H.G. CARRAT, J. CORNET,
A. LEFAVRAIS-RAYMOND

BOURBON-LANCY

La carte géologique à 1/50 000
BOURBON-LANCY est recouverte par la coupure
AUTUN (N° 136)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Decize	Fours	Autun
Dornes	BOURBON- LANCY	Toulon- sur-Arroux
Moulins	Dompierre- sur-Besbre	Paray- le-Monial



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
BOURBON-LANCY À 1/50 000**

par

**J. DELFOUR, L. CLOZIER, H.G. CARRAT, J. CORNET
A. LEFAVRAIS-RAYMOND**

1990

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

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

– *pour la carte* : DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H.G., MAUGENEST M.C. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Bourbon-Lancy** (576) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H.G., CORNET J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990), 109 p.

– *pour la notice* : DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H.G., CORNET J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Bourbon-Lancy** (576) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières 109 p. Carte géologique par DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H.G., MAUGENEST M.C. (1990).

© BRGM, 1990. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

N° ISBN : 2-7159-1576-4

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>FORMATIONS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES DÉVONIENNES ET CARBONIFÈRES</i>	11
<i>ROCHES PLUTONIQUES NAMURO-WESTPHALIENNES</i>	26
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	39
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉ-TERTIAIRES</i>	44
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES</i>	45
<i>FORMATION DES SABLES ET ARGILES DU BOURBONNAIS</i>	56
<i>COLLUVIONS ET COMPLEXES DE FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	65
<i>FORMATIONS ALLUVIALES ET DÉPÔTS QUATERNAIRES ASSOCIÉS</i>	65
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	69
<i>PLISSEMENTS</i>	69
<i>STRUCTURE MAGMATIQUE DU GRANITE</i>	71
<i>FRACTURATION</i>	72
<i>MAGMATISME</i>	76
<i>MÉTAMORPHISME THERMIQUE</i>	79
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	80
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	80
<i>SOURCES THERMO-MINÉRALES</i>	84
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	85
OCCUPATION DU SOL	93
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE</i>	93
<i>TENDANCES ACTUELLES DE L'OCCUPATION DES SOLS,</i>	95
<i>SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	95
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	96
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	96
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	98
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	107
AUTEURS	107
ANNEXE	108
<i>ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES</i>	108

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE (fig. 1)

Le territoire de la feuille Bourbon-Lancy se situe aux confins de la Bourgogne, dans les premiers contreforts de la bordure occidentale du Morvan, dominant la Sologne bourbonnaise et la vallée de la Loire. Ce territoire est partagé sur trois départements : la Nièvre au Nord, l'Allier à l'Ouest et la Saône-et-Loire au Sud.

La zone granitique, au relief mammelonné, occupe le quart oriental de la feuille, sur une largeur Est-Ouest de 5 à 8 km. L'altitude y est modérée, dépassant rarement 400 m et culminant au mont Tauffrin à 415 m.

À l'Ouest, s'étend une partie du faisceau dévono-dinantien du Morvan où les terrains volcano-sédimentaires forment un pays plus accidenté, aux collines allongées NNE et dont les plus hautes, Signal-de-Mont (point culminant de la feuille à 469 m) et Croix-Charles, sont couvertes de forêts.

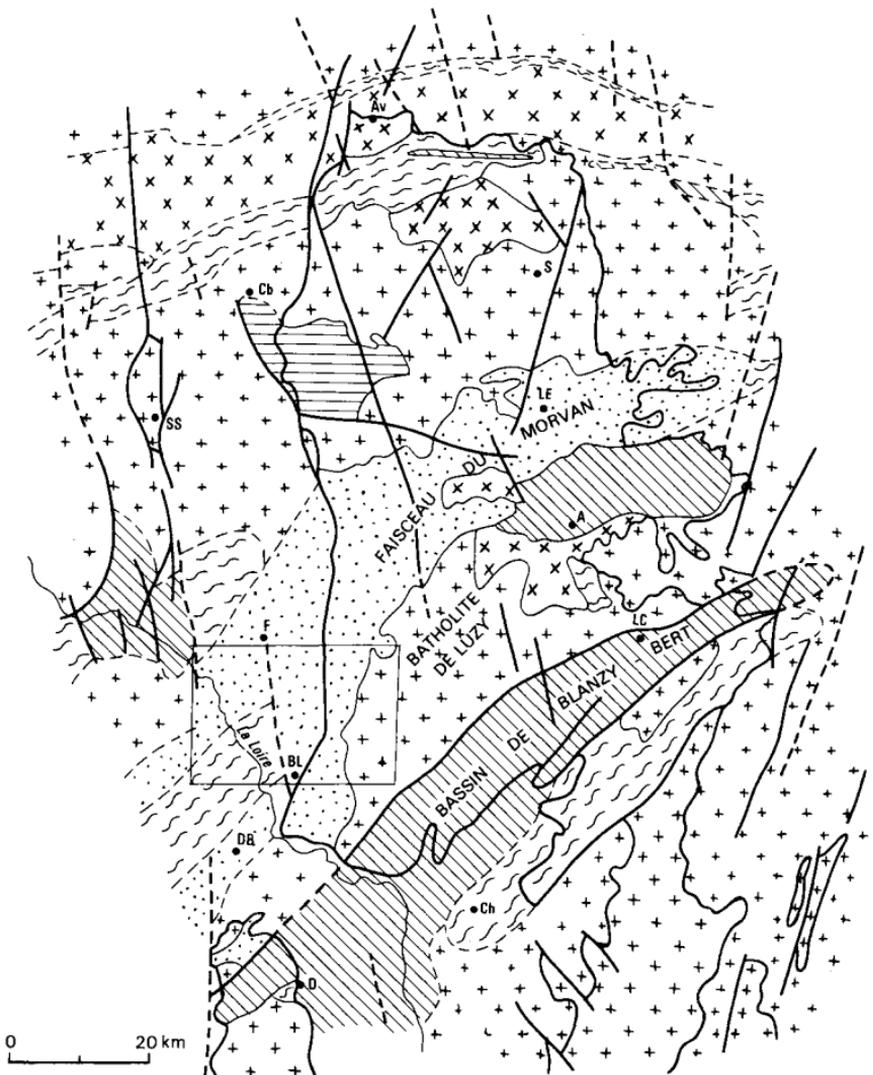
L'ensemble appartient au bloc du Morvan qui surplombe d'une centaine de mètres le bassin d'effondrement tertiaire et la plaine de la Loire. Cette reprise récente de l'érosion se traduit par la faible abondance des produits d'altération sur les terrains dévono-dinantiens. Ainsi, et malgré une pluviométrie élevées (900 mm/an) favorisant le couvert végétal, les siltites (*ardille* en terme local) et les roches volcaniques anciennes ne sont recouvertes que par une faible épaisseur de terre arable, concourant au maintien des pâtures et des bois et freinant le développement de la polyculture.

Effondré vers l'Ouest, le domaine occupé par les terrains tertiaires est comblé par les sédiments détritiques à proximité des reliefs de bordures, et carbonatés dans la zone distale.

Les dépôts détritiques d'âge plio-quadernaire, meubles et chenalisés dans les sédiments tertiaires, constituent les paléocours de la Loire dans le Sud-Ouest de la carte, de la Somme au Nord-Ouest de Bourbon-Lancy et de l'Aron (cours actuel hors carte) au Nord de Cronat. Au caractère argileux de la fin de ce remblaiement correspond un plateau imperméable entaillé par l'érosion, dont l'altitude relative est comprise entre quelques mètres et une vingtaine de mètres en contre-bas du plateau tertiaire, soit aux environs de 240 m.

Les rivières principales, la Somme et la Cressonne, qui drainent le domaine granitique, ont leurs cours généralement orientés Nord-Ouest. À la traversée du domaine volcano-sédimentaire, les vallées de ces deux rivières deviennent étroites et relativement encaissées et leurs tracés sinueux suivent les directions des fractures tardi-hercyniennes. Ces vallées s'élargissent considérablement au débouché dans le bassin tertiaire qu'elles drainent jusqu'à leur confluence avec la Loire.

La plaine alluviale de la Loire, large de 3 à 4 km, s'abaisse de 206 m au Sud de la carte, à 196 m au Nord-Ouest. Les terrasses, dont les principaux



Av : Avallon; Cb : Corbigny; SS : Saint-Saulge; S : Saulieu; LE : Lucenay-l'Evêque; A : Autun; F : Fours; LC : Le Creusot; BL : Bourbon-Lancy; D : Le Donjon; DB : Dompiere-sur-Besbre; Ch : Charolles.

 Volcanisme stéphanop-Permien

 Formations dévono-dinantienne

 Bassin stéphanop-Permien

 Formations cristallophylliennes anté-dévonienne

 Granite à deux micas

 Faille

 Granite à biotite

 Limites de la feuille

Fig. 1 - Situation géologique de la feuille Bourbon-Lancy dans la partie NE du Massif central. La structure du socle cachée sous la couverture sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque est interprétée d'après les données des diverses prospections géophysiques et les sondages (Weber, 1968)

témoins subsistent en rive gauche, s'étagent en paliers successifs montrant un encaissement de 25 m par rapport à la plus ancienne vers Paray-le-Frésil, située à 227 m d'altitude.

Dans le domaine paléozoïque, l'activité agricole est dominée par l'élevage des bovins, essentiellement de race charolaise, ainsi que par celui du mouton. L'habitat est clairsemé en fonction de la dispersion des ressources en eau.

Les différents plateaux du domaine tertiaire sont en majorité couverts de forêts et de bois, tandis que les versants supportent de nombreuses prairies entourées de haies, destinées à l'élevage des bovins et dans une moindre mesure à celui des ovins. Les exploitations agricoles se consacrent également à l'élevage des porcs et des volailles. Le fond des vallons, généralement endigué à plusieurs niveaux, présentent une succession d'étangs, notamment dans le quart nord-ouest de la carte.

Tapissée d'alluvions limoneuses à sablo-argileuses, la plaine de la Loire permet la culture de prairies et de plantes sarclées et céréalières.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de terrain et le tracé des contours géologiques de la feuille Bourbon-Lancy ont été effectués de 1979 à 1983 :

- pour les formations dévono-dinantiennes, par J. Delfour (BRGM) ;
- pour le domaine granitique, par H.G. Carrat (collaborateur) ;
- pour les terrains mésozoïques, par M.C. Maugenest (BRGM) avec la collaboration de A. Lefavrais-Raymond (BRGM) ;
- pour l'ensemble des formations oligo-miocènes et plio-quadernaires, par L. Clozier (BRGM).

Les premiers levés à l'échelle du 1/50 000 sont dûs à une équipe de géologues et de prospecteurs du Commissariat à l'énergie atomique, basée à Grury (Saône-et-Loire). Ces levés ont servi au mémoire inédit de J. de Geoffroy (1951) sur « le batholite de Luzy ».

L'esquisse géologique à 1/50 000 qui en a été faite intéresse exclusivement le granite et sa périphérie dévono-dinantiennne immédiate ; améliorée par les travaux de terrain postérieurs et une nouvelle cartographie inédite (Carrat, 1959), cette esquisse fut utilisée pour la 3^e édition de la feuille Autun à 1/80 000 (1968) et, dans la partie morvandelle, d'une carte géologique à 1/200 000 imprimée par le CEA mais restée inédite.

Par la suite, un lever à 1/10 000 de la partie granitique et intéressant surtout l'uranium a été réalisé par R. Jault, prospecteur. Ce lever, qui s'étend sur une grande partie de la carte, est le plus précis et le plus récent qui existe actuellement.

Les caractères pétrographiques du granite ont fait l'objet d'une étude portant sur l'ensemble du batholite (Carrat, 1966) avant d'être reprise dans le cadre du Morvan entier avec un mémoire de thèse (Carrat, 1969a).

La forte arénisation du granite a été une des principales difficultés des levés géologiques et explique la représentation uniforme de cette roche qui contraste avec certains détails consacrés à des faciès plus particuliers et moins abondants, tels que les aplites et les microgranites.

Les forages et les galeries de mines exécutés pour la recherche et l'exploitation de l'uranium ont permis d'effectuer un échantillonnage correct mais néanmoins ponctuel à l'échelle du batholite granitique.

En domaine dévono-dinantien, les affleurements assez nombreux restent cependant de faible extension et donc de qualité médiocre pour une bonne compréhension des relations entre les divers faciès volcaniques et sédimentaires. Les vallées de la Somme et de la Cressonne offrent d'assez bonnes conditions d'observation.

Une meilleure connaissance des volcanismes dévoniens et dinantiens de la région a été apportée par les travaux réalisés dans le cadre d'une action concertée DGRST et menés sur le gisement de pyrite de Chizeuil et son environnement volcano-sédimentaire (Lemière, 1982 ; Lécuyer, 1982 ; Delfour *et al.*, 1984).

Dans les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires, un effort tout particulier a été porté à la définition et à la cartographie d'ensembles lithologiques dont l'observation systématique a été réalisée soit sur des affleurements naturels (et le plus souvent occasionnels), soit à l'aide de sondages de reconnaissance stratigraphique de 10 à 25 m exécutés à la tarière dans les terrains meubles.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Paléozoïque

La nature des terrains dévoniens, carbonifères et permien du Morvan est étroitement conditionnée par l'évolution tectonique du segment nord de la zone interne, ou arverno-vosgienne, de la chaîne varisque (Autran, 1980). Dans cette zone, l'activité tectono-métamorphique, intense du Silurien au Dévonien inférieur, aboutit au Dévonien moyen à la formation d'un socle cristallophyllien dont plusieurs témoins subsistent au sein des granites namuro-westphaliens.

Au Dévonien supérieur et au Carbonifère inférieur, ce segment reste à l'écart des grands chevauchements synmétamorphes qui affectent la partie axiale du Massif central. Les formations volcano-sédimentaires du faisceau dévono-dinantien du Morvan, bien que recoupées largement par les granites carbonifères, restent modérément déformées et peu métamorphisées.

Dans l'extrémité sud du faisceau du Morvan, les assises les plus anciennes reconnues sont les calcaires et les dolomies du Frasnien—Famennien. On ignore donc la nature des terrains situés sous cette sédimentation carbonatée produite en grande partie par des peuplements de crinoïdes vivant en eaux peu profondes.

Les conditions bathymétriques variant, des dépôts terrigènes fins, siltites à rares intercalations calcaires, succèdent rapidement à la sédimentation carbonatée et vont prédominer durant tout le Famennien quand ils ne sont pas perturbés ou entrecoupés de produits émanants de l'activité volcanique subaquatique.

Ce volcanisme, limité à quelques foyers dispersés géographiquement, débute par la formation de dômes de laves acides (soda-dacite ou quartz-kératophyre) auxquels succèdent des coulées plus largement répandues de laves autobréchiques, de tuffo-laves de composition basaltique à andésitique. Des intrusions subvolcaniques (stocks) et des extrusions massives de dacites autobréchiques se mettent en place dans la pile volcanique.

Les produits de démantèlement des appareils volcaniques, grossiers à proximité des foyers d'émission, diminuent graduellement de taille et progressivement s'interstratifient dans la sédimentation silteuse. On observe ainsi, avec un degré croissant de remaniement, tous les termes de passage depuis des brèches volcaniques grossières jusqu'à des tufs fins très remaniés.

L'activité volcanique a son paroxysme au Famennien moyen et se poursuit plus sporadiquement et plus faiblement au Famennien supérieur et au Tournaisien inférieur.

Entre les périodes de volcanisme et loin des foyers, la sédimentation silteuse prédomine et se poursuit sans discontinuité (ni lacune, ni discordance) au Carbonifère inférieur. Ainsi, tant sur plan faciologique que géochimique, il n'est pas possible de distinguer les siltites famenniennes de celles du Carbonifère inférieur. Par contre, un changement important apparaît dans la nature des sédiments interstratifiés dans ces siltites, marqué par des apports brusques de grès et de conglomérats à galets bien roulés de quartz, quartzites et lydiennes. En l'absence de repères chronostratigraphiques fins, l'apparition des premiers bancs de grès au sein des siltites est prise comme limite — arbitraire — entre le Dévonien et le Carbonifère. Cette série silto-gréseuse présente le faciès caractéristique du Culm dinantien, avec des décharges conglomératiques de nature deltaïque dans une mer très peu profonde.

Le volcanisme, actif par intermittences au début du Carbonifère inférieur, reprend de l'importance au Viséen inférieur, avec la formation de nouveaux foyers marqués par des extrusions et des dômes de dacite porphyriques et des épanchements ignimbritiques de même composition.

La coexistence de matériaux volcaniques d'épanchement aérien et d'une sédimentation silteuse remaniant des fragments de roches volcaniques ou entrecoupée de tufs remaniés et même de conglomérats à galets de volcanites, témoigne d'appareils éruptifs partiellement émergés et soumis à de forts démantèlements. Ce paroxysme passé, la sédimentation silto-gréseuse à intercalations de conglomérats (galets de quartz, quartzites, lydiennes et parfois calcaires) se poursuit au Viséen inférieur et moyen.

Au Viséen moyen, l'instabilité épirogénique semble responsable de l'absence de sédimentation et des relations stratigraphiques complexes, encore

mal définies, entre les dépôts du Viséen inférieur et les grands épanchements de tufs et d'ignimbrites rhyodacitiques du Viséen supérieur. Ce volcanisme essentiellement aérien occupe des bandes de terrain orientées ENE et donc transverses sur la direction générale du faisceau du Morvan. Les limites de ces bandes, ou grabens, sont presque toujours marquées par des accidents fréquemment empruntés par des filons de microgranite. L'absence d'orientation dans les volcanites et la rareté des intercalations sédimentaires (petits niveaux d'antracite) interdisent, en l'état actuel de la cartographie, toute reconstitution structurale.

La limite supérieure de cette série volcanique n'est pas connue : arrêt du volcanisme ou érosion lors de la phase orogénique sudète durant laquelle l'essentiel de la structure plissée du faisceau va être acquis. L'ensemble des plis d'axe N 10° E et plongeant modérément vers le Nord (10 à 30°) constitue, dans la partie sud du faisceau, un synclinorium dont la partie centrale est occupé par un anticlinal de terrains famenniens.

Ces terrains plissés sont recoupés par l'intrusion de granite monzonitique de Luzy dont la mise en place s'est faite au Namuro-Westphalien. Le métamorphisme thermique en bordure du granite est bien exprimé par le développement de blastes de cordiérite dans les siltites. La présence de néobiotite dans diverses roches et en plusieurs secteurs indiquerait l'existence probable du granite en profondeur sous une grande partie du faisceau du Morvan.

L'âge de mise en place d'une partie des filons de microgranites granophyriques reste encore problématique en l'absence de datation absolue. Souvent concentrés en faisceaux, ces filons, recoupant le granite de Luzy, ne paraissent affectés que par la fracturation tardi-hercynienne. Mises en place à faible profondeur, ces roches pourraient être rattachées au volcanisme aérien subalcalin d'âge stéphanien supérieur à autunien, dont un important témoin occupe encore un large domaine dans la région de Montreuillon (Carpena *et al.*, 1984 ; Monnier et Stussi, 1984) sur les feuilles à 1/50 000 Château-Chinon et Corbigny. Les filons de lamprophyre seraient à rapporter à la même période d'activité magmatique.

L'essentiel de la fracturation qui affecte le domaine paléozoïque provient de mouvements tardi-hercyniens dont le jeu en compression évolue de la direction Nord-Sud au Stéphanien supérieur à celle Est-Ouest à l'Autunien. A ces mouvements épirogéniques sont donc liés les grands cisaillements N 30° E et N 160° E puis N 60° E et N 120° E. Les diverses phases de compression et de distension qui se succèdent de l'Autunien au Miocène, particulièrement en contre-coup des orogénèses pyrénéenne et alpine, se marquent dans le socle paléozoïque par la réactivation des fractures tardi-hercyniennes, dans lesquelles se mettent en place, comme au Jurassique inférieur, des filons de quartz à barytine et oxydes de manganèse.

Mésozoïque

Très bien représentés vers le Nord (bassin de Paris), les sédiments du Secondaire apparaissent à Ternant à la faveur d'un panneau effondré et disloqué par faille, reposant sur le Dévono-Dinantien.

Le Trias est principalement figuré par des matériaux argileux, marneux ou gréseux surmontés par les calcaires du Lias inférieur. L'abondance des fossiles dans ces dépôts témoigne de la transgression marine qui, commencée au Rhétien, a envahi progressivement, par l'Est, le bassin de Paris.

Cénozoïque

A la fin de l'Éocène et au cours de l'Oligocène, sous l'influence des mouvements orogéniques alpins, s'individualisent de larges fosses subsidentes dans lesquelles s'accumulent d'épaisses séries détritiques et carbonatées.

Dans la fosse de Moulins, prolongement nord de la Grande Limagne, des sondages ont révélé la présence de 600 à 1 000 m environ de sédiments tertiaires attribués à l'Éocène moyen (Lutétien supérieur), à l'Éocène supérieur, à l'Oligocène et à la base du Miocène. A l'exception des dépôts stampiens fins qui, dans le fossé de Riom notamment, ont enregistré des incursions marines, l'ensemble des terrains sédimentaires indique un environnement continental de type lacustre, fluvial et terrestre. La région occidentale de la carte Bourbon-Lancy doit à ces formations ses principales caractéristiques.

Les mouvements de subsidence se ralentissent considérablement à partir du Miocène, l'érosion entaille les dépôts précédents sans toutefois laisser, sous forme de dépôts, beaucoup de trace de son action. Après l'assèchement des lacs aquitaniens dans lesquels se sont élaborées d'énormes masses de récifs algaires, nous ne connaissons pas, dans le cadre de la feuille, de dépôts attribuables au Miocène post-aquitain comparable aux sables fluviaux de la région clermontoise (sables feldspathiques burdigaliens, sables à chailles pontiens). Dans le bassin de Moulins, l'unique dépôt connu de cette période est constitué par les sables fossilifères piégés dans une cavité karstique de la région de Givreuil, attribués anciennement à l'Helvétien.

Au Pliocène, des dépôts détritiques fluviaux et fluvio-lacustres, assez considérables par leur épaisseur et la surface qu'ils couvrent, se mettent en place dans les limagnes d'Auvergne, la Sologne bourbonnaise et le Berry (fossé de la Loire).

Au cours du Quaternaire, l'encaissement progressif des cours d'eau est à l'origine du dépôt de terrasses étagées. Le modelé du relief actuel, lié en majeure partie à l'action de mécanismes alluviaux, résulte également de divers processus de dégradation périglaciaire ; ceux-ci, par colluvionnement ou solifluxion, sont à l'origine du déplacement sur les pentes des matériaux meubles.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATION VOLCANO-SÉDIMENTAIRES DÉVONIENNES ET CARBONIFÈRES

La moitié sud du faisceau dévono-dinantien du Morvan constitue une unité structurale couverte par 3 feuilles : Dompierre-sur-Besbre au Sud, Fours au Nord et Bourbon-Lancy au centre.

Les terrains paléozoïques, plissés lors de l'orogénèse hercynienne, s'ennoient progressivement vers le Nord, depuis le Frasnien–Famennien de la région de Gilly-sur-Loire (Dompierre-sur-Besbre) jusqu'au Viséen supérieur au Nord-Est de Saint-Honoré-les-Bains (Fours). Les terrains affleurant sur Bourbon-Lancy offrent donc une suite relativement complète mais qui, pour être bien appréhendée, doit se référer aux connaissances géologiques régionales et à leur évolution.

C'est à A. Michel-Lévy que l'on doit l'essentiel de ces connaissances, exposées dans son ouvrage magistral sur les terrains primaires du Morvan et de la Loire (1908) et auquel il est encore utile de se référer. Sur la base de ses découvertes paléontologiques et sur celles antérieures de A. Julien (1896), il définit la suite stratigraphique s'étendant du Frasnien–Famennien au Viséen supérieur, soulignant l'extension – principalement sur la feuille Bourbon-Lancy – du Tournaisien. Il différencie pétrographiquement les trois principaux épisodes volcaniques :

- albitophyres et tufs albitophyriques du Famennien ;
- orthophyres, brèches et tufs orthophyriques du Tournaisien ;
- tufs microgranulitiques du Viséen supérieur.

En 1926, Michel-Lévy relie ces appellations régionales à la terminologie internationale : dacite sodique pour les albitophyres et dacite et dacite potassique pour les orthophyres. Ces termes restent encore d'un usage courant (Bébié, 1970, feuille à 1/80 000 d'Autun) ainsi que celui de « Tufs anthracifères » pour les rhyodacites du Viséen supérieur.

Révisant les déterminations effectuées par A. Julien (1896) et A. Michel-Lévy (1908) sur la faune de brachiopodes, J. Guffroy (1957) remet en cause l'existence du Tournaisien dans le faisceau du Morvan, considérant qu'il y a lacune de cet étage lors d'une période d'émersion due à la phase orogénique bretonne. Cette hypothèse fut retenue pour la 3^e édition de la feuille à 1/80 000 Autun (1968) et par H.G. Carrat (1969a). Les faunes de brachiopodes révisées par J. Guffroy proviennent des gîtes fossilifères d'Apussy, de Forge-de-la Loge et de La Varville (feuille Fours). Des gîtes lithostratigraphiquement voisins ont fourni des fossiles considérés comme tournaisiens à Chanaud (Corsin et Guffroy, 1969) ou struniens à Pommeray (Weyer, 1965). Les levers de terrain n'ont pu mettre en évidence de discontinuité (lacune sédimentaire ou discordance angulaire) dans la sédimentation silteuse qui se poursuit du Famennien supérieur aux dépôts à faciès culm du Carbonifère inférieur. En conséquence, la séquence volcano-sédimentaire, qui s'étend du Strunien daté au Viséen inférieur daté, est rapportée au Dinanien inférieur.

Famennien

d6-7. **Siltites, siltites tuffacées, silstones et volcanisme associé.** Cet étage n'est représenté que par les terrains d'âge famennien supérieur, s'étendant suivant une bande anticlinale subméridienne dans laquelle les sédiments silteux contiennent quelques intercalations volcaniques, la plus importante étant le complexe volcanique de Cressy-sur-Somme. Dans le prolongement

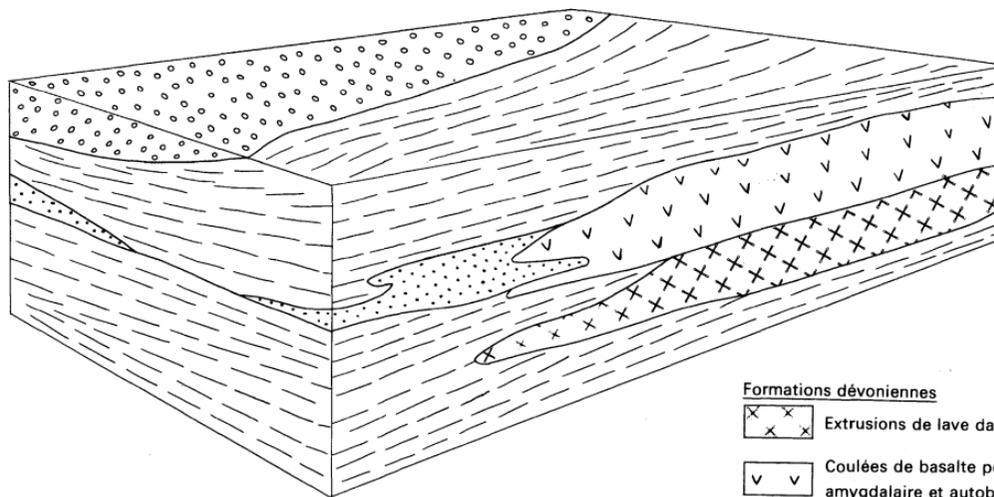


Fig. 2 - Bloc diagramme
 montrant les relations entre les épanchements volcaniques
 du Famennien et les dépôts volcano-sédimentaires en dérivant
 Cas du massif de Cressy-sur-Somme

Formations dévoniennes



Extrusions de lave dacitique



Coulées de basalte porphyrique
 amygdalaire et autobréchique



Tufs basaltiques remaniés



Siltites

Formation du Dinantien inférieur



Conglomérat

sud apparaît la terminaison du complexe volcanique de Chizeuil, largement développé sur la feuille voisine Dompierre-sur-Besbre. Bien que moins important, le complexe de Cressy s'apparente grandement à celui de Chizeuil tant du point de vue lithologique que stratigraphique. On y rencontre les mêmes laves et tufs basaltiques à rhyo-dacitiques épanchés entre le Famennien moyen et supérieur (Delfour et Gigot, 1984) et affectés également par le métamorphisme thermique du granite de Luzy.

Le complexe volcanique de Cressy affleure particulièrement bien dans la vallée encaissée de la Somme où la succession des divers épanchements acides et basiques a pu être reconstituée, ainsi que les passages latéraux aux dépôts formés par les produits de projections volcaniques et par leurs remaniements au sein de la série silteuse (fig. 2).

● $\rho\alpha^N$. **Soda-dacite porphyrique.** Les termes volcaniques acides semblent s'être mis en place les premiers. Actuellement morcelés par la tectonique, ils constituaient initialement une ou deux coulées ou extrusions massives de dacite (ou kéra-tophyre) restées centrées sur leur point d'émission. Au microscope, des laves les moins modifiées par le métamorphisme thermique présentent une texture et une composition minéralogique très homogène : lave porphyrique à glomérophyrique, à phénocristaux sub- à automorphes d'oligoclase-albite (An 10-20) dans une mésostase felsitique à microlitique parfois bien conservée avec des figures de retrait perlitique et des enclaves de laves plus grenue et plus plagioclasique. Le plus souvent et à proximité du granite, la roche est recristallisée, voilée ou parcourue de veinules de feldspath potassique secondaire recoupant à la fois la mésostase et les phénocristaux de plagioclase.

Dans une ancienne carrière située à 750 m au Nord-Est de celle en exploitation dans les tufs andesito-basaltiques, la première extrusion de soda-dacite est surmontée par des alternances rythmées, centimétriques, finement granoclassées, de tufs cinéritiques soda-dacitiques qui, au contact même, s'insinuent dans les irrégularités de la surface de la lave.

Dans les environs du Grand-Bost, le prolongement nord du massif de Chizeuil est principalement représenté par des soda-dacites ou quartz-kéra-tophyres gris violacé. Comme à Créssy, ces laves se sont probablement épanchées sous forme d'extrusions massives restées très proches de leurs points d'émissions. Au microscope, les phénocristaux d'albite-oligoclase, associés parfois en texture glomérophyrique, sont dispersés dans une mésostase microlitique assez pauvre en minéraux ferromagnésiens. L'action métamorphique du granite proche se marque par le développement d'actinote, de biotite et une feldspathisation potassique affectant l'ensemble de la roche.

Enclavés par le granite de Luzy, quelques affleurements de « **quartzite à muscovite** » ($\rho\alpha^N_{[1]}$) dérivent de laves soda-dacitiques profondément transformés par les circulations hydrothermales contemporaines du volcanisme (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984).

● $\alpha\beta$. **Coulées d'andésite, basaltes porphyriques, microlitiques, fréquemment autobréchiques.** Les termes volcaniques de composition basique sont représentés par une masse importante de **laves autobréchiques basaltiques** ($\alpha\beta_{[1]}$) vert sombre, constituées de fragments de quelques mil-

limètres à plusieurs centimètres de lave porphyrique, microlitique, amygdalaire à ponceuse, emballés dans une matrice lavique de même nature.

Les roches les moins touchées par l'action thermique du granite se présentent comme des laves à phénocristaux sub- à automorphes de plagioclase zoné (An 20 à An 40) mais souvent altéré, parfois aussi à phénocristaux automorphes de clinopyroxène ouralitisé mais dont le cœur est parfois conservé (augite : $Wo = 41$, $En = 43$, $Fs = 16$). La mésostase microlitique est chargée de minéraux opaques et de minéraux secondaires : actinote, épidote, néobiotite, albite.

Les **laves andésitiques et basaltiques** ($\alpha\beta$) à mésostase microlitique fluidale, observées localement, appartiennent soit à des coulées, soit à des sills, soit même à des blocs de lave dans les coulées autobréchiques ; les conditions médiocres d'affleurement ne permettent pas de trancher. Plusieurs épanchements de laves autobréchiques semblent se succéder, séparés ou passant latéralement à de puissants niveaux de tufs massifs tels que ceux exploités dans la carrière de Cressy-sur-Somme, ou séparés par des niveaux silto-tuffacés emballant des fragments de lave basaltique.

● **tf. Tufs et brèches dacitiques à basaltiques, plus ou moins remaniés.** Dans les tufs massifs, les cristaux brisés d'oligoclase-andésine dominent sur les lapillis (jusqu'à 2 mm) de lave basaltique microlitique ; on peut y noter aussi la fréquence des lapillis de kéraatophyre à débit perlitique.

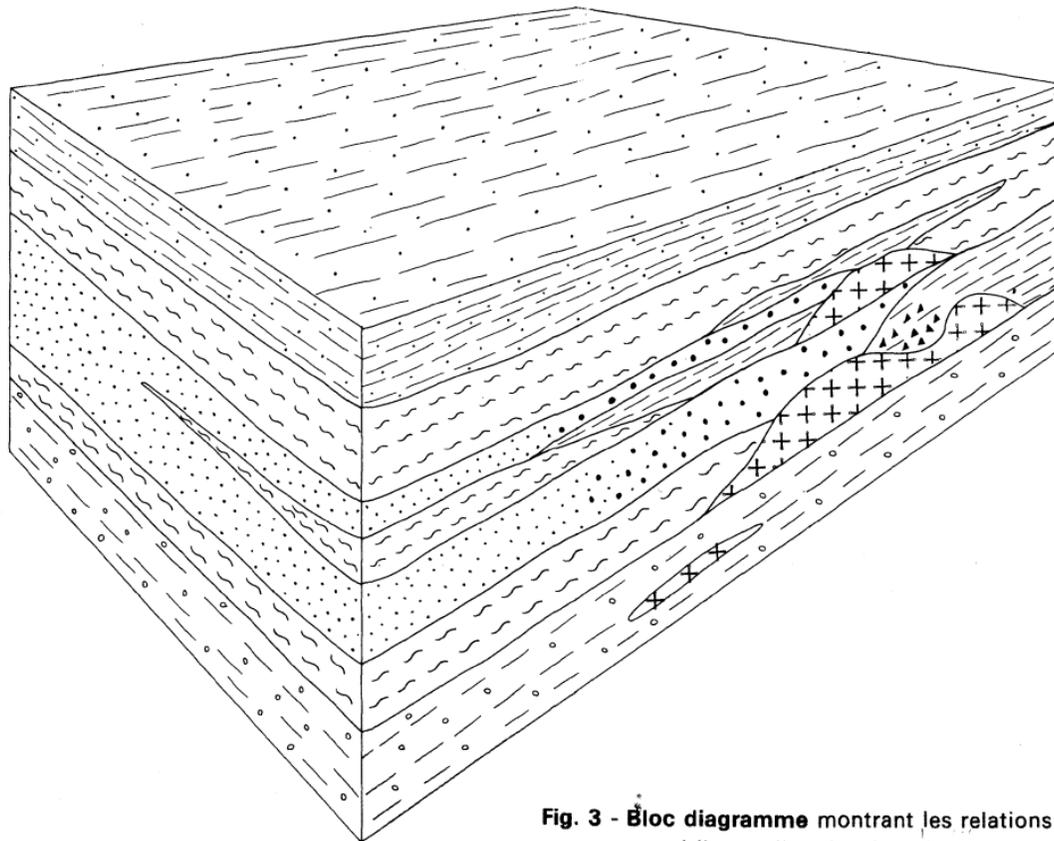
Au Sud de la Somme, les laves basaltiques autobréchiques passent latéralement à des tufs grossiers à éléments anguleux de lave porphyrique, microlitique, amygdalaire, de basalte, de tuf à cristaux de plagioclase et lapillis basaltiques et plus rarement de kéraatophyre perlitique. Les niveaux de tufs sont interstratifiés dans les siltites.

Au Sud-Ouest du Grand-Bost, les divers matériaux volcaniques interstratifiés dans les siltites où les intercalations de tufs remaniés andésito-basaltiques sont fréquentes, apparaissent par leurs faciès et leur position structurale comme émanant de la partie sommitale du complexe volcanique de Chizeuil. Citons entre autres :

● au Sud de Sarroux et au Sud-Ouest et à l'Ouest de Mont, affleurent des **andésites porphyriques** (α) localement séricitisées, ainsi que des **tufs andésitiques** ($tf\alpha$) à cristaux d'oligoclase et lapillis de dacite porphyrique à mésostase microlitique.

● des intrusions subvolcaniques de **dacite porphyrique** ($p\alpha$). Dans une petite carrière (1,5 km Nord-Ouest de Mont), des sills anastomosés de dacite porphyrique à fond fluidal très fin et séricitisé sont un exemple de mise en place dans les siltites encore peu consolidées. On retrouve plus au Nord, à La Forge, ce type de lave dacitique soit massive, à texture fluidale et microlitique, soit sous le faciès de microbrèche de coulée où les éléments de dacite sont également finement microlitiques, et à amygdales remplies d'albite de néoformation ; on y trouve emballés des fragments de siltite dans une matrice à carbonate et albite.

Ces manifestations volcaniques s'apparentent par leur faciès à celles intercalées, dans la région de Givallois (feuille Dompierre-sur-Besbre), au



-  Séquence détritique supérieure
-  Siltite
-  Tufs remaniés à fragments lithiques (ignimbrite dacitique, andésite-dacite)
-  Conglomérat à galets d'andésite-dacite
-  Ignimbrite dacitique
-  Brèche à fragments d'andésite-dacite et matrice silteuse
-  Extrusion d'andésite-dacite
-  Séquence détritique inférieure

Fig. 3 - Bloc diagramme montrant les relations entre les divers termes volcaniques et volcano-sédimentaires du Dinantien inférieur dans le secteur de Savigny-Poil-Fol

sommet de la séquence famennienne, peu avant les premiers dépôts de grès caractérisant le Dinantien inférieur.

- à l'Est du Sarroux, dans les alternances de siltites et tufs andésito-dacitiques remaniés, un épanchement de **tuffo-lave andésitique** (*tf-l*) est caractérisé par l'abondance des éléments pyroclastiques ; les cristaux de plagioclase (An 35) partiellement séricitisés et potassifiés, les cristaux d'amphibole presque entièrement remplacée par un agrégat de quartz, carbonate et chlorite, et les lapillis d'andésite porphyrique et amygdalaire, sont emballés dans une matrice de lave andésitique porphyrique aux nombreuses amygdales étirées suivant l'écoulement du magma, lave qui s'insinue et contourne les éléments pyroclastiques.

Dinantien inférieur

Dans la région située au Nord-Est de Bourbon-Lancy, les couches sédimentaires sont affectées de nombreux replis ; dans le secteur de La Croix-Charles et de La Croix-Guichard, les terrains sont perturbés par l'intrusion du granite de Luzy et fracturés. Malgré une certaine complexité structurale, on peut y percevoir la même succession sédimentaire et volcanique que celle, monoclinale et moins fracturée, affleurant dans les environs de Savigny-Poil-Fol et qui servira, complétée d'observations faites par ailleurs, de coupe de référence pour la séquence s'étendant du sommet du Famennien au Viséen inférieur (fig. 3). En résumé, c'est une séquence détritique faite d'alternances répétées de siltite, grès et conglomérat (faciès culm) coupée d'un épisode volcanique dacitique polyphasé.

h1-2. **Siltites, grès et conglomérats subordonnés et volcanisme associé.** En l'absence de critères paléontologiques précis dans la sédimentation silteuse continue entre le Famennien et le Dinantien inférieur, la limite entre ces deux étages a été prise, de façon arbitraire, à l'apparition des premiers bancs gréseux.

A une première séquence gréso-silteuse, épaisse d'environ 300 m et contenant quelques minces niveaux de siltite tuffacée, succède un ensemble de près de 500 m d'épaisseur, fait d'alternances de siltites, de grès et de puissants niveaux de conglomérats dans lesquelles s'intercalent quelques manifestations volcaniques : laves et tufs.

- **Siltites.** Ce sont des roches de couleur gris sombre à vert-kaki, les faciès massifs alternent avec ceux finement stratifiés à lamines blanchâtres. Devenant tendres et argileuses près de la surface du sol, les siltites dinantiennes présentent, comme leurs homologues famenniennes, la même résistance à l'altération superficielle, et bien qu'affleurant rarement on les rencontre en place sous une très faible épaisseur de sol arable (quelques décimètres).

Alternant avec les faciès détritiques, ces roches présentent de fréquents termes de transition avec les grès et les conglomérats.

Les siltites gréseuses à grain fin ont une stratification bien marquée avec des figures de granoclassement, parfois oblique. Des faciès gréseux à silteux ou plus siliceux — silstone à fantômes de radiolaires — sont localement affectés de rides de courant pouvant être reprises par des microravinements.

Les éléments détritiques rencontrés dans les siltites sont les mêmes que ceux exprimés dans les grès et les conglomérats : microgalets de quartz, quartzites, lydiennes et grains de plagioclase. Ces mêmes éléments sont présents en galets dispersés dans les siltites de la base de la séquence dinantienne (Est de Bourbon-Lancy) auxquels, mais plus rarement, s'ajoutent des galets de calcaires (Est de Maltat).

Dans la bande de terrain s'étendant du Boucharin aux Roches (secteur de Savigny-Poil-Fol), les siltites contiennent des débris végétaux et des faunes plus ou moins bien conservées.

● **Conglomérats et grès.** Les conglomérats (h_{1-2} [1]), constitués de galets de quartz et quartzites gris à blancs et lydiennes noires, sont un des faciès les plus caractéristiques et constants du Dinantien inférieur du faisceau du Morvan. Ils alternent en bancs pluricentimètres à plurimétriques avec les grès et les siltites. Les bancs d'épaisseur métrique, comme ceux de grès blancs à beiges, sont fréquemment massifs, sans stratification nettement exprimée. Conglomérats et grès se démantellent facilement sauf s'ils sont déformés, le quartz secondaire imprègne alors le ciment et traverse la roche sous forme de nombreuses veinules. Ces roches tectonisées constituent les principaux reliefs : Signal-de-Mont, forêt de La Croix-Charles.

Les conglomérats, de couleurs grise et verdâtre, sont faits de galets jointifs bien arrondis ou ovoïdes, de diamètre moyen de 4 cm mais atteignant souvent 10 à 15 cm. Ce sont des galets de quartz mono- ou polycristallin à extinction roulante, de quartzites à texture engrenée ou de quartzites à muscovite, de lydiennes à fantômes de radiolaire souvent parcourues de veinules de quartz blanc. On note, mais plus rarement, des galets de laves microlitiques ou de tufs de nature andésito-dacitique ainsi que, localement (La Montagne, secteur Maltat), des galets de calcaire. La matrice des conglomérats est peu abondante et gréseuse.

Les grès montrent un caractère plus immature ; les mêmes éléments siliceux détritiques étant moins arrondis, les grains de laves microlitiques plus fréquents voisinent avec les grains de plagioclase, de minéraux ferromagnésiens transformés en chlorite, de biotite, de muscovite, de zircon et parfois de tourmaline.

● **Manifestations volcaniques précoces.** Par leur faciès et leur mode de gisement, celles-ci ne sont que la poursuite de l'activité volcanique subaquatique du Dévonien supérieur. Elles restent néanmoins discrètes et très dispersées au sein de la sédimentation silteuse.

Entre Ponay et le massif volcanique de Savigny-Poil-Fol, une petite intercalation de **tufs dacitiques** à débris de feldspaths ($\rho\alpha_{(2)}$) apparaît dans les siltites attribuées à la base du Carbonifère. Plus haut, dans les alternances de siltites à débris fossilifères et les conglomérats parfois grossiers (galets jusqu'à 10 cm de diamètre), se situent des **coulées de dacite** ($\rho\alpha_{(3)}$), soit finement microlitique à texture fluidale laminaire, soit porphyrique à phénocristaux d'oligoclase-andésine séricitisé, dans une mésostase microlitique riche en petites amygdales remplies de chlorite. On note la présence de phénocristaux de clinopyroxène entièrement transformés en chlorite.

Au Nord de Mont, une **dacite massive** ($\rho\alpha_{(3-4)}$) à phénocristaux d'amphibole chloritisée peut représenter un petit dôme de lave partiellement

épanchée sous forme de dacite finement porphyrique (plagioclase et clinopyroxène), riche en amygdales (chlorite) et accompagnée de brèche d'explosion constituée uniquement de fragments anguleux de dacite de même faciès pris dans un tuf fin partiellement remplacé par de l'épidote.

● **Unité volcanique principale.** L'activité volcanique se manifestant déjà localement (Est de Boucharin) sous la forme de lave andésitique (coulée ou sill ?) dans l'unité sédimentaire inférieure, prend un grand développement dans le massif de Savigny-Poil-Fol. Les premières manifestations semblent être à nouveau la mise en place de **laves andésitiques et dacitiques** ($\rho\alpha$ [3-4]) constituant deux masses à l'ENE et à l'Est de Savigny. Ce sont des roches gris-vert, homogènes, présentant une texture microlitique fluidale marquée, avec des phénocristaux d'oligoclase altéré et de ferro-magnésien (pyroxène ou amphibole) entièrement transformé en chlorite et carbonates ; une phase vitreuse recristallisée soude les microlites de plagioclase et les amygdales sont remplies de chlorite et carbonates. Localement (NNE de Boucharin), la lave est autobréchique.

Ces deux masses correspondent probablement aux restes d'extrusions ou de dômes, repris ultérieurement par les éruptions volcaniques : les fragments de ces mêmes laves sont abondants dans les volcanites et les dépôts épicastiques sus-jacents. Entre les deux masses affleurent des **tufs dacitiques** (h_{1-2} [6]) à lapillis de lave andésitique et matrice de siltite tuffacée.

La masse d'andésite située à 1 km au Nord de Boucharin, passe latéralement vers le Sud à un **épanchement ignimbritique** ($\rho\alpha_{[5]}$) de composition dacitique dans lequel la texture vitroclastique, bien que recristallisée, est particulièrement bien conservée. Ce fond, riche en échardes de verre plus ou moins fondues, contient des phénocristaux brisés, souvent corrodés, d'oligoclase partiellement séricitisé, des clinopyroxènes entièrement altérés en chlorite, albite et minéraux opaques, et des lapillis anguleux d'andésite et dacite microlitique et porphyrique.

Deux autres épanchements ignimbritiques de même composition et texture succèdent à ce premier. Ils sont séparés les uns des autres par des niveaux de conglomérats, de tufs et de siltites.

Les **conglomérats** (h_{1-2} [7]), bien développés à proximité même du village de Savigny-Poil-Fol, sont constitués principalement de galets (jusqu'à 5 cm) de dacite-andésite porphyrique et microlitique, les galets de quartzites et siltites (jusqu'à 2 cm) n'étant que subordonnés. La matrice est un matériel tuffacé comprenant des cristaux brisés d'oligoclase, de quartz et des fragments lithiques de dacite-andésite, de felsite et de quartzite, cimentés par de la chlorite peu abondante. Ces matériaux, en majorité d'origine volcanique, se retrouvent dans les niveaux de **tufs remaniés** (h_{1-2} [6]) dans lesquels on note aussi des lapillis de ponce et d'ignimbrite dacitique dont la taille varie de la fraction de millimètre jusqu'à 1 cm. Des cristaux d'augite sont parfois même conservés.

Une association identique de coulées de dacite amygdalaire, d'ignimbrite dacitique (gris-vert à violacée), séparées par des niveaux de conglomérats riches en galets de roche volcanique ou de tufs remaniés, réapparaît de Ternant au Sud de Saint-Seine dans le prolongement stratigraphique du massif de Savigny-Poil-Fol. Des dacites porphyriques massives à autobréchiques

sont à rattacher à des dômes de lave, d'autant que leurs produits de démantèlement — brèche à éléments anguleux de dacites ou siltites emballant des fragments de dacites porphyriques, auxquelles se mêlent parfois des galets de quartz, quartzite et lydienne — leurs sont étroitement associés (Sud de Saint-Seine, La Chaumelle).

● **Séquence détritique supérieure.** Dans le secteur de Séguret, les siltites alternent avec des grès et des conglomérats identiques à ceux rencontrés dans la séquence détritique située sous l'unité volcanique. On note toutefois une plus grande fréquence des bancs de grès beiges constitués uniquement de grains de quartz et parcourus par un réseau de filonnets de quartz blanc.

Le démantèlement du volcanisme aérien dacitique, ou sa permanence en d'autres secteurs, se traduit par des intercalations de tufs fins remaniés à cristaux d'oligoclase et lapillis dacitiques ou de siltites tuffacées de couleur violacée.

Secteur de Fléty. A l'Est de l'axe anticlinal famennien, la série détritique du Dinantien inférieur et ses intercalations dacitiques constitue les hauteurs de La Croix-Charles et de La Croix-Guichard. Le couvert forestier ne permet pas de dégager la structure d'ensemble où l'on observe, à travers l'action du métamorphisme thermique du granite de Luzy, les faciès suivants : — conglomérats à galets de quartz, quartzite et lydienne, souvent recristallisés, parcourus de veinules de quartz comme les grès plus abondants au Nord de La Croix-Guichard. Ces roches détritiques sont intercalées dans des siltites grises à vert-kaki, tachetées de phénoblastes de cordiérite altérée ; — dacite à texture ignimbritique ou, plus fréquentes, dacites altérées blanchâtres où la mésostase est entièrement transformée en une association de quartz fin engrené et de séricite-muscovite avec un peu de pyrite, et où subsistent des phénocristaux de quartz subautomorphes, corrodés (cachet rhyolitique) et des fantômes de phénocristaux de plagioclase saussuritisé ou remplacé par du feldspath potassique.

h₁₋₂η¹. **Microtrondhjémite en sill, stock.** Le sill de microtrondhjémite de Sauvigny, intrusif dans les volcanites dévoniennes du massif de Chizeuil (feuille Dompierre-sur-Besbre), se termine à la bordure sud de la feuille. La texture et la composition de la roche sont identiques à celles de l'ensemble de l'intrusion, c'est-à-dire formées d'une intercroissance micrographitique de quartz et d'albite englobant des phénocristaux de quartz et d'albite. Sous l'action du métamorphisme thermique du granite de Luzy, les anciennes biotites chloritisées sont recristallisées en agrégats de fines biotites rouges et une métasomatose de feldspath potassique voile les plagioclases.

Une roche de même nature constitue un petit stock intrusif dans les sédiments du Dinantien inférieur à l'Est du Petit-Satenot.

Viséen supérieur

h₂p. **Tufs soudés, ignimbrites rhyo-dacitiques.** Le petit domaine occupé par cet étage au Nord-Ouest de Savigny-Poil-Fol constitue l'extrémité sud d'une bande de terrain s'étendant plus largement dans la région de Chiddes

(feuille Fours). Dans ce domaine, le Viséen supérieur n'est apparemment représenté que par des tufs soudés rhyo-dacitiques de faciès suffisamment caractéristique pour les rattacher sans ambiguïté aux grands épanchements aériens qui caractérisent cette période du Carbonifère. Macroscopiquement, ce sont des roches gris verdâtre plus ou moins riches en cristaux de feldspaths blancs et de biotite hexagonale chloritisée.

Au microscope, les roches non altérées sont des tufs soudés, ignimbritiques, à phénocristaux de quartz corrodés, cassés et phénocristaux d'oligoclase zoné (An 10 à An 25), plus rarement de feldspath potassique, à cristaux de biotite totalement ou partiellement (reliques de biotite primaire) altérée en chlorite, minéraux opaques et ferro-titanés et à grands lapillis d'ignimbrite finement texturée. Tous ces éléments pyroclastiques sont emballés dans un fond felsitique riche en feldspath potassique.

Généralement, ces volcanites ont une texture massive, mais quelques affleurements présentent une vague orientation soulignée par l'alignement des biotites et correspondant à une fluidalité visible au microscope.

L'orientation est NW-SE avec un pendage moyen de 45° vers le NE. La nature du contact avec le Viséen inférieur n'est pas connue ; oblitéré localement par des filons de microgranite porphyrique, il est probablement semblable à celui observé par ailleurs dans le faisceau du Morvan, c'est-à-dire anormal par faille.

Géochimie des roches sédimentaires et volcaniques dévono-carbonifères (cf. annexe)

Siltites. Dans le Famennien, ces roches sont caractérisées minéralogiquement par la prédominance de muscovite et de kaolinite, dont la richesse en K témoigne d'apports sédimentaires ayant pour source un substratum sialique (Robelin, 1981 ; Lemièrre, 1983). Géochimiquement, les faciès silteux ont une composition homogène, groupée dans le champ des shales (fig. 4). Les termes tuffacés fins dérivent vers les tufs remaniés basiques (spilite). Cette contamination d'une sédimentation d'origine terrigène par les produits du volcanisme actif s'observe à l'échelle du terrain où les lamines silteuses et les lamines de tufs remaniés sont très finement interstratifiées.

Roches volcaniques du Dévonien supérieur. Les données géochimiques proviennent principalement de volcanites récoltées dans le massif de Cressy-sur-Somme. D'après les observations de terrains et les études pétrographiques, deux phénomènes, outre le vieillissement conduisant au faciès paléovolcanique, ont modifié l'assemblage minéralogique initial :

- les laves basiques et intermédiaires contenant des amygdales remplies de minéraux secondaires (quartz, calcite, albite, chlorite) et les tufs, ont subi une spilitisation ;
- le métamorphisme thermique provoque l'apparition de nouveaux minéraux (amphibole, biotite, diopside) dans les laves et tufs basiques, et une potassification parfois assez poussée des laves intermédiaires et acides.

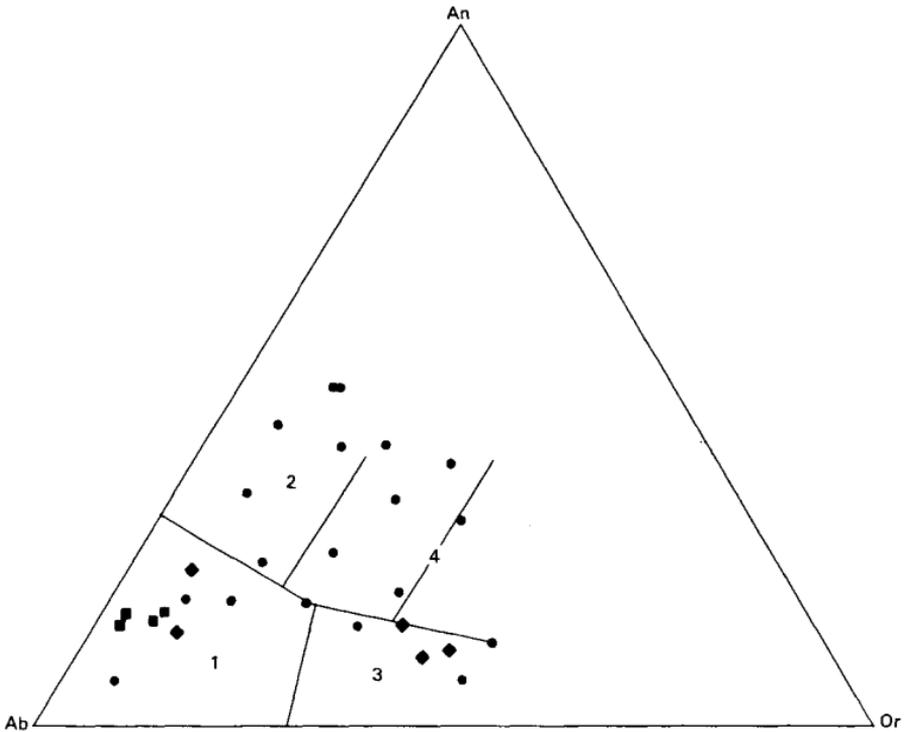


Fig. 5 - Position des volcanites (rond) et tufs (carré) du Famennien et des volcanites du Dinantien inférieur (losange) dans le diagramme normatif de O'Connor, 1965 - Barker, 1979. La dispersion est due principalement au phénomène secondaire de potassification.

1 - Quartz-kéatophyre (trondhjémite); 2 - Dacite (tonalite); 3 - Rhyolite (granite); 4 - Rhyodacite et quartzlatite (adamellite).

Pour les roches basiques, les éléments majeurs tels que SiO_2 , FeO , MgO , TiO_2 , moins sensibles aux altérations, montrent une lignée magmatique calco-alcaline avec certains caractères tholéïtiques (fig. 6 et fig. 7).

Une approche plus précise peut être tentée à l'aide des éléments en trace réputés pour garder une certaine stabilité à travers divers types d'altérations : Ti, Zr, Y, Nb. Ainsi, dans les grilles de classification proposées (fig. 8), les volcanites famenniennes constituent une lignée subalcaline s'étendant sans hiatus notable des basaltes aux rhyodacites.

Ces mêmes éléments en traces permettent de définir une suite magmatique calco-alcaline à affinité tholéïtique (fig. 9). Une conclusion identique est apportée par la composition chimique des clinopyroxènes primaires, subsistant en reliques au cœur de phénocristaux partiellement ouralitisés dans les basaltes porphyriques auto-bréchiés.

Roches volcaniques du Dinantien inférieur. Les stocks (dômes) et les épanchements ignimbritiques ont subi, postérieurement à leur mise en

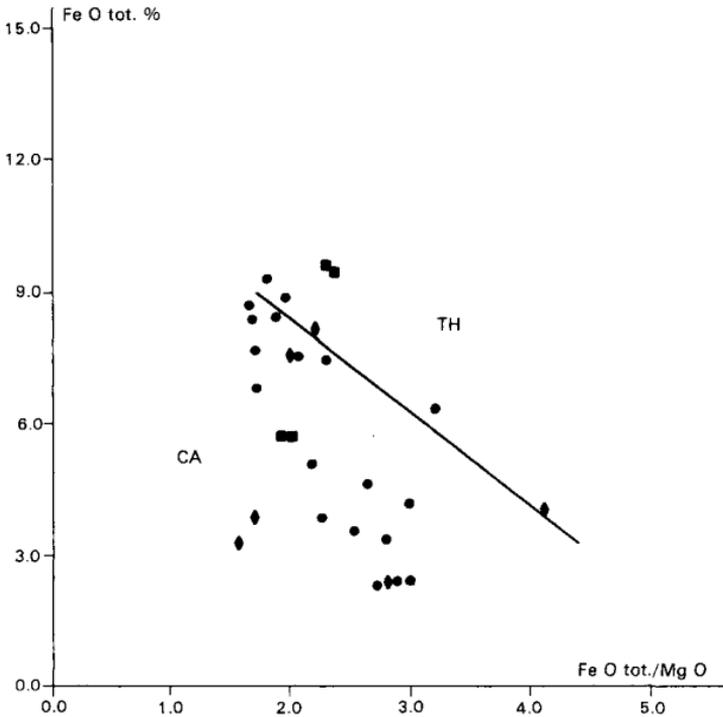
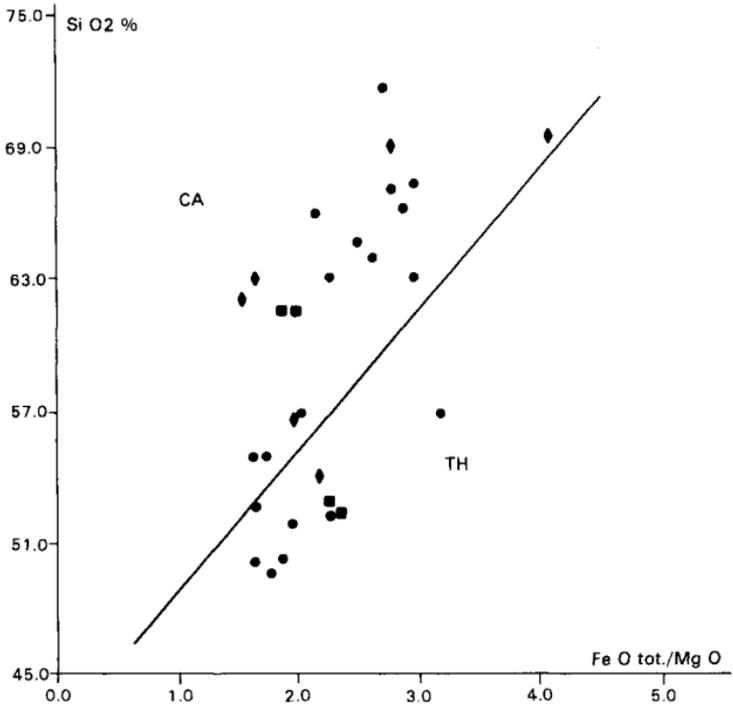


Fig. 6 et 7 - Position des volcanites (rond) et tufs remaniés (carré) du Famennien et des volcanites du Dinantien inférieur (losange) dans les diagrammes de Miyashiro (1974).

TH : domaine tholéitique; CA : domaine calco-alcalin

place en milieu sub-aérien, la même altération potassique entraînant une dispersion des points semblable à celles des roches acides du Famennien (fig. 5).

Si l'on prend en compte les éléments en traces, on retrouve la même lignée subalcaline que celle de Cressy-sur-Somme, s'en distinguant par une tendance bimodale (andésite-dacite) néanmoins dominée par les termes acides (fig. 8).

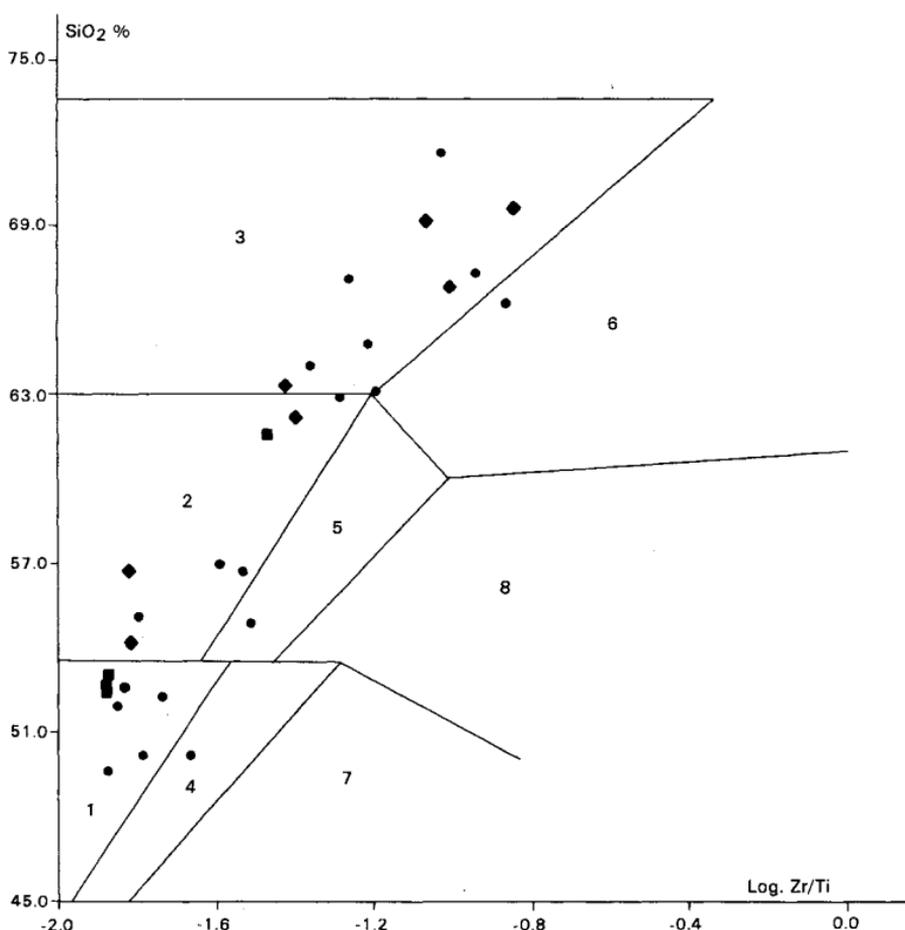


Fig. 8 - Position des volcanites (rond) et tufs remaniés (carré) du Famennien et des volcanites du Dinantien inférieur dans la grille de classification de Floyd et Winchester (1978).

1 : basalte subalcalin ; 2 : andésite ; 3 : dacite et rhyodacite ; 4 : basalte alcalin ; 5 : trachy-andésite ; 6 : trachyte, pantellerite et comendite ; 7 : trachybasanite ; 8 : phonolite.

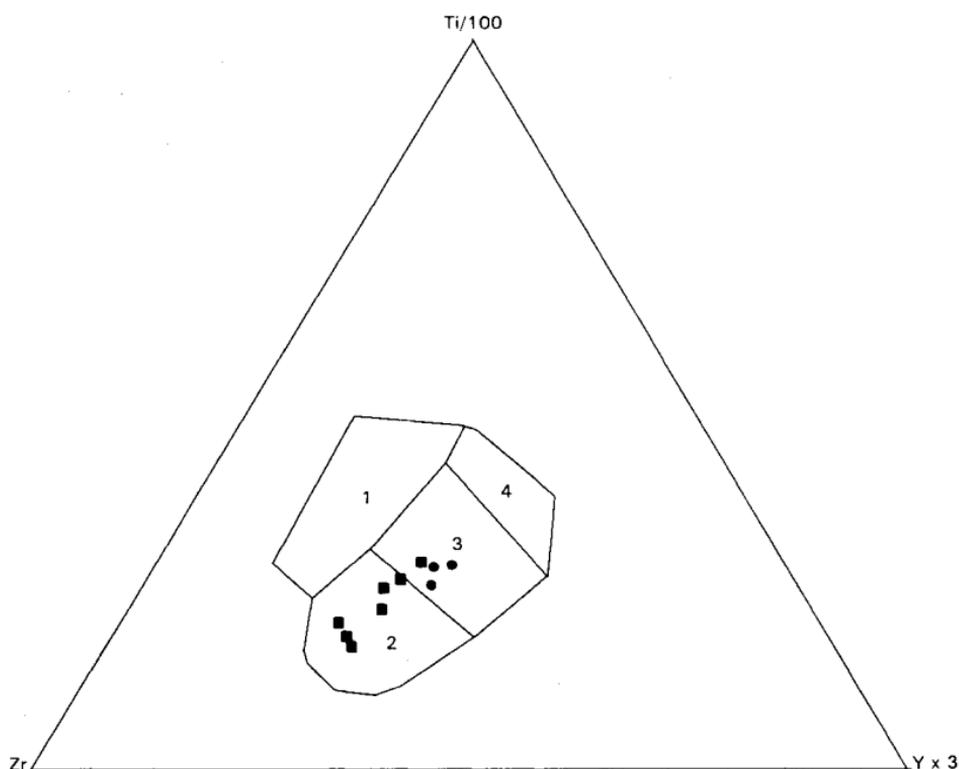


Fig. 9 - Position des basaltes autobréchiques (rond) et des andésites et tufs andésito-basaltiques (carré) du volcanisme famennien sur le diagramme de Pearce et Cann (1973).

1 : basalte intraplaque; 2 : basalte calco-alcalin; 3 : basalte tholéiitique et calco-alcalin; 4 : tholéiite, Zr, Ti et Y en ppm.

Du Famennien supérieur au Dinantien inférieur, le volcanisme à caractère calco-alcalin reste actif. Il appartient au même cycle dont les produits sont issus d'une souche magmatique non exprimée à l'affleurement. Cette activité volcanique est contemporaine d'une phase de distension de la croûte continentale (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984).

ROCHES PLUTONIQUES NAMURO-WESTPHALIENNES

γ^{3MG} . **Granite porphyroïde monzonitique à biotite, type Grury.** Cette roche affleure, sur la feuille Bourbon-Lancy, sur une superficie de l'ordre de 100 km². Vers le Sud, elle se prolonge largement sur la feuille Dompierre-sur-Besbre alors qu'elle passe au granite d'Issy-Uxeau sur la feuille Toulon-sur-Arroux (Carrat, 1969). Vers le Nord, elle passe au granite de Luzy-Saint-André mais, à l'Ouest, elle bute contre le Dévono-Dinantien, le contact étant soit intrusif, soit faillé.

A l'œil nu, le granite de Grury rappelle les granites voisins de Chevagnes et d'Issy-Uxeau mais ses mégacrists de feldspath y sont moins bien individualisés sur un fond de roche peu micacé formé de biotites à tendance moins cloisonnante et plus dispersées. Des types à biotite nettement cloisonnante subsistent néanmoins comme à Pont-de-Vaux.

La roche est à gros grains mais des granites à grain moyen à fin irrégulier s'y rencontrent également.

La couleur varie d'un point à un autre, allant du gris au rouge rosé. La teinte grise est la plus commune. Une couleur légèrement rosée s'observe parfois en surface dans les zones arénisées, phénomène attribuable à l'altération météorique. Mais toute différente est la teinte que prend la roche avec un rose plus franc allant jusqu'au rouge rosé ; la partie superficielle n'est alors pas seule affectée et la rubéfaction se poursuit en profondeur.

Le quartz, volumineux et globuleux, atteint souvent 6 à 7 mm en cristaux parfois juxtaposés en alignements de quelques centimètres. Habituellement hyalin, il prend localement une teinte laiteuse, les deux caractères hyalin et laiteux pouvant coexister sur le même échantillon.

Le feldspath potassique est en cristaux maclés, de taille variable atteignant normalement 2 à 4 cm, parfois 6 à 7 cm, en individus sans orientation préférentielle, de teinte d'un blanc rosé avec éclat nacré, plus rarement d'un rose franc.

Le plagioclase est en cristaux géométriques de quelques millimètres, de couleur blanche ou rosée, voire franchement brune dans les granites rouges.

Au microscope, le quartz forme 30 à 35 % des minéraux. Il est en cristaux automorphes ou subautomorphes. Son examen à fort grossissement montre l'existence de fines aiguilles de rutile localisées surtout dans les échantillons à quartz laiteux (mont Tauffrin). Le quartz est marqué par une microfissuration d'intensité variable, soit ouverte, soit cicatrisée. Dans ce dernier cas, l'on suit la trace de l'ancienne fissure par des alignements ou traînées de fines cavités ayant retenu des fluides résiduels.

Les feldspaths forment 55 à 60 % de la roche avec une proportion à peu près égale de feldspaths potassiques et de plagioclases.

Le feldspath potassique, en phénocrists ou en porphyroblastes, peut être l'orthose ou le microcline. Les diagrammes aux rayons X, effectués sur une demi-douzaine de feldspaths potassiques de la carte, ont permis de reconnaître parfois le pic de l'orthose seule, mais, le plus souvent, les deux pics de l'orthose et du microcline côte à côte ou une raie élargie montrant le caractère intermédiaire du feldspath. L'étude au microscope a permis de préciser et de compléter ces données et les tendances suivantes ont pu être dégagées :

- il existe des échantillons à microcline quadrillé quelqu'en soit la taille mais l'orthose est plus fréquente en cristaux de petite taille ; le microcline se rencontre plus particulièrement dans certains granites rouges ;
- la présence de micropertithes est la règle mais les petits cristaux sont en général peu perthitiques, en fines taches ou très fins fuseaux ou films, alors que les grands cristaux connaissent en général un développement de perthites plus important, en particulier des alignements de fuseaux irréguliers donnant un aspect tigré au cristal. Mais au sein des porphyroblastes, certai-

nes formes à contours plus ou moins nets, contenant des arrangements de perthites différents de ceux du feldspath encaissant, pourraient être le fait de cristaux englobés par le porphyroblaste ;

— les myrmékites sont fréquentes et abondantes au contact du plagioclase mais elles peuvent être aussi absentes, ce qui est le fait d'un plagioclase acide de type albite. La présence d'un manteau de myrmékites résiduelles entre deux cristaux de feldspath potassique laisse supposer pour l'un d'eux l'envahissement d'un oligoclase primitif par le microcline ;

— la poussière d'opaque est toujours abondante ; elle l'est davantage dans les microclines rubéfiés où sa distribution dans le cristal suit, d'une manière plus ou moins étroite, le découpage des perthites tigrées. Ce phénomène est corrélatif d'une forte altération des biotites avec essaimage d'une partie de leur fer ;

— les taches d'albite maclée sont fréquentes dans le feldspath potassique ; elles sont de petite taille et sans forme propre ; leur développement ne semble pas en corrélation avec celui des porphyroblastes ni avec leur rubéfaction.

Le plagioclase est de grande taille (2 à 7 mm), subautomorphe en général. Il s'agit d'un oligoclase fortement zoné jusqu'à An 15 ou An 12 et parfois jusqu'à l'albite An 7, avec zones d'accroissement parfaitement rectilignes et éventuellement un zonage récurrent. Certains cristaux sont zonés dès le cœur ; d'autres présentent un cœur d'oligoclase basique non zoné allant jusqu'à l'andésine (An 24 à An 32). En général, le stade An 22 est marqué : il est parfois matérialisé par un filet de poussières ferrugineuses. L'altération phylliteuse affecte surtout le cœur du cristal. Plus rarement on observe des paillettes de muscovite, voire de biotite muscovitisée. Il existe aussi des fines albites en cristaux indépendants.

La biotite forme de 6 à 10% de la roche. Elle est en cristaux automorphes et pléochroïques. La disposition des cristaux peut communiquer une tendance cloisonnante à la roche mais cette tendance est moins marquée que dans les granites voisins d'Issy—Uxeau et de Chevagnes. Mais son habitus commun est d'être groupée en paquets de cristaux entrecroisés, ou dispersée dans la masse de la roche. Sa couleur de polarisation selon Ng est soit brun tabac, soit brun-rouge vif selon les échantillons. La chloritisation est le plus souvent limitée à la bordure des cristaux ou le long des clivages. Lorsqu'elle est développée, phénomène qui s'accompagne souvent d'une forte cataclase de la roche, les cristaux présentent des formes flexueuses, voire déchiquetées, et s'enrichissant en opaques. La chloritisation peut s'accompagner de la cristallisation d'aiguilles de rutile en paquets ou en réseaux surtout localisés dans les parties encore saines du cristal. Seuls sont affectés par ce phénomène les échantillons à biotite brun-rouge ; sur ces cristaux là on peut observer aussi de fines paillettes de biotite de recristallisation, phénomène attestant l'abondance de fluides résiduels d'origine magmatique au cours de la phase deutérique.

Parmi les minéraux d'altération on note l'abondance variable de damourite au cœur des plagioclases et de calcite en placages ou en filonnets sur les échantillons fortement chloritisés. L'épidote a été observée.

Les minéraux accessoires accompagnent le plus souvent la biotite. Ce sont l'apatite abondante, le zircon volumineux dans les faciès à biotite brun-rouge, la monazite, le sphène, l'allanite métamicté, la thorite, l'uraninite.

Variations au sein de l'ensemble cartographié en granite de Grury

● **Granite porphyroïde monzonitique à biotite abondante, type Issy-Uxeau** (γ^{3M}). Cette roche se rencontre par exemple au Pont-de-Vaux sur la route D 973. La biotite, à tendance cloisonnante, représente 12 à 15 %. Le feldspath potassique est un microcline quadrillé accompagné d'orthose, et le plagioclase basique à bordure An 22 avec myrmékites peu abondantes (Carrat, 1969a, p. 217).

● **Granites à grain moyen irrégulier.** Il s'agit souvent de variations du granite à gros grain de couleur habituellement grise. De telles différenciations sont fréquentes ; on peut citer les affleurements de La Tachonnière (718,1 - 181,4) par exemple. Dans ce chaos de boules de granite déchaussées du substratum, on observe deux tailles de cristaux : grands quartz globuleux, plagioclases et biotites saines parmi les plus gros, feldspaths potassiques subautomorphes peu perthitiques parmi les plus petits, enfin plages avec association de fines biotites et de plagioclases. Cette tendance granulométrique est moins accusée au Passou près de Grury (719,4 - 188,6). Ces roches se rencontrent surtout sur des points hauts de la topographie, phénomène qui peut s'expliquer par une résistance meilleure à l'érosion.

Un cas bien différent est celui des granites à grain moyen à fin de couleur rosée à rouge, traités dans la rubrique des granites rouges.

● **Granites rouges.** Ces roches, remarquables par leur couleur et dont il a déjà été question dans l'examen à l'œil nu, sont liées pour beaucoup d'entre elles à l'altération hydrothermale, et l'on peut alors suivre la progression de la rubéfaction jusqu'à l'échelle de l'échantillon par l'envahissement progressif de l'hématite dans le plagioclase. Mais dans d'autres cas, la relation avec la fracturation est moins nette ; on a affaire alors à un granite rouge rosé dans sa masse, avec des affleurements d'extension hectométrique.

Ces types s'observent par exemple dans la mine d'uranium des Jalerys, dans l'affleurement des Montiaux et même dans la mine de Bauzot (granite d'Issy-Uxeau).

En général, les analyses modales donnent les variations suivantes par rapport au granite gris commun :

- la teneur en feldspath potassique est plus élevée sous la forme de microcline quadrillé riche en poussière d'hématite matériellement exprimée ;
- la teneur en biotite est parfois moindre, avec apparition de biotite secondaire.

Granites rouges à grain moyen à fin des Montiaux et des Jalerys. Sur la route de Grury à La Chapelle-au-Mans, à la hauteur de la ferme des Moutiaux (ou Montiaux), le talus permet d'observer côte à côte un granite rouge à gros grain et un granite rouge à grain moyen à fin, tous deux porphyroïdes. Ce dernier, à texture également grenue, est sensiblement plus riche en feldspath potassique et plus pauvre en biotite de type chloritisé. La muscovite apparaît de type deutérique associée au feldspath potassique, ainsi que des nodules remplis de phengite fibroradiée qu'auraient pu être des cordiérites primitives. La teneur en zircon ou monazite y est moins élevée, ce qui se traduit par une teneur en thorium à l'état de traces plus faible (22 ppm au lieu de 35 ppm). Il s'agit sans nul doute d'une roche intrusive dans le granite de première consolidation, mais avec une mise en place antérieure à la cristallisation de porphyroblastes.

γ^{2-3M} . **Granite subalcalin monzonitique à biotite et cordiérite.** Ce granite forme l'extrémité nord de la partie granitique de la carte, au droit du « golfe de Luzy ». Il affleure au Nord de Tazilly, passant très progressivement au granite de Grury au point qu'il est impossible de tracer une limite entre les deux roches. Sa zone d'affleurement correspond à une partie haute de la topographie et l'on peut considérer qu'il existe au-dessus d'une courbe de niveau de cote 350 qui passe approximativement par Marsandet, Nedy et Cruze. Le lieu où l'on puisse observer le plus commodément la roche est la carrière abandonnée qui débouche directement sur la route D 973 à proximité du manoir de Saint-André (feuille Toulon-sur-Arroux).

La roche commune est un granite à gros grain altéré mais on rencontre fréquemment des granites porphyroïdes à grain plus fin. L'aplite y est fréquemment associée.

A l'œil nu, le granite de Luzy—Saint-André se distingue facilement des précédents par son caractère plus clair, leucocrate, par la moindre abondance de biotite de distribution plus dispersée.

Au microscope, le fait nouveau est l'apparition locale de silicates d'alumine.

Le quartz est abondant, automorphe à subautomorphe ou franchement interstitiel, en quantité égale ou moindre que dans le granite de Grury (28-30%) mais plus élevée que dans le granite d'Issy—Uxeau.

Le feldspath potassique est sensiblement moins abondant que dans les granites de Grury et d'Issy—Uxeau mais d'un type plus riche en soude. C'est le plus souvent un microcline quadrillé ou subquadrillé, perthitique en petites taches d'albite parfois maclée parallèlement à son allongement et son plan de maclé de Carlsbad. Il est pœcilitique et peut présenter des inclusions en plages bien individualisées sans myrmékites réactionnelles au contact (albite sans doute).

Le plagioclase est en revanche sensiblement plus abondant (35 à 37%), en cristaux zonés à cœur séricitisé d'oligoclase basique avec bordure An 20-22 et albite auréolaire, ou en cristaux indépendants. Les myrmékites sont fréquentes, parfois en beaux bourgeons.

La biotite, relativement peu abondante, est dispersée ou groupée en nids ; sa chloritisation est toujours limitée (pennine) ; elle se manifeste souvent le long des clivages et est accompagnée d'aiguilles de rutile.

La cordiérite, qui peut être absente, est dans l'ensemble peu abondante ; elle se présente en cristaux ou nodules plus ou moins automorphes transformés en pinite avec phengite et micas associés.

La muscovite est fréquente mais très peu abondante. Elle est de type secondaire, associée au feldspath potassique ou à la cordiérite ou encore développée le long des fissures de la roche.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, moins abondante que dans le granite de Grury, le zircon, la monazite, etc.

Il n'a pas été rencontré d'enclaves basiques mais l'arénisation de la roche en a limité la prospection.

aγ ; P. **Aplites et pegmatites**

● Les **aplités** sont très fréquentes dans l'ensemble batholitique de la carte. Elles sont abondantes dans le granite de Grury, en particulier le long de sa bordure occidentale. Elles sont encore plus abondantes dans le granite de Luzy—Saint-André, en particulier dans l'apophyse située au Nord de Tazilly.

Au sein du batholite lui-même, elles se rencontrent de toutes parts mais sont rarement des zones étendues. Elles se manifestent surtout dans les labours par l'abondance des débris d'aplite mêlés à des débris de granite, et en particulier sur les petits reliefs qu'elles forment du fait de leur plus grande résistance à l'érosion. L'examen des talus de route et des petites carrières de « cran » qui s'y rencontrent montre qu'il s'agit surtout de filons ou filonnets et rarement de petits massifs. Mais il a été observé aussi des aplites à bordure diffuse passant ainsi progressivement au granite avec des alignements discrets de fines biotites.

Blanches ou roses, d'un grain fin, elles apparaissent à l'œil nu formées de petits grains de quartz globuleux et de petits grains de feldspath de même dimension ; le quartz est localement plus volumineux, en agrégats de cristaux de l'ordre du demi-centimètre. La biotite, presque toujours présente en petite quantité, peut devenir abondante ; la roche passe alors à un granite à grain fin. La muscovite ne se voit pas à l'œil nu. La tourmaline n'est pas rare, en fines baguettes capillaires dispersée dans la masse ou en tapissages ardoisés sur les fissures de la roche. Les grenats de type almandin ne sont pas très fréquents et sont toujours de petite taille.

Au microscope, les aplites apparaissent surtout formées de quartz et de microcline en cristaux juxtaposés sans interpénétration graphique. Le quartz est subautomorphe ou xénomorphe, parfois en gouttelettes isolées dans le feldspath. Le microcline, sensiblement de même taille, est à microperthites. L'albite est abondante, soit fraîche, soit séricitisée. La biotite est rare en général, mais en quantité variable, de même que la muscovite qui forme souvent des rosettes englobées dans le quartz et le microcline. La biotite peut être saine ou chloritisée, les deux phénomènes coexistant dans la même lame. La tourmaline se reconnaît en longues plages discontinues englobées dans le quartz.

Ces aplites sont souvent accompagnées de pegmatites.

● Les **pegmatites** forment alors des filonnets accompagnés d'aplités aux épontes. On les observe rarement en place mais souvent sous forme de débris volants de quartz blanc bleuté accompagnés de cristaux de feldspath engagés dans la masse.

Dans les petits massifs aplitiques, les pegmatites forment des passées à bord diffus avec exagération du grain et apparition de la structure graphique. Mais on ne trouve pas dans la région les grosses poches à épontes aplitiques fréquentes au Nord et à l'Est d'Issy-l'Évêque (feuille Toulon-sur-Arroux).

Les débris de quartz blanc bleuté des labours peuvent être seuls présents sans être associés à des feldspaths ; il sont alors issus de filons de quartz mieux individualisés. De Geoffroy (1951) a interprété ces filons comme des « queues de pegmatites ».

γ^{1-2} . **Granite leucocrate à grain fin, granophyrique.** Le contact entre le batholite granitique de Luzy et les formations dévono-dinantiennes est masqué en de nombreuses localités par des intrusions de stocks et de filons de granophyre rose ou beige.

D'abord considérée comme un faciès de bordure du granite de Luzy, cette roche, par ses caractères chimiques et son mode de gisement, appartiendrait à un épisode magmatique plus tardif, tel que celui lié à l'activité subvolcanique du Stéphanien-Autunien (Carpena *et al.*, 1984).

Des filons de même nature sont rencontrés à l'intérieur du domaine dévono-dinantien et du domaine granitique (cf. *infra*).

Les granophyres en stocks présentent une composition minéralogique homogène caractérisée par un large développement de l'association symplectique (micrographique) de quartz, feldspath potassique et oligoclase, englobant et auréolant les phénocristaux sub- à automorphes de quartz et de feldspath. La biotite est peu abondante et parfois chloritisée ; la muscovite est présente, souvent abondante et en gerbes fibro-radiées. Localement, comme aux Moindrots, on note l'apparition de cordiérite pinnitisée.

Géochimie des granites

Selon la classification d'A. Lacroix (1933), les granites porphyroïdes à biotite appartiennent à la catégorie des *granites calco-alcalins monzonitiques* (Carrat, 1969 a et b). Ils forment une suite dont les rapports orthose/plagioclase s'échelonnent pour la grande majorité entre 0,7 et 1,1 %, c'est-à-dire à l'intérieur de la fourchette 0,6 - 1,6 retenue par Lacroix. Seul échappe avec netteté le granite de Saint-Didier-sur-Arroux, avec 0,44 % en moyenne.

La partie I des diagrammes jumeaux de H. de la Roche (fig. 10) permet de placer la séquence du batholite de Luzy le long d'une courbe allant des « granites » aux « monzonites » mais sans atteindre cette dernière catégorie. Cette courbe peut être prolongée jusqu'aux vaugnérinites (V). Pour le rattachement à une association magmatique, plusieurs diagrammes ont été utilisés.

Le diagramme R1-R2 (de la Roche *et al.*, 1980) permet de placer le batholite par rapport aux deux séries calco-alcaline et alcaline (fig. 11). La courbe LU correspondante est *située à gauche* de celle de référence pour la série calco-alcaline et de *celle du granite de Vivero* (non visible sur la fig.) en Galicie orientale (Espagne) considérée comme appartenant à une association calco-alcaline caractérisée. En revanche, le granite des Ballons dans les Vosges, considéré comme subalcalin, est situé encore plus à gauche en direction de la série alcaline mais sans l'atteindre (BS et BM).

A la lumière de ces diagrammes, on est conduit à considérer le massif de Luzy comme relevant d'une association magmatique subalcaline atténuée, encore plus proche du domaine calco-alcalin, le terme « subalcalin » étant pris ici dans le sens français de tendance à l'alcalinité.

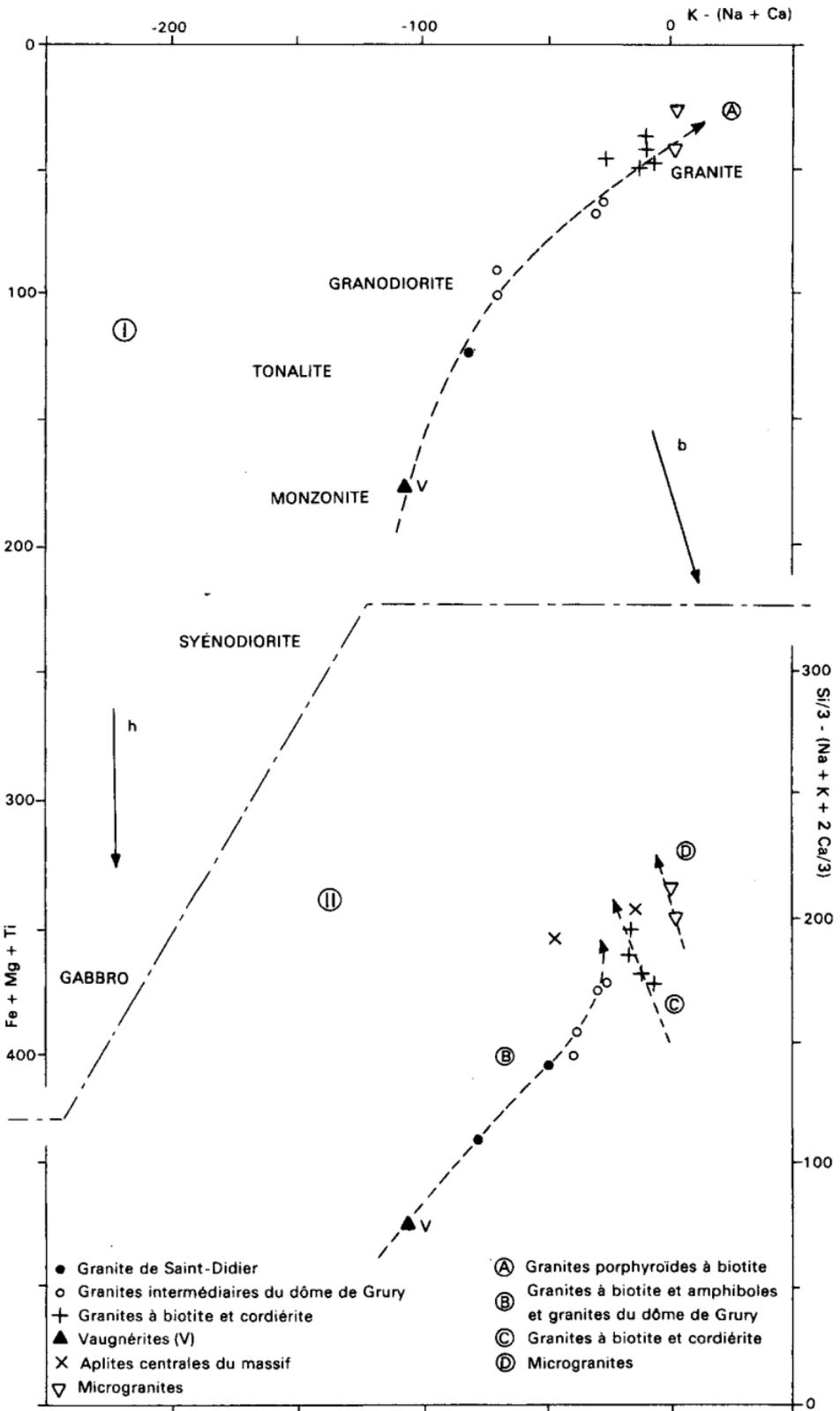


Fig. 10 - Position des granitoïdes du batholite de Luzy sur les diagrammes jumeaux de H. de la Roche (1964)

Deux autres diagrammes vont permettre de préciser ce point de vue, l'un relatif à la distribution de l'alcalinité potassique, l'autre à la nature des biotites.

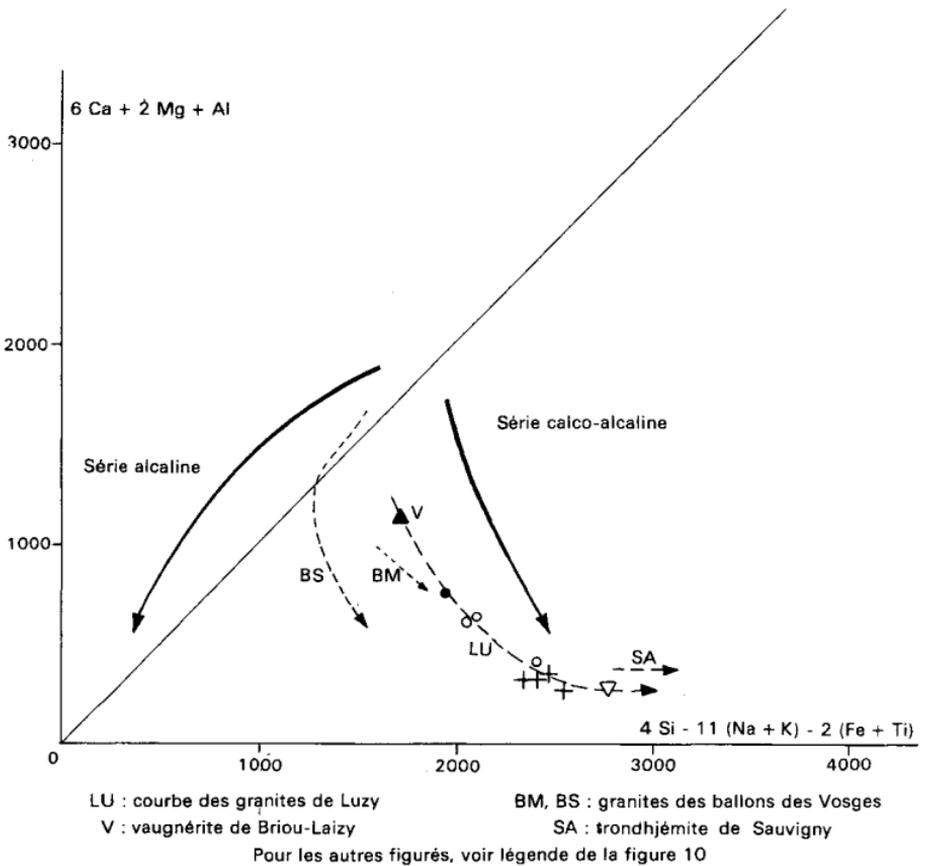


Fig. 11 - Position des granites du batholite de Luzy dans le diagramme R1-R2 (de la Roche et Leterrier)

A propos de l'alcalinité, la partie II des diagrammes jumeaux de la figure 10 permet de nuancer la tendance générale décrite précédemment dans la partie I. La courbe A depuis la monzonite jusqu'au granite ne traduit pas une évolution continue. L'examen de la partie II montre en effet que plusieurs séquences peuvent être distinguées : une séquence correspondant à la courbe B pour les granites à biotite et amphibole, avec un enrichissement progressif partant des vaugnérites et allant jusqu'au granite de Grury avec, à cet endroit, une amorce de redressement de la courbe, l'acidité devenant alors prédominante ; la courbe se renverse même, en fin de course, si l'on considère les aplites intérieures du granite de Grury ; une séquence C,

accompagnant le changement de direction de la précédente dans une gamme plus riche en feldspath potassique qui a tendance lui-même à devenir plus sodique : il s'agit des granites à biotite et cordiérite et des autres granites acides avec les aplites de bordure ; une séquence D, propre aux roches microgrenues dans une gamme encore plus riche en feldspath K.

Divers arguments tirés des calculs viennent appuyer ces distinctions, en particulier celles qui séparent les courbes B et C :

- le caractère significatif des populations de teneurs en K_2O pour une acidité équivalente ;
- le rapport feldspath K / feldspath K + quartz des analyses modales, plus élevé dans la courbe C dans les mêmes conditions d'acidité totale de la roche ;
- l'indice ferrifère des biotites en minéraux séparés, plus élevé.

La formule structurale des biotites a été utilisée dans le diagramme de Nachit *et al.* 1985 (fig. 12) avec Mg en abscisse et Al total en ordonnée. Les biotites du granite de Saint-Didier se localisent dans la bande des séries calco-alcalines alors que celles des granites à cordiérite occupent l'emplacement des séries alumino-potassiques à biotite seule. Quant aux granites du dôme de Grury, leurs biotites sont fort dispersées dans une zone à cheval sur les deux séries. Cette dispersion est imputable à l'origine variée des échantillons relativement à leur teneur en alumine, problème qui fait l'objet du paragraphe suivant.

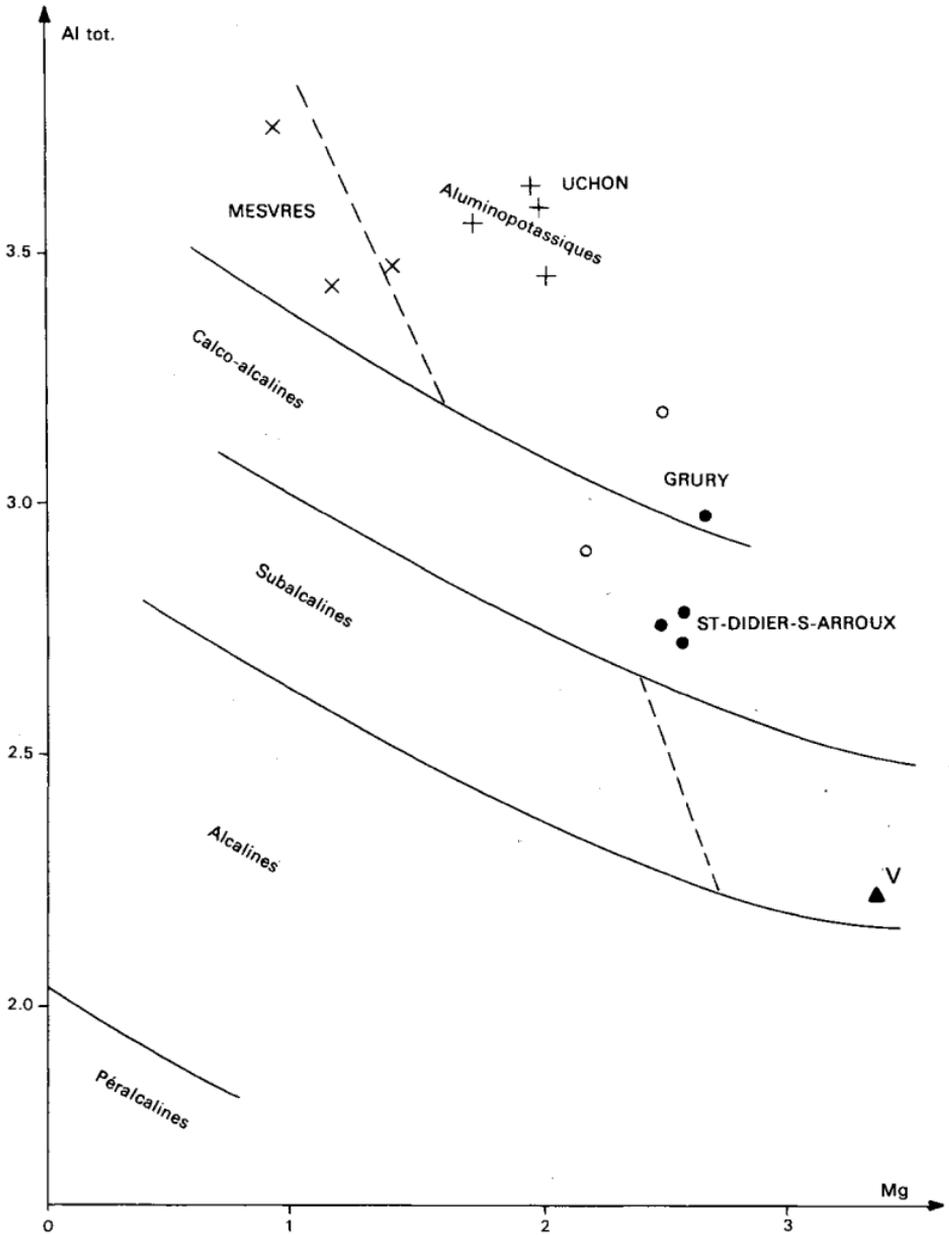
Bien qu'on ne puisse admettre sans discussion la signification de la position des biotites du granite de Saint-Didier dans l'espace relatif aux séries calco-alcalines de ce diagramme, l'hypothèse peut être envisagée de la cristallisation de ces biotites dans un magma appartenant à ces séries.

De toute manière, une évolution pourrait être définie depuis le domaine calco-alcalin jusqu'au domaine subalcalin à travers une différenciation croissante en stades successifs de fractionnement combiné à de la contamination crustale anatectique.

Le problème de l'alumine. Les variations de la teneur en alumine peuvent introduire dans les séquences de différenciation silico-alcaline d'importantes irrégularités dont l'étude permet de serrer de plus près les conditions de genèse.

Pour appréhender et mettre en valeur ces irrégularités, on envisagera les variations de cet élément au sein d'un même granite à teneur constante en silice et alcalins. Ainsi, à l'intérieur de la zone du granite de Grury dont la teneur en SiO_2 est de 70-71 % et la teneur en K_2O de 4,50 à 4,80 %, les variations de Al_2O_3 se répartissent en deux populations qui correspondent sur le terrain à des zones différentes (fig. 13).

L'étude statistique du rapport $R = Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + CaO)$ utilisé par Orsini (1979) permet d'établir entre ces deux populations une distinction significative. Les histogrammes correspondants ont respectivement pour médianes 1,66 % pour la population riche en Al (GA) et 1,48 % pour la population à teneur moins élevée (GB).



Le granite de St-Dizier se localise dans la bande des séries calco-alcalines alors que les granites à cordiérite se placent dans la zone des séries aluminopotassiques à biotite sans muscovite. Les roches du dôme de Grury semblent à cheval sur la limite des deux séries. Le leucogranite de Mesvres se place dans les leucogranites aluminopotassiques à deux micas.

Fig. 12 - Position de l'ensemble des granites dans le diagramme de Nachit *et al.* (même légende qu'en figure 10)

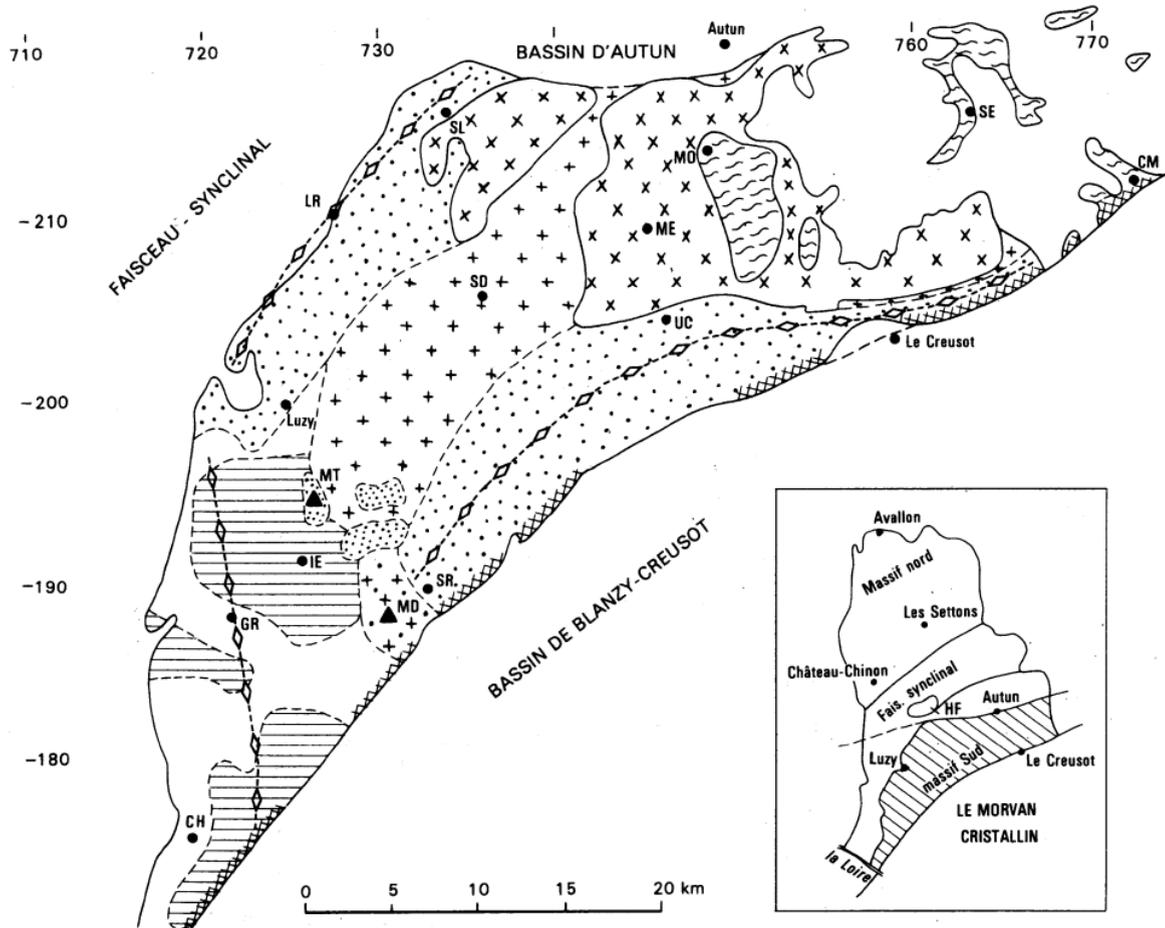
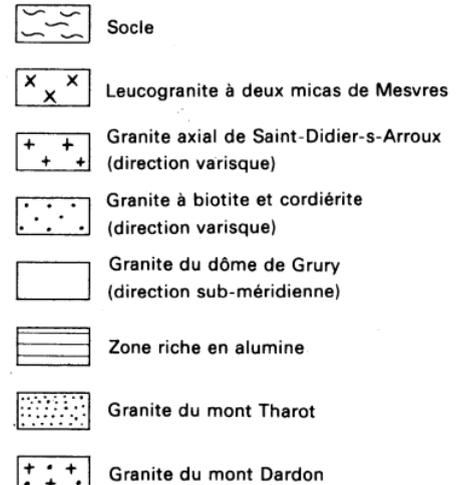


Fig. 13
Carte géologique sommaire
du massif de Luzy



SD : Saint-Didier; MO : Montjeu; SE : Saint-Emiland;
 ME : Mesvres; SR : Saint-Radégonde; UC : Uchon;
 CM : Couches-les-Mines; LR : La Rochemillay
 SL : Saint-Léger-s-Beuvray; GR : Grury;
 IE : Issy-l'Evêque; CH : Chevagnes;
 MT : mont Tharot; MD : mont Dardon
 HF : Haut-Folin

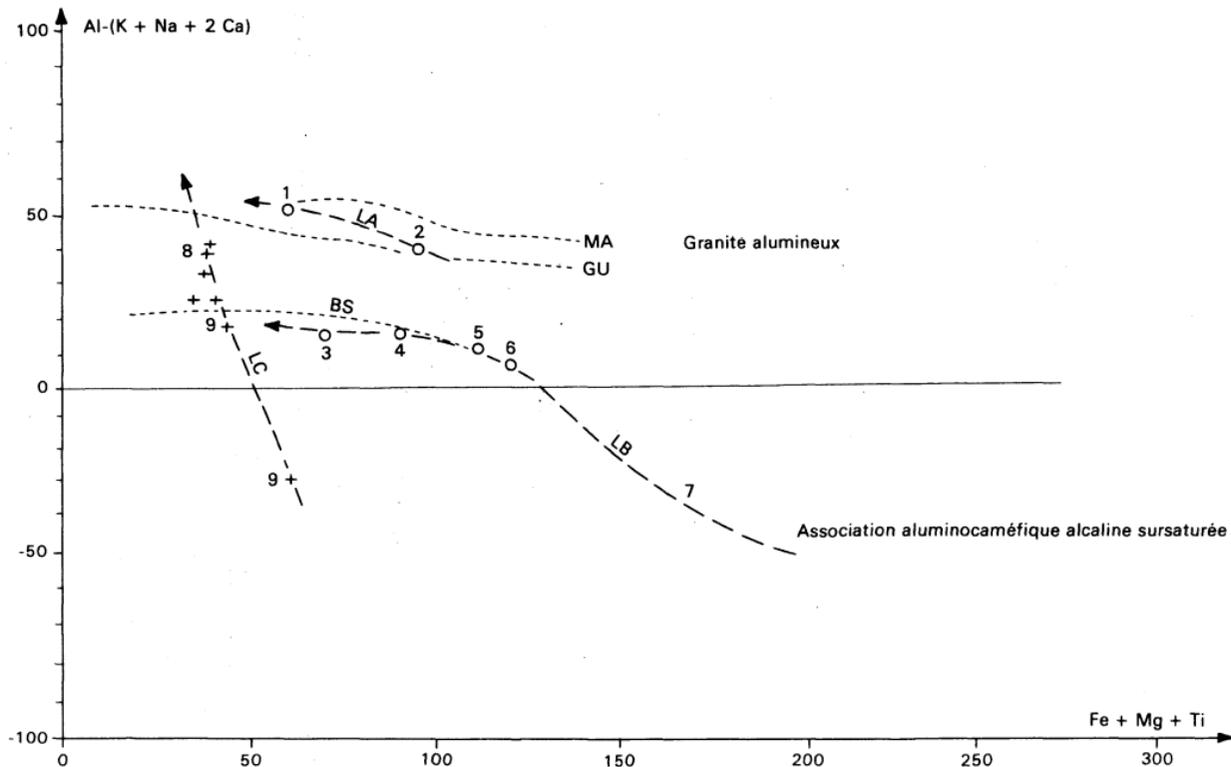


Fig. 14 - Position des granitoïdes du batholite de Luzy dans le diagramme de Debon et Le Fort

Courbe LA (granite alumineux) - 1 : Grury (GA) ; 2 : Issy-l'Évêque.

Courbe LB - 3 : Grury (GB) et granites à biotite et amphibole ; 4 : Chevagnes ; 5 : mont Dardon ; 6 : Saint-Didier ; extension vers les vagnérites 7

Courbe LC - 8 : granite à biotite et cordiérite ; 9 : granite à biotite seule. Pour comparaison : courbes MA (granite de la Margeride), GU (granite de Guéret), BS (granite de Bavella-Sambucco, Corse)

A l'échelle du massif entier, le problème est plus complexe car il existe aussi des variations de la teneur en alumine à chacun des stades de la différenciation silico-alcaline relevant du fractionnement. Le diagramme de Debon et Le Fort (1984) apporte néanmoins des renseignements intéressants. Il introduit directement les variations de Al par rapport à la somme ($K + Na + 2Ca$) en ordonnée alors qu'en abscisse, le paramètre ($Fe + Mg + Ti$) représente l'inverse de la somme acidité + alcalinité (fig. 14).

Les points moyens de chaque granite se distribuent en trois ensembles :

- les granites *fondamentalement alumineux* Grury GA (n° 1) et Issy-l'Évêque (n° 2) occupent une position haute le long d'une courbe LA voisine de celles de référence des granites de Guéret GU et de la Margeride MA ;
- les granites à biotite et souvent à amphibole de Grury GB (n° 3), Chevagnes (n° 4), mont Dardon D1 (n° 5), Saint-Didier (n° 6) occupent la position basse le long d'une courbe LB, la teneur en Al pourtant élevée en (4), (5) et (6) étant compensée par une teneur forte en Na et Ca. Les vaugnérîtes (n° 7) prolongent cette tendance dans des valeurs plus riches en ferromagnésiens. Cette courbe LB correspond approximativement à celle du massif de Bavella-Sambu en Corse, rapportée à une association alumino-cafémique alcaline sursaturée ;
- les granites plus acides à biotite avec cordiérite (n° 8), ou sans cordiérite mais plus riches en K (n° 9), s'alignent selon une courbe sécante aux deux précédentes LC.

Pour s'en tenir au Morvan méridional, un argument de poids vient appuyer cette ambivalence de la distribution de l'alumine envisagée dans les variations du rapport R d'Orsini et retrouvé dans les courbes LA et LB du diagramme de Debon—Le Fort : celui de son expression zonéographique ; l'axe acide Nord-Sud de cette partie du massif recoupe en effet avec netteté la distribution zonale du rapport R (fig. 13).

ROCHES FILONIENNES

μγ. Microgranite porphyrique

● **Dans le domaine dévono-carbonifère.** Les filons de microgranites plus ou moins porphyriques, roses à grisâtres, sont distribués en deux faisceaux d'orientation subméridienne, l'un à proximité de la bordure ouest du Paléozoïque, principalement au Nord de Bourbon-Lancy et à l'Ouest de Savigny-Poil-Fol avec réapparition sporadique à La Chaumelle et au Devant, l'autre près du granite de Luzy de Cressy-sur-Somme à Fléty.

Ces filons, épais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, offrent des affleurements très contrastés, soit en rochers proéminents, soit profondément kaolinisés. Il en résulte un manque de continuité qu'amplifient leur mode de mise en place sous forme de filons lenticulaires (disposés en échelon ?) et la fracturation ultérieure. Leur cartographie reste imprécise faute de bonnes conditions d'observations et leur représentation en filons uniques ne reflète probablement pas la réalité.

Le faciès le plus couramment rencontré dans le faisceau ouest est une roche porphyrique à larges phénocristaux (jusqu'à 2 cm) sub-à automor-

phes d'oligoclase et de feldspath potassique, à phénocristaux plus petits de quartz subautomorphes car assez largement « corrodés », et à phénocristaux de biotite presque toujours altérée en chlorite et minéraux ferro-titanés (leucoxène) et minéraux opaques. On note parfois de la biotite fraîche, rouge, en enclaves blindées dans les phénocristaux de quartz. La mésostase est finement grenue, composée de quartz, plagioclase et feldspath potassique très souvent associés en texture micrographique.

Dans le faisceau est, les filons présentent une texture granophyrique plus grossière dans laquelle sont englobés les phénocristaux automorphes de quartz, de feldspath potassique et d'oligoclase. La biotite est en cristaux hexagonaux et relativement fraîche.

Certains filons, par exemple celui s'étendant au Nord-Ouest de Valence, ont subi une altération deutéritique avec formation de séricite et muscovite.

Les filons de microgranite sont caractérisés par la présence de bordures aphyriques, à texture fluidale très marquée par l'écoulement laminaire du magma acide. Sur quelques décimètres à 1 m, de part et d'autre du faciès porphyrique, la roche n'est formée que d'une association très finement engrenée de quartz, plagioclase et feldspath potassique où les biotites (altérées) tendent à s'orienter sur la fluidalité marquée par des lits de granulométrie différente. Les phénocristaux de quartz et de feldspath y sont petits et rares, la transition au microgranite porphyrique étant tranchée. Ces bordures, peu épaisses relativement à la caisse filonienne, ne peuvent être observées que dans de bonnes conditions (tranchées de routes, carrière).

En l'absence d'arguments structuraux ou géochronologiques précis, l'âge de mise en place des systèmes filoniens de microgranite ne peut être connu avec exactitude. Une partie des filons du faisceau ouest, par exemple ceux recoupant les tufs rhyo-dacitiques du Viséen supérieur au Nord-Ouest de Savigny-Poil-Fol, seraient magmatiquement liés à ces volcanites.

Dans le faisceau est, les microgranites granophyriques émanent pour partie des filons et des stocks de granophyres installés dans le contact entre le batholite de Luzy et le Dévono-Dinantien ; ils se rattacheraient au même épisode magmatique du Stéphanien—Autunien.

● **Dans le domaine granitique.** Ces roches sont très abondantes dans le granite de Grury de la feuille mais deviennent moins fréquents au Sud.

D'une manière générale, ils se présentent en dykes à épontes franches ou de successions de petits massifs alignés. Leur cartographie a été faite sous forme de filons dans un cas comme dans l'autre.

Le type courant est une roche claire, rose ou grise, formée d'une quantité à peu près égale de pâte microcristalline à dominante quartzo-feldspathique et de phénocristaux assez régulièrement répartis : quartz globuleux ou pyramidaux, feldspaths roses ou blancs, biotite hexagonale ; mais il existe aussi un microgranite à mégacristaux de feldspath potassique maclés (région de Grury, Saint-Siacre, Cressy-sur-Somme).

Suivant la proportion relative de la pâte et de phénocristaux, on distingue un faciès presque rhyolitique à pâte très fine esquilleuse (région orientale proche de La Chapelle-au-Mans) et des faciès très cristallins tirant sur le granite et rejoignant le type à cristaux volumineux dont il vient d'être question. En général, un faciès est assez constant tout le long d'un même alignement, mais il peut y avoir des variations de cristallinité entre le centre du dyke et la

bordure, le centre étant plus cristallin. Il n'a pas été fait de distinction sur la carte à propos du grain de ces roches.

La puissance des dykes varie de 10 à 30 mètres. Ils sont sensiblement rectilignes sur de grandes distances. Il s'agit donc d'un véritable remplissage de fracture. Mais l'éventualité d'un passage progressif au granite n'est pas à écarter ; un tel passage a été observé d'un côté par l'intermédiaire d'un microgranite porphyroïde alors que de l'autre côté le contact est brutal avec une éponte nette entre les deux roches. Il y a donc eu, localement, une évolution lente du faciès grenu au faciès microgrenu qui se serait brutalement arrêtée (observation J. de Geoffroy 1951 : carrière du bois de Margotsson à l'Ouest d'Uxeau, feuille Toulon-sur-Aroux). Mais ce cas est peu commun.

Les dykes de microgranite sont particulièrement abondants dans la région de Grury et dans celle de Montpalais, ferme située plus au Sud. Ils y forment des faisceaux de direction variant de E-W à N60°. Ils sont également fréquents le long du contact occidental et jusque dans le Dévono-Dinantien encaissant. Leurs directions sont alors plus au moins orthogonales à celle des microgranites intérieurs au batholite, c'est-à-dire subméridiennes.

Au microscope, la composition minéralogique se révèle assez peu variée, reflétant souvent celle du granite encaissant avec un caractère souvent plus acide.

Dans un premier temps sont apparus les phénocristaux : un quartz subautomorphe de grande taille avec lacunes de croissance, feldspath potassique pœcilitique souvent maclé Carlsbad, perthitique (orthose), plagioclase avec albite prédominante et oligoclase, micropegmatitique, biotite en sections rectangulaires trapues ou hexagonales riches en inclusions à auréoles ; parmi les accessoires, apatite et zircon.

Dans le second temps, la biotite est rare, les plagioclases plus fréquents mais, le plus souvent, le fond est entièrement formé de quartz et d'orthose en petits grains avec des paillettes de séricite souvent très abondantes provenant sans doute de l'altération de plagioclases ; les associations micropegmatitiques de quartz et d'orthose sont fréquentes ; dans certains cas, elles constituent à elles seules toute la mésostase, mais dans d'autre leur distribution se limite aux auréoles autour de phénocristaux de quartz et feldspaths.

L'ordre de cristallisation appelle une remarque. Souvent, il n'y a pas de coupure entre les deux temps : les phénocristaux de quartz et d'orthose continuent à se développer alors que la pâte a commencé sa cristallisation.

μη. **Microdiorite, dolérite.** Quelques filons orientés N-S à NE-SW, de quelques mètres de puissance, recoupent les siltites famenniennes ou les conglomérats du Dinantien inférieur. Ces roches verdâtres à grain fin se révèlent au microscope composées de lattes de plagioclase (oligoclase) avec du quartz xénomorphe interstitiel ou en rares phénocristaux « corrodés » et minéraux ferromagnésiens chloritisés.

Par leur composition ces filons s'apparentent au volcanisme dacitique du Dinantien inférieur.

V ; VU. **Lamprophyres, parfois minéralisés en uranium.** Ces roches filoniennes sombres sont remarquables par leur abondance dans les granites de la feuille, en particulier celui de Grury. Mais leur localisation ne dépasse guère la bordure du massif. Elles n'ont pas été signalées dans le granite à biotite et cordiérite de Luzy-Saint-André.

En surface dans le granite arénisé, elles sont difficilement identifiables car elles sont profondément altérées ; elles présentent un aspect terreux brun verdâtre et se désagrègent aisément sous les doigts. Parfois, à faible profondeur, le long du talus d'une route par exemple, on rencontre des filons de lamprophyre en place recoupant à la fois le granite et l'aplite. Mais l'étude de cette roche n'est possible qu'avec des échantillons sains prélevés à une plus grande profondeur. Elle se présente alors, en galeries de mine par exemple, sous un aspect noirâtre à grain fin avec parfois une cassure conchoïdale, ou en masses à débitage en boules particulièrement dures sous le marteau.

Les filons de lamprophyres ont en général de 0,50 m à plusieurs mètres de puissance. En galerie de mine, ils sont fréquemment faillés par des accidents mais il est souvent facile de reconstituer leur continuité antérieure. Ils s'alignent ainsi sur de grandes distances selon des directions prédominantes qui sont autour de N60° et moins fréquemment de N-S à N160°. Les épontes sont toujours franches et le granite au contact présente un léger broyage.

Au microscope, la roche saine est à texture intersertale typique : réseau formé de baguettes de biotite allongées, entrecroisées, altérées en chlorite, calcite, épidote, sphène, rutile et de plagioclases allant de l'andésine An 40 au labrador acide, souvent zonés. L'augite s'y associe assez rarement en cristaux octogonaux mais la hornblende verte y est plus fréquente.

Le remplissage du réseau est fait d'orthoses en petits grains difficiles à mettre en évidence, parfois associés au quartz (micropegmatite) avec du quartz secondaire finement grenu et des sphérolites de calcite et de chlorite. La biotite est parfois en cristaux à bordure plus colorée que le centre avec un manteau auréolaire de résorption riche en fins cristaux de magnétite, avec une biotite plus récente. Les biotites des lamprophyres portent de l'apatite mais sont généralement pauvres en inclusions biréfringentes à auréoles qui sont si nombreuses dans les minettes.

Les lamprophyres de la mine de La Faye au Sud de Grury ne contiennent pas d'augite et que très rarement de la hornblende. La texture est nette, elle est parfois ophitique. Les constituants sont essentiellement de la biotite et de l'andésine An 35-40. L'orthose est rare mais le quartz secondaire abondant (de Geoffroy, 1951).

La basicité du plagioclase correspond davantage au type kersantite qu'à la minette, mais il existe de grandes variations dans la composition de la roche.

Q ; Qc ; Qcu. **Filons de quartz.** Plusieurs types de filons de quartz ont pu être distingués selon leurs faciès, leurs roches encaissantes et leurs minéralisations.

- En bordure du batholite, au Sud de Rigny, des gros blocs de quartz massif, blanc, parfois avec muscovite, sont situés dans un environnement de granophyre rose et en sont des différenciations pegmatitiques.
- Dans la carrière de Cressy-sur-Somme, où sont exploités les basaltes dévoniens, ainsi qu'à 750 m au Nord-Est, dans les soda-dacites, des petits filons de quartz gris à épontes chloriteuses et caisse remplie de sulfures sont visibles sur quelques mètres de long, bien que leur puissance ne dépasse pas 20 cm. Ils sont à mettre en relation avec l'action remobilisatrice du granite de Luzy proche.

- Dans le domaine dévono-dinantien, les filons de quartz blanc et de calcédoine, bréchiques et géodiques, appartiennent à la génération des filons de quartz du Lias (Baubron *et al.*, 1980). De direction subméridienne, ils se présentent soit en filons épais de quelques mètres mais de faible extension (Croix-Guichard), soit en réseau lâche de veinules parcourant la roche encaissante sur près de 100 m de large comme dans le flanc ouest du Signal-de-Mont où localement des encroûtements d'oxydes de fer et de manganèse ont fait autrefois l'objet de recherches.

A proximité, ou à la limite du Paléozoïque et du Tertiaire, des filons ou des zones silicifiées à quartz et calcédoine (jaspéroïde) (Qc) contiennent très localement et de façon subordonnée de la fluorine (Arcy) ou de la barytine (éboulis à 750 m à l'Est de Bourbon-Lancy et à 1 km au Nord-Ouest de Champ-Simonet).

- Dans le domaine granitique, les filons de quartz sont abondants mais on les voit rarement en place, sauf à la faveur des talus des routes dénudés de leur végétation. Ils s'observent presque toujours en pierres volantes dans les labours étant donné leur résistance à l'érosion. Sans doute la prospection de leur distribution superficielle sous cette forme permet-elle parfois d'en donner la direction mais leur étude n'a pu être faite que par l'intermédiaire des excavations, tranchées, travaux miniers et sondages carottés, tous travaux entrepris pour la recherche minière de l'uranium et à un moindre degré à la fluorine, barytine, galène.

Certains filons de quartz blanc bleuté ont été considérés comme des queues de pegmatites.

Bon nombre de ces filons sont peu ou prou minéralisés et, dès l'aspect extérieur des pierres volantes des champs, on peut distinguer les filons de quartz-calcédoine rouge à pechblende des filons de quartz blancs peu minéralisés ou stériles.

Les **filons de quartz-calcédoine rouge à pechblende** (Qcu) et fluorine sont relativement étroits, de l'ordre du mètre à plusieurs mètres de puissance, se suivant aisément sur des centaines de mètres, parfois sur plusieurs kilomètres. Le granite au contact est souvent très broyé, parfois silicifié lui-même et l'on a ce qu'on appelle couramment les « brèches siliceuses » compactes, par opposition aux épontes broyées sans consistance faites d'un matériau d'arène argileuse.

Leur direction habituelle varie du NW au NNW, plus rarement N-S. Leur cartographie a été grandement facilitée par des levés de résistivité électrique (Carrat, 1962, p. 21 et 56). Des faisceaux de filons et des failles ont ainsi apparus, s'anastomosant parfois entre eux. Tel est le cas par exemple du faisceau de Grury, de direction générale subméridienne et qui va du bourg de Grury aux Brosses en passant par Le Crot-Blanc. D'autres faisceaux existent plus à l'Est. (Les Jalerys, Montpalais etc.) et plus à l'Ouest (Creusevau, Valence).

Leur remplissage est à silice prédominante et fluorine. L'uranium ne s'y manifeste qu'en tronçons discontinus séparés de vastes espaces stériles. La minéralisation uranifère habituelle de la profondeur est sous la forme de pechblende compacte en sphérolites, diversement altérée en coffinite dans les parties encore profondes, ou en produits noirs pulvérulents (gisement de La Faye). En surface on n'observe que des minerais oxydés, surtout des

phosphates (autunite, uranocircite), exceptionnellement sous forme de très fins sphérolites de pechblende noyés dans le jaspé (gisement des Usages).

La fluorine accompagne la pechblende dans les gisements. On l'observe aussi, sous forme rubanée associée au jaspé, en marge des zones à pechblende. L'uranium n'y est alors représenté que d'une manière très accessoire (Le Crot-Blanc).

Des sulfures de type pyrite ou galène ont été fréquemment rencontrés mais en faible quantité. Il faut signaler à ce sujet la présence de pyromorphite radifère aux Racauds-Dorains et aux Racauds.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉ-TERTIAIRES

t. **Trias indifférencié. Marnes bariolées, grès.** Sont attribuées au Trias (sans preuves paléontologiques) des marnes bariolées rouges et vertes avec intercalations de grès. Ces terrains ont une cinquantaine de mètres d'épaisseur dans le sondage de Fours (706-203,5), situé au Nord de la carte étudiée.

En raison du peu d'ampleur des affleurements, il est ici très difficile d'estimer l'épaisseur de la formation et de dire si on trouve à son sommet l'équivalent des marnes vertes, calcaires blancs et « sablons » de Decize, attribués au Rhétien.

11. **Hettangien inférieur probable. Calcaires clairs, argilites vertes.** Quelques affleurements, de calcaires clairs et d'argilites vertes peuvent être attribués à l'Hettangien. Peu épaisse, cette formation a 10 m au sondage de Fours où elle a fourni *Isocyprina germari*.

13-4. **Sinémurien. Calcaires à gryphées.** Les calcaires dits sinémuriens constituent les meilleurs niveaux qui affleurent car ils ont donné de nombreuses carrières. C'est le faciès classique du calcaire bleu cristallin à gryphées. Outre *Gryphaea arcuata*, les fossiles sont nombreux, les ammonites en particulier : généralement des *Corniceras* du groupe *bucklandi*.

D'une vingtaine de mètres au sondage de Fours, le Sinémurien y montre, au sommet du calcaire bleu à nodules phosphatés, une partie supérieure plus marneuse (Lotharingien). Ce niveau, masqué par les éboulis des couches supérieures, est très peu visible en affleurement.

15-6. **Pliensbachien. Marnes à nodules calcaires.** En raison de la végétation qui recouvre ces terrains, il n'a pas été possible de distinguer le Carixien du Domérien.

Les marnes rencontrées, avec rares nodules calcaires, ont fourni quelques faunes : *Lytoceras*, *Aegoceras*, *Zeilleria numismalis*, bélemnites, qui militent plutôt en faveur d'une attribution de ces niveaux au Carixien.

Au sondage de Fours, une riche faune d'ammonites avait été trouvée (A. Lefavrais) : *Oistoceras figulinum*, *Prodactylioceras davoei*, *Aegoceras capricornu* caractérisent, sur une dizaine de mètres, le Carixien supérieur.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES

Après une très longue période couvrant l'ère secondaire et la quasi-totalité de l'Éocène (60 à 40 Ma environ), des aires fortement subsidentes ont pris naissance sous l'effet des contrecoups de l'orogénèse alpine, dans maints endroits du Massif central et notamment sur l'emplacement des limagnes.

Des sondages profonds réalisés par la COGEMA dans le bassin de Moulins (1980) et par la Régie autonome des pétroles dans le cadre de la recherche d'hydrocarbures sur l'ensemble des limagnes (1960), ainsi que des études géophysiques, ont permis de mettre en évidence la complexité de la structure profonde des limagnes constituées de plusieurs fosses séparées par des seuils.

Un haut-fond, situé approximativement vers Saint-Pourçain-sur-Sioule, a permis l'individualisation, au Nord, du bassin de Moulins dont l'histoire géologique est différente du bassin complexe de Vichy—Clermont-Ferrand au Sud (fig. 15 et 16).

Données géologiques régionales

Les principales variations minéralogiques, paléontologiques et climatiques de la série tertiaire des limagnes, reconstituées à partir des données de la surface et des sondages profonds, sont résumées sur la figure 17.

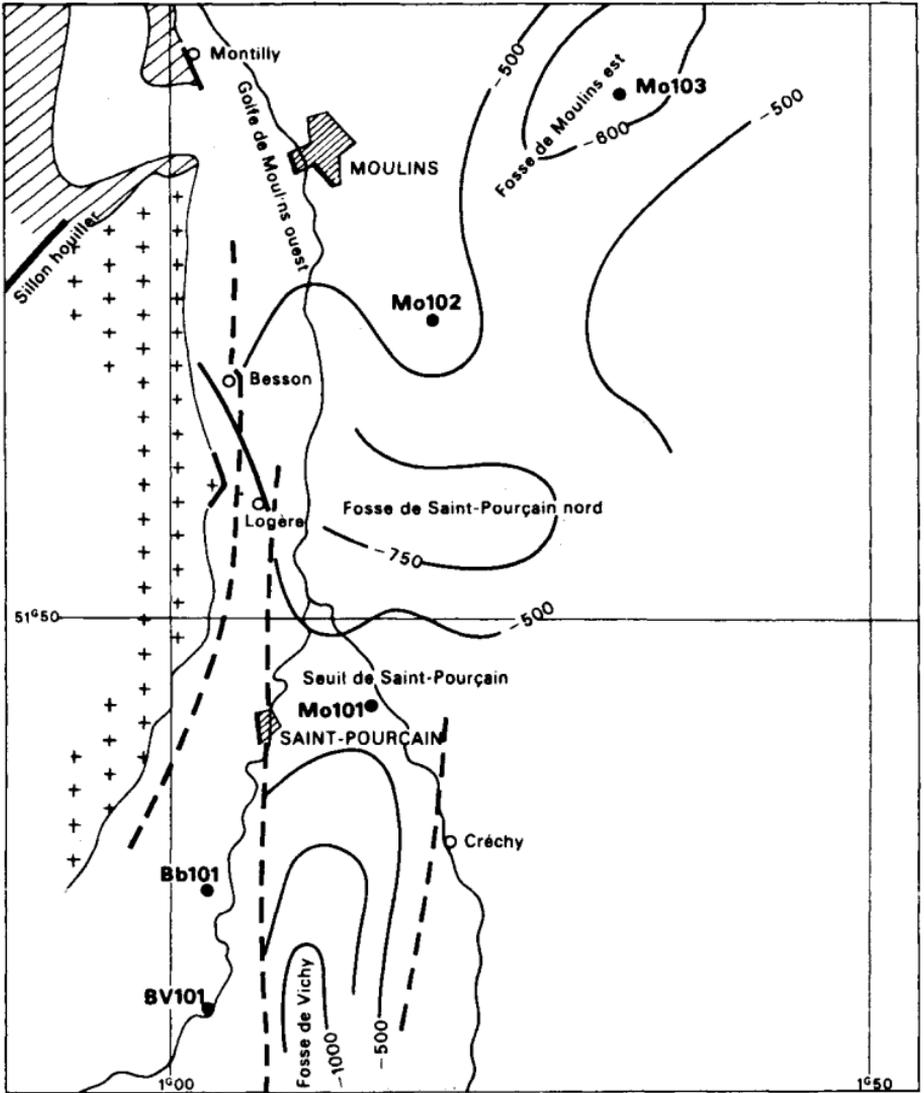
Plusieurs cycles sédimentaires se superposent et peuvent localement être incomplets ou absents. Les lacunes de certains faciès et les variations d'épaisseurs sont vraisemblablement liées à des rejeux tectoniques entraînant arrêts ou ralentissements de la subsidence dans tout ou partie du bassin.

● **Dans le bassin de Clermont-Ferrand**, D. Giot a défini sur le plan sédimentologique quatre lithoséquences dénommées de bas en haut A, B1, B2 et C (fig. 17). Chacune d'elles correspond à un cycle sédimentaire. D'après les données palynologiques (Gorin, 1975) elles se seraient déposées entre l'Éocène supérieur et l'Aquitainien.

La *séquence A* est présente à la partie inférieure de la série tertiaire. Au niveau des fosses principales, elle est complète, avec un terme inférieur détritique bariolé et un terme argilo-carbonaté supérieur. Sur les bordures, généralement seul existe le terme détritique. Elle peut localement être absente. Sa mise en place succède à une phase tectonique majeure.

La *séquence B1*, caractérisée par des dépôts salifères, n'est bien développée que dans la fosse de Riom. Ailleurs, le terme salifère disparaît.

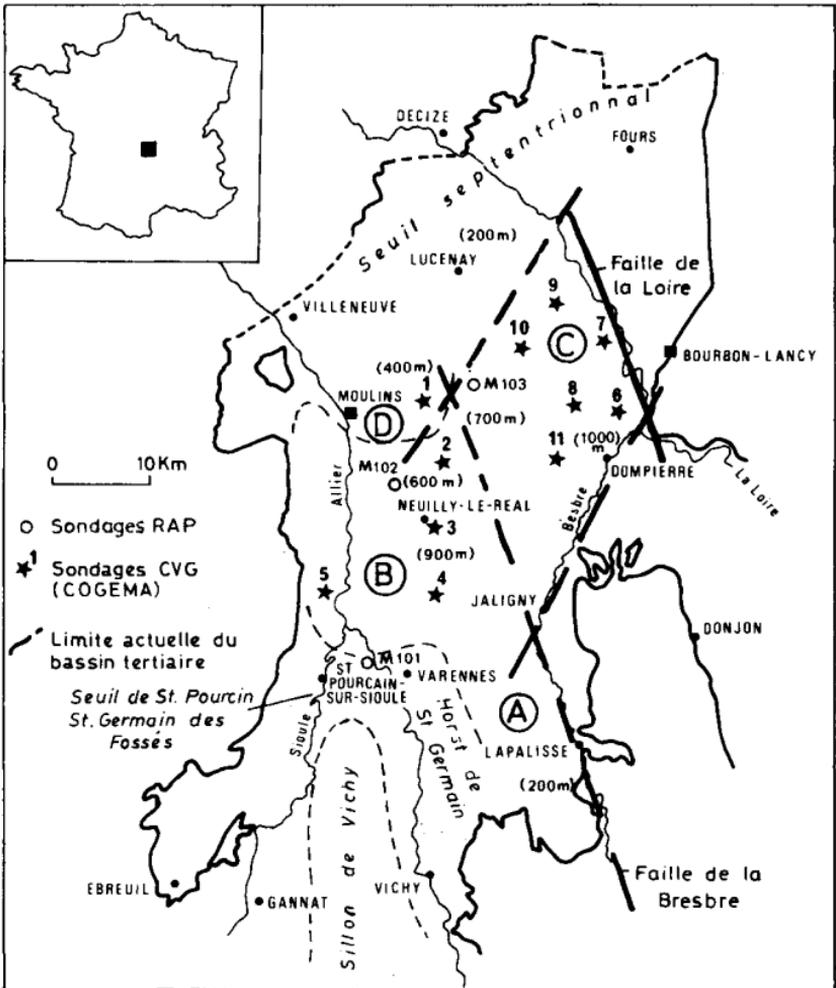
Au cours de l'Oligocène, une nouvelle phase tectonique majeure permet le dépôt de la *séquence B2-C* dont le terme inférieur B2, d'âge stampien et de caractère lagunaire, a une aire d'extension comparable à celle de la séquence A.



LÉGENDE

- | | | | |
|--|-------------------------|---|--|
|  | Oligocène |  | Isohypses de la base des formations tertiaires |
|  | Carbonifère-Permien |  | Fautes profondes présumées |
|  | Formations cristallines |  | Fautes observées en surface |
| | |  | Principaux sondages |

Fig. 15 - Carte structurale schématique



★ Sondages étudiés (200 m) Epaisseur moyenne des dépôts tertiaires
 — Structures majeures contrôlant le sous-bassin de Loire

Principales subdivisions du bassin : A - Sous-bassin de Lapalisse ; B - Sous-bassin d'Allier ;
 C - Sous-bassin de Loire ; D - Eperon de Moulins

Fig. 16 - Localisation des sondages étudiés dans le bassin de Moulin (Allier, France)

Le terme supérieur continental (Oligocène supérieur–Aquitainien) a une aire de répartition beaucoup plus réduite.

● **Dans le bassin de Moulin**, l'étude de la flore (charophytes, spores, pollens : Riveline *et al.*, 1988) confirme la superposition des quatre principales lithoséquences définies en Limagne méridionale, avec à la base de la série une séquence nouvelle (A') reconnue dans un seul sondage (CVG6), avec un terme inférieur détritique fin (31 m) et un terme supérieur marneux (69 m).

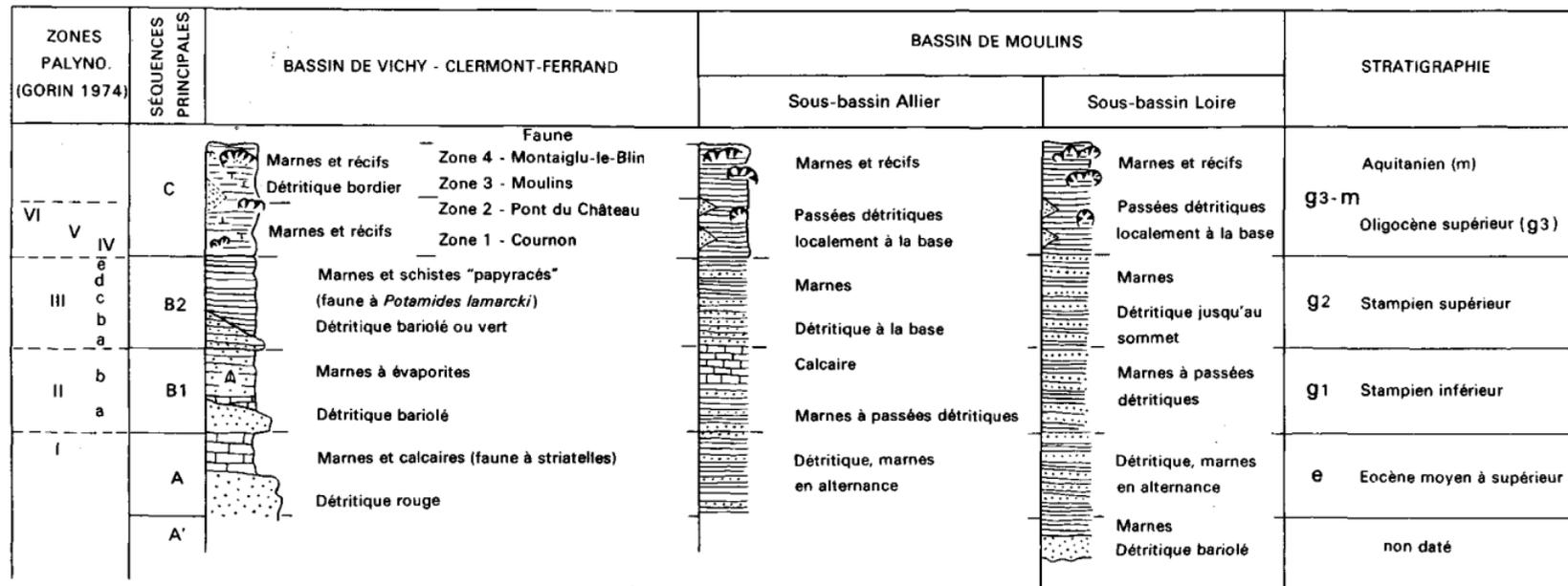


Fig. 17 - Echelle stratigraphique des formations tertiaires de Limagne

L'étude micropaléontologique (palynoflore et charoflore), faite à partir de l'échantillonnage de 11 forages, confirme la présence du Chattien et du Stampien, prouve l'existence du Ludien et met en évidence, à la base de la série, du Lutétien supérieur et du Bartonien supérieur dans la partie orientale, du seul Bartonien supérieur dans la partie occidentale.

Ce résultat implique l'existence de deux sous-bassins (fig. 16) :

— à l'Ouest, le *sous-bassin de l'Allier* d'une épaisseur maximale de 900 m, comportant quatre séquences de type clermontois. Son rejeu aurait débuté au Bartonien supérieur ;

— à l'Est, le *sous-bassin de la Loire* d'une épaisseur de 1 000 m, dans lequel se dépose, à la base des quatre lithoséquences de type clermontois, la séquence A'.

Ce sous-bassin est limité par deux systèmes de failles :

- un accident au Nord-Est aligné sur la Loire, semblant prolonger la faille du Donjon, et un accident au Sud-Ouest (Lapalisse—flanc est de l'éperon de Moulins), semblant correspondre à la faille de la Besbre,
- un accident au Sud-Est (Jaligny—Dompierre), correspondant à la faille de Bourbon-Lancy, et un accident au Nord-Ouest (flanc est de l'éperon de Moulins—Fours).

Postérieurement aux dépôts carbonatés lacustres dont les dernières manifestations, limitées à des aires réduites, sont d'âge aquitain (Saint-Gérard-le-Puy, Montaigu-le-Blin), et antérieurement aux grands épandages fluviatiles des sables et argiles pliocènes du Bourbonnais, se sont localement mis en place des dépôts sableux, parfois argilo-carbonatés : la formation de Vendat (feuille Vichy).

Découverte à l'occasion des levés, elle constitue avec d'autres, tels les sables feldspathiques et les sables à chailles de Clermont, les sables et argiles rouges d'Ebreuil, les sables de Givreuil (Moulins) et d'autres hypothétiques placages argilo-sableux (Vichy—Maringues), des jalons qui permettent d'esquisser l'histoire de la période miocène peu connue.

Données profondes sur le socle anté-tertiaire

Dans le bassin de Moulins, trois sondages (RAP, 1960) ont atteint le socle de nature gneissique probable : Moulins 101 (626-6-1) sur la feuille Saint-Pourçain, Moulins 102 (598-6-1) et 103 (598-4-1) sur la feuille Moulins, aux profondeurs respectives de 668 m, 641 m, 873 m (fig. 18).

Parmi les onze sondages COGEMA (1980) (fig. 16), cinq se sont arrêtés dans la partie moyenne de la séquence A : CVG10, 779 m - CVG9, 614 m - CVG11, 583 m - CVG8, 729 m et CVG7 562 m. A l'Ouest, cinq autres, CVG1, 448 m - CVG2, 651 m - CVG3, 885 m - CVG4, 852 m et CVG5, 798 m, ont atteint le socle granitique.

A l'Est, le sondage CVG6, 990 m, a permis la mise en évidence à la base de la séquence A' (100 m) reposant sur le socle mésozoïque.

Terrains affleurants

Dans le bassin de Moulins, les formations tertiaires sont largement masquées par des dépôts plus récents plio-quatérnaires ; néanmoins elles affleu-

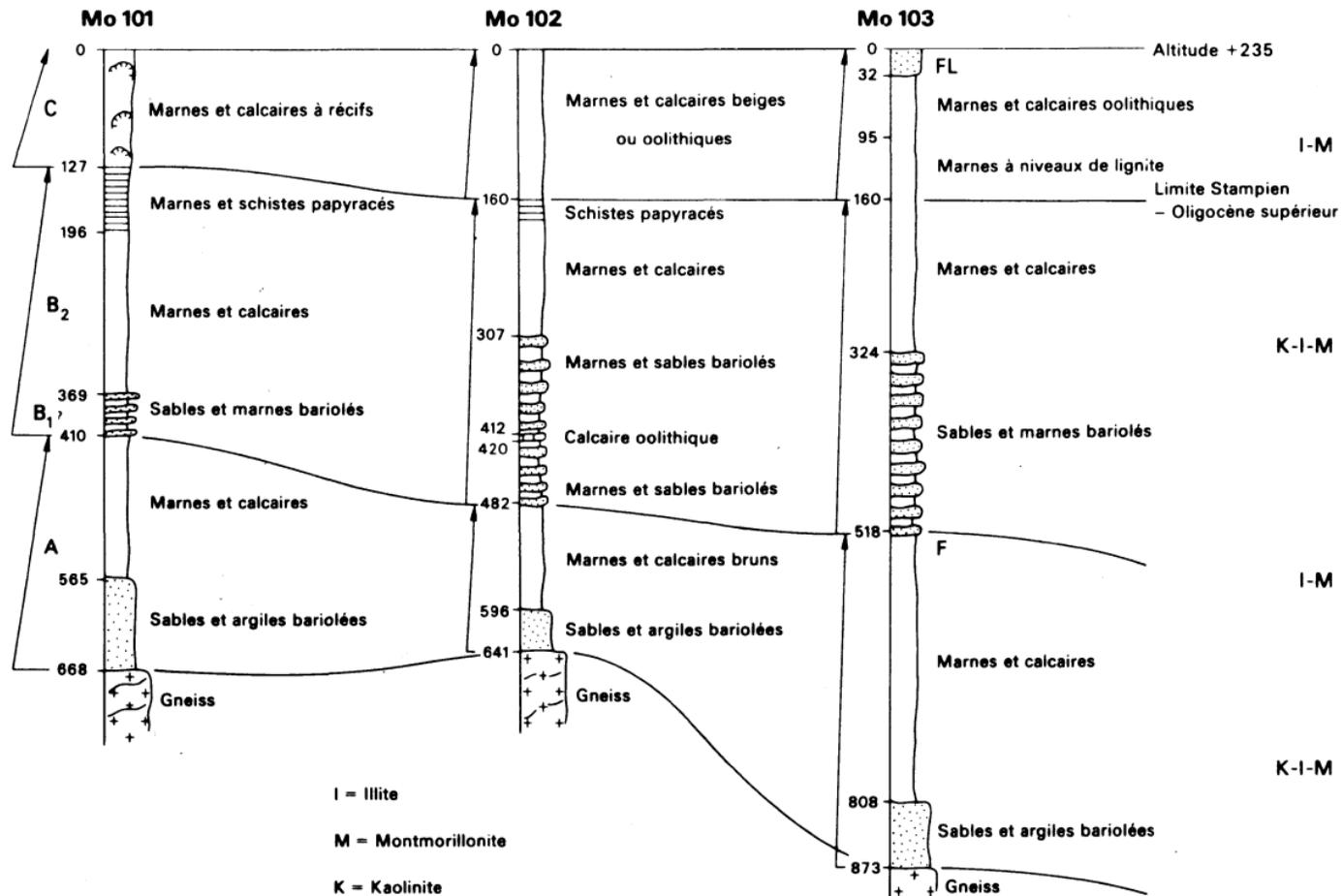


Fig. 18 - Sondages profonds du bassin de Moulin (RAP, 1960)

rent dans la zone bordière et, en s'éloignant des bordures, sur les flancs des vallées entaillées par l'érosion liée à leur creusement. Leur observation directe est toutefois rendue difficile par la présence fréquente de formations superficielles diverses. En outre, les dépôts alluviaux récents constituent de larges zones aveugles et les nombreuses marnières qui ont été jadis exploitées sont aujourd'hui abandonnées. Seuls affleurent les horizons supérieurs (Oligocène supérieur—Miocène basal) à l'exception des niveaux à *Potamides lamarcki* à Dompierre-sur-Besbre (Stampien).

L'absence à l'affleurement, sur les territoires des feuilles Dornes et Bourbon-Lancy, de séries détritiques bariolées et de dépôts attribuables au Stampien, montre que l'Oligocène supérieur est transgressif sur ces séries au moins dans cette partie nord et est du bassin de Moulins. L'extrême variabilité des faciès n'a pas permis la représentation d'unités cartographiques avec des contours bien précis. Néanmoins, quatre ensembles lithologiques ont été distingués :

- g3M : marnes vertes, localement calcaires ; argiles vertes ;
- g3A : argiles vertes, localement sableuses ;
- g3S : sables argileux quartzo-feldspathiques et argiles vertes, accessoirement petits galets ;
- g3P : sables argileux conglomératiques ;

et représentés sur la carte à l'aide de figurés conventionnels. Les notations reportées n'ont qu'une valeur ponctuelle.

Sur la base de datations par flore et compte tenu des relations géométriques établies avec la Limagne bourbonnaise, les ensembles lithologiques cartographiés sont attribués à l'Oligocène supérieur.

La province orientale, située en bordure des reliefs du Morvan, enregistre une sédimentation essentiellement détritico-argilo-sableuse et le plus souvent conglomératique, alors que vers l'Ouest se déposent des sédiments carbonatés. La zone de passage entre les deux domaines montre une alternance de sédiments fins à grossiers répartis en corps lenticulaires (cf. fig. 19).

g3M. Marnes vertes, localement calcaires ; argiles vertes. Petits édifices récifaux. La rive droite de la Loire est bordée par des coteaux à dominante marneuse entre les vallées de la Somme et de la Cressonne, argileuse au Nord de cette dernière. De même, les affluents de la Cressonne drainent, dans leur partie aval, des versants aux pentes marneuses ou argileuses, avec développement local de calcaires concrétionnés le plus souvent en petits édifices récifaux et exceptionnellement en grosses masses de calcaires construits. Ils ont été exploités autrefois comme pierre à chaux aux Jeandiaux (Vitry-sur-Loire) par exemple, où il a été reconnu *Cepea* sp., des tubes de phryganes, des agglomérations d'hydrobies et de nombreux opercules de bithynies. Le calcaire contient 77,50 % de calcite. La genèse de ces travertins est liée en majeure partie à une prolifération organique végétale (algues bleues, mousses, végétaux supérieurs) et animale (larves d'insectes, gastéropodes...) (Donsimoni, 1975). Aucune coupe fraîche ne permet d'observer, sur le territoire de la carte, les sédiments encaissants. Généralement, il s'agit de marnes beiges et vertes, souvent bioclastiques, et de sables bioclastiques qui peuvent être riches en gastéropodes et en fragments variés d'encroûte-

ments. Citons au passage la spectaculaire carrière de Montaigu-le-Blin (feuille à 1/50 000 Saint-Pourçain-sur-Sioule) ainsi que celle de Billy. Un figuré particulier a été choisi pour représenter les ensembles de petits édifices récifaux (« boules » ou « choux-fleurs ») ayant de la taille du poing à plusieurs dm³, répartis dans les sédiments marneux ou argilo-marneux qui couvrent le centre-Ouest de la carte.

Des calcaires en bancs ou plaquettes beiges s'interstratifient parfois dans les marnes ; de même que des niveaux oolitiques, dont la fréquence traduit la proximité d'un rivage dynamique. L'ensemble de ces dépôts traduit un environnement lacustre où les gîtes fossilifères sont rares. Les faunes récoltées (ostracodes, lamellibranches) ne permettent aucune datation précise.

L'étude du contenu palynologique de quelques échantillons (G. Farjanel, BRGM), presque exclusivement constitué de conifères, semble indiquer que seule la zone de Pont-du-Château (zone VI) soit représentée, ce qui correspondrait au climat froid installé en Europe à l'Oligocène supérieur.

Points datés :

- sondage 576-1-39 bois Ramonay (Montambert-Tannay), x = 702.225 ; y = 196.750 ; z = 228 m (cote de l'échantillon daté) ;
- La Sencé (Cronat), x = 703.775 ; y = 192.150 ; z = 220 m. ;
- La Sencé (Cronat), x = 703.850 ; y = 192.150 ; z = 225 m. ;
- sondage Chez-Forty (Bourbon-Lancy), x = 708.050 ; y = 184.075 ; z = 234,50 m. (cote du prélèvement daté).

Les faciès varient dans la zone bordière où les marnes s'enrichissent en matériel argileux, parfois sableux quartzo-feldspathique. La zone de passage entre le domaine lacustre à sédimentation carbonatée (dont les marges varient au fur et à mesure du remplissage) et les domaines fluvio-lacustres à sédimentation argilo-sableuse quartzo-feldspathique, ou fluviales à dépôts sablo-argileux et/ou conglomératiques, se fait quasi systématiquement par l'intermédiaire d'une argile.

g3A. Argiles vertes, localement sableuses. Ces faciès, parfois détritiques quartzo-feldspathiques à orthose fréquente, verts le plus souvent, affectent également des teintes noires, grises, kaki, ocre et blanches ou jaunâtres, quelquefois rougeâtres dans le secteur nord ouest de la carte ; parfois compact et cireux.

Cet ensemble est plus extensif que l'unité marneuse précédente qu'il surmonte. Il représente également les termes de passage entre les dépôts grossiers (g3S) à conglomératiques les plus bordiers (g3P) et les faciès essentiellement carbonatés (g3M). Cette équivalence latérale, caractéristique d'un environnement fluvio-lacustre, apparaît comme très variable quant à son épaisseur.

Regroupé sous un même faciès, cet ensemble d'argiles ne constitue pas seulement le témoin de dépôts à l'origine essentiellement argileux. On observe en effet que partout là où une zone de contact sable-marne existe,

cela se fait quasi systématiquement par l'intermédiaire d'une argile. Il semble que cette argile soit au moins pour partie le produit résiduel de marnes décalcifiées. Et l'hypothèse d'une altération sous couverture où les phénomènes de circulation d'eau dans les niveaux sableux auraient un rôle prépondérant, doit être envisagée.

L'observation faite ici au sein même des dépôts tertiaires se retrouve partout là où existe une couverture sableuse ou sablo-caillouteuse. La formation des sables et argiles du Bourbonnais au Nord de Cronat est très démonstrative à cet égard. Chenalisée dans les marnes tertiaires, on observe tant sur le terrain qu'en sondage, l'intercalation d'un niveau d'argile pouvant atteindre plusieurs mètres entre la base des dépôts sableux du « Bourbonnais » et le toit des marnes oligocènes. De même, les coupes de sondage ayant traversé les matériaux de terrasses alluviales indiquent l'existence d'un niveau argileux reposant sur les marnes. Son épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres.

g3S. Sables argileux quartzo-feldspathiques et argiles vertes, accessoirement petits galets. Ce terme est assez largement développé sur la carte. Il assure le passage entre g3A à dominante argileuse et g3P à dominante conglomératique. Les matériaux sont constitués de sables grossiers quartzo-feldspathiques, d'aspect gros sel, à éléments centimétriques, à matrice plus ou moins argileuse généralement de teinte verte, parfois blanche, beige, jaunâtre, grise ou mauve en alternance avec des passées d'argile compacte verte ou verdâtre à bleuâtre, parfois marbrée de jaune ou de brun, pouvant inclure des silts ou des sables fins. Les quartz sont anguleux à subanguleux.

En s'approchant des zones de bordure, on observe une granulométrie croissante de la taille des grains et certains niveaux sableux s'enrichissent en galets de quartz de 1 à 2 cm pour les premiers, jusqu'à 5 cm pour ceux proches des provinces émettrices. L'allure et la composition des strates, bien qu'exceptionnellement observables en coupes, suggèrent une origine fluviale.

Plus fréquents et plus puissants dans les zones distales, les horizons à dominante argileuse, dont la sédimentation résulte de processus de décanation, ont une origine lacustre.

L'ensemble correspondrait donc à un environnement fluvio-lacustre.

Très localement, les sables ont subi une grésification. Bien que fréquent à l'échelon régional, ce phénomène est peu développé sur la présente carte. Il a pu être observé sur 5 m environ dans la carrière du bois du Breuil au Nord-Ouest de Maltat avec un faciès fin et un faciès grossier.

L'étude pétrographique en lame mince (D. Giot, BRGM) montre pour le premier faciès, un grès à éléments fins. Le ciment apparaît verdâtre avec des traînées ferrugineuses. Ce ciment est partout présent, on ne note pas de zone où les grains se touchent directement. Les éléments figurés sont représentés par :

— le quartz, en grains à aspect brisé, certains à extinction roulante caractéristique ;

- des feldspaths alcalins : orthose, microcline ;
- des plagioclases : rares, très altérés ;
- de la muscovite : fréquente ;
- du mica : très fréquent, formant des paillettes de la taille des autres grains.

Le second faciès est constitué d'éléments grossiers et fins : quartz parfois corrodés, orthose, microcline, plagioclases. Les feldspaths sont souvent altérés, surtout les plagioclases. La muscovite est présente. Le ciment apparaît sombre, très finement grenu et ferruginisé dans certaines zones. Les grains de quartz peuvent être regroupés en plages assez importantes.

Le petit bourg de Lesme est également supporté par un sable grossier roux à rougeâtre, localement consolidé en bancs métriques. Une observation ponctuelle montre qu'il surmonte une argile blanche à ocre et rouge brique. Cet écran argileux parfaitement imperméable est très probablement à l'origine de la formation du grès aliotique. Lequel présente, en lame mince, de nombreux quartz à golfes de corrosion ainsi que des fracturations dans lesquelles les oxydes pénètrent. Le morcellement du quartz se fait en débris anguleux. Les feldspaths sont très altérés. On y trouve quelques micas. Le ciment est formé pour une moitié de sidérose et pour l'autre de limonite.

Cet alios évolue en milieu pédologique par lessivage complet de la fraction alumineuse.

g3P. Sables argileux conglomératiques. Cette formation trouve son équivalence dans les séries marno-calcaires du centre du bassin par l'intermédiaire des dépôts argileux et argilo-sableux. Elle représente un dépôt bordier de type torrentiel, fluvial et lacustre. Cet ensemble détritique à teinte verte dominante peut apparaître ocre à rougeâtre ou rosâtre à saumon dans les zones de contact avec le Viséen. Ces faciès sont particulièrement bien développés au Nord-Est de Bourbon-Lancy entre Changy et Les Godards.

Il s'agit d'une alternance d'argiles, de sables argileux quartzo-feldspathiques avec développement plus ou moins important de niveaux conglomératiques. Les éléments polygéniques sont figurés par des galets hétérométriques localement associés à des blocailles, leur taille respective pouvant atteindre 50 cm à proximité des bordures. La plupart des éléments bien roulés seraient empruntés au Dinantien inférieur conglomératique : galets de grès, lydienné, poudingue, quartz filonien. Les blocailles sont constituées de grès, de brèche silicifiée et microgranites notamment au Nord de Bourbon-Lancy, en bordure de faille jalonnée par ces mêmes roches. Aux environs de Ternant et de Saint-Seine, le conglomérat oligocène admet en outre d'abondantes chailles souvent rubéfiées.

Quelques petites exploitations, comme celle située à l'Ouest de Maltat entre Le Breuil et Les Perreaux, permettent d'observer de belles structures fluviales entrecroisées avec des galets disposés en cordons.

Le contact entre les formations tertiaires et celles du Paléozoïque apparaît très irrégulier ; tantôt par faille, tantôt l'Oligocène recouvre le Paléozoïque en placage à faible pente.

Variations minéralogiques principales

L'analyse minéralogique de la fraction argileuse (J. Tourenq, Laboratoire de géologie des bassins sédimentaires, Paris VI), porte sur des échantillons de sondages dont la profondeur n'excède pas 25 m. Elle montre d'une façon générale qu'indépendamment de la granulométrie, de même que pour les sables et argiles du Bourbonnais, la kaolinite est dominante. Seule la base des sondages (2-3, 3-4, 3-1) est à smectite dominante. L'illite est prépondérante dans les marnes de la base du sondage de 7,20 m « Chez-Forty » ($x = 708.050$; $y = 184.075$; $z = 240$ m).

Parmi les minéraux lourds, les zircons sont prépondérants (> 95 %). Les sables contiennent aussi de l'épidote en cristaux souvent bien développés et de belles plaquettes de brookite. La barytine est parfois présente (sondage 3-3, 3-1). Certains sondages contiennent fort peu de minéraux lourds (2-7, 3-4). La base des sondages 2-3 et 3-4, déjà caractérisés par les argiles à smectite dominante, contient, ainsi que la base du sondage 3-1, des grenats. La présence de ce minéral suggère des remaniements de matériel appartenant au Trias local. Cette constatation ayant été faite à propos du Trias de la feuille Dornes.

FORMATIONS DES SABLES ET ARGILES DU BOURBONNAIS (PLIO-QUATERNAIRE)

Ensemble de dépôts fluviaux et fluvio-lacustres constitué de galets, graviers, sables argileux et argiles en place ou peu remaniés.

L'ensemble, connu sous le nom de sables et argiles du Bourbonnais ou sables à cailloux du Bourbonnais (de Launay, 1923), occupe en surface environ 1/10^e de la carte Bourbon-Lancy. Aucune différenciation n'avait été faite sur les cartes à 1/80 000 Autun (1^e et 2^e éd.), qui intégraient à cet ensemble, alors considéré comme mio-pliocène, les formations détritiques oligocènes.

Sur la présente carte à 1/50 000, il a été distingué plusieurs sous-ensembles, constituant autant d'unités cartographiques caractérisées par leur dominante argileuse ou sableuse, la présence ou non de galets. Cet essai de différenciation lithologique, déjà élaboré sur les feuilles voisines, (Moulins, Dornes, Dompierre-sur-Besbre) a été poursuivi ici. Il procède non seulement des observations de surface mais également de quelques sondages réalisés à la tarière jusqu'au substrat marneux.

Les données géométriques ainsi acquises permettent l'établissement d'une lithostratigraphie valable à l'échelle régionale. Cependant, l'irrégularité structurale consécutive à la genèse de cet ensemble laisse prévoir un schéma général souffrant de nombreuses variantes locales. C'est ainsi qu'il existe parfois des difficultés de corrélation d'une coupe de sondage à une autre ou de part et d'autre d'une vallée. D'autre part, la rareté des affleurements, les remaniements superficiels, l'évolution dissymétrique des versants, les effets de la pédogenèse, rendent malaisée la définition d'une coupe-type.

C'est donc avec réserves qu'il faut interpréter la coupe synthétique suivante qui, bien que représentative à l'échelle régionale, n'illustre qu'imparfaitement l'ensemble reconnu sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy où la série est tronquée au sommet.

Lorsque la série est complète, elle se développe sur 40 m environ. Deux séquences sédimentaires se superposent. Toutes deux présentent à la base un terme grossier et au sommet des dépôts fins argileux. On distingue de la base au sommet :

- une formation sableuse à galets : 10 à 20 m ;
- une série fine (sables fins, silts, argiles) de 6 à 12 m ;
- des sables grossiers quartzo-feldspathiques, à galets sur les bordures, puis/ou une alternance de sédiments fins et de sables grossiers argileux (10 à 25 m) ;
- des argiles à tendance évolutive au limon en surface (2 à 5 m).

D'une manière générale, à l'intérieur de chaque séquence, la granulométrie décroît simultanément de la base au sommet et latéralement en s'éloignant des zones d'apport situées sur les bordures.

Sur l'ensemble de la série, on remarque la grande constance des apports détritiques. Les éléments proviennent d'altérites élaborées sur le socle granitique et métamorphique, avec localement une empreinte plus ou moins marquée de matériel volcanique et de silex (chailles). Parmi les apports détritiques, il faut noter qu'une partie est issue de sédiments bordiers tertiaires.

En Limagne et Sologne bourbonnaise, les sables et argiles du Bourbonnais s'inscrivent dans la limite des bassins d'effondrement oligocènes, excepté dans le Sud du territoire de la feuille Dompierre où ils sont plus extensifs puisqu'ils reposent directement sur le socle granitique. Vers le Nord (bassin de Paris), leur extension est limitée au fossé de la Loire encadré de failles Nord-Sud, où ils surmontent les terrains du Mésozoïque.

La mise en place de chacune des deux principales séquences grossières correspond à une phase tectonique majeure (rejeu des failles N-S) associée à des modifications climatiques (climat plus humide). Elle se traduit par un vaste épandage fluvial réparti selon deux cours principaux qui préfigurent en grande partie ceux de la Loire et de l'Allier. Un réseau de collecteurs secondaires s'y raccorde, annonçant les principaux affluents (voir carte schématique fig. 20). Individualisés de part et d'autre du Forez, ces deux fleuves aboutissent dans une vaste plaine (territoire de la feuille Dornes), située entre Loire et Allier, où l'ensemble du réseau converge. Cette zone de confluence correspond à une structure de bassin subsident à l'Oligocène (bassin de Moulins).

En aval de cette structure, après avoir franchi le seuil jurassique du Veurdre, l'écoulement en nappe se poursuit vers le Nord, drainant la majeure partie des matériaux de la Loire et de l'Allier dans le fossé de l'Aubois prolongé, en aval du bec d'Allier (confluence Loire—Allier), par le fossé de la Loire.

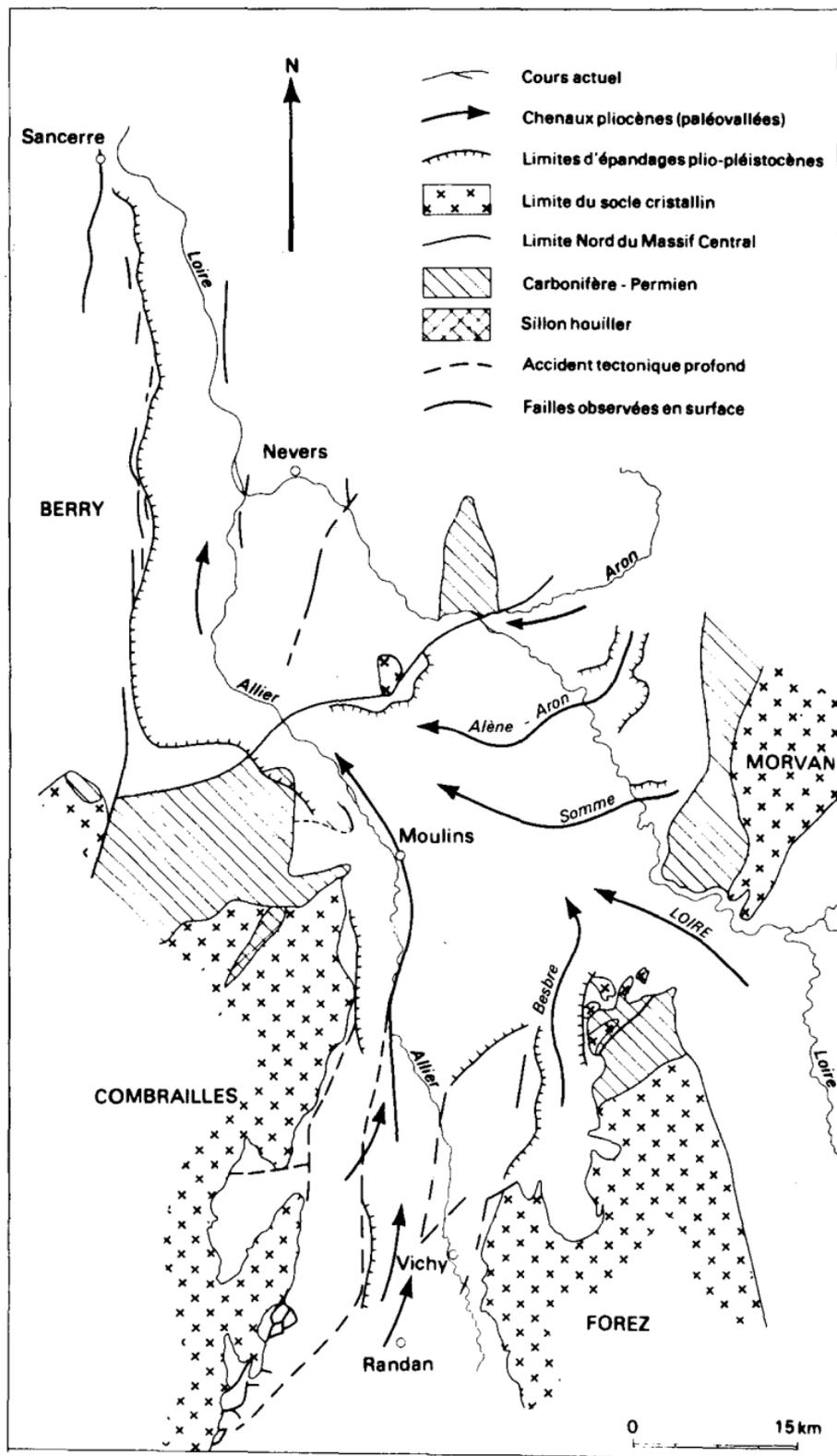


Fig. 20 - Carte schématique. Eléments structuraux

Les matériaux se mettent en place à partir des bordures, suivant de vastes chenaux anastomosés ou non, dans lesquels dominent les apports locaux. L'écoulement longitudinal permanent de type fluvialite l'emporte nettement au pied des reliefs de la bordure occidentale du Morvan (vallée de la Loire) et des massifs cristallins de l'Ouest (vallée de l'Allier). Cette chenalisation préférentielle est parallèle à l'axe des fossés, eux-mêmes commandés par le jeu des failles bordières réactivées. Sous l'effet de modifications morpho-climatiques (bassin en partie comblé, peu de pentes, climat plus frais), des sédiments fins argileux viennent recouvrir les unités grossières et leur correspondent, pour partie, latéralement dans les zones distales.

La dynamique de transport liée au système hydrographique qui s'établit là encore à partir des bordures tendant à devenir progressivement nulle quand on s'en éloigne, seules vont se déposer des argiles. On remarque que leur extension s'inscrit à l'intérieur des limites des dépôts grossiers auxquels elles se superposent.

Sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy la série est tronquée au sommet ; l'ensemble se développe au maximum sur 30 m dans l'angle sud-ouest, 17 m à 1 km au Sud de Montambert-Tannay, et 20 m environ, au Nord de Bourbon-Lancy entre « Chez-Rozier » et « Chez-Forty ».

Il faut distinguer, à la base de l'ensemble et au toit des formations argileuses ou marneuses de l'Oligocène, une formation sableuse avec ou sans galets, très caractéristique, dont l'épaisseur atteint 12 m à l'Ouest de la Loire, 10 m dans la vallée de la Somme, 15 m au Nord de Cronat où les galets sont rares et où cette formation admet 3 à 4 m d'argile en un ou plusieurs bancs.

Au-dessus de cette formation viennent quelques mètres de sédiments fins traversés en sondages (argile, silts, sables fins) ou observés en coupe. Aux environs de Montambert, ces matériaux fins sont caractérisés en partie par des argiles grises à noires, d'extension régionale, auxquelles se superposent, dans la vallée de la Somme, des sables grossiers quartzo-feldspathiques à galets, dont la puissance est estimée à 5 m environ.

FL(1). **Sables à galets (cailloutis de base).** Les formations sableuses à galets situées à la base de l'ensemble prennent une grande extension en rive gauche de la Loire. Elles sont également représentées dans la partie aval de la vallée de la Somme au Nord du cours actuel.

Leur correspond dans la région de Montambert une formation à sables grossiers quartzo-feldspathiques à matrice argileuse emballant de rares galets, chenalisée dans les terrains oligocènes (fig. 21).

Ces formations peuvent être observées en coupe sur plusieurs mètres dans quelques petites carrières comme « Chez-Deleau » (Montambert-Tannay). C'est au sein de cette formation que le régime sédimentaire fluvialite est le plus marqué. En coupe, la stratification est tantôt horizontale, tantôt oblique, voire entrecroisée pour ce qui concerne les sables qui accompagnent les galets. Ceux-ci sont disposés en cordons relativement continus

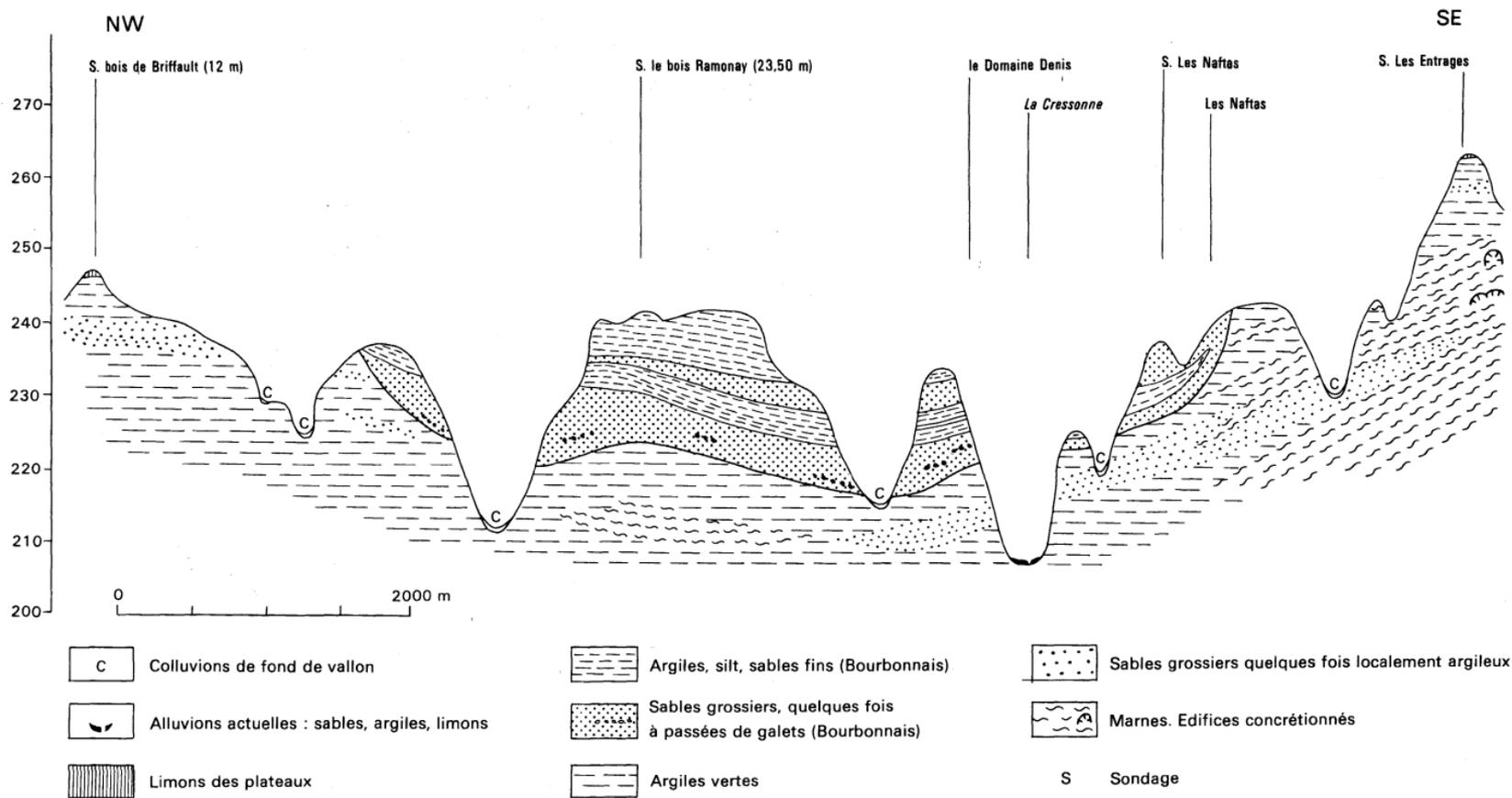


Fig. 21 - Coupe géologique schématique des sables et argiles du Bourbonnais emboîtant l'Oligocène

alternant avec des sables fins ou grossiers, plus ou moins argileux, jaunes à rougeâtres. La taille, la fréquence et la nature des galets varient d'un point à un autre. A la carrière du Moulin-du-Pont (Montambert-Tannay), ils sont constitués de quartz, silex, rhyolites et n'excèdent pas 5 cm dans leur plus grande dimension. Au lieu-dit Les Monts (Bourbon-Lancy), les quartz atteignent 10 cm, ils sont associés à des roches grenues et des roches du Viséen. En rive gauche de la Loire, le cailloutis est surtout constitué de quartz, de silex, chailles, de grès, de calcaires silicifiés, de tufs, plus rarement de granite ou de rhyolite. Le quartz est blanc, parfois rougeâtre, notamment dans les cailloutis de surface. Le silex est blond, à patine noire, mate et/ou luisante et présente souvent des traces en coups d'ongle ; altérés, certains de ces silex prennent un aspect blanc cacholonisé à leur périphérie, d'autres, altérés à cœur (silex épuisés*) sont gris, poreux.

La taille des galets est comprise entre 1 et 5 cm mais il en est qui atteignent 10 cm. D'une manière générale la taille diminue légèrement d'amont en aval (notamment dans l'axe des principaux chenaux), et de la base au sommet, avec de notables exceptions, principalement en marge de bassin où le stock grossier est constamment renouvelé par les apports issus des bordures. Les matériaux de la vallée de la Somme en sont l'illustration. Des boules argileuses ou silteuses parfois micacées, de quelques centimètres à plusieurs décimètres, de couleur grise à gris-vert, sont emballées dans les sables à galets.

La matrice sablo-argileuse, quartzo-feldspathique, contient dans les fractions grossières des feldspaths blancs et/ou roses.

FL(2). **Sables grossiers quartzo-feldspathiques.** Bien représentée dans la région de Montambert-Tannay, cette unité constitue l'équivalent latéral des sables à galets décrits ci-avant. Emboîtés dans les terrains oligocènes, ces sables grossiers quartzo-feldspathiques, à matrice plus ou moins argileuse, sont le témoin d'un remarquable paléochenal (cf. coupe schématique fig. 21). Cette paléo-vallée pourrait correspondre à un ancien cours de l'Aron ou d'un complexe Aron—Alène (rivières actuelles, hors carte, situées au Nord).

La puissance du remblaiement en matériel grossier est variable, avec un maximum d'une quinzaine de mètres dans la partie aval (environ de Tannay). Cette zone, qui semble constituer l'axe du chenal, est par ailleurs le siège d'une sédimentation plus grossière : présence de galets Chez-Deleau et au Moulin-du-Pont. Les dépôts grossiers n'excluent pas toutefois l'existence de matériaux fins (sables fins, silts, argiles) intercalés en un ou plusieurs niveaux. Difficilement décelables sur le terrain lorsqu'ils sont peu épais ou qu'ils alternent en courtes séquences avec le matériel plus grossier, ces niveaux à dominante argileuse ont néanmoins été reconnus à l'aide de sondages courts et représentés cartographiquement chaque fois que cela était possible.

* Silex épuisé : roche siliceuse blanche ou grisâtre, poreuse, provenant de l'altération d'un silex dont une partie de la silice a disparu en laissant une trame de microquartz et de calcédonite.

La formation à sables grossiers quartzo-feldspathique présente, en surface, un aspect gros sel caractéristique. En coupe, la stratification est tantôt horizontale, tantôt oblique, voire entrecroisée.

Les sables possèdent une charge en argile non négligeable : le pourcentage d'argile $< 50 \mu$ est compris entre 10 et 30 % (région de Montambert-Tannay), ce qui explique leur relative compacité. Ils apparaissent le plus souvent jaunâtres à rougeâtres, parfois beiges, blancs, grisâtres ou verdâtres.

Ils ravinent les dépôts oligocènes aux environs de la cote 220 m à Tannay, 215 m à Cronat dans la partie aval et aux environs de 225 m à l'étang Donjon dans la partie amont.

Il est souvent malaisé d'établir sur le terrain une distinction entre les sédiments détritiques oligocènes et ceux se rapportant aux formations du Bourbonnais. Il est cependant possible de remarquer qu'au sein de ces dernières, les éléments de quartz sont plus évolués (arrondis à subarrondis) alors qu'ils apparaissent anguleux à subanguleux dans l'Oligocène. Une origine plus lointaine et/ou une reprise du matériel oligocène peut facilement expliquer cette évolution.

Enfin, les études de laboratoire (J. Tourenq) permettent de lever les incertitudes dans les cas douteux grâce à la présence de zircons éruptifs contenus dans le Pliocène et totalement absents à l'Oligocène.

FL(3) ; FL(4). **Argiles dominantes.** Les matériaux fins qui constituent la fin de la première séquence sédimentaire peuvent être représentés suivant le lieu, soit par une alternance pluriséquentielle d'argiles, de silts ou de sables fins (FL(4)), soit par l'un de ces termes. Le plateau de la région de Montambert-Tannay illustre bien cette dernière remarque. En effet, les sables grossiers quartzo-feldspathiques décrits ci-avant sont surmontés, dans la quasi-totalité de leur extension, par des sédiments à nette dominante argileuse.

Le caractère réfractaire de ces argiles a fait l'objet de leur exploitation à différentes époques.

A la carrière des Terres-Blanches où elles sont encore exploitées, le plancher est constitué par 0,50 m d'argile blanche à blanchâtre surmontée par une argile gris foncé à noirâtre, plastique, compacte, cireuse, à marbrures ocre orangé localement, emballant de rares grains de quartz (environ 2 m), à laquelle se superpose 0,50 m d'argile gris blanchâtre passant progressivement à une argile marbrée à tendance évolutive au limon (2 m environ). Localement, des sables grossiers quartzo-feldspathiques à petits graviers peuvent s'intercaler dans la masse argileuse.

A la carrière de La Duguette ($x = 701.250$; $y = 195.400$; $z = 235$ m), la coupe est sensiblement identique avec de fines passées horizontales rouges à lie-de-vin dans les argiles.

Le sondage 1-39 du bois Ramonay a traversé, sur 11 m, 8 m d'argile avec trois passées sableuses : 1,80 m entre les cotes 6 et 7,80 ; 0,20 m entre 2,80 et 3 ; et 1 m entre 1,50 et 2,50. La base de la série argileuse est beige blanchâtre.

tre à rosâtre devenant ocre et faiblement silteuse au contact des sables grossiers sous-jacents.

Accumulées dans une synforme correspondant à la structure chenalisée des sables grossiers inférieurs, ces argiles indiquent un environnement fluvo-lacustre à fluvio-palustre.

L'action du ruissellement sur les reliefs oligocènes environnants argilo-sableux, argileux ou marneux, favorisé par l'absence de couvert végétal important (100 % de composées dans un échantillon d'argile prélevé dans la carrière de La Duguette et étudié par G. Farjanel) sont autant de facteurs favorables pour expliquer l'origine de leur mise en place.

Le caractère minéralogique de la fraction argileuse des argiles, à forte proportion de kaolinite accessoirement associée à de la smectite, plaide pour partie en faveur du lessivage des terrains oligocènes : l'analyse de la fraction argileuse des sédiments oligocènes qui affleurent sur le territoire de la carte montre en effet qu'ils sont à dominante de kaolinite.

D'une manière générale, au sein des dépôts tertiaires de Limagne, il a souvent été observé que la présence de kaolinite va de pair avec le caractère bordier des sédiments.

FL⁽⁵⁾. **Sables et galets (cailloutis supérieur)**. Seule leur position stratigraphique permet de les différencier de ceux associés au cailloutis de base FL⁽¹⁾. Leur extension est limitée à deux lambeaux situés en rive droite de la Somme au Nord-Ouest de Bourbon-Lancy.

CFL. **Colluvions dérivées des formations fluvo-lacustres**. Les colluvions sont abondantes dans tout le domaine fluvo-lacustre, sans qu'il soit toujours possible de les cerner avec précision du fait de leur ressemblance avec la roche-mère. Il en existe deux catégories principales, reliées par des types intermédiaires : les colluvions des versants nord, et nord-est (glacis) à pente faible.

Les colluvions pelliculaires ne sont pas représentées sur la carte. Leur épaisseur est faible et les caractères généraux sont ceux de la roche-mère. Elles résultent, probablement en partie, d'une dynamique récente, voire de phénomènes anthropiques.

Les colluvions des versants à pente faible sont plus extensives et plus épaisses que les précédentes (2 à 3 m). Il s'agit généralement d'un limon très argileux, jaunâtre à rougeâtre, à marbrures grises ou gris verdâtre (traces de racines) ; accessoirement il peut s'agir de colluvions sableuses. Elles représentent certainement une mise en place complexe dans laquelle sont intervenus plusieurs facteurs : solifluxion, ruissellement, voire transports éoliens. Leur âge probable est quaternaire, le modelé final étant surtout dû aux dernières périodes, Würm principalement.

Variations minéralogiques principales et âge des formations fluvo-lacustres du Bourbonnais

L'analyse minéralogique de nombreux échantillons (J. Tourenq) montre

une évolution d'Ouest en Est indépendante de la granulométrie : les dépôts orientaux (vallée de la Loire), plus fins sur l'ensemble de la série, sont à kaolinite dominante ; les dépôts occidentaux (vallée de l'Allier), plus grossiers, sont à smectite prépondérante, alors que la zone intermédiaire, située entre Loire et Allier, montre une association où kaolinite et smectite sont en proportions équivalentes.

L'étude des relations entre les différentes espèces de minéraux lourds par l'analyse factorielle des correspondances (Tourenq, Rohrlich et Ambroise, 1978), portant sur des échantillons de sondages et d'affleurements naturels ou occasionnels, précise l'origine des matériaux constituant le dépôt des sables et argiles du Bourbonnais.

D'une manière générale, le cortège minéralogique varie d'Est en Ouest :

— les échantillons occidentaux sont dominés par la présence de minéraux métamorphiques : disthène, staurotide, grenat, sillimanite et andalousite, fournis par les roches cristallophylliennes provenant des massifs qui bordent à l'Ouest la vallée de l'Allier ;

— les prélèvements effectués dans la partie orientale sont à dominante de zircons qui trouvent leur origine dans les roches granitiques de la bordure occidentale du Morvan, des monts du Forez, des Bois-Noirs et de la Madeleine. Sur la feuille Bourbon-Lancy, le zircon est nettement prépondérant (> 70 %), associé à 5 ou 6 autres espèces minérales.

L'étude des minéraux volcaniques (J. Tourenq, en cours) montre qu'ils sont, pour certains d'entre eux, concentrés dans les dépôts du Bourbonnais. Les dépôts antérieurs n'en contenant pas (formation de Vendat, environs de Vichy), il semble que l'on puisse les utiliser comme repère chronologique, dès lors qu'une activité volcanique contemporaine est prouvée dans les monts Dore. Leur répartition suggère pour les uns une distribution éolienne (saupoudrage), pour les autres une distribution alluviale (paléochenal de l'Allier) ; leur concentration relative à certains niveaux pouvant dans les deux cas correspondre à une phase d'émission paroxysmale.

Les dépôts grossiers situés à la base de la série contiennent, dans la vallée de l'Allier, des sphènes, des zircons éruptifs et/ou des quartz de ponces. L'attribution d'une origine « montdorienne » à ce dernier minéral permettrait une datation postérieure à 3,2 Ma (coulée de ponces porphyriques datée de 3,18 Ma à Perrier ; Ly Meng Hour *et al.*, 1982), ou plus vraisemblablement voisine de 2,5 Ma (Cantagrel et Baubron, 1983).

La partie inférieure de ce cailloutis de base admet ponctuellement des intercalations d'argile grise à bois fossiles qui ont livré des spores et des pollens d'âge reuverien final (détermination G. Farjanel ; feuille Moulins, sondage 598-7-5, $x = 687.375$; $y = 167.225$; $z = 265$ m. Profondeur des prélèvements 35 m et 37,50 m).

Compte tenu de la superposition des résultats, un âge pliocène supérieur (fin Reuverien à début Prétiglien) semble pouvoir être proposé pour le cailloutis de base du Bourbonnais. Notons enfin que la fin de cette première séquence sédimentaire est localement caractérisée par le dépôt d'argiles grises ou noires, à bois fossiles parfois, datée du Prétiglien (G. Farjanel, inédit).

Le second remblaiement admet ponctuellement des quartz bipyramidés à inclusion vitreuse qui pourraient provenir de la « grande nappe » de ponces rhyolitiques, laquelle marque le début du volcanisme acide strictement « montdorien » (datation absolue K-Ar ; Baudron et Cantagrel, 1980). L'apparition discrète de l'augite aciculaire au sommet des dépôts de la formation des sables et argiles du Bourbonnais, alors qu'elle devient abondante dans les terrasses de la Loire et de l'Allier, semble indiquer que la fin du remblaiement coïncide avec la fin des émissions ponceuses.

COLLUVIONS ET COMPLEXES DE FORMATIONS SUPERFICIELLES

C. Colluvions diverses : limons, argiles, sables et galets non différenciés des fonds de vallons et des bas de versants. Les colluvions qui comblerent les fonds de vallons et, dans certains cas les bas de versants, sont évidemment hétérogènes. Suivant la nature des formations qui les alimentent, il s'agit d'argiles, de sables ou de galets noyés dans une matrice argilo-sableuse, plus rarement de marnes. La gléyification est fréquente dans les fonds ; l'épaisseur des colluvions peut atteindre plusieurs mètres dans l'axe des thalwegs.

B. Limons dérivés pour l'essentiel des matériaux du substratum. L'ensemble des terrains oligocènes, et principalement ceux à caractère marneux ou argileux, sont recouverts en position de plateau par un manteau limono-argileux, épais de quelques décimètres à 2 mètres environ, s'enrichissant parfois en sable vers la base. L'évolution des profils réalisés en sondages montre qu'il s'agit d'une altération de la roche-mère sous-jacente aboutissant à un limon marbré jaunâtre à grisâtre (traces de racines) très compact.

A. Formation de versant. Limons, blocailles et fragments de grès siliceux. Le versant nord-ouest du Signal-de-Mont supporte une formation limono-argileuse ocre à rougeâtre emballant des blocailles atteignant 30 cm et des fragments de grès siliceux, des schistes et des galets du Viséen inférieur.

Aucune structure organisée n'apparaît à l'intérieur de cette formation. La solifluxion associée aux autres phénomènes d'altération des versants sont à l'origine de la mise en place de ces dépôts sur les pentes ; cette dernière étant probablement contemporaine des processus de dégradation relatifs aux alternances climatiques du Quaternaire. Actuellement, l'absence du couvert végétal pourrait localement engendrer une nouvelle mobilisation du matériel sur les pentes. Bien que les indications d'épaisseur fassent défaut, il est permis de penser qu'elles sont de l'ordre de plusieurs mètres.

FORMATIONS ALLUVIALES ET DÉPÔTS QUATERNAIRES ASSOCIÉS

Dans le périmètre de la feuille Bourbon-Lancy l'ensemble du réseau hydrographique est compris dans le bassin versant de la Loire ; le cours du

fleuve orienté SE-NW collecte en rive droite les eaux de la Somme et de la Cressonne, en rive gauche celles de l'Engièvre.

Vallée de la Loire

Dans les limites de la feuille, il est possible de définir quatre nappes alluviales. Leur distinction procède notamment de critères altimétriques et morphologiques. La chronologie relative est exprimée en indice par une lettre, de la plus ancienne (w) à la plus récente (z).

Après avoir déblayé les matériaux détritiques du fluvio-lacustre bourbonnais, l'encaissement progressif de la Loire est à l'origine du dépôt de terrasses étagées ravinant l'Oligocène marneux ou argileux.

Fw. Limons surmontant des sables quartzo-feldspathiques à galets (roches cristallines, quartz, silice, chailles). La terrasse la plus ancienne culmine en rive gauche à 227 m au lieu-dit Les Rouzelets, s'abaissant à 220 m à La Serre. Elle domine le cours actuel du fleuve de 20 à 25 m, entaillant les formations du Bourbonnais suivant une ligne orientée SE-NW, érodant les marnes oligocènes aux environs de 215 m près des Seguins. Sa base est constituée de sables quartzo-feldspathiques fins à grossiers et de galets remaniés pour l'essentiel des formations du Bourbonnais, enrichis en roches grenues et surtout microgrenues très altérées, de 6 à 7 m d'épaisseur, surmontés par 2 à 3 m de limon plus ou moins sableux. La taille des galets varie de 1 à 7 cm (dans le plus grand axe). Certains, très altérés, évoluent en galets d'argile. Le front de taille de la carrière des Renauds sur la commune de Paray-le-Frésil, montre de belles figures sédimentaires entrecroisées. Le calcul de la médiane effectué pour un sable fin et un sable grossier prélevés dans cette même carrière, indique une valeur de 0,380 pour le premier et 1,257 pour le second. Le pourcentage d'argile $< 20\mu$ contenu dans le sable fin est de 5,85 %, il est de 4,68 % pour le sable grossier.

L'analyse minéralogique de la fraction argileuse indique en proportion équivalente illite et kaolinite. Les minéraux lourds sont représentés par le zircon, le sphène, la staurotide, l'andalousite, la sillimanite, la tourmaline, les hornblendes brune et verte aciculaires et l'augite.

En rive droite, une étroite bande d'alluvions correspondant à cette nappe est conservée, culminant à 230 m aux environs des Bassicots. Les matériaux, identiques à ceux de la rive gauche, s'enrichissent en éléments remaniés du Paléozoïque.

Fx; Fxa; Fxb. Limons, sables, graviers, galets. En rive droite, la nappe Fx subsiste en petits témoins à la verticale de Vitry-sur-Loire.

En rive gauche, elle se subdivise en deux niveaux (Fxa et Fxb) séparés par une dénivelée de 1 à 2 m. La plus récente (Fxb), d'extension très réduite, correspond à une structure de méandre.

La terrasse Fxa, dont l'altitude moyenne se situe à 213 m, domine la Loire de 10 à 15 m. Elle entaille la terrasse Fw, ravinant les marnes aux environs de la cote 205 m, dans la partie aval.

Les matériaux sont représentés par des sables grossiers quartzo-feldspathiques à galets de silice abondants atteignant 15 cm dans leur plus grande dimension, chailles, quartz, roches cristallines, métamorphiques et volcaniques, localement surmontés par un limon.

Le cortège des minéraux lourds est identique à celui de la nappe Fw.

Fy. Limons, sables grossiers quartzo-feldspathiques. En rive droite, la nappe Fy n'est conservée qu'au Nord de la Cressonne, s'abaissant de 201 m à 197 m au bourg de Charrin.

En rive gauche, elle forme une bande SE-NW, large en moyenne de 1,5 km, seulement disséquée en lambeaux par le jeu des méandres dûs en partie à l'action du cours de l'Engièvre, au droit de Saint-Martin-des-Lais. Son altitude décroît régulièrement de 210 m à 202 m, soit une pente voisine de 0,05 %. Emboîtée dans les marnes ou argiles de l'Oligocène, elle surplombe la basse plaine de 2 à 6 m.

Les matériaux sont en majorité d'origine granitique, conférant à cette nappe un ton rougeâtre caractéristique. Il s'agit de sables grossiers quartzo-feldspathiques mêlés à des galets de roches cristallines, métamorphiques et volcaniques, quartz, silice, grès, localement surmontés par des limons. Les indications d'épaisseur font défaut.

Fz. Limons, sables, graviers, galets. La plus récente nappe d'alluvions (Fz) occupe, sur une largeur de 3 à 4 km, le lit mineur et la plaine inondable de la Loire, d'orientation SE-NW. Elle est sillonnée par de nombreux ruisseaux et porte la trace d'anciens chenaux dont l'existence signale les importantes divagations du cours actuel. Son altitude s'abaisse de 208 m à 196 m, soit une pente de 0,06 %.

En surface, les matériaux sont soit essentiellement sableux avec graviers et galets, soit argileux (limons de débordement). L'épaisseur du remblaiement alluvial est d'environ 12 mètres. Il a été relevé 11 mètres à la station de pompage de Gannay-sur-Loire, 12 mètres à Chambon (Gannay-sur-Loire).

Le matériel sableux, quartzo-feldspathique à galets de roches cristallines, métamorphiques et volcaniques, quartz, silice, grès, arkoses, est sensiblement granocroissant vers la base, atteignant fréquemment 10 cm.

L'étude morphoscopique effectuée sur un échantillon prélevé dans la carrière de Chamfort (Gannay-sur-Loire) montre des grains luisants anguleux à subanguleux pour les fractions 0,315 mm et 0,500 mm et des grains luisants subarrondis à subanguleux pour la coupure 0,800 mm. Les principaux éléments sont représentés par des feldspaths potassiques, des quartz avec traces d'éclats, des éclats de silice, des fragments de roche grenue et des grenats.

Les alluvions actuelles contiennent un grand nombre d'espèces minérales (13). Elles sont riches en minéraux du volcanisme basaltique : augite et olivine. On note en proportion notable l'apatite et la hornblende.

Les terrasses sont caractérisées par la présence de hornblende verte et de sphène en quantité importante ainsi que par une forte proportion de zircons (40% à 60%), alors que les alluvions de la basse nappe ne contiennent que 4% de zircons.

Vallée de la Somme

Étroite et encaissée en domaine granitique et paléozoïque, elle s'élargit au contact des terrains meubles tertiaires, abandonnant, sous forme de dépôts en terrasse, les matériaux empruntés en amont.

Fw. **Limons, sables grossiers, galets.** Les seuls témoins qui subsistent de cette nappe sont très exigus et se situent en rive droite de la Somme, surplombant celle-ci d'une douzaine de mètres et en rive gauche au lieu-dit Le Fourneau, correspondant à l'ancienne confluence avec la Loire. Le matériel alluvial est constitué de limons, sables grossiers quartzo-feldspathiques, galets (roches cristallines, métamorphiques, volcano-sédimentaires).

Fx. **Limons, sables grossiers, galets.** C'est la plus importante nappe. Elle domine la Somme de dix mètres, s'abaissant de 245 m depuis Saint-Clément à 215 m à Gentenat, soit une pente d'environ 0,25%. Les matériaux sont identiques à ceux de la terrasse Fw avec dépôt local d'argiles, certains galets atteignent la taille de 15 cm. L'examen morphoscopique d'un échantillon du Moulin-de-l'Étang indique que pour la fraction 0,315 mm les grains sont luisants subanguleux à subarrondis, pour les fractions 0,500 mm et 0,800 mm les grains sont luisants anguleux à subanguleux. Les principaux minéraux étant le quartz, les feldspaths, des quartz éclatés, des micas.

Une étude morphoscopique comparée avec les sables du Bourbonnais situés à proximité, montre un même degré d'évolution.

Fy. **Sables et graviers, galets.** Les témoins alluviaux correspondant à la terrasse Fy sont peu étendus. Le matériel est sableux, quartzo-feldspathique à galets de quartz, roches volcano-sédimentaires, roches grenues, schistes, galets de poudingue viséen, à matrice limoneuse en surface. Certains éléments atteignent 15 cm. Elle domine la basse nappe de 1 à 2 m.

Fz. **Limons, sables et graviers, galets.** La basse nappe, relativement étroite et sinueuse constitue la zone inondable. Les matériaux qui la composent sont superficiellement très hétérogènes : limons et sables grossiers à galets, identiques à ceux du niveau Fy.

La nappe Fz, sur l'épaisseur de laquelle les renseignements font défaut, perd 28 m entre Maltat (230 m) et le confluent avec la Loire (202 m), soit une déclivité de 0,25%.

Autres vallées

Fz. **Alluvions des cours d'eau d'importance secondaire** (Cressonne, ruisseau de Chardier, ruisseau d'Achard). Les formations fluvio-lacustres oligocènes et plio-pléistocènes sont drainées par un réseau d'affluents secondai-

res aboutissant directement ou indirectement à la Loire. Les matériaux qui constituent le remblaiement de ces vallées sont par conséquent essentiellement remaniés des formations oligocènes et du Bourbonnais.

Des limons parfois très argileux, montrant une tendance à la gleyification, surmontent des sables grossiers plus ou moins argileux avec ou sans galets.

Vers l'amont, les alluvions récentes (Fz) passent progressivement à des dépôts mixtes colluviaux, alluviaux, puis essentiellement colluviaux (C).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

PLISSEMENTS

La structure générale est marquée par une structure monoclinale à pendage Ouest, perturbée par un axe anticlinal occupé par le Famennien et plongeant modérément vers le Nord. Les autres directions relevées sont en relation avec la fracturation ultérieure.

Les fines laminations sédimentaires des siltites dévoniennes et carbonifères, alternances millimétriques de lits verts plus ou moins clairs, constituent l'un des meilleurs marqueurs de la stratification.

Le report systématique, sur la carte, de l'orientation et du pendage des couches sédimentaires permet d'appréhender la structure d'ensemble ainsi que les anomalies.

Le traitement graphique des pôles des plans de stratification permet une approche statistique sur la répartition des directions et des pendages. La confrontation des données structurales pour le Famennien (fig. 22) et pour le Dinantien inférieur (fig. 23) confirme, par leurs identités, l'absence de phase de déformation entre ces deux étages.

Les stratifications se répartissent, pour la majorité, suivant deux familles de plans : direction N 10°E et pendage 60°W, et D = N 15°E et P = 30°W, avec peu de pendages de 30° vers l'Est. Cette distribution reflète le style de plissement observé : succession de flancs longs à pendage Ouest et de flancs courts à pendage Est. On doit cependant souligner que l'aspect statistique n'est pas entièrement respecté, le flanc est de l'axe anticlinal famennien, où les fines laminations sont souvent estompées par le métamorphisme thermique, étant sous-représenté.

Les plis observés à l'affleurement soit dans le Famennien (Sud de La Bilerette sur le chemin de Rondefaye), soit dans le Dinantien inférieur (500 m Nord-Est et 500 m Sud-Est de La Montagne ; 500 m Nord-Est du Clapet) sont à plan axial D = N 15°E, P = 90° et à charnière horizontale ou plongeant jusqu'à 30° vers le Nord. Les pendages de part et d'autre des charnières sont modérés, la longueur d'onde varie que de quelques décimètres à quelques mètres pour les plis mineurs, les structures plissées de plus grande ampleur n'étant pas visibles.

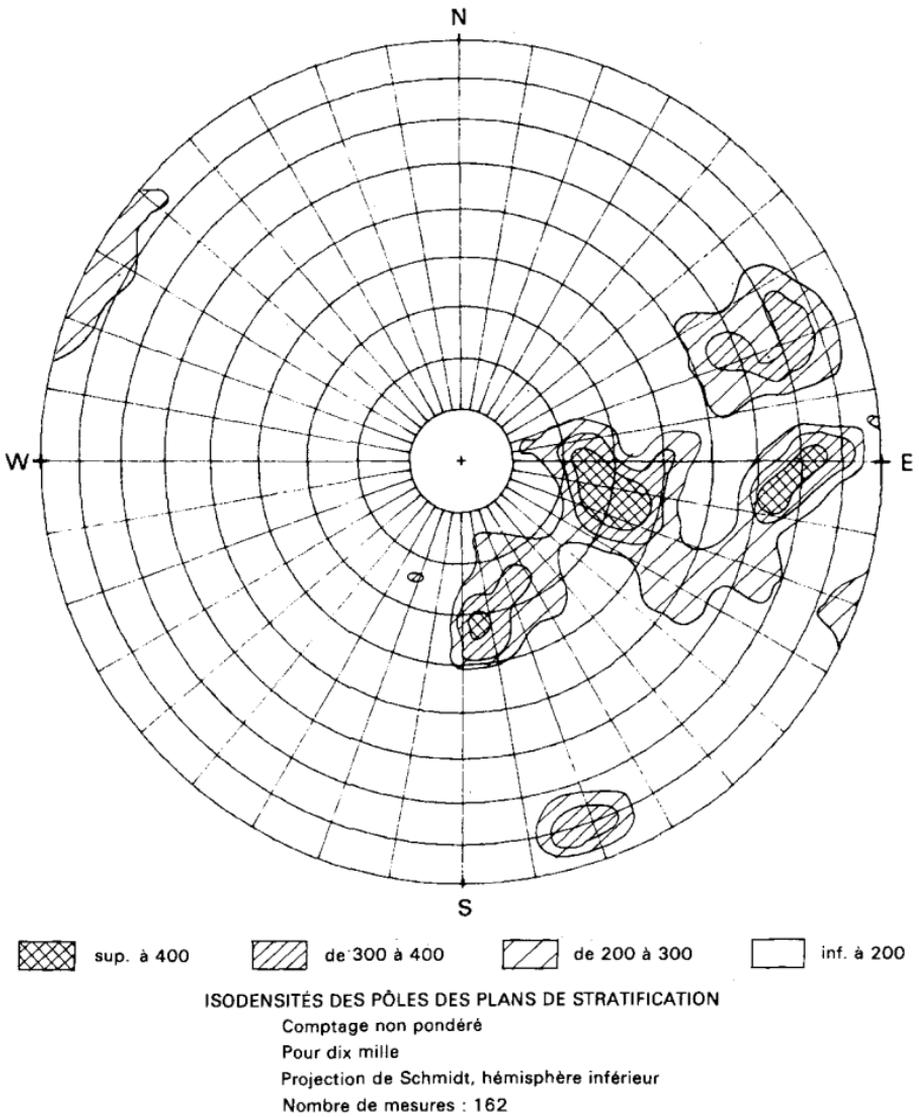


Fig. 22 - Stéréogramme général de la stratification des siltites et tufs remaniés du Famennien

Les observations de terrain ont montré de fréquentes rotations des directions de stratification au voisinage de faille ou à l'intérieur de compartiment faillé. Ces directions anormales se retrouvent sur les stéréogrammes où les trois petits maxima : N 70°-80°E, P = 35° S à 35-80° N ; N 120°E, P = 30°S et N 160°E P = 70°W coïncident avec les trois principales directions de fracturation.

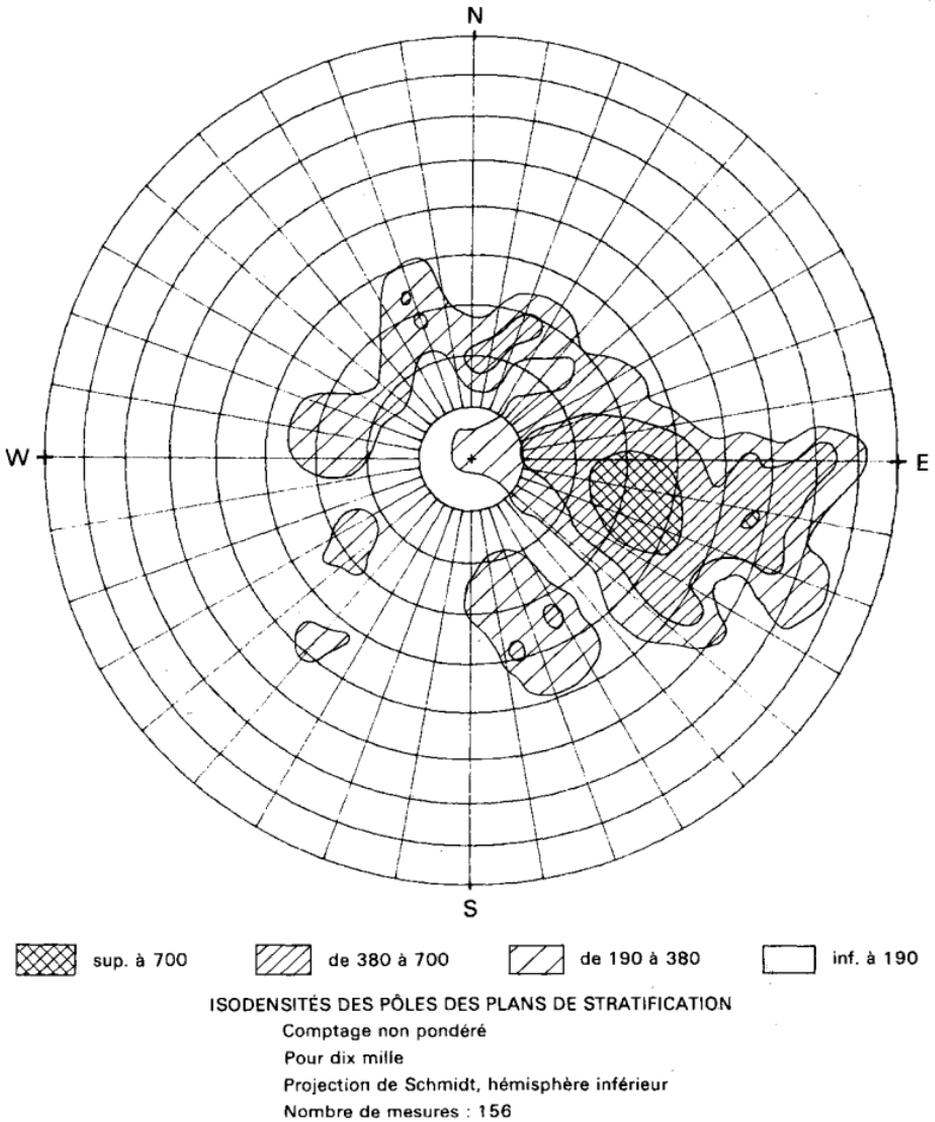


Fig. 23 - Stéréogramme général de la stratification des siltites, grès et conglomérats du Dinantien inférieur

Dans cette partie du faisceau du Morvan, les terrains paléozoïques ne semblent avoir subi qu'une seule phase de déformation rapportée à la phase sudète, les plis étant recoupés par le granite de Luzy.

STRUCTURE MAGMATIQUE DU GRANITE

Les mesures d'orientation des phénocristaux de feldspath potassique dont la taille varie de 2 à 6 cm dans le granite porphyroïde de Luzy, ne mon-

trent pas de direction privilégiée pour l'ensemble granitique s'étendant sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy (fig. 24 et fig. 25).

Si l'on considère des secteurs plus petits, on remarque néanmoins une orientation tendant à suivre celle de la bordure du batholite à son contact avec les formations dévono-dinantiennes et, plus à l'intérieur, une certaine dominante de la direction WNW-ESE, les pendages étant redressés ou verticaux.

Au niveau de Grury, une amorce de virgation liant ces deux directions suit le contour de l'avancée des siltites dévoniennes de La Malvelle.

FRACTURATION

Les terrains sédimentaires situés à la bordure du horst du Morvan témoignent de plusieurs périodes de fracturation durant le Mésozoïque et plus particulièrement le Cénozoïque en contre-coup des mouvements pyrénéens et alpins (Gros et Martin, 1981 ; Bonijoly et Castaing, 1984).

Dans les terrains volcano-sédimentaires et granitiques, les grandes fractures, comme les diaclases, paraissent liées aux épisodes compressifs tardihercyniens bien qu'ayant rejoué ultérieurement.

Diaclases et petites failles

A l'échelle de l'affleurement, les roches sédimentaires et volcaniques, ainsi que le granite de Luzy, sont affectées de nombreuses diaclases qui se répartissent suivant cinq plans principaux (fig. 26) :

- D = N 130°-160°E, P = 90° à 70°N ;
- D = N 100°-110°E, P = 90° à 80°S ou N ;
- D = N 60°-90°E, P = 90° ;
- D = N 35°-50°E, P = 90° ;
- D = N 15°E, P = 80°E.

Dans une bande de terrain s'étendant sur 1 km de large entre Les Dorins et Hauteloup, c'est-à-dire dans la zone fracturée linéamentaire de Chizeuil-Ternant, orientée N 170°E, les siltites sont affectées de kinks à déplacement senestre, associés à un diaclasage assez dense suivant deux plans principaux : N 120°E, P = 90° à 50°S et N 160°E, P = 90° à 40°E.

On y note également de petites fractures senestres N 145°E, P = 70°W et des zones broyées, cataclasées de quelques cm à dm de large, orientées N 30°E, P = 90° à 70°E et N 60°E, P = 60°N.

Dans des sites bien exposés comme à la carrière de Cressy-sur-Somme on peut apprécier l'intensité de la fracturation et les déplacements relatifs :

- diaclases et faille avec remplissage de calcite N 160°E, P = 35°E ;
- diaclases et plan de faille N 140°E, P = 80°E ;
- miroirs de faille D = N 20°E, P = 60°W et N 90°E, P = 70°N avec des stries subhorizontales (5°S et 20°E) et possible déplacement dextre.

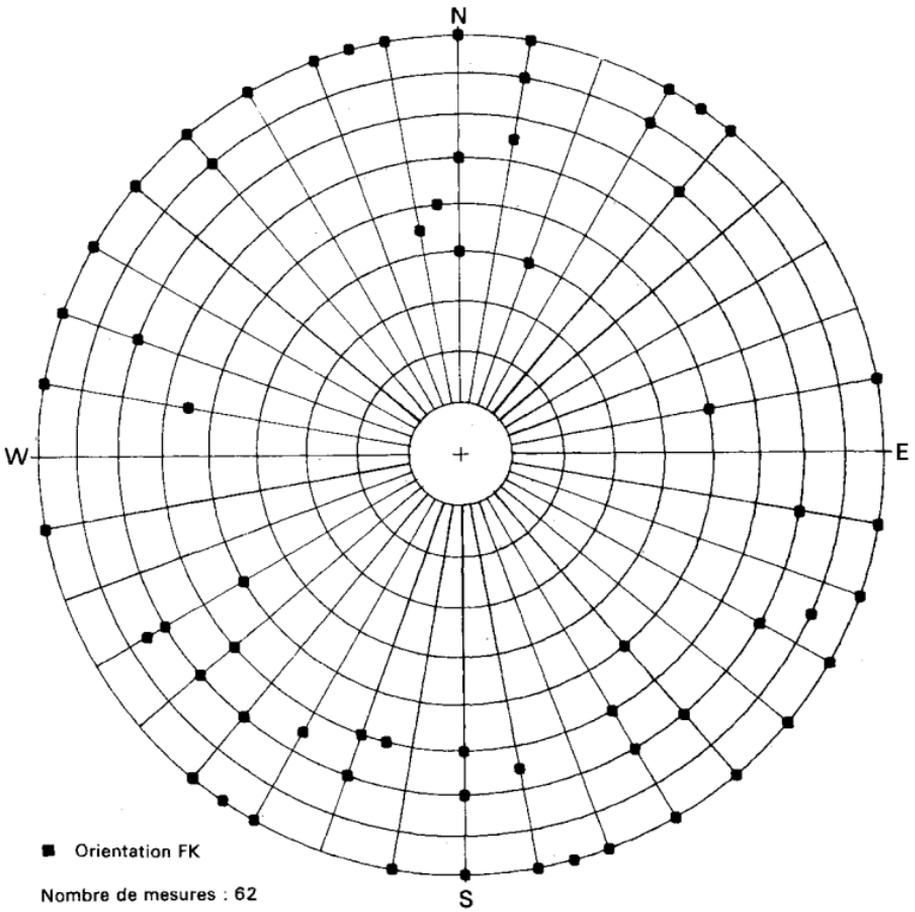


Fig. 24 - Orientation des phénocristaux de feldspath potassique dans le granite de Luzy. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur

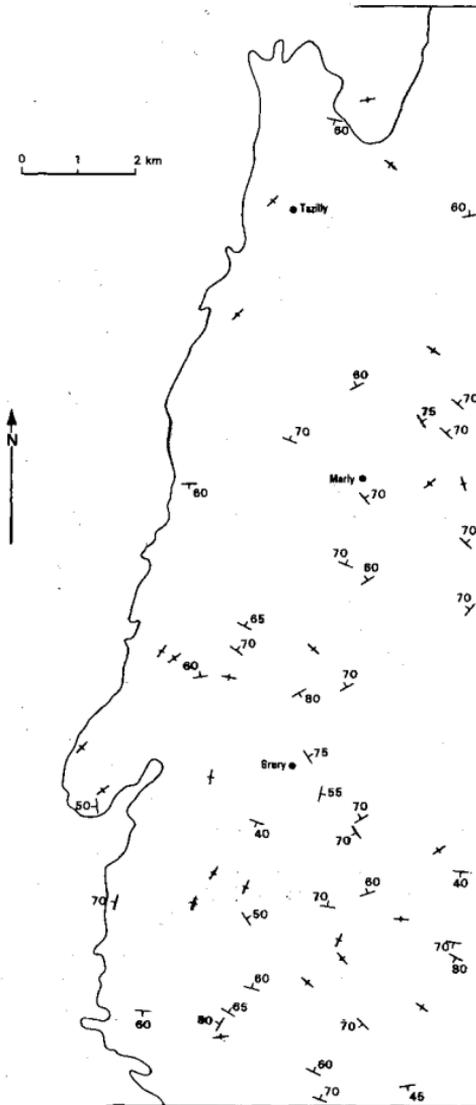


Fig. 25 - Orientation moyenne des phénocristaux de feldspath potassique dans le granite porphyroïde de Luzy

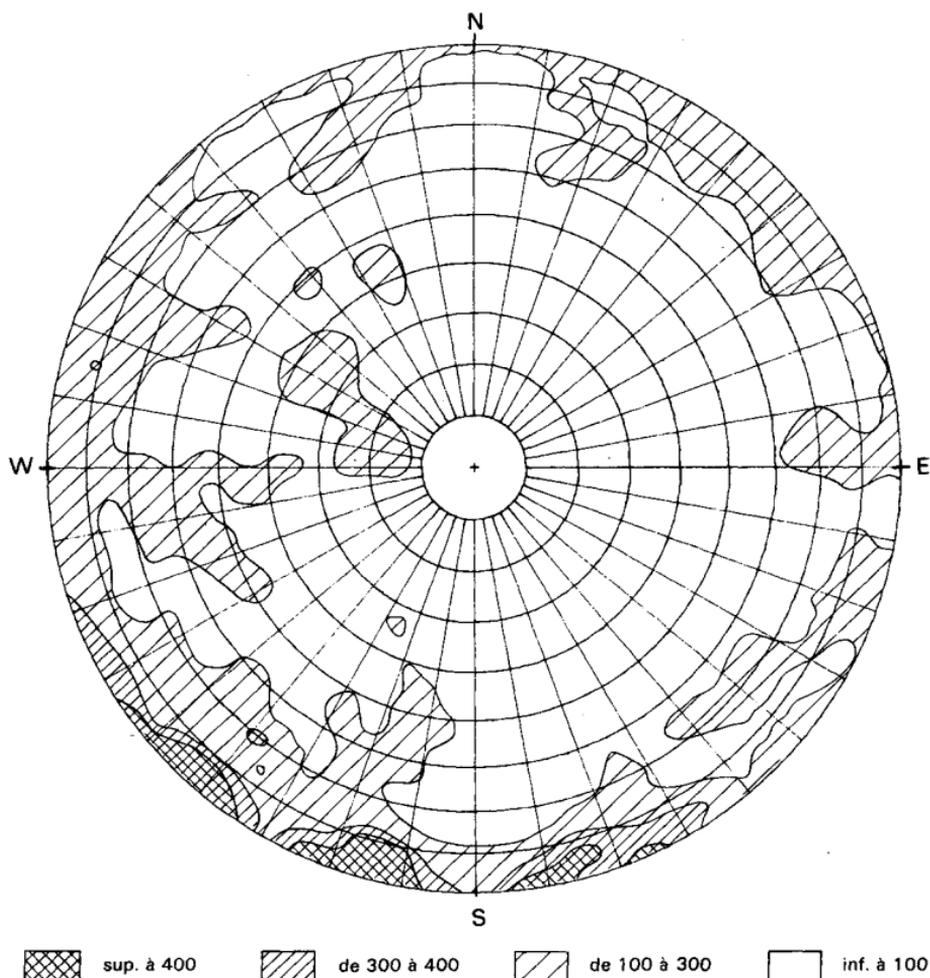
Grandes fractures

Celles-ci ne sont pas directement visibles sur le terrain mais se marquent bien dans la topographie par le tracé rectiligne ou brisé des vallons et des thalwegs.

Dans les siltites, certains reliefs supposent une emprise de la zone fracturée sur plusieurs dizaines de mètres : des vallons à profil en U montrent, sur leurs bordures, des roches cataclasées.

D'autres grandes failles présentent localement des phénomènes de silicification durant des jeux ultérieurs. C'est le cas de la zone fracturée de Chizeuil-Ternant, orientée N 170°E, qui se marque par des vallons profonds-

ment encaissés au Sud-Est du Signal-de-Mont et par des éperons de siltites cataclasées et silicifiées à l'Est de La Montagne. Cette zone fracturée à une emprise d'un kilomètre avec des déplacements senestres de quelques centaines de mètres (Est de la carrière de Cressy) et elle se manifeste vers Saint-Seine, contrôlant le petit graben mésozoïque de Ternant.



ISODENSITÉ DES PÔLES DES PLANS DE DIACLASE

Comptage non pondéré

Pour dix mille

Projection de Schmidt, hémisphère inférieur

Nombre de mesures : 241

Fig. 26 - Stéréogramme général des diaclases dans le Dévono-Dinantien

Une autre zone de fractures, linéamentaire, orientée N 60°E, passe à Guignebert et présente les mêmes traits morphologiques : vallons encaissés relayés par des éperons de roches cataclasées et silicifiées.

On retrouve, dans le système de diaclases et de failles, les principales directions dues aux compressions tardi-hercyniennes, anté-autuniennes, responsables de cisaillements N 20°-40°E et N 160°-180°E au Westphalien et Stéphanien B et N 50°-90°E et N 100°-140°E au Stéphanien B et C (Bonijoly et Castaing, 1984).

Ces fractures ont rejoué par la suite, lors de la mise en place, au Jurassique inférieur, des filons de quartz basse température à Ba et Mn, orientés N-S à N 160°E, ou au Miocène pour les décrochements N 120°E senestres, affectant par exemple le contact déjà faillé du graben de Ternant.

C'est également au début du Mésozoïque que s'est fait le découpage en blocs du granite de Luzy (fig. 27) suivant deux directions principales : N 170°E et N 60°E.

Ces blocs peu fracturés sont séparés par des zones de failles où se sont installés, principalement suivant la direction N 170°E, les filons de quartz calédonieux minéralisés en uranium dans la région de Grury.

MAGMATISME

Le magma dont est issu le massif de Luzy est considéré comme de mise en place postérieure à la remontée du bâti acadien, phénomène bien daté à 360-350 Ma par l'âge isotopique K/Ar sur les amphiboles des amphibolites.

Cet événement tectonique succéderait à un épisode de métamorphisme précoce éovarisque de haute pression puis de haute température et de basse à moyenne pression à partir du Silurien. Cet épisode se serait terminé par une anatexie crustale profonde (Autran, 1980).

La période hercynienne proprement dite, consécutive à la remontée du bâti, date du Carbonifère. Dans l'Ouest et le Sud-Ouest de la France, cette période serait liée, selon ce même auteur, à une collision entre le « micro-continent ébro-aquitain » et un continent cadomien. Plus à l'Est, dans le Massif central, les phases tectoniques de compression qui marquent cette période se seraient manifestées par des phénomènes de cisaillement-obduction à l'échelle de la croûte, avec fermeture des bassins océanisés locaux.

La genèse magmatique du massif de Luzy se place dans cet environnement structural particulièrement mouvementé. Certaines mesures isotopiques, malheureusement trop peu nombreuses, apportent à cet égard quelque précision. Il s'agit en particulier de l'âge attribué au granite d'Issy-l'Évêque, soit 350 ± 31 Ma en Rb/Sr sur isochrone de la roche totale (Roques *et al.*, 1971), âge qui correspond à la phase tectonique bretonne séparant le Dévonien du Carbonifère.

Selon cette détermination, le *magmatisme plutonique morvandiau se serait manifesté un peu plus tôt qu'on ne le pensait jusqu'ici*, la phase considérée comme la plus ancienne étant Viséen moyen avec 334 Ma pour le granite de Gien-sur-Cure du Morvan central (Violet, 1961 ; Carrat, 1972). Ce magma-

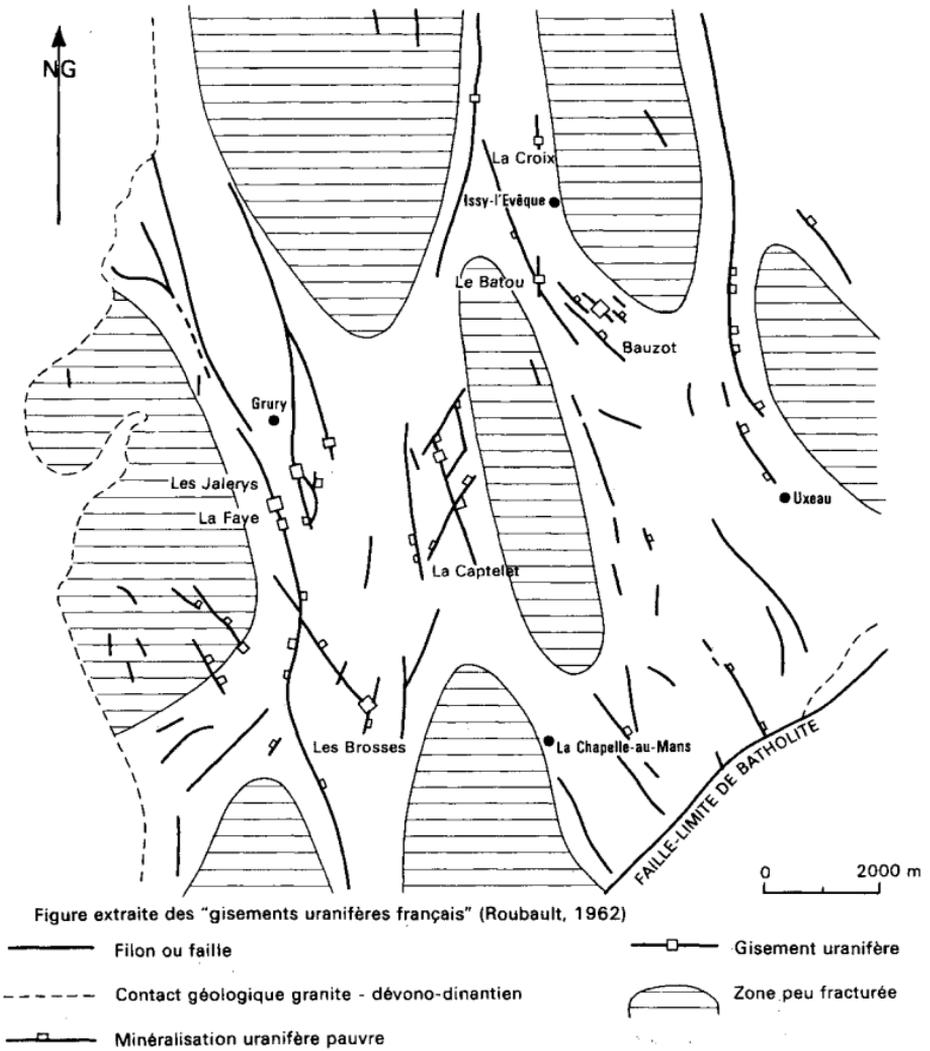


Fig. 27 - Carte du district de Grury - Luzy faisant apparaître les zones fracturées du granite auxquelles la minéralisation est liée
(Carrat, 1962)

tisme serait apparu au départ à une date voisine de celle attribuée, dans le Massif armoricain, à la période hercynienne proprement dite ; soit une date contemporaine de celle du granite de Guéret dans la Marche, qui a donné 356 ± 10 Ma.

Cette première manifestation plutonique, localisée à l'emplacement du dôme de Grury, pourrait ainsi avoir une origine profonde dans l'anatexie dévonienne dont le Morvan-Nord conserve peut-être le souvenir, à en croire les mesures Rb/Sr des biotites du socle de Chastellux-sur-Cure, soit 372 ± 20 Ma (Viallette, 1965), moyennant une réactivation postérieure. Cette réactivation se serait alors produite à la faveur de la phase tectonique bretonne. La forte valeur du rapport isotopique du strontium (0,7109, Roques *et al.*, 1971) vient appuyer l'hypothèse de l'origine intracrustale dominante du dôme de Grury, mais sans que soit à exclure complètement la contribution d'un magma de lignée directe depuis le manteau dès cette époque.

Un magma d'origine mantellique plus caractérisé se serait manifesté à la suite de la phase sudète.

Ce magma, basique à l'origine, aurait connu par la suite une contamination crustale anatectique, les magmas d'origine crustale s'étant mélangés au magma de lignée directe avant leur mise en place. L'hybridation se serait faite par étapes du Namurien et jusqu'au Westphalien, avec une participation crustale croissante :

- phase Saint-Didier–Dardon, à biotite et amphibole, qui aurait occupé les bordures du dôme de Grury et l'aurait localement remanié (Grury-B, Chevagnes) ; le magma correspondant aurait en outre été le premier à se mettre en place le long des deux digitations ouvertes vers le Nord-Est, selon une direction structurale imposée par le socle ;
- phase Uchon, à cordiérite exprimée, localement intrusive dans le Saint-Didier et le dôme de Grury (Les Moutiaux) ; les granites clairs associés à celui de Saint-Didier pourraient être rapportés à cette phase ;
- la mise en place postérieure du leucogranite de Mesvres à la fin du Westphalien correspondrait ainsi à la phase la plus accomplie de ce processus avec une roche d'origine franchement anatectique.

Les dykes de microgranite, dont les biotites ont donné 306 ± 20 Ma en Rb/Sr, seraient sensiblement antérieurs. Ces roches, de remplissage fissural selon la direction N 70° qui est celle du socle, sont localisées dans la partie sud-ouest du massif où justement ce contrôle structural du socle n'existe pas ; cette constatation montre la poursuite de la contrainte tectonique sub-méridienne après la consolidation du massif.

La présence de cordiérite dans la phase Uchon et son absence dans celle de Grury, en dépit de la richesse sensiblement supérieure en alumine de ce dernier granite, peut trouver une explication dans une profondeur différente de la mise en place de leurs magmas respectifs, le domaine de stabilité de la cordiérite étant plus assuré dans des conditions plus superficielles.

L'enrichissement progressif en potassium d'une séquence à l'autre pour des roches possédant des teneurs en SiO₂ très voisines comme Grury et

Uchon, est l'expression, au sein d'un même massif, d'un phénomène remarquable, d'une manière plus générale, dans tout le Nord-Est du Massif central (Lameyre *et al.*, 1980). Cet accroissement significatif de la teneur en K_2O , valable en partant du Forez et en direction du Morvan, est également sensible au sein d'un même massif.

MÉTAMORPHISME THERMIQUE

Le batholite de granite de Luzy, mis en place au Namuro-Westphalien, recoupe les séries dévono-dinantiennes plissées lors de l'orogénèse sudète et développe, de façon visible sur le terrain, une auréole de métamorphisme thermique sur environ 1 km de large.

En fait, l'action thermique du granite peut se manifester en diverses zones sur toute la largeur du faisceau volcano-sédimentaire mais n'est décelable qu'à l'échelle du microscope, par l'apparition de fines biotites dans les roches.

Ce métamorphisme s'exprime différemment suivant les lithologies. Dans les siltites dévoniennes ou carbonifères se développent des taches plus sombres de 1/2 à 1 mm, phénoblastes de cordiérite englobant les éléments détritiques, ainsi qu'une foliation grossière avec la cristallisation de muscovite fine et de biotite brun-rouge. Cette foliation subverticale paraît, en direction, parallèle au contact du granite ; elle a été observée localement transverse sur la stratification.

Dans les grès et conglomérats, la biotite apparaît dans la matrice aux dépens de la chlorite. A proximité du granite on observe des recristallisations avec veinules sécantes de quartz. Le développement de séricite-muscovite, de feldspath potassique et de pyrite serait également le fait de l'action thermique du granite.

Dans les volcanites acides, la mésostase est recristallisée avec séricite-muscovite, feldspath potassique et biotite dispersée ou en agrégats sur d'anciens minéraux ferromagnésiens. Dans les dacites fortement altérées du Dinantien inférieur de La Croix-Charles, le grenat apparaît également.

Dans les laves et tufs andésito-basaltiques, la biotite envahit la mésostase et préférentiellement les cristaux de clinopyroxène déjà pseudomorphosés par l'actinote. Plus près du contact granitique, au remplissage précoce des amygdales par le quartz et les carbonates s'ajoutent amphibole, biotite brune, épidote, prehnite, diopside et un peu de pyrite.

A l'Est du Grand-Bost, une enclave très allongée (5 X 1 000 m) s'étend dans le granophyre de bordure du granite de Luzy. On y reconnaît une lave andésito-basaltique porphyrique métamorphisée (amphibole abondante) mais qui paraît localement entièrement transformée en skarn à diopside et grenat. Un tel faciès se retrouve dans le hameau de Guignebert.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Départements de la Nièvre et de la Saône-et-Loire

Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement

La pluviométrie moyenne annuelle, pour une longue période (1951-70), d'après une carte régionale à 1/1 200 000 (1) réalisée à partir de moyennes établies sur les stations pluviométriques (2), permet de distinguer deux zones :

- inférieure à 800 mm sur la plaine de la Loire de Gannay-sur-Loire à Bourbon-Lancy, sur moins de 7 km à l'Est de ce fleuve ;
- comprise entre 800 et 900 mm ailleurs, c'est-à-dire sur la bordure du Morvan, et pouvant excéder 900 mm dans la pointe nord-est de la feuille.

La température moyenne annuelle sur la période 1961-80 est supérieure ou égale à 10,5 °C.

La pluviométrie efficace moyenne annuelle, calculée suivant la méthode de Turc (pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle) et qui indique le potentiel d'écoulement total (somme du ruissellement et de l'infiltration) est, pour la période 1946-76 (Louvrier et Margat, 1983), de plus de 150 à près de 500 mm dans l'angle nord-est de la feuille, croissant du val de Loire au Morvan.

Hydrométrie

La partie de la feuille concernée, près des deux tiers de la superficie, s'étend en rive droite de la Loire, principalement sur les bassins de deux affluents de ce fleuve : de la Somme au Sud (partie aval) et de la Cressonne au Nord (en totalité).

Le réseau hydrographique est assez dense, s'étendant d'Ouest en Est un peu plus sur la plaine de la Loire que sur les contreforts du Morvan.

Par suite de l'absence de stations hydrométriques concernant ce domaine, on ne dispose pas de données permettant notamment d'approcher le débit moyen des écoulements souterrains. Il n'existe pas non plus de carte piézométrique de la nappe alluviale de la Loire permettant d'évaluer son débit et de préciser ses directions d'écoulement.

Ressources en eaux souterraines

● Ressources actuellement exploitées

Ce sont surtout celles de la *nappe des alluvions quaternaires récentes* de la rive droite de la Loire caractérisées par (Beaudu et Cure, 1975) :

(1) « Synthèse régionale des apports des petits cours d'eau de Bourgogne. Étude de leur potentialité hydroélectrique », SRAE Bourgogne et CEMAGREF. Janvier 1982. Établissement public régional de Bourgogne.

(2) Monographie n°91 de la Météorologie nationale.

- une extension variable, de quasi nulle à Bourbon-Lancy et Le Fourneau à environ 4 km à Cronat ;
- une épaisseur totale moyenne (Javey, 1984) variant de 7 à 10 m dans la Nièvre, et de 7 à 13,4 m en Saône-et-Loire, avec un recouvrement limoneux faible, respectivement de 0,2 à 1,3 et de 0,1 à 2,1 m, indiquant la *très grande vulnérabilité de la nappe aux pollutions* ;
- une direction générale d'écoulement des coteaux vers la Loire ;
- une pente variant de 2,3 ‰ à 6,7 ‰ indiquant une assez bonne perméabilité.

On note par ailleurs, à Cronat et Vitry-sur-Loire, en Saône-et-Loire :

- un état de nappe libre ;
- une épaisseur mouillée variant de 5,50 m à 11,05 m, mais le plus souvent supérieure à 8,00 m ;
- pour une épaisseur alluviale totale de 8,20 à 14,00 m ;
- un recouvrement faible de limons de 0 à 1 m ;
- une perméabilité, variant avec la granulométrie plus ou moins hétérogène (sables fins à moyens) de 0,8 à 2,2 10^{-3} m/s ;
- une transmissivité correspondante de 0,7 à 2,2 10^{-2} m²/s.

L'amplitude maximale entre les hautes et les basses eaux de la nappe, qui croît avec la distance à la Loire, connue par le piézographe SRAE (Javey, 1984) à Vitry-sur-Loire, est de 4,60 m pour la période de octobre 1981 à décembre 1983.

La température de la nappe est de 11,7 °C ± 1,6 °C pour la période 1982-1983.

Les zones de captage pour l'alimentation en eau potable publique sont peu nombreuses, deux concernent le syndicat des Bords-de-Loire et sont situées d'amont en aval, dans le prolongement l'une de l'autre, à :

- Vitry-sur-Loire : 137 000 m³/an en 1987 fournis par un seul puits, les débits unitaires des forages d'essais étant de 73, 80, 95 et 120 m³/h pour des rabattements de 3,87 ; 3,91 ; 1,75 et 2,61 m ;
- Cronat : 289 000 m³/an en 1987 obtenus à partir d'un ouvrage capable de fournir 87 m³/h avec 1,09 m de rabattement.

L'eau est de bonne qualité physico-chimique, de type bicarbonaté calcaïque, faiblement minéralisée, légèrement agressive, avec des teneurs locales en fer et manganèse pouvant excéder les normes européennes de potabilité.

Les *sables fins et argiles oligocènes* représentent un vaste aquifère potentiel très peu exploité, qui s'étend largement à l'Est de la plaine alluviale de la Loire, sur le fossé d'effondrement de celle-ci.

Divers ouvrages de reconnaissance à Bourbon-Lancy, Vitry-sur-Loire et au Nord de Maltat, indiquent qu'on a affaire à un épais aquifère multicouche (plusieurs dizaines de mètres à près de 100 m de terrains).

Une carte piézométrique (Beaudru et Cure, 1975) portant sur la bordure de passage aux nappes alluviales (des alluvions récentes et terrasses) de la

Loire, où l'aquifère, localement, est prolongé verticalement par les sables grossiers du Bourbonnais sus-jacents, indique un gradient hydraulique (1,6 à 7,7%) plus élevé que pour les nappes alluviales, et donc une perméabilité plus faible.

Deux forages d'essai sont connus en Saône-et-Loire à Cronat (ferme des Gandons) et Bourbon-Lancy (ancienne usine SIMCA), de profondeur limitée à 20 et 40 m. Ils ont fourni des débits respectifs de 5 et 13,8 m³/h, avec un rabattement de 10 m pour ce dernier.

La nappe n'est actuellement exploitée que par le captage de la source d'Aunat à La Nocle-Mauclais (58) pour les besoins partiels du syndicat du Val-d'Aron, à raison de 30 800 m³/an (1987).

● **Ressources restant à exploiter**

La nappe des alluvions quaternaires récentes de la Loire, qui pâtit en bordure de celle-ci de l'érosion, devrait permettre de satisfaire l'accroissement des besoins des communes riveraines, surtout depuis une certaine remontée des niveaux de la Loire constituant son niveau de base, en raison des lâchures du barrage de Villerest (42). Un conflit potentiel d'usage existe cependant avec les extractions de granulats pour la construction, et un schéma de zonage, dont la vallée de la Loire sur la feuille de Bourbon-Lancy fait partie, a été étudié pour le résoudre (Javey, 1984).

Parmi les autres aquifères exploitables, les sables fins et argiles oligocènes sont prioritaires, bien que les débits unitaires soient *a priori* compris entre 5 et 20 m³/h.

Les alluvions quaternaires des terrasses de rive droite de la Loire, qu'on rencontre seulement dans le département de la Nièvre à l'aval du confluent avec la Cressonne, pourraient fournir un intérêt local. La nappe, qui reçoit celle des sables fins et argiles oligocènes et passe latéralement à celle des alluvions récentes de la Loire, est caractérisée par (Beaudu et Cure, 1975) :

- une extension croissante du Sud-Est au Nord-Ouest, de 0 à 1 500 m, maximum près de Saint-Hilaire-Fontaine ;
- une pente variant de 0,5% à 2% indiquant une perméabilité comprise entre celles des deux nappes ci-dessus.

D'autres aquifères potentiels à porosité de fissures, situés dans le Morvan, mériteraient d'être reconnus par forages de plusieurs dizaines de mètres de profondeur, après localisation des secteurs les plus fracturés. Ce sont d'Ouest en Est :

- l'auréole de calcaires liasiques de Ternant, d'extension locale ;
- les terrains volcano-sédimentaires dévono-carbonifères affleurant sur une bande Nord-Sud comprise entre :
 - à l'Ouest, une ligne passant par l'Ouest de Poil, Ternant, Saint-Seine, Maltat et Bourbon-Lancy,
 - à l'Est, une ligne passant par Fléty, Cressy-sur-Somme, et le hameau de Guignebert ;
- les granites dans tout le secteur est de la feuille.

Département de l'Allier

Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement

La pluviométrie moyenne annuelle pour la longue période (1921-50), d'après une carte nationale à 1/2 500 000 (1), réalisée à partir des moyennes établies sur des stations pluviométriques par la Météorologie nationale, indique des valeurs comprises entre 700 et 800 mm.

La température moyenne annuelle pour la période 1961-80 est supérieure ou égale à 10,5 °C.

La pluviométrie efficace moyenne annuelle, calculée comme ci-dessus (départements de la Nièvre et de Saône-et-Loire) pour la période 1946-76, est comprise entre 150 et 200 mm.

Hydrométrie

La part de la feuille concernée (plus d'un tiers de la superficie) s'étend en rive gauche de la Loire sur tout ou partie des bassins de ses affluents : l'Engièvre, et le ruisseau de Rosière qui reçoit le ruisseau des Plantes, indiqués d'amont en aval.

Le réseau hydrographique est assez dense sur la plaine alluviale, et un peu plus, dans le coin sud-ouest de la feuille, sur les formations des sables et argiles du Bourbonnais recouvertes le plus souvent de colluvions à dominante argileuse.

On ne dispose pas de données hydrométriques sur ce domaine.

Ressources en eaux souterraines

● Ressources actuellement exploitées

Ce sont surtout celles de la nappe des alluvions quaternaires récentes de la rive gauche de la Loire caractérisée par (Beaudu et Cure, 1975) :

- une extension variable, de nulle à Gannay-sur-Loire, lieu-dit « Le Grand-Gannay » à 3 800 m à Garnat-sur-Engièvre, lieu-dit « Les Sables » ;
- une épaisseur totale moyenne de 9 m, pour un recouvrement limoneux faible (Javey et Toubin, 1986) de 0,80 m, *rendant cette nappe très vulnérable à la pollution* ;
- une pente variant de 2 ‰ à 5,3 ‰, selon les valeurs décroissantes de la perméabilité ;
- une direction générale d'écoulement vers la Loire et ses affluents qui drainent la nappe ;
- le canal latéral étant le plus souvent perché par rapport à la topographie et ne réalimentant pas la nappe.

On note par ailleurs à Gannay-sur-Loire :

- un état de nappe libre ;
- une épaisseur mouillée de 14,20 m ;
- pour une épaisseur totale de 14,40 m ;

(1) Atlas climatique de France, 1969.

- un recouvrement limoneux faible de 0,60 m ;
- une perméabilité assez faible de 10^{-4} m/s ;
- une transmissivité de $1,3 \cdot 10^{-3}$ m² m/s.

Une seule zone de captage pour l'alimentation en eau potable existe, celle de Gannay-sur-Loire, lieu-dit « Les Terriens », qui produit 258 000 m³/an (1987), assurant l'approvisionnement du syndicat de la Sologne bourbonnaise.

La nappe est de bonne qualité physico-chimique, (Javey et Joubin, 1986), de type bicarbonaté calcique, faiblement minéralisée, légèrement agressive, avec des teneurs locales en fer, manganèse et nitrates pouvant dépasser les normes européennes de potabilité.

● **Ressources restant à l'exploiter**

La nappe des alluvions quaternaires récentes de la Loire, par ailleurs soumise à l'érosion des berges du fleuve, devrait permettre de satisfaire l'accroissement des besoins en eau potable des communes riveraines. Un schéma de zonage, a permis de concilier les conflits d'usage potentiels avec les extractions de granulats.

La nappe des alluvions quaternaires des terrasses de la rive gauche de la Loire pourrait également être exploitée. Elle est caractérisée par (Beaudu et Cure, 1975) :

- une extension de 1,2 km, à Garnat-sur-Engièvre, à plus de 4 km, entre Saint-Martin-des-Lais et Gannay-sur-Loire - Port-Saint-Georges ;
- une direction générale d'écoulement vers la Loire ;
- une pente variant de 4 ‰ à 3 ‰, selon les valeurs décroissantes de la perméabilité ;
- et à Gannay-sur-Loire, une transmissivité faible, comprise entre 1 et $5 \cdot 10^{-3}$ m²/s.

Elle se déverse dans la nappe des alluvions récentes, mais présente une perméabilité un peu plus faible, comme l'indique le gradient hydraulique plus fort ci-dessus.

Les sables du Bourbonnais (cailloutis de base), dans le coin sud-ouest de la feuille (secteur de Garnat-sur-Engièvre à Paray-le-Frésil) recèlent une nappe, connue à proximité de son déversement dans la nappe des alluvions des terrasses par :

- une direction d'écoulement vers la Loire et ses affluents ;
- une pente de 7 à 9 ‰, indiquant une perméabilité intermédiaire entre celles des alluvions récentes et anciennes de la Loire.

Cette dernière indication incite à reconnaître cette formation aquifère en poursuivant les sondages dans celle sous-jacente des sables fins et argiles oligocènes.

SOURCES THERMO-MINÉRALES

A la limite nord de la feuille Dompierre-sur-Besbre, les sources de Bourbon-Lancy sont exploitées dans un établissement thermal, et ce depuis l'époque romaine.

Ces sources émergent au contact du socle cristallin et des terrains sédimentaires tertiaires, contact de direction N 60° et souligné par un filon de microgranite injecté de quartz et de fluorine.

Quatre sources sont captées; les sources du Lymbe et de La Reine sont des captages anciens peu profonds (7,48 m pour Le Lymbe), les sources de La Marquise et Piatot sont des forages de 36 et 33 m de profondeur recoupant les terrains sédimentaires puis le granite.

Les eaux captées sont hyperthermales, de températures allant de 54 à 61 °C, à minéralisation de type chloruré sodique (1,1 g/l de minéralisation totale) et riches en fluor, lithium et bore. Un faible dégagement gazeux, constitué de 95 % d'azote et de 5 % de gaz carbonique et d'hélium, accompagne l'eau thermale. Le débit des quatre sources est d'environ 25 m³/h.

Il en a été fait une analyse isotopique (1975) montrant qu'elles correspondent à des « eaux anciennes apparemment non mélangées ».

Analyse chimique du 19 mars 1979* en mg/l par le laboratoire de l'Institut d'hygiène et de bactériologie de Bourgogne et Franche-Comté :

Ca	94.00	Sulfates	81.50
Mg	4.80	Chlorures	759.70
Na	480.00	Azote nitrique	0
K	30.00	Azote nitreux	0
Fe	0.19	Silicates	50
Mn	0.47	Fluorures	7
Li	8.60	As	0.250

Les sources de Bourbon-Lancy possèdent un arrêté ministériel d'autorisation et sont protégées par une déclaration d'intérêt public et un périmètre de protection de 50 hectares.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Minéralisation

Malgré un environnement volcano-sédimentaire favorable aux minéralisations sulfurées stratiformes, les indices ou gîtes minéralisés connus sur la feuille Bourbon-Lancy sont essentiellement des filons hydrothermaux encaissés dans les terrains dévono-dinantiens et dans le granite de Luzy.

Filons de quartz à fluorine et barytine

Les recherches effectuées sur la zone fracturée subméridienne qui s'étend sur 6 km au Sud de *Mezeret* (4.4002) n'ont montré de la minéralisa-

* Renseignements aimablement communiqués par M.A. Decombe, directeur de la Société thermale de Bourbon-Lancy.

tion que dans la partie nord. Encaissé dans le granite de Luzy, le filon est orienté N 160 °E et pend de 50 à 60° vers l'Est. La fluorine rubanée, violette, associée au quartz calcédonieux, atteint jusqu'à 1 m de puissance. Comme dans plusieurs indices de la région, on note la présence de salbandes argileuses aux épontes du filon ou de brèches à éléments divers (quartz-calcédoine, lamprophyre) et ciment silico-barytique, témoignant des rejeux successifs de la zone fracturée, accompagnés de phénomènes de remobilisation hydrothermale. Reconnu sur 1 200 m de long et 50 m de hauteur, c'est un petit gisement avec une teneur d'environ 50% de CaF₂ (Le Roux, 1975).

Aux Bois-de-Luzy (4.4003), à 750 m à l'Ouest de la ferme des Moindrots, deux filons de quartz à fluorine ont été découverts et étudiés en détail par le BRGM (Carroué, 1976).

Ces deux filons, parallèles et distants de 50 m, sont orientés N 170 °E et ont un pendage moyen de 70 °E. Ils présentent une extension et une minéralisation plus importantes sur la feuille Fours. En effet, sur Bourbon-Lancy seules des traces de fluorine ont été rencontrées dans le filon oriental, essentiellement quartzeux (puissance 3 m) et dans l'argile de broyage associée au filon de quartz ouest. Ce dernier jalonne le contact entre les grès et siltites tachetées carbonifères à l'Est et une apophyse du granite de Luzy à l'Ouest, dont l'épaisseur n'est pas exactement connue.

Mieux minéralisé, mais de façon sporadique dans sa partie septentrionale (feuille Fours), ce gîte reste non économique.

A Arcy (7.4002), dans le Nord de l'agglomération de Bourbon-Lancy, une ancienne carrière est entaillée dans un filon de microgranite cataclasé et silicifié (Fantin, 1973 ; Le Roux, 1975). On y observe d'Ouest en Est :

- environ 20 m de microgranite porphyrique rouge, peu cataclasé ;
- environ 20 m de brèche rouge à éléments anguleux (quelques cm) de microgranite, schiste, cimentés par un matériau rouge, siliceux, parcouru de veinules de quartz-calcédoine. La zone de contact, sur 2 m de large entre brèche et microgranite contient des veinules de quartz-calcédoine avec filonnets de fluorine violette ainsi qu'un peu de barytine. Cet indice à teneur non économique n'a que peu d'extension : le filon de quartz situé à 750 m dans son prolongement nord est stérile ; par contre le filon de microgranite bréchifié, au pied duquel jaillissent les sources thermales de Bourbon-Lancy (feuille Dompierre-sur-Besbre), présente des filonnets de fluorine (Fantin, 1973).

Ce filon de microgranite, déplacé dans le détail par des accidents dextres et senestres orientés N 120 °E, appartient à un faisceau marquant fréquemment le contact entre les terrains paléozoïques et cénozoïques, contact pouvant être localement faillé, et le site de circulations hydrothermales lors de la formation des Limagnes bourbonnaises. Ainsi, entre Saint-Aubin-sur-Loire (feuille Dompierre-sur-Besbre) et Maltat, ce contact suit une direction N 40 °E et se situe dans le prolongement de la zone linéamentaire de la Besbre (Scanvic et Weecksteen, 1980). Plusieurs indices de fluorine et barytine sont connus au Sud de Bourbon-Lancy à proximité ou sur ce contact, le plus septentrional étant rencontré à 1 km au Sud d'Arcy sous forme de filonnets de barytine dans les éboulis de grès carbonifère.

Filons de quartz à oxydes de manganèse (et fer)

Dans le flanc nord-ouest du Signal-de-Mont, au Nord de *La Goutte-Neuloups*, les oxydes de manganèse (et fer) ont été explorés par puits et galerie vers la fin du XIX^e siècle, sans résultat économique. Les anciens travaux sont sur une structure encaissée dans les grès et conglomérats carbonifères, orientée N 130°E et longue de 3,5 km entre Les Dorins et La Chaumelle, et où les filonnets subméridiens et subverticaux de quartz-calcédoine géodiques à encroûtements d'oxydes de Mn sont disposés en échelon de façon très sporadique.

Filons à minéralisation sulfurée polymétallique

Deux indices de ce type recourent les roches volcaniques du massif de Cressy-sur-Somme.

L'un (7.4001) traverse, sur plusieurs mètres de longueur, les tufs andésito-basaltiques exploités dans la carrière de granulats. Le filon, orienté N 170°E et à pendage 50°W, n'a que quelques cm de puissance et contient essentiellement de la pyrrhotine avec des traces de chalcopryrite (P. Picot, comm. pers.).

L'autre, à 750 m au NE, recoupe les soda-dacites sur quelques mètres. Orienté N-S et à pendage 65°E, sa puissance n'excède pas 15 cm. On y observe la distribution symétrique suivante :

- éponte à quartz et chlorite ;
- pyrite sur quelques cm ;
- axe de quelques cm à pyrrhotine, avec trace de chalcopryrite et blende (?).

A 1 km à l'Ouest de *Tazilly* (4.4001), sur les hauteurs du bois de La Croix-Charles, le BRGM a effectué des recherches détaillées (Carroué *et al.*, 1981) au centre d'une large anomalie géochimique en plomb, zinc et cuivre. Dans ce secteur au couvert végétal important, des sondages ont révélé des veinules minéralisées en pyrite, blende, galène, chalcopryrite et molybdénite subordonnée.

Ces veinules sont principalement localisées au voisinage d'une brèche tectonique qui recoupe les dacites carbonifères dont la texture (porphyrique et fluidale) est partiellement oblitérée par le métamorphisme thermique du granite de Luzy. Un peu de minéralisation apparaît également au contact tectonisé du granite et des dacites. Par ses teneurs, cet indice ne présente pas d'intérêt économique.

Les diverses minéralisations filoniennes se rapportent à deux types principaux. Les minéralisations polysulfurées sans fluorine et barytine sont à rattacher aux circulations hydrothermales d'ampleur réduite, qui ont accompagné l'intrusion du granite de Luzy. Les grands filons de quartz hydrothermaux de basse température, avec localement fluorine et barytine, du Massif central, datent du Trias supérieur au Lias inférieur (Baubron *et al.*, 1980). Les filons de la feuille Bourbon-Lancy appartiennent probablement à cette génération qui a subi quelques rejeux et remobilisations hydrothermales lors des contre-coups des orogènes pyrénéenne et alpine.

Uranium

Découverte en 1800 à Saint-Symphorien-de-Marmagne, l'autunite ne fut réellement recherchée, ainsi que la pyromorphite, qu'au début du XX^e siècle sous l'impulsion de Pierre et Marie Curie, pour le radium contenu dans ces minerais. De petites exploitations furent menées dans la région de Grury, souvent interrompues par la disposition de la minéralisation en profondeur.

En 1946, les campagnes de prospection entreprises par le Commissariat à l'énergie atomique, aboutirent rapidement à la découverte et la mise en exploitation des gisements d'uranium, principalement de pechblende, associés aux filons de quartz à fluorine, de La Faye, puis des Jalerys, Les Brosses, pour ne citer que ceux situés sur la feuille Bourbon-Lancy.

Les recherches sont poursuivies actuellement par la COGEMA (Compagnie générale des matières nucléaires).

Le tableau 1 résume les principales caractéristiques de ces indices et gisements. On trouvera dans l'ouvrage « Les minerais uranifères français », tome 2, une description détaillée — géologie, structure, métallogénie — de ces gisements (Carrat, 1962).

Substances utiles

Roches volcano-sédimentaires paléozoïques

Les *tufs andésito-basaltiques*, matériaux homogènes et résistants, bien que de dureté modérée, sont exploités industriellement pour granulats dans la carrière situé à l'entrée encaissée de la vallée de la Somme.

Anciennement, de nombreuses carrières ont été ouvertes dans les *roches volcaniques* (soda-dacites, dacites, roches basiques) et *sédimentaires* (grès et conglomérats) ainsi que dans le granite pour les besoins locaux de construction et d'empierrement.

Actuellement seules quelques petites carrières sont encore en activité temporaire dans les *siltites* et dans les *granites arénisés* (cran) pour l'entretien des chemins d'exploitation agricole et des cours de fermes.

Roches sédimentaires mésozoïques et cénozoïques

Sables, sables et galets (sab, sgal). Les sables grossiers sont fréquemment exploités dans les niveaux détritiques oligocènes, de même que dans les formations du Bourbonnais.

Ils font l'objet d'une exploitation en nombreuses petites carrières à caractère familial ou artisanal temporaire. Les sables et les sables à galets sont généralement employés pour l'entretien des cours et des chemins ; les sables à galets servent parfois comme remblais routiers.

Tableau 1 – Gîtes et indices minéraux

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Tazilly	4.4001	Mn	Pyrolusite	Filon Direction 165° Puis. 0,25 m	Granite	Grattages anciens
Mézeret	4.4002	F Ba	Fluorine Barytine Quartz Traces BGP	Filon Direct. 340-360° Pend. 50-60°E Puis. 1 m	Granite Brèche Lamprophyre	Sondages et travaux miniers gîte économique. Extension L = 1 200 m, H = 50 m, 50 % fluorine.
Bois-de-Luzy	4.4003	F	Fluorine Quartz	2 filons parallèles Direction 355° Pend. 75° E et 75° W Puis. 1 – 5 m	Grès, siltite Mylonite Granite	Travaux du BRGM. Géophysique, sondages. Extension reconnue : 1 km. Teneurs irrégulières et sporadiques : 5 %, localement 20-60 %.
Maltat (carrière de Cressy)	7.4001	As Pyr Cu Zn	Pyrrhotine Mispickel Pyrite Blende Chalcopyrite	Filon D. N 170° E P. 50° W	Tufs basaltiques Roches volcaniques basiques	Indice découvert dans une balastière.
Arcy	7.4002	F Ba	Fluorine Barytine Quartz	Stockwerk filonnets	Microgranite Brèche	Indice étudié par sondages percutants.

Tableau 1 – Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cressy-sur-Somme	7.4003	W	Scheelite	Placer	Sable et gravier	Indice dans les alluvions de la Somme.
Le Crot-Blanc	8.4001	F	Fluorine Quartz (Chalcolite, barytine, pyrite, galène, malachite)	Filon Direction 360° Pendage 60° E Puissance 1-4 m	Granite	Gisement découvert en 1855. Exploité par puits et galeries en 1901 puis de 1927 à 1932. Extrait 50 000 T de minerai à 70 % de fluorine.
Les Dorains	8.4002	Pb Mo	Pyromorphite Molybdite Galène	Filon Direction 170°	Granite	Indice étudié par travaux souterrains. Présence de radium.
Le Rompe (Bois Payots)	8.4003	U	Autunite	Filon Direction 135° à 160°	Granite	Indice.
Les Jalerys (Les Jallerys)	8.4004	U Pb F	Pechblende BGPC Coffinite Pyromorphite Marcassite Fluorine	Filon Direction 365° Pendage 55° E Puissance 5 à 6 m	Granite Mylonite Brèche	Travaux souterrains de reconnaissance, sondages. Amas et lentilles minéralisées imprégnation dans le granite. Extension 400 m.

Tableau 1 – Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Faye	8.4005	U Pb	Pechblende Produits jaunes Renardite Kasolite BGPC Fluorine	Champ-filonien Amas Direction 345° Pendage 45 à 70° E	Granite Brèche Lamprophyre	Gisement découvert par le CEA en 1946. 8 filons. 4 niveaux dépilages. Extension 600 m.
Les Racauds	8.4006	Pb F	Pyromorphite Fluorine Quartz	Filon	Granite	Reconnaissance par puits et tranchées. La carte géologique au 1/80 000 indique la présence d'uranium.
Montpalais	8.4007	U	Radioactivité	Filon	Granite	Indice. Sondage radiométrique.
Les Jacquots	8.4008	U	Radioactivité	Indéterminé	Granite	Indice. Sondage radiométrique.
Le Beau	8.4009	U	Radioactivité	Indéterminé	Granite	indice.
Les Brosses	8.4010	U F	Pechblende Gummite Renardite BGP Fluorine	Filon Direction 330° Pendage 70° E Puis. 2,50-3 m	Granite Lamprophyre	Gisement découvert en 1949 par le CEA. Dépilages : 1 lentille de 150 m ² puissante de 4 m à 1,5 % U une colonne large de 65 à 150 m haute de 300 m à 2,4 % U.

Tableau 1 – Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Gaulin	8.4011	U F	Produits jaunes Autunite Pyrite Quartz Fluorine	Filon Direction 100° Pendage 85° S Puissance 0,3 à 1 m	Granite Mylonite	Reconnaissance par galerie.
Crevans	8.4012	Zn Pyr	Blende Pyrite Grenat	Amas	Schistes Granite Skarn	Indice. La minération se trouve dans le skarn au contact granite-schiste.
Les Thibes	8.4013	Ba	Barytine Quartz Fluorine Pyrite	Filon Direction 205° Pendage 65° W	Granite Mylonite	Indice.
Valency	8.4014	Ba	Barytine	Filon	Granite	Indice.
Cierge	8.4015	F Ba	Fluorine Barytine Quartz	Filon N-S Puissance 1,00 m	Granite Brèche	Indice.
Les Vernays	8.4016	U Pb	Pechblende Autunite BGPC Fluorine Quartz	Champ-filonien N-S Pendage 60° E Puissance 0,50 à 5,00 m	Granite Mylonite Brèche	Travaux de reconnaissance. Traçages aux niveaux. 36 et 58 m en 1952-53.

Argiles (arg). Les formations du Bourbonnais (FL) constituent un matériel très favorable à la fabrication des tuiles et briques. Chaque habitation est généralement construite à proximité du lieu d'exploitation des matériaux qui ont servi à son édification.

Un niveau d'argile réfractaire, de quelques mètres d'épaisseur, existe dans la région de Montambert-Tannay. Exploitée à la pelle mécanique dans la carrière des Terres-Blanches, cette argile sert à la fabrication de produits céramiques. Son exploitation artisanale a cessé récemment à La Duguette.

D'anciennes marnières se rencontrent dans les terrains mésozoïques au Sud des Triboulets (Saint-Seine) et dans le Cénozoïque au Nord-Est de Maltat. Anciennement, une briqueterie était installée à Arcy.

OCCUPATION DU SOL

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

Il n'est pas certain que le val de Loire et la zone comprise entre les vallées de la Loire et de l'Allier dans la partie ouest de la carte ait été une zone de passage et de peuplement. Les hordes d'envahisseurs comme les armées romaines ne semblent pas avoir emprunté cette région basse appelée la Sologne bourbonnaise.

Cette Sologne était comme l'autre, dans le Nord du Berry, un pays d'étangs, de tourbières et de marais où la malaria existait à titre endémique. Des forêts chétives y végétaient dans ces landes à sous-sol argileux où régnait le genêt.

Il semble que cette région inhospitalière et déshéritée, située aux confins du pays des Éduens au Nord-Est, des Biturges au Nord-Ouest et des Arvernes au Sud, ait été un peu comme une zone frontière entre les zones d'influence de chacune de ces peuplades gauloises, à la manière d'un « no man's land ». On dit même que c'est pour établir une tête de pont sur la rive éduenne que les Bourbons seront amenés à créer Moulins sur la frange de cette région aux maigres ressources (Dussourd, 1975).

Les régions voisines, en revanche, ont connu une préhistoire et une histoire plus prospères.

Pour la *préhistoire*, c'est en particulier le cas de la Forterre qui commence au-delà de la vallée de la Loire dans la partie sud de la carte Dompierre-sur-Besbre (région de Saligny-sur-Roudon) et se poursuit au-delà où se situe la fameuse station de la Grotte-aux-Fées à Châtelperron.

La partie est de la carte Bourbon-Lancy est également riche en types d'industries préhistoriques même si des stations véritables n'ont pas été mises à jour dans le domaine de la pierre taillée. Comme au Sud de la Loire, c'est le Paléolithique moyen qui domine, le Paléolithique supérieur n'étant pas ou peu représenté.

Il s'agit du Moustérien de tradition acheuléenne dans la commune de Ternant à La Souche et au Champ-Theureau près d'Hiry (communication

Arnoux, Luzy 1986). Des haches taillées et disques de cet âge ont été récoltés à La Croix-de-Guivarme et à la limite est de la carte entre Les Moutiaux et La Chapelle-au-Mans (communication R. Jault, Issy-l'Évêque). Un beau disque en silex a été ramassé près de Tazilly (Carrat, non publié).

Le Mésolithique de tradition tardenoisienne et le Néolithique ont fait l'objet de cueillettes dans les communes du canton de Luzy (Arnoux, id^o) : Fléty (La Courbe, Le Champ-Seignon, L'Argollet), Tazilly (La Croix-Guichard, Les Brûles-de-Chauvetière), Savigny-Poil-Fol (Les Brûles-de-Chaude), Ternant (Les Sablons, Hiry). A La Nocle-Maulaix et Saint-Hilaire-Fontaine, le Néolithique a été découvert mais sans précision de localisation. On rappellera à ce sujet la découverte ancienne des magnifiques lames finement taillées de Volgu près de Digoin.

L'âge du fer est représenté par les découvertes du mont Dardon sur la feuille Toulon-sur-Arroux (Hallstatt, La Tène) entre 750 et 500 avant Jésus-Christ.

Parmi les mégalithes, il faut signaler le menhir du Champ-de-la-Pierre près de Chigy récemment redressé au bord de la route de Luzy à Bourbon-Lancy et les deux blocs de granite transportés de Bourrachot (leur substratum est schisteux) situés à l'Ouest du château de Valence. On notera aussi le tumulus de Chez-Reinots à Grury, qui contenait des fragments de poterie, et celui de Saint-Siacre au Sud-Ouest de Cierge.

Les restes gallo-romains sont nombreux. La conquête romaine qui s'est imposée aux tribus gauloises s'est moins manifestée par la construction de voies nouvelles que par l'aménagement des anciennes. Les Romains semblent s'être vivement intéressés aux sources thermales de Bourbon-Lancy qu'ils ont réaménagées, agrandies, embellies par l'emploi des marbres de Diou et de Gilly-sur-Loire (carte Dompierre-sur-Besbre). Au mont Dardon on trouve des monnaies et des poteries moulées et sigillées des I^{er} et II^e siècle, et dans cette même région, mais plus près des limites de la carte, les fouilles du bois des Buis ont révélé l'existence de thermes avec hypocauste, dispositif de chauffage en usage chez les Romains. La présence de buis dans cette région granitique, donc acide, n'est d'ailleurs possible que par l'existence sur place de matériau calcaire (marbre etc.) amené lors de l'occupation romaine. Enfin, des tuiles romaines ont été rencontrées le long de l'ancienne route de Bourbon-Lancy à Gueugnon par La Choque, route passant immédiatement au Sud de Guignebert.

Après le Moyen-Age qui est marqué par l'édification de nombreux châteaux forts et d'églises, en particulier le long des vallées, le réveil économique de la région ne s'observe qu'à partir du XVII^e siècle et surtout aux XVIII^e et XIX^e siècles. Les étapes de l'occupation du sol ont alors été les suivantes (Dussourd, 1975) :

- exploitation du charbon de terre, remplaçant partiellement le charbon de bois qui reste toujours à l'honneur dans les régions montagneuses ;
- équipement et exploitation des sources thermales qui sommeillaient depuis l'époque gallo-romaine et se réveillent au XVII^e siècle ;
- construction de nouvelles voies de communication par terre : il faut attendre le XVIII^e siècle pour que soit ouverte une route allant d'Autun à Mou-

lins par Bourbon-Lancy (l'actuelle D 973) et une route de Moulins à Digoin, sans utiliser les voies romaines. Le passage de la Loire au Fourneau est de cette époque ; auparavant le passage unique était par Procrium à proximité de Diou ;

— nouvel aménagement des voies fluviales surtout pour le transport de matériau lourd sur des bateaux à fond plat, à cause des bancs de sable. Cet aménagement a été consécutif à l'adoption, à partir du XV^e siècle (1449), d'un nouvel itinéraire pour relier la Méditerranée à Paris en combinant les tronçons par voies de terre et tronçons par voie d'eau. Le tracé ancien depuis Lyon par Charlieu rejoignait la Loire à Nevers en empruntant un profil voisin de celui de la Nationale 7 actuelle. La recherche d'une voie d'eau plus longue, donc d'un trajet plus rentable et plus rapide, a conduit à préférer un chemin par Lyon et Tarare par voie de terre puis par voie d'eau à partir de Roanne en direction de Paris ou de Nantes. L'organisation de ce nouveau tracé a conduit à la création de la corporation des bateliers de la Loire et à l'engagement sur place de hâleurs surtout à la mauvaise saison. D'où une nouvelle source de profit pour la région ;

— métamorphose de la Sologne bourbonnaise au Second Empire par le défrichage des landes, l'assèchement des étangs, l'irrigation des marais, le chaulage des terres et l'introduction de l'élevage de la race charolaise ;

— développement des centres miniers rendu possible par la construction des voies ferrées.

TENDANCES ACTUELLES DE L'OCCUPATION DES SOLS

Depuis quelques dizaines d'années, on observe les tendances suivantes :

— un dépeuplement accusé des campagnes au profit de certaines petites villes où existent des débouchés économiques, et surtout au profit de grandes métropoles comme Paris, Lyon, Clermont-Ferrand ;

— sur la partie granitique, une ferme sur deux est abandonnée, mais les terrains les plus propices à la culture et surtout à l'élevage sont repris par les exploitants demeurés sur place ;

— en dépit de la raréfaction de la main-d'œuvre agricole, on constate une augmentation du rendement par l'emploi de machines et de produits chimiques ;

— les exploitations minières traditionnelles ferment lorsqu'elles ne s'intègrent pas dans l'économie du marché : le soufre du gaz de Lacq a supplanté la pyrite de Chizeuil ;

— en revanche, il existe un effort de recherche de nouvelles méthodes de prospection et d'exploitation minières (uranium) ; ces travaux, qui ont connu un certain succès dans la région de Grury et d'Issy-l'Évêque il y a une trentaine d'années, se poursuivent actuellement ;

— le développement du tourisme de type automobile et le début du tourisme de randonnée pédestre, la construction ou l'aménagement de résidences secondaires.

SOLS VÉGÉTATIONS ET CULTURES

Sols sur terrain granitique : leur profondeur est de 20 à 50 cm en général. Le plus souvent il s'agit de sols bruns acides (Seddoh, 1973).

D'une manière générale, le développement des sols est plus influencé par les conditions topographiques que par la nature de l'arène sur laquelle ils reposent : les sols situés en haut de butte et à mi-pente sont en général bien drainés alors que ceux des dépressions montrent une tendance à l'engorgement et au développement de faciès hydromorphes. Néanmoins, lorsqu'on remonte de l'arène au sol, on observe des tendances générales qui rattachent un sol donné à son arène sous-jacente : la teneur en argile augmente mais le pH diminue. L'évolution des sols du Morvan s'inscrit ainsi dans le style de l'évolution des arènes dont elles prolongent les tendances (Seddoh, 1973).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Pour des raisons pratiques, ce circuit ne peut suivre l'ordre stratigraphique des unités géologiques (fig. 28).

On peut commencer par la vue générale de la région qu'offre le belvédère, avec table d'orientation, du Signal-de-Mont, construit sur les conglomérats à galets de quartz, quartzite et lydienne du Dinantien inférieur (1).

Peu avant le croisement avec la route de Maltat-Mont (D 342), une petite carrière est ouverte au Sud du chemin dans une brèche dacitique d'explosion, l'un des faciès rencontrés dans les manifestations volcaniques précoces du Dinantien inférieur (2).

Gagner Mont et prendre la route de Grury (D 42) ; après le lieu-dit Le Sarroux, à l'Est du ruisseau, le virage de la route entaille des alternances fines (cm à dm) de tufs andésito-dacitiques remaniés plus ou moins fins et de siltites, dans lesquelles est intercalé un épanchement de tuffo-lave andésitique reconnaissable à son aspect massif. Cet ensemble volcano-sédimentaire est caractéristique des dépôts du Famennien moyen et supérieur au voisinage des centres d'émission que représente le massif volcanique de Chizeuil (3).

Continuer en direction de Grury ; la route pénètre dans le domaine du granite de Luzy. A 500 m à l'Est du Grand-Bost le granite altéré est observable dans une petite carrière (4).

A environ 2 km, prendre à gauche de la route de Bryon puis le chemin carrossable en direction de Valence. Dans le dernier virage avant la traversée du ruisseau de Valence, le chemin entaille les siltites famenniennes tachetées (phénoblastes de cordiérite altérée) par le métamorphisme thermique du granite. Elles sont recoupées par quelques veines de granite fin à muscovite et le granite monzonitique à tendance porphyroïde affleure dans la descente avant le pont (5).

De Valence, gagner Maltat et prendre la route en direction d'Autun (D 973). Après 2 km, la route pénètre dans la vallée de la Somme encaissée dans les roches volcaniques famenniennes du massif de Cressy-sur-Somme.

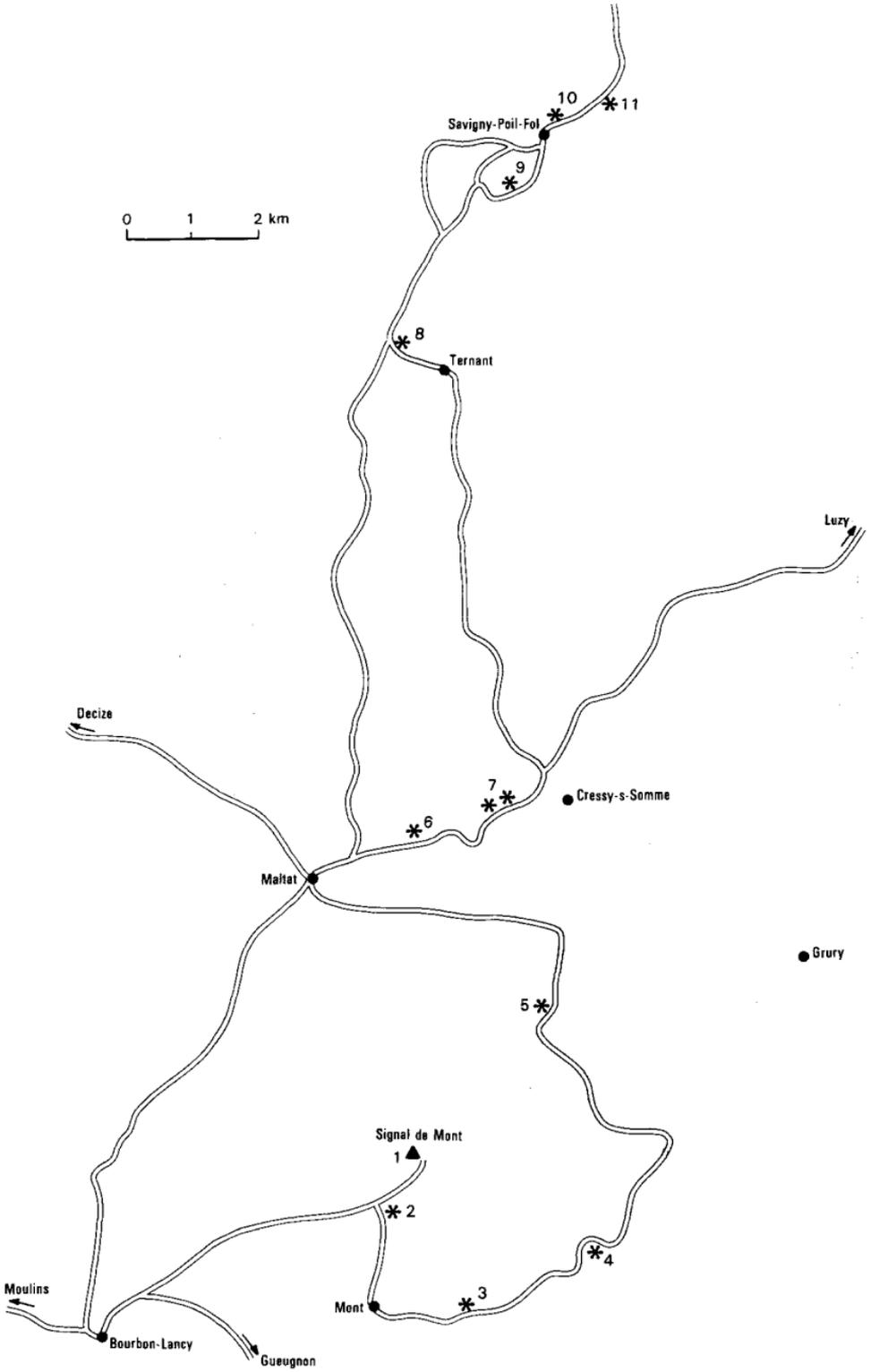


Fig. 28 - Itinéraire géologique

Un premier arrêt après le carrefour avec le chemin montant à Hauteloup sur la gauche, permet d'observer les siltites à fines laminations dans lesquelles un banc de 35 cm d'épaisseur de grès granoclassé indique que nous sommes très proches de la limite — arbitraire — entre le Dévonien et le Carbonifère caractérisé par l'apparition du faciès culm grésos-conglomératique (6).

A 200 m à la sortie du grand virage contournant la carrière en exploitation, le talus nord de la route offre de nombreux affleurements, tout d'abord dans les basaltes autobréchiques puis dans les soda-dacites exploités autrefois en carrière. Dans ces dernières, un éperon rocheux montre les tufs remaniés, finement rubanés, soda-dacitiques, reposant sur une masse homogène de soda-dacite (7).

Au carrefour de La Cure, prendre à gauche la route de Ternant (D 198) et poursuivre en direction de Savigny-Poil-Fol par la D 260.

A 1 km à l'Ouest de Ternant, après la traversée du petit graben mésozoïque où les calcaires du Lias inférieur sont encore exploités, une ancienne carrière est ouverte sur la droite dans une dacite porphyrique massive appartenant à l'un des stocks ou dômes de lave mise en place au Dinantien inférieur dans les alternances de siltites, grès et conglomérats (8).

A Pommeray prendre sur la droite une petite route qui descend puis longe la vallée de la Cressonne pour rejoindre Savigny-Poil-Fol par La Place. Sur environ 500 m, plusieurs affleurements et une ancienne carrière montrent divers faciès d'épanchements ignimbrétiques (tufs soudés dacitiques) appartenant à l'un des épisodes du volcanisme aérien du Viséen inférieur. Des roches semblables jalonnent le chemin montant au Boucharin (9).

Rejoindre à Savigny-Poil-Fol la D 191 ; en direction d'Avrée, à quelques dizaines de mètres après le carrefour de Séguret (10), la route entaille sur la gauche les siltites carbonifères et un conglomérat constitué presque exclusivement de galets de dacite porphyrique provenant du démantèlement d'un dôme éruptif dont un témoin forme une petite butte à 1 km au Nord-Est. Une ancienne carrière est encore ouverte dans cette roche homogène et à grain fin (11).

BIBLIOGRAPHIE

ADOLPHE J.P., DEMANÈGES-LORENZ J. (1971) — Géologie buissonnière en Morvan. Suppl. au *Bull. hist. nat. Autun*, 112 p.

AUBERT M., CORNET J., NAUDY H., ROQUES M., SANSELME H., WEBER C. (1970) — Apports de l'aéromagnétisme de haute sensibilité à la connaissance du socle du Morvan. *Bull BRGM* (2^e série), sect. II, n°2, p. 13-23, 5 fig., 4 planches.

AUTRAN A. — (1980) — évolution structurale du Protérozoïque aux distensions post-hercyniennes ; in : Evolutions géologiques de la France. *Mémoire BRGM*, n° 107, p. 10-17.

BAUBRON J.C., JEBRAK M., JOANNES C., LHEGU J., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1980) – Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, n° 14, ser. D., p. 951-953.

BEAUDUC R., CURE Y. (1975) – Évaluation des ressources hydrauliques du Val de Loire. Rapport n° 1. Reconnaissance hydrogéologique de Decize (58) à Roanne (42). Ministère de l'Industrie et de la Recherche. Rapport BRGM 75 SGN 272 JAL.

BÉBIEN J. (1970) – Étude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantienne de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. Thèse 3^e cycle, Nancy, 110 p., 53 fig., 14 tabl.

BÉBIEN J. (1971) – Éléments nouveaux sur le volcanisme dévono-dinantien de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, vol. 273, n° 4, p. 466-468.

BÉBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU T., SAGON J.P. (1977) – Le volcanisme dévono-dinantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. Coll. inter. CNRS, Rennes, n° 243, p. 275-291, 6 fig.

BÉBIEN J., GAGNY C. *et al.* (1980) – Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. *Mém. BRGM*, n° 107, p. 99-135.

BÉBIEN J., GAGNY C., ROCCI G. (1981) – La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. 26^e C.G.I. Paris, colloque C.6, p. 213-225.

BERTRAND-SARFATI J., FREYTET P., PLAZIAT J.C. (1966) – Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier). Rôle des algues dans leur édification, analogie avec les stromatolithes et rapport avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. VII, p. 652-662.

BONIJOLY D., CASTAING C. (1984) – Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIII, p. 187-199, 4 fig.

BOULANGER (1844) – Statistique géologique et minéralogique du département de l'Allier. Moulins : Chez Desrosiers édit., 483 p.

BOUT P. (1963) – Le Quaternaire du bassin supérieur de la Loire, des bassins moyen et supérieur de l'Allier et de leurs marges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. V, p. 472-482.

BOUT P. (1967) – Problèmes du volcanisme II. Augite en dents de scie. *Revue d'Auvergne*, t. 81, n° 427 (1), p. 69-75.

BUSSAC G. de (éd.) (1976) — État de nos connaissances géographiques sur le Massif central français.

CANTAGREL J.M., BAUBRON J.C. (1983) — Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts-Dore (méthode potassium-argon). Implications volcaniques. *Géologie de la France*, (2), n°1-2, p. 123-142.

CARPENA J., DOUBINGER J., GUERIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) — Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 5, p. 839-859, 3 fig., 1 tabl.

CARRAT H.G. (1962) — Le Morvan et l'Autunois, *In* : « Les minerais uranifères français ». Presses univ. fr., Paris, t III, p. 1-104.

CARRAT H.G. (1966) — Contribution à la pétrographie et à la géochimie du massif de Luzy, Morvan méridional. *Rev. Sci. de la Terre*, Nancy, t. XI, n° 4, p. 415-473.

CARRAT H.G. (1969a) — Le Morvan cristallin, étude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse État, Nancy, 3 vol. 379 p.

CARRAT H.G. (1969b) — Évolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 574-587.

CARRAT H.G. (1971) — Relation entre la structure des massifs granitiques et la distribution de l'uranium dans le Morvan. *Mineralium Deposita*, Berlin, 6, p. 1-22.

CARRAT H.G. (1972) — Le granite, hypovolcanisme de Gien-sur-Cure. Expression précoce du plutonisme hercynien dans le Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, 64, p. 13-29.

CARROUÉ J.P. (1976) — Fluorine du Bois de Luzy (Nièvre). Rapport BRGM, Division Massif central. DL Clermont, n° 257, 11 p. 15 ann.

CARROUÉ J.P., FOUQUET C., TRINQUARD R. (1981) — Reconnaissance de l'anomalie géochimique en plomb, zinc et cuivre de Tazilly (Nièvre). Rapport BRGM, Division Massif Central, n° 81 RD 066 FE, 13 p., 8 ann.

CHICHERY M. (1938) — Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de l'Ardoisière, près de Vichy (Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 206, p. 263- 265.

CLOCCHIATTI R., TOURENQ J. (1971) — Présence de quartz des ponces du Mont-Dore, d'âge pliocène, dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, p. 2453-2455.

CORSIN P., GUFFROY J. (1969) — Données nouvelles sur le Dinantien du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, p. 683-684.

COULON M., CORSIN P., DOUBINGER J. (1980) – Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-Dinantien du Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. d'Autun*, n° 95, p. 3-12.

COUREL L. (1964) – Identification de Trias marin sur la bordure nord du Massif central. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 87-88.

COUREL L. (1970) – Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Dijon, thèse doct. ès. Sc., 1970, 616 p.

COUREL L. (1973) – Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure Nord et Est du Massif central français. *Mémoire Soc. géol. Fr.*, t. LII, n° 118, p. 1-152.

DANGEARD L. (1933) – Quelques observations sur le Tertiaire de la Limagne bourbonnaise. Importance de phénomènes karstiques dûs à la présence des calcaires concrétionnés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. III, p. 381-385.

DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, (for 1982), 1983, pp. 135-149, 7 fig., 3 tabl.

DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980). – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-elements analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, p. 183-210, 5 fig., 5 tabl., 1 ann.

DELFOUR J., ISNARD P., LÉCUYER E., LEMIERRE B., LHOTE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEY M. (1984) – Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. *Documents BRGM*, n° 73, 37 p., 20 fig., 2 tabl., 3 ann. (232 p.), 5 pl. h.t.

DELFOUR J., GIGOT C. (1985) – Données stratigraphiques apportées par l'étude de Conodontes du Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). *Géologie de la France*, n° 4, p. 331- 340, 3 fig., 1 pl. photo.

DEWOLF (1962) – Étude des problèmes posés sur la formation dite « des sables et argiles du Bourbonnais ». *Bull. Ass. fr. ét. sols*, n° 6-7, p. 337-342.

DOLLFUS G. (1910) – Notes géologiques sur le Bassin tertiaire de Saint-Gérard-le-Puy, Montaigu-le-Blin et de la vallée de la Besbre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr*, XXI, n° 128, p. 16-23.

DOLLFUS G. (1923) – Notes paléontologiques sur l'Oligocène de la Limagne. Mollusques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXVI, n° 147, p. 150-221.

DONSIMONI M. (1975) – Étude des calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitainien de Limagne (Massif central fran-

çais). Thèse 3^e cycle, Paris VI, 197 p., 14 fig., 1 carte h.t. ; résumé par M. Donimoni et D. Giot dans *Bull. BRGM*, (2), sect. 1, 1977-2, p. 131-170.

DUSSOURD H. (1975) — Le Bourbonnais. Éditions Volcan, Clermont-Ferrand, 278 p.

EBRAY T. (1858) — Études géologiques sur le département de la Nièvre. Paris : J.B. Baillièrre et fils.

ÉTIENNE R. (1977) — Sur l'existence de deux phases sédimentaires post-oligocènes dans le bassin tertiaire bourbonnais (région de Varennes-sur-Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 285.

ÉTIENNE R. (1981) — Contribution à l'étude du problème du soulèvement récent du Massif central : les enseignements des bordures sud et centre-nord du socle. *Bull. lab. rhodan. géomorphologie*, 1981, n° 9.

FANTIN J.D. (1973) — Géologie de la région sud-est de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). Massif central français. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 101 p., 48 fig., 1 carte.

FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978) — Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, 3-4, p. 291-306.

GEOFFROY J. DE (1951) — Le batholite de Luzy. Rapport CEA inédit.

GINSBURG L. (1967) — L'âge relatif des gisements de Mammifères de la Limagne d'Auvergne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 325.

GIRAUD J (1902) — Études géologiques sur la Limagne (Auvergne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XIII, n° 87.

GORIN G. (1974) — Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central, France). Avec applications de la statistique et de l'informatique. Thèse fac. Sci. univ. Genève.

GROLIER J., TCHIMICHKIAN G. (1963) — Connaissances nouvelles sur la géologie du socle de la Limagne d'après les sondages de la Régie autonome des pétroles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, p. 930-937.

GROS Y., MARTIN P. (1981) — La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO, 18 p., 11 fig.

GUFFROY J. (1957) — La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 244, p. 632-635.

GUFFROY J. (1960) — Sur l'origine des diabases du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 251-21, p. 2380.

GUILLOT L., REY R. (1968) – Un niveau à *Potamides lamarcki* dans l'Oligocène moyen de Saint-Germain-des-Fossés (Allier). *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 56-66.

GUILLOT L., REY R. (1973) – L'Oligocène du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 276, p. 1803-1811.

JAVEY C. en collaboration avec CETE Lyon, SRAE Bourgogne et UNICEM (1984) – Schéma coordonné d'exploitation et recherches de matériaux de substitution dans les départements de Nièvre et Saône-et-Loire. Taxe parafiscale sur les granulats. Ministère du Redéploiement industriel et du Commerce extérieur. Rapport BRGM 84 AGI 001 BOU.

JAVEY C., TOUBIN J., en collaboration avec CETE Lyon et UNICEM (1986) – Taxe parafiscale sur les granulats. Ministère du Redéploiement industriel et du Commerce extérieur. Rapport BRGM 86 SGN 180 BOU.

JULIEN A. (1896) – Le terrain carbonifère marin de la France centrale. 1 vol. in 4, 303 p., 17 pl., Paris.

JUNG J. (1946) – Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, Imprimerie nationale.

LARUE J.P. (1979) – Les nappes alluviales de la Loire et de ses affluents dans le Massif central et dans le Sud du Bassin parisien. Étude géomorphologique. Thèse de géomorphologie, doctorat d'État, Clermont-Ferrand.

LAUNAY L. de (1923) – Étude sur le plateau central. Note sur le terrain tertiaire de la Limagne bourbonnaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 147, t. XXVI.

LE GRIEL A. (1978) – Alluvions anciennes de l'Allier et sables du Bourbonnais au Nord de la grande Limagne. *Revue de Géographie de Lyon*, 1978-3.

LÉCUYER E. (1982) – Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement géologique. Thèse 3^e cycle, univ. Paris VI, 146 p., 48 fig., 13 pl., 3 cartes.

LEMIÈRE B. (1983) – L'amas sulfuré de Chizeuil : étude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. Thèse doct. ing., Lyon, 148 p. ; *Doc. BRGM*, n° 54.

LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. (1982) – Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, p. 139-154.

LE ROUX C. (1975) – Étude de quelques filons de fluorine de la partie sud-ouest du Morvan. Thèse 3^e cycle, univ. Paris VI, 146 p., 41 fig., 1 carte.

LOUVRIER M., MARGAT J. (1983) — France. Précipitations efficaces moyennes (1946-76). Rapport BRGM 83 SGN 003 EAU.

LYS M., SERRE B., MAUVIER A., GREKOFF N. (1961) — Contribution à la connaissance des microfaunes du Paléozoïque : étude micropaléontologique (Conodontes, Ostracodes) dans le Dévonien supérieur du Morvan. *Rev. Inst. fr. pétrole*, XVI, 5, p. 538-567.

MELINE L. (1973) — Analyse pollinique des argiles à kaolin de Diou-sur-Loire. *Bull. trim. de la Soc. d'hist. nat. et des amis du Muséum d'Autun*, nouv. sér., 65, p. 24-27.

MICHEL-LÉVY A. (1908) — Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. des services de la Carte géologique de la France et des topographies souterraines*, n° 120, t. XVII, 1907-1908, 297 p., 51 fig. 7 pl.

MICHEL-LÉVY A. (1926) — Les éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan. *Bull. volcanique*, t. 6, p. 57-63.

MIYASHIRO A. (1974) — Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sc.*, 274, p. 321-355.

MONNIER M., STUSSI J.M. (1984) — Le bassin de Montreuilon (Nord Morvan) : élément d'une association volcano-plutonique subalcaline hercynienne. Données géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, série II, n° 14, p. 601-604, 3 fig., 1 tabl.

MORANGE A., HÉRITIER F., VILLEMENT J. (1971) — Contribution de l'exploitation pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne, dans le Massif central : In « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Symposium Jean Jung, p. 285-308. Plein-Air Service édit., Clermont-Ferrand.

ORSINI J.B. (1979) — Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-viséens moyens (groupe des granodiorites-monzogranites) de la chaîne varisque française. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, série D, p. 981-984.

PAUL H. (1944) — Eine neue Tournai-Fauna aus dem nördlichen Morvan. Vorläufige Mitteilung. *N. Jb. Min. Geol. Paläont. Mh.*, B, 30-32, Stuttgart.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) — Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, p. 33-47.

PIN C., DUPUY C., PETERLONGO J.M. (1982) — Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIV, n° 4, p. 669-676, 3 fig., 1 ann.

POMEL A. (1846) — Sur les animaux fossiles découverts dans le département de l'Allier. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. III, p. 376-385.

RAT P. (1972) – Bourgogne, Morvan. Guides géologiques régionaux, Masson et cie, édit., 174 p.

REY R. (1964) – L'Oligocène et le Miocène inférieur de la Limagne bourbonnaise. *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 56-81.

REY R. (1966) – Essai de corrélations entre les bassins oligocènes de l'Europe occidentale à l'aide des Gastéropodes continentaux. Thèse, Rennes.

REY R. (1970) – Rôle d'*Hélix ramondi* dans la classification de l'Oligocène. *Rev. scient. du Bourbonnais*, p. 65-81.

REY R. (1971) – Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. In « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Symposium Jean Jung. Plein-Air Service édit., Clermont-Ferrand, p. 309-330.

REY R. (1972) – Nouvelles extensions du calcaire de Moulins dans le département de l'Allier. *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 64-110.

RIBAUT L., TOURENQ J. (1972) – Mise en évidence de trois types d'apports détritiques dans les sables et argiles du Bourbonnais d'après l'examen de la surface des grains de quartz au microscope électronique à balayage. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 528-531.

RIVELINE J., GIOT D., FARJANEL G., PACQUET A (1988) – Mise en évidence de dépôts éocène moyen (Lutétien supérieur) à la base des formations tertiaires du bassin de Moulins (Allier, France). Implications tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, série II, p. 55-62.

ROBELIN C. (1981) – Le Dévono-dinantien dans la région de Bourbonlancy (SW Morvan, Massif central français) : enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3^e cycle, Dijon, 159 p., 60 fig. 21 tabl., 2 pl. photo.

ROBELIN C., MATHEY B. (1982) – Les turbidites volcano-sédimentaires dans le Famennien du faisceau synclinal du Morvan. 9^e RAST, Paris, p. 542.

ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) – Géochronologie du socle du Massif Central. In : Symposium Jean Jung. Clermont-Ferrand, Plein-Air Service, édit. p. 269-289.

SCANVIC J.Y., WEECKSTEEN G. (1980) – Carte des linéaments de la France d'après les images des satellites Landsat (1972 à 1976). *Doc. BRGM*, n° 14, 14 p., 1 carte.

SEDDOH F.K. (1973) – Altération des roches cristallines du Morvan (granites, granophyres, rhyolites). Étude minéralogique, géochimique et micro-morphologique. Thèse État, Dijon, 342 p.

TOURENQ J., AMBROISE D., ROHRLICH V. (1978) – Sables et argiles du Bourbonnais. Mise en évidence des relations entre les minéraux lourds à

l'aide de l'analyse factorielle des correspondances. Réunion annuelle des Sciences de la Terre. Société géologique de France - BRGM édit.

VAILLANT L. (1872) — Sur les crocodiles fossiles de Saint-Gérard-le-Puy. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. LXXIV, p. 872-875.

VIALETTE Y. (1961) — Age absolu du granite de Gien-sur-Cure (Nièvre). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 252, p. 4018.

VIALETTE Y. (1965) — Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. *Sc. de la Terre*, Nancy, t. X, 3-4, p. 369-382.

VIRET J. (1925) — Sur la faune de Rongeurs de Saint-Gérard-le-Puy (Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 181, p. 337-339.

VIRET J. (1926) — Nouvelles observations relatives à la faune de Rongeurs de Saint-Gérard-le-Puy. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 183, p. 71-72.

VIRET J. (1929) — Les faunes de Mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne Bourbonnaise. Thèse, *Ann. univ. de Lyon*, fasc. 47.

WEBER C. (1975) — Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2^e série), sect. II, n^o 3 et 4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl. 2 pl.

WEYER D. (1965) — Etroeungt im Morvan (Zentralfrankreich). *Abhandlungen Z.G.I.*, 1, p. 290-302.

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille *Autun* : 1^{re} édition (1881), par Aug. Michel-Lévy, F. Delafond.
2^e édition (1940), par Alb. Michel-Lévy, P. Lemoine.
3^e édition (1968), par H. Sanselme, R. Feys.
- Feuille *Charolles* : 1^{re} édition (1890), par Aug. Michel-Lévy, F. Delafond.
2^e édition (1940), par Alb. Michel-Lévy.

Carte géologique de la France à 1/50 000

- Feuille *Dompierre-sur-Besbre* (1989) par J. Delfour, H. Carrat, L. Clozier, R. Feys, R. Fleury.

Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

- Feuille *Dijon* (1963), coordination F. Permingeat.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

- Feuille *Strasbourg* (1982), coordination J. Meloux.

Carte des ressources minérales du Massif central à 1/1 000 000 (1979), par A. Emberger, J.J. Périchaud.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM 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 :

- pour le département de l'Allier, au Service géologique régional Auvergne, Campus universitaire des Cézeaux, 24, avenue des Landais, 63174 Aubière Cedex ;
- pour le département de Saône-et-Loire, au SGR Bourgogne, immeuble Caisse d'Épargne, 32, boulevard du maréchal Joffre, 21100 Dijon ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :

- introduction, histoire géologique, documentation complémentaire : L. CLOZIER, J. DELFOUR ;
- formations paléozoïques, géochimie des roches volcaniques, roches filoniennes *p.p.* phénomènes géologiques, ressources minérales en domaine dévono-dinantien : J. DELFOUR ;
- granite de Luzy, roches filoniennes *p.p.*, magmatisme, ressources minérales en domaine granitique, occupation du sol : H.G. CARRAT ;
- formations mésozoïques : A. LEFAVRAIS-RAYMOND, M.C. MAUGENEST ;
- formations sédimentaires cénozoïques : L. CLOZIER ;
- sources thermo-minérales : F. MERCIER-BATARD, H.G. CARRAT ;
- hydrogéologie : J. CORNET ;
- tableau des gîtes minéraux : A. BAMBIER ;
- coordination : J. DELFOUR.

L'étude des minéraux lourds et des argiles a été effectuée par J. TOURENQ (univ. Paris VI). Les études palynologiques sont dues à G. FARJANEL (BRGM).

Présentation au C.C.G.F. : 3 novembre 1987.

Acceptation de la carte et de sa notice : 23 juin 1988.

Impression de la carte : 1990.

Impression de la notice : novembre 1990.

ANNEXE

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES

Types pétrographiques et localisation

Volcanisme famennien

C 1 : Soda-dacite ; moyenne de 5 échantillons du Grand-Bost (NO5) et du massif volcanique de Cressy-sur-Somme (CR 3, CR 4A, CR 11B, CR 12).

E 1 : Soda-dacite modérément potassifiée (CR 13) ; massif volcanique de Cressy-sur-Somme.

C 2 : Soda-dacite fortement potassifiée ; moyenne de 2 échantillons (CR 5, CR 16) du massif volcanique de Cressy-sur-Somme.

C 3 : Basalte auto-bréchiq ue ; moyenne de 3 échantillons (CR 2A, CR 2BC, CR 14) du massif volcanique de Cressy-sur-Somme.

C 4 : Tuf andésito-basaltique ; moyenne de 4 échantillons (CR 10A, CR 10B, CR 10E, CR 10D) du massif volcanique de Cressy-sur-Somme.

C 5 : Andésite ; moyenne de 3 échantillons (CR 7, CR 8, CR 9) du massif volcanique de Cressy-sur-Somme.

C 6 : Tuf remanié andésito-basaltique ; moyenne de 4 échantillons (NO 28, NO 28A, NO 25 CDA, NO 25CDB) du secteur de Mont.

E 2 : Dacite (NO 22A) ; secteur de Mont.

Volcanisme du Dinantien inférieur

C 7 : Dacite ignimbritique ; moyenne de 3 échantillons (PF 3, PF 4, PF 6) du massif volcanique de Savigny-Poil-Fol.

C 8 : Dacite porphyrique de dôme ; moyenne de 3 échantillons (PF1 1, PF 2, PF 5) du secteur de Ternant et du massif volcanique de Savigny-Poil-Fol.

E 3 : Dacite potassifiée (PF 7) ; secteur de La Croix-Charles.

Volcano-sédimentaire famennien

C 9 : Siltite ; moyenne de 7 échantillons (NO 10, NO 25 AB, NO 29 A, NO 30, NO 30 AB, CR 18, CR 18 AB) du secteur de Mont.

Pour le détail des analyses, cf. Delfour *et al.*, (1984).

Analyses chimiques de roches volcaniques dévono-dinantiennes de la feuille Bourbon-Lancy

Éléments majeurs en % d'oxydes																					
	C1		E1	C2		C3		C4		C5		C6		E2	C7		C8		E3	C9	
	moy.	éc. type		moy.	éc. type		moy.	éc. type	moy.	éc. type		moy.	éc. type								
SiO ₂	66,12	3,42	63,10	66,79	0,76	52,17	2,73	53,50	2,84	53,24	3,42	57,06	5,16	65,90	64,10	6,61	59,91	4,94	69,60	58,55	4,80
TiO ₂	0,59	0,19	0,63	0,46	0,02	1,03	0,23	1,05	0,07	1,13	0,05	1,01	0,30	0,70	0,71	0,30	0,65	0,41	0,39	0,92	0,09
Al ₂ O ₃	16,02	1,50	16,65	16,67	0,18	17,03	1,74	16,34	1,18	18,12	0,22	17,21	1,05	15,15	17,00	1,10	14,95	1,64	14,40	17,71	0,30
Fe ₂ O ₃	3,66	1,38	1,35	1,65	1,58	9,28	1,45	8,64	0,48	8,68	1,35	4,91	4,57	0,64	5,41	2,88	3,50	4,86	0,67	4,40	3,41
FeO	0,64	1,09	2,73	1,00	1,41	—	—	—	—	—	—	6,53	2,31	4,59	—	—	2,02	1,80	3,56	5,49	0,55
MnO	0,12	0,02	0,16	0,06	0,02	0,17	0,02	0,15	0,02	0,13	0,04	0,17	0,02	0,02	0,06	0,05	0,13	0,02	0,07	0,12	0,04
MgO	1,35	0,34	1,75	0,85	0,01	4,61	0,61	4,03	0,62	4,16	1,85	3,57	0,71	2,40	1,96	1,60	2,77	0,87	1,02	3,15	1,07
CaO	2,93	0,93	2,35	1,43	0,40	9,28	1,44	5,84	1,01	6,88	1,82	2,12	0,09	0,94	0,56	0,92	2,15	0,93	1,25	2,20	3,07
Na ₂ O	4,61	0,87	4,53	3,62	0,59	3,13	0,19	3,72	1,01	3,23	0,31	5,46	0,34	5,19	4,22	0,95	4,03	1,26	3,40	1,86	1,36
K ₂ O	2,30	0,97	3,69	5,79	0,30	1,50	0,83	2,27	1,16	2,59	1,72	0,48	0,23	0,56	2,88	1,90	2,97	1,84	4,09	3,06	1,12
P ₂ O ₅	0,18	0,07	0,29	0,09	0,03	0,27	0,07	0,24	0,04	0,26	0,08	0,23	0,02	0,22	0,07	0,02	0,13	0,03	0,09	0,21	0,05
H ₂ O ⁺	1,23	0,47	1,29	—	—	1,50	0,28	3,66	1,99	1,19	0,28	3,15	0,85	2,19	3,12	1,35	5,52	1,39	0,85	3,75	0,58
H ₂ O ⁻	—	—	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	0,51	0,32	0,21	—	—	0,25	0,25	0,18	0,26	0,22
P. Feu	1,49	0,41	—	1,10	0,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,03	1,47	—	—	—	—	—
TOTAL	99,65	0,65	98,84	99,37	0,26	99,96	0,48	99,44	0,75	99,61	0,68	98,89	0,63	98,71	99,56	0,73	98,98	0,38	99,57	99,19	0,44
Éléments en traces en p.p.m.																					
Ba	584,0	338,6	—	—	—	365,3	76,83	488,7	105,7	414,0	121,5	160	63,5	—	621,6	484	—	—	—	578,1	254,1
Sr	332,7	118,2	—	—	—	480,3	84,32	457,5	181,4	373,6	153,0	338,5	125,3	—	171,6	87,7	—	—	158	83,5	144,1
Rb	62,0	28,2	74	179,5	24,75	35,0	28,58	69,7	44,7	71,0	63,3	13,0	3,8	—	97,3	59,5	63,67	44,3	121	135,3	36,1
Cr	8,7	4,8	—	—	—	44,0	13,11	40,2	13,4	33,0	26,46	17,0	5,77	—	11	10,4	—	—	—	93,6	39,1
Zr	220,6	37,8	202	354,5	27,58	89,3	17,10	161,7	44,0	130,3	49,3	132,0	32,3	—	242,3	133,3	101,3	1,53	347	133,5	29
Y	31,0	4,6	36	47,5	3,54	24,3	4,16	29,0	5,9	25,0	2,65	24,5	0,58	—	29,33	11	20,67	1,15	1	22,6	4,2
Nb	23,4	7,2	28	23,5	2,12	4,3	2,52	15,2	6,2	5,67	3,06	10,5	4,04	—	13,67	12,5	6,33	2,9	20	8,0	3,8

