

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

CHÂTEAU- CHINON

MINISTÈRE DU REDÉPLOIEMENT INDUSTRIEL
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CHÂTEAU-CHINON A 1/50 000**

par

H. CARRAT et A. LEFAVRAIS-RAYMOND

**avec la collaboration de
A. BAMBIER**

1986

Éditions du BRGM — B.P. 6009 — 45060 ORLÉANS CEDEX 2 — FRANCE

SOMMAIRE

EXPOSÉ D'ENSEMBLE DU MORVAN	5
APERÇU GÉOLOGIQUE DE LA CARTE	7
INTRODUCTION	7
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	8
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>PRIMAIRE</i>	11
<i>SECONDAIRE</i>	25
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES, QUATERNAIRE</i>	39
GÉOCHIMIE DES ROCHES CRISTALLINES	40
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	48
<i>MAGMATISME, VOLCANISME, MÉTAMORPHISME</i>	48
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE ET GÉOCHRONOLOGIE</i>	50
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE</i>	59
OCCUPATION DU SOL	61
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	61
<i>OCCUPATION DU SOL DANS LES SIÈCLES PASSÉS. TENDANCES ACTUELLES</i>	62
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i>	63
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	64
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	64
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	65
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	67
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	67
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES UTILISÉS</i>	71
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	73
<i>TABLEAU DES ÉQUIVALENCES</i>	79
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	80
AUTEURS DE LA NOTICE	80
ANNEXE	
<i>ANALYSES CHIMIQUES : TABLEAUX N^{os} 1, 2, 3 et 4</i>	81
<i>PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX : TABLEAU N^o 5</i>	85
<i>TABLEAU RÉCAPITULATIF LITHOSTRATIGRAPHIQUE : TABLEAU N^o 6</i>	

EXPOSÉ D'ENSEMBLE DU MORVAN

Le Morvan et son prolongement, le seuil morvano-vosgien, séparent le Bassin de Paris de la dépression de la Saône. Avec ses bordures sédimentaires de l'Ouest (Bazois), du Nord (Avallois, Terre plaine) et de l'Est (Auxois), il offre des paysages variés parmi lesquels quatre principaux peuvent être retenus :

— *un Morvan tabulaire* qui va du Nord du massif jusqu'à la région d'Anost, Gien-sur-Cure et Moux avec une pente légère vers le Nord et l'Est, zone dans laquelle il s'enfonce sous les terrains sédimentaires. Il est souvent formé d'arènes granitiques et gneissiques non déblayées ce qui explique le nom de Morvan pourri qui lui a parfois été donné (J. Beaujeu-Garnier, 1951) ;

— *un Haut-Morvan*, plus au Sud, qui est à une altitude supérieure mais où l'érosion a creusé de profondes vallées déterminant un découpage en blocs du massif. Le fond de ces vallées, marquées par des étranglements au passage des barres rocheuses résistantes, y est parcouru de ruisseaux aux eaux sombres dans un décor boisé de chênes et de hêtres. Le sommet de ces blocs, plus aplani qu'arrondi, offre la même pente légère vers le Nord, ce qui montre l'extension ancienne du Morvan tabulaire dans cette zone située en amont. On y rencontre le point culminant du massif, le Haut-Folin (902 m) ;

— *un Morvan troué*, selon l'expression de J. Beaujeu-Garnier pour la partie du massif qui prolonge le Haut-Morvan vers l'Ouest. Les vallées y pénètrent perpendiculairement à la limite occidentale. L'érosion y est plus avancée et l'altitude plus faible. Dans cette région de vallonements où les variations de l'altitude entre les sommets et le fond des vallées ne dépassent pas 100 m, le modelé du terrain est particulièrement expressif des caractères structuraux des roches cristallines ;

— *les confins bourbonnais du Morvan* que certains géographes excluent du Morvan proprement dit sont la zone à faible vallonement qu'on observe depuis le signal d'Uchon vers le Sud-Ouest ou depuis le mont Beuvray en regardant vers le Sud. C'est la partie sud du massif granitique de Luzy qui, dans son ensemble, constitue le Morvan méridional.

Au point de vue géologique (fig. 1), le Morvan est formé de massifs granitiques orientés NE — SW et séparés par des bandes de terrains cristallophylliens ou volcano-sédimentaires dont le principal, dit *faisceau-synclinal* du Morvan, sépare un Morvan nord, auquel appartient la plus grande partie de la carte Château-Chinon, d'un Morvan sud. Mais le Morvan doit son allongement principal Nord-Sud à des failles qui le limitent à l'Est comme à l'Ouest, l'ensemble formant un quadrilatère dont les sommets sont Avallon et Semur-en-Auxois au Nord, Diou et Couches-les-Mines au Sud. Les terrains sédimentaires d'âge secondaire, transgressifs sur le socle cristallin, forment la périphérie du massif sauf au Sud où une faille importante sépare le Morvan du bassin permocarbonifère de Blanzay. Il existe, en outre, une dépression intracristalline, celle du bassin permien d'Autun, remarquable par ses terrils des mines abandonnées de schistes bitumineux et aussi par sa position proche du massif granitique le plus élevé, celui du Haut-Folin.

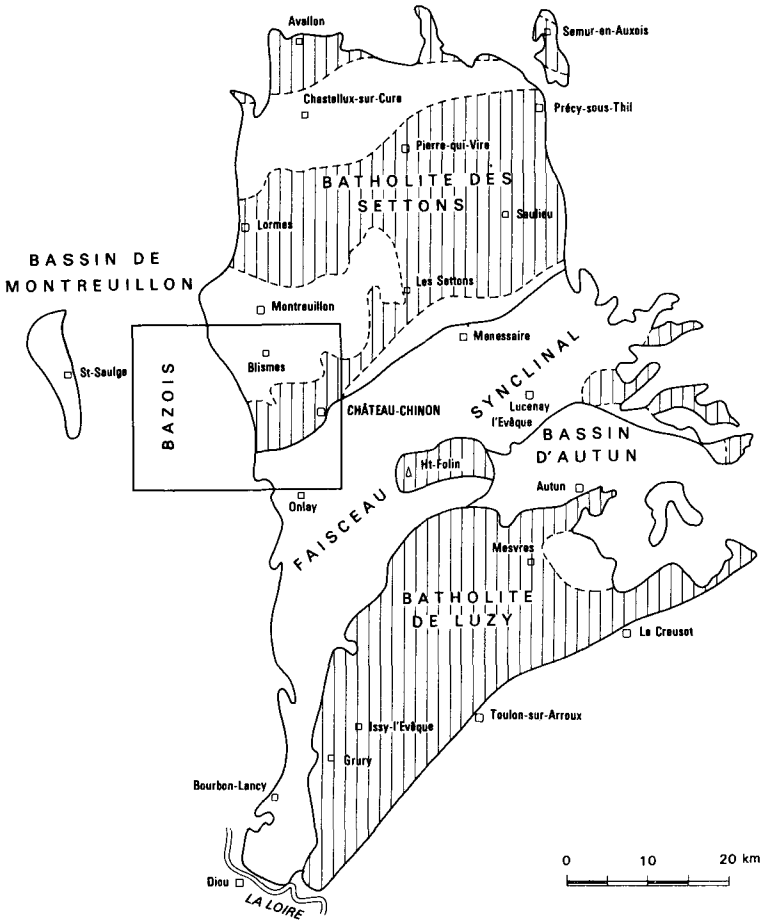


Fig. 1 - Croquis structural de situation de la feuille CHÂTEAU-CHINON dans le Morvan

APERÇU GÉOLOGIQUE DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Château-Chinon est situé sur la bordure sud-ouest du Morvan. Il est partagé pratiquement en deux parties égales par une faille subméridienne : terrains cristallins et métamorphiques à l'Est, terrains sédimentaires à l'Ouest. En raison de leur structure subhorizontale avec un léger pendage est, ces terrains sont peu variés. Dans la vallée de l'Aron, empruntée par le canal du Nivernais, apparaissent Trias et Hettangien ; sur le plateau, on passe du Carixien à l'Ouest, au Domérien puis au Toarcien à proximité de la faille. Là un lambeau de Bajocien a été conservé qui vient buter contre le socle. Cette faille qui met n'importe quel niveau du Lias en contact avec les terrains métamorphiques a un rejet important estimé à 200 m environ.

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les premiers levés qui intéressent la feuille à 1/50 000 Château-Chinon sont ceux des trois éditions de la carte à 1/80 000 Château-Chinon (1887-1937-1965) dont elle représente approximativement le quart sud-ouest. A l'échelle du 1/50 000, une première esquisse pour les terrains cristallins a été réalisée (levés de 1955 à 1958) par une équipe du Commissariat à l'Energie atomique sous la conduite de F. Weber. Ce levé a été particulièrement précis dans l'étude tectonique du granite à biotite. C'est cette esquisse qui a servi de base à l'édition de 1965 de la feuille à 1/80 000. Un levé complémentaire surtout consacré à la tectonique a été réalisé après 1959 sous la conduite de J. Despois. L'étude pétrographique et géochimique a été faite par H.-G. Carrat de 1963 à 1968. Le levé définitif consacré plus spécialement aux roches volcaniques et sédimentaires viséennes et stéphaniennes du bassin de Montreuillon et du faisceau-synclinal a été réalisé en 1976 et 1977 par H.-G. Carrat. La partie centrale granitique de l'esquisse du C.E.A. été reprise avec peu de modifications. Au total, 120 échantillons ont été étudiés ou repris dans le cadre de la carte ou à proximité immédiate.

Parmi les modifications apportées, on notera, par rapport à la carte de 1965, une plus grande extension des microgranites sur les bords du lac de Pannecière. Mais la rhyolite ignimbritique de l'Ouest du bassin de Montreuillon a été réduite au profit de la rhyolite de Grand'Ry(*) jusque là non distinguée ni définie. Dans le faisceau-synclinal, la cartographie des microgranites a été précisée et leurs directions structurales individualisées. La série rhyodacitique et granodioritique est ressortie diversifiée et son mode de gisement précisé par rapport au granite. Mais des imprécisions demeurent quant aux âges.

(*)Grandry sur la carte IGN à 1/50 000

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire de la feuille à 1/50 000 Château-Chinon se situe à la fois sur la partie ouest du Morvan cristallin et sur les terrains sédimentaires du Bazois, zone d'altitude moindre. La limite entre ces deux régions est matérialisée par une ligne de failles subméridiennes, appelées globalement *faille-limite du Bazois*. Les feuilles Corbigny au Nord et Fours au Sud, non encore levées, se distribuent semblablement de part et d'autre de la faille-limite avec leur moitié est cristalline et leur moitié ouest sédimentaire.

Au point de vue géographique, la partie cristalline se localise à cheval sur le Haut-Morvan situé au Sud-Est et sur le *Morvan troué* à l'Ouest, les paysages passant progressivement de l'un à l'autre entre Château-Chinon et Saint-Léger-de-Fougeret.

Au point de vue géologique, elle se divise en trois zones de superficie comparable : un tiers nord à dominante volcanique qui est la partie sud du bassin rhyolitique de Montreuillon, un tiers central de granite à biotite, vaste apophyse du batholite du Morvan nord dit batholite des Settons, qui est représenté largement sur la feuille Saulieu et un tiers sud, partie intégrante du faisceau-synclinal du Morvan, qui prend en écharpe la totalité du massif selon une direction d'ensemble diagonale NE - SW et sépare le batholite des Settons du batholite de Luzy dans le Morvan méridional.

La faille-limite du Bazois correspond à l'effondrement de cette région ou à l'exhaussement corrélatif du horst morvandiau. Mais le rejet de cette faille est limité, au moins dans la partie nord, à en croire les levés géophysiques dont les lignes d'égale valeur ne sont pas interrompues à la traversée de l'accident, interprétation corroborée par la réapparition du Cristallin dans certains fonds de vallée du Bazois. Granite et roches volcaniques se poursuivent en réalité loin vers l'Ouest sous la couverture sédimentaire et, peut-être, jusqu'à la vallée de la Loire ainsi que le suppose C. Weber (1972).

Le réseau hydrographique suit de préférence la direction N.NW des failles dans la partie haute de leur cours (Haut-Morvan) avec un sens d'écoulement Sud-Nord. Plus à l'Ouest, dans le *Morvan troué*, les rivières ont tendance à couler plus franchement vers le Nord-Ouest, puis vers le Sud, le long de la faille-limite et dans le Bazois. La ligne de partage des eaux entre le bassin de la Seine au Nord (Yonne, Bruy) et celui de la Loire au Sud (Veynon, Garat, Guignon) passe par une ligne joignant approximativement Blismes à Vaumery et Château-Chinon.

La forêt est abondante dans le Haut-Morvan, couvrant une bonne partie des croupes et des versants. Les essences indigènes comme le chêne et le hêtre y sont les plus répandues, mais il existe localement d'abondantes plantations de sapins. La forêt couvre aussi et d'une manière systématique les sols très acides de la rhyolite ignimbritique de Montreuillon, impropres à la culture. Dans la zone vallonnée du *Morvan troué*, cultures et pâturages se partagent le paysage bocager dans les zones à faible pente, mais la forêt se retrouve, surtout le long des pentes plus abruptes ou dans les zones d'affleurements rocheux. En général, l'élevage l'emporte sur les cultures. Les bovins de race charolaise se rencontrent plutôt dans les gras pâturages des fonds de vallée alors que les moutons, moins exigeants, se contentent des pentes rocailleuses.

Le peuplement humain du massif cristallin est clairsemé et très dispersé, phénomène en rapport avec la dissémination des points d'eau. Les hameaux comportent en général peu de maisons parmi lesquelles de nombreuses sont en ruines ou restaurées et équipées en résidences secondaires. La population se concentre de préférence en bordure du Cristallin (Moulins-Engilbert, Saint-Péreuse, Dun-sur-Grandry). A cet égard, la ville de Château-Chinon, située en plein massif, est une exception qu'explique sa position historique sur un point haut d'une voie de communication importante entre le Morvan nivernais et le Morvan bourguignon.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Cette histoire débute précocement par l'existence de roches métamorphiques de nature gneissique prédominante et d'âge antécambrien, partie intégrante du noyau arverno-vosgien. Ce matériel, antérieur au Briovérien supérieur, n'affleure pas sur le territoire de cette carte mais abonde sur celles d'Avallon, de Quarré-les-Tombes et d'Autun. Il n'en forme pas moins une bonne partie du socle sous-jacent. La phase suivante liée à l'orogénèse calédonienne existe sans doute, mais sans avoir laissé de traces nettes accessibles aux recherches actuelles. En fait, l'orogénèse hercynienne, qui a marqué profondément le Morvan comme l'ensemble du Massif Central, nous cache souvent les manifestations plus anciennes(*).

Les faits les plus marquants de cette orogénèse hercynienne sont liés à l'existence, à l'emplacement du Morvan et de la partie nord du Massif Central en général, d'une zone axiale dirigée grossièrement Est-Ouest (N 80°E dans le Morvan) et allant de la Bretagne du Sud aux Vosges du Sud et à la Bohême. Cette zone a été marquée à l'Hercynien par une activité volcanique et plutonique intense. C'est la zone des tufs anthracifères (tufs rhyolitiques, rhyodacitiques et rhyolitiques). C'est la zone où les granites à biotite et les leucogranites à deux micas abondent, formant comme une ceinture périphérique du Bassin parisien dans sa partie sud.

Ces fait sont les suivants par ordre chronologique : volcanisme basique initial de la chaîne d'âge dévonien et dinantien inférieur (association magmatique calco-alkaline), volcanisme suborogénique viséen des tufs anthracifères et plutonisme (granites monzonitiques à biotite et granodiorites) rattachés à l'association magmatique subalkaline entre le Viséen moyen et le Westphalien selon une direction E-W ou NE - SW, tronçonnement westphalien avec la mise en place des leucogranites selon la direction E-W ou N-S, magmatisme anorogénique au Stéphanien et au Permien accompagné d'une formidable érosion qui a démantelé le massif sur une épaisseur de plusieurs kilomètres avec éruptions rhyolitiques dans le bassin de Montreuillon et la formation d'une caldeira (J. Carpena *et al.*, 1984) : cette activité volcanique finale ou posthume de la chaîne hercynienne serait liée à un magmatisme basique sous-jacent. C'est ce magmatisme qui se serait manifesté sous la forme plus directe, bien que plus discrète, des lamprophyres filoniens.

(*) A la lumière d'une conception récente (A. Autran, 1978), le métamorphisme et la structuration du noyau arverno-vosgien serait moins ancien et à rapporter à une phase calédonienne tardive (Dévonien inférieur).

Le tronçonnement des plis hercyniens en plusieurs phases depuis le Westphalien est sans doute responsable de la richesse en gîtes filoniens hydrothermaux (M. Roques, 1971).

L'orogénèse hercynienne passée, le massif se présente alors sous forme d'une pénéplaine sur laquelle les molasses saxoniennes provenant de l'érosion du massif étaient plus étendues que de nos jours. Il acquiert son individualité au Thuringien, date du début de la surrection verticale d'ensemble.

Sur le vieux socle hercynien grossièrement pénéplané s'est avancée la transgression triasique. La mer venait de l'Est et n'a pas recouvert le Morvan. Il est possible qu'un golfe contournant le Morvan par le Sud ait atteint le Nivernais expliquant épaisseurs et faciès du Trias des sondages de Blanzay et de Decize (hypothèse J. Ricour), mais une communication directe avec le Bassin de Paris n'est pas à exclure. Sur une grande partie de la bordure occidentale du Morvan, on attribue au Trias des formations dolomitiques, postérieurement silicifiées (assise de Chitry) qui pourraient s'être déposées dans des lagunes paraliques par corrosion du socle. Les relations de ce dépôt avec le Trias vrai ont été très discutées; sont-elles antérieures à la transgression triasique (du Keuper supérieur), sont-elles contemporaines?

Le Rhétien a une paléogéographie très voisine de celle du Trias; la mer n'a pas atteint la bordure occidentale du Morvan et, s'il existe, c'est sous forme de grès continentaux dont la palynologie encore sujette à caution serait rhétienne (grès de Saint-Revérien).

L'Hettangien marque l'apogée de la transgression secondaire sur le socle morvandiau. D'une part le Morvan est entièrement submergé, d'autre part il se produit un affaissement des régions occidentales qui provoque un épaississement rapide de cet étage à l'Ouest du Morvan. A la fin de l'Hettangien, une première régression est marquée par un hard ground qui rabote l'Hettangien supérieur et s'accompagne de galets à la base du Sinémurien.

Pendant le Sinémurien s.st. et le Lotharingien inférieur et moyen, la région est recouverte de faciès agités et littoraux peu épais: le Calcaire à Gryphées.

A partir du Lotharingien supérieur, la sédimentation devient plus marneuse; elle annonce les alternances de calcaires et de marnes du Carixien et le dépôt homogène et monotone des argilites du Domérien inférieur.

Au Domérien supérieur réapparaissent des faciès de plus haute énergie: calcaires bioclastiques à nombreux fossiles.

La sédimentation marneuse reprend au Toarcien; les 50 à 80 m de sédiments qui le constituent montrent des faciès très homogènes et, si les isopaches de l'étage (fig. 10) reproduisent assez fidèlement "l'éperon bourguignon", les rivages sont très éloignés et aucun apport grossier n'est décelable depuis le Lotharingien.

Avec le Dogger, des calcaires bioclastiques et des faciès à Polypiers témoignent des conditions subrécifales de cette région au Jurassique moyen.

Les surfaces anté-valanginien supérieur possible et anté-albiennes probable ne présentent pas de témoins visibles selon F. Seddoh (1973). Mais un aplanissement éocène (J. Beaujeu-Garnier, 1951) pourrait correspondre aux niveaux

440-450 du *Morvan troué* de la carte, aplanissement antérieur à l'effondrement oligocène du Bazois et de la Limagne. On observe, en outre, une surface miocène ou mio-pontienne avec replats post-pontiens (J. Beaujeu-Garnier, 1951) qui correspond au changement de direction des cours d'eau. C'est peut-être à cette surface qu'il convient de rattacher l'arénisation ancienne dont parle F. Seddoh (1973). Mais, selon cet auteur, la plus grande partie des arènes morvanelles provient d'une altération plus récente, d'âge quaternaire, avec influences périglaciaires (niveaux cryoturbés).

DESCRIPTION DES TERRAINS

Notions de contact et de zonalité

Le terme de contact entre roches, tel qu'on l'emploie habituellement en géologie, ne s'applique pas forcément à propos des relations entre certains types de roches de profondeur (roches grenues et microgrenues). Dans les régions correspondantes, la notion de contact brutal doit souvent céder la place à celle de zonalité, c'est-à-dire de variations très progressives qui ne deviennent sensibles qu'à l'échelle de l'hectomètre et même du kilomètre. D'où la difficulté par exemple de lever et de représenter la limite entre le granite à biotite et les granophyres très cristallins de son toit, ou encore la limite entre la granodiorite et la microgranodiorite.

PRIMAIRE

Roches sédimentaires dinantiennes (Culm) et stéphanienes

h2a. Viséen inférieur. Cornéennes. Il a été rapporté à cet étage, qui correspond à l'anticlinal axial de Mourceau à la Come dans le Sud de la feuille, des schistes compacts sombres transformés en cornéennes, avec parfois des quartzites et des poudingues, l'ensemble associé à un volcanisme basique pyroclastique (andésilabradorites). Au microscope, on y observe un grand développement de minéraux de type chlorite, épidote, zoisite, calcite, attribuables au métamorphisme de contact du granite à biotite. S'y ajoutent des sulfures parfois visibles à l'oeil nu en mouches (galène).

Ces roches avaient jadis été considérées comme dévoniennes (Château-Chinon, 1/80 000, 1937) par similitude avec les formations frasniennes associées à des roches vertes et famenniennes associées à un volcanisme spilitique de la région de Bourbon-Lancy (série de la Somme, H.-G. Carrat, 1969 a et b). Ce rapprochement est sans doute inexact, les spilites n'ayant pas été reconnues à Mourceau. De plus les Conodontes caractéristiques du Dévonien n'ont pas été identifiés en dépit de quelques recherches faites à ce sujet. Il semble qu'un Viséen inférieur soit plus représentatif de l'âge de ces roches, surmontées de schistes et quartzites qui appartiennent encore au Viséen inférieur. C'est d'ailleurs l'âge qui en a été donné dans l'édition 1965 de la feuille Château-Chinon à 1/80 000. Mais il faut noter la présence d'andésilabradorites à la base du Viséen supérieur des Vosges méridionales selon M. Coulon (1977).

h2b. Viséen inférieur terminal. Schistes à débit spathique. Il s'agit de schistes plus tendres et plus fissiles que les précédents avec une couleur gris sombre et parfois des placages ferrugineux le long des joints. On y observe aussi des niveaux plus détritiques tels que quartzites et poudingues. Ces roches se situent

dans la partie médiane du faisceau-synclinal de la carte. Ces schistes sont abondants entre Moulins-Engilbert et Clinzeau. Ils peuvent y être en lambeaux emballés dans les tufs de rhyodacite tels qu'ils se voient dans la carrière Lescame.

Au microscope, on observe parfois, distribués selon la schistosité, de fins nodules sombres imputables à un métamorphisme naissant.

Au plan de la paléontologie, ces roches n'ont pas été datées et leur âge par rapport à celui des cornéennes n'est pas net (voir ci-dessus). En revanche, une certaine précision a été apportée par les mesures d'âge absolu de la microgranodiorite qui vient au-dessus. Cette roche, variété du granite de Gien-sur-Cure, a été rapportée en effet au Viséen moyen (mesure sur isochrone de la roche totale sur le granite de Gien : 335 M.A. selon M. Roques *et al.*, 1971). De plus, dans la carrière de Cussy-en-Morvan, cette microgranodiorite emboîte une lentille de calcaire fossilifère du Viséen moyen ou du Viséen inférieur terminal (V_{26} selon B. Mamet, 1967, 1968 ; entre V_{16} gamma et V_{2a} selon D. Vachard, 1976). La datation des schistes et quartzites au Viséen inférieur apparaît ainsi comme vraisemblable.

h2d-5. Viséen supérieur et Stéphanien. Schistes à couches d'antracite. Il s'agit de petits lambeaux sédimentaires d'arkose et de débris de rhyolite intercalés dans les tufs de rhyolite. Ces lambeaux contiennent parfois des lentilles d'antracite qui ont donné lieu autrefois à des travaux de recherche, voire même à de petites exploitations (Montlifé sur la feuille Corbigny, la Velle au Nord de Blismes, Buchot près de Bussy, Releure, Seuillot, etc.). Mais, compte tenu de leur faible extension et de leur dissémination, leur valeur économique reste faible. Leur représentation sur la carte est fictive.

Dans les 1ère et 2ème éditions de la feuille Château-Chinon à 1/80 000, ces dépôts furent rapportés au Stéphanien. Par la suite, cette assimilation fut mise en doute, aucune preuve paléontologique ne l'ayant étayée. De plus l'étude de la composition chimique des charbons a montré que certains d'entre eux, comme ceux de Blismes, avaient donné un anthracite typique à rapporter vraisemblablement au Culm viséen (H.-G. Carrat, J. de la Comble et R. Feys, 1966) (*).

Mais d'autres gîtes de schistes charbonneux, situés hors de la carte comme à Enost (feuille Autun), n'ont pas abouti à la même certitude et l'âge stéphanien n'y est pas exclu. C'est pour cette raison qu'a été maintenue sur la carte Château-Chinon l'éventualité des deux âges viséen et stéphanien.

(*) Des déterminations d'âge très récentes à partir de données palynologiques et par traces de fission ont donné des résultats différents : les tufs de Blismes contenant des niveaux de schistes à anthracite seraient, dans leur partie supérieure, Stéphanien B à C (J. Carpena *et al.*, 1984).

Roches volcaniques, microgrenues et grenues de la couverture

Si l'on met à part les rhyolites claires à grain fin, surtout localisées dans l'Ouest du bassin de Montreuilon, une distinction importante s'impose parmi les roches cristallines de surface et de demi-profondeur entre, d'une part, des roches gris plus ou moins sombre à grain fin à moyen de vilain aspect et, d'autre part, des roches claires souvent rosées à grain plus grossier et d'aspect frais. Les premières, bien que parfaitement consolidées, sont fréquemment broyées ou très altérées. Elles forment la plus grande partie du faisceau-synclinal et de la partie centrale du bassin de Montreuilon. Elles ont un âge viséen(*). Les secondes sont à quartz bien développé et surtout à grands feldspaths, caractères qui expliquent le qualificatif de *porphyrique* qui leur a été donné comme signe distinctif. Mais il en existe aussi des faciès clairs à grain fin souvent filoniens et postérieurs à l'ensemble. Ces roches porphyriques et à grain fin associées appartiennent à ce qu'on peut appeler le *cortège microgrenu* du granite. Elles seront traitées ultérieurement dans la même rubrique que ce dernier.

Seront envisagés successivement ici :

- les roches volcaniques basiques (Viséen inférieur),
- le complexe rhyodacitique et granodioritique du faisceau-synclinal (Viséen moyen et supérieur),
- le complexe rhyolitique effusif du bassin de Montreuilon (Viséen supérieur à Permien).

Roches volcaniques basiques

ff αβ. Tufs andési-labradoritiques. Ces roches, peu abondantes sur la carte, accompagnent les schistes et cornéennes de l'anticlinal axial. Il s'agit de roches sombres à grain fin où le microscope permet de déceler, au travers d'une forte altération, l'existence de plagioclases basiques et de ferro-magnésiens de type amphibole dans une texture qui semble être celle de tufs épiciastiques. Leur aspect et leur composition chimique ne sont pas en faveur de l'interprétation en spilites. Ils ont été désignés provisoirement sous le nom de "tufs andési-labradoritiques".

Complexe rhyodacitique et granodioritique du faisceau-synclinal

Ces roches forment un ensemble géochimiquement assez homogène mais avec des variations dans la cristallinité.

(*) L'âge viséen est surtout valable pour les roches du faisceau-synclinal car, pour celles du bassin de Montreuilon (tufs de Blismes), cet âge est mis en doute dans des études récentes (J. Carpena et al., 1984). Ces tufs seraient stéphaniens, au moins pour la partie supérieure de l'assise.

ρ^3 . **Rhyodacite potassique en laves et tufs indifférenciés (tufs rhyodacitiques I)**. Ce sont des roches de teinte foncée avec de petits cristaux blancs ou rosés de 2 à 3 mm qui tranchent sur le fond sombre vitreux. Elles affleurent surtout dans la partie sud-est de la carte et sur les cartes voisines. Au microscope, on observe surtout le plagioclase de type andésine, plus rarement du labrador et de l'albite, et la biotite chloritisée. Le quartz et le feldspath potassique sont moins abondants. Des formes trapues à remplissage secondaire de chlorite ou de quartz ont été des pyroxènes. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. La pâte assez abondante est vitreuse mais marquée par un début de dévitrification en fins pointements d'éponges quartzieuses allant jusqu'à des sphérolites. Le tuf semble le plus fréquent à en croire l'abondance des échantillons à cristaux éclatés ou fragmentaires, mais il existe des formes à cristaux entiers, à mésostase abondante, qu'on hésite à classer comme tels.

La cataclase et l'altération sont permanentes dans cette roche. S'y ajoute souvent un développement d'ampleur variable de minéraux secondaires, lié au métamorphisme de contact : épidote, leucoxène, calcite, albite, quartz secondaire, avec, accessoirement, recristallisation de la biotite.

$\mu \Upsilon^4$ - ρ^3 . **Microgranodiorite potassique, passant à la granodiorite**. A le même aspect que les précédentes roches sinon sensiblement plus clair du fait d'une cristallinité plus accusée. Les minéraux constitutifs sont les mêmes que dans la rhyodacite mais la biotite y est parfois plus fraîche, brun-rouge vif selon Ng. La cristallinité est variable d'un point à un autre depuis l'existence de micropegmatite auréolaire jusqu'à l'envahissement complet de la mésostase par cette micropegmatite et, à l'extrême, jusqu'à une roche grenue à texture micrographique. L'altération et le broyage de ces roches sont également la règle et la paragenèse minérale qui accompagne ces phénomènes est la même.

Υ^4 . **Granodiorite des Moulins d'Yonne, à biotite et amphibole**. Une place à part peut être faite à cette roche qui affleure en contrebas de Château-Chinon, sur les bords de l'Yonne et sur les croupes voisines. Il s'agit d'une roche grenue avec ou sans texture micrographique qui possède en outre de l'amphibole verte en cours de biotitisation. Des mesures de plagioclases zonés ont donné An 35 au cœur des cristaux et An 30 à la périphérie. Cette roche, bien que broyée, est en général moins altérée que la précédente.

$\mu \eta^{1-2}$. **Microdiorite quartzique de Mourceau, à biotite et pyroxène**. Dans la zone d'affleurement des cornéennes du Viséen inférieur et indépendamment du volcanisme basique qui leur est associé, on rencontre une roche gris sombre sensiblement distincte de la microgranodiorite commune. Sur un fond homogène à grain fin se détachent des feldspaths et des baguettes de ferro-magnésiens. On lui donne parfois le nom de *faciès de Mourceau*, qui se retrouve plus au Sud.

Au microscope, on observe les phénocristaux suivants : andésine basique zonée, biotite saine, pyroxène, amphibole vert pâle de type actinote ou ouralite, très peu de feldspath potassique. La biotite automorphe est accompagnée d'une fine cristallisation de biotites secondaires en baguettes pléochroïques qui existent aussi sur les autres minéraux ferro-magnésiens. Le second temps est microgrenu mais sans micropegmatite.

Les minéraux identifiés sont en faveur de l'interprétation en microdiorite quartzique. On rencontre d'ailleurs à proximité, sur la carte Fours, de véritables microdiorites. Mais il ne s'agit pas de roches géochimiquement très différentes

de la microgranodiorite. C'est pourquoi elles ont été incorporées dans le grand ensemble rhyodacitique et granodioritique.

my Y⁴. Granodiorite mylonitique de l'Homme. Indépendamment des faciès broyés habituels à cette série, il existe près de la bordure nord, au contact du granite à biotite, une granodiorite à biotites orientées, présentant parfois l'aspect d'une blastomylonite. Il s'agit d'un véritable laminage de la roche. Mais ce laminage est irrégulier et, sur le même échantillon, à côté de passées à structure sub-planaire, il est des zones moins marquées par l'écrasement qui permettent d'identifier la granodiorite primitive.

Au microscope, ces dernières zones montrent un quartz abondant et broyé, un plagioclase zoné de type andésine ou labrador acide (un échantillon a donné An 45 avec fine bordure An 32), un feldspath potassique perthitique, de la myrmékite, des biotites anciennes flexueuses et chloritisées et des biotites secondaires en fines lamelles sur les anciens cristaux.

tf ρ^{3v}. Tuf rhyodacitique de Villapourçon (tuf rhyodacitique II). Cette roche n'a été rencontrée qu'à l'extrême pointe sud-est de la carte. Mais elle abonde sur les feuilles voisines, en particulier celle de Fours où se trouve Villapourçon. Appelée tuf par la plupart des auteurs (H.-G. Carrat, 1969 a et b), cette roche a été souvent distinguée de la rhyodacite précédente en laves et tufs par son aspect bien particulier, son homogénéité, sa grande extension et parfois son débit en bancs.

L'aspect général de la roche est frais dans les gris bleuâtre foncé, parfois gris verdâtre quand elle est altérée. C'est l'aspect d'une roche gréseuse par le grain régulier de un à plusieurs millimètres d'où le nom de *tuf caviar* qui lui a parfois été donné.

Au microscope, on observe des minéraux abondants souvent fragmentaires dans un ciment fin plus ou moins homogène et en général peu dévitrifié : quartz, parfois bipyramidé toujours craquelé ou en esquilles à limpidité parfaite, andésine basique, plus rarement labrador, biotite hexagonale orientée souvent déchiquetée et chloritisée, plus rarement décolorée ou simplement altérée en hydrobiotite, feldspath potassique peu abondant, zircon. Des passées à grain plus fin, sans forme propre, s'y rencontrent parfois. A plus fort grossissement, on y observe comme des filaments torsadés qui correspondent à des échardes de verre.

L'apparement de cette roche aux ignimbrites tel qu'il a été proposé par C. Carquille (1971) à propos des tufs de la carrière de Thury, à l'Est du bassin d'Autun, ne semble pas souhaitable. Le terme de tuf semble plus approprié.

Unité de la série rhyodacitique et granodioritique. Relations entre les divers types. Cette série présente des variations dans la structure de la roche et dans ses caractères géochimiques, les termes les plus basiques correspondant surtout à l'anticlinal axial de Mourceau - la Come mais aussi, dans la partie nord, au contact du granite à biotite. Elle n'en forme pas moins une famille pétrographique homogène, distincte à la fois du volcanisme basique et des rhyolites du bassin de Montreuillon.

L'étude des relations entre rhyodacite et microgranodiorite a pu être faite dans la carrière Lescame, en exploitation près de Moulins-Engilbert.

Les tufs sombres du fond de la carrière (tuf I) y emballent des lambeaux de schistes viséens de plusieurs mètres de diamètre. En se rapprochant de la route, la microgranodiorite apparaît massivement, surtout sur le côté nord. L'ensemble est recoupé de dykes de microgranite porphyrique plus clair et plus rosé, en particulier à l'entrée de la carrière. Et ces dykes ont un aspect nettement tranché sur celui des autres roches.

La microgranodiorite passe indubitablement et insensiblement à la granodiorite dans la partie nord du faisceau-synclinal. Leur âge viséen moyen, précisé par celui des lentilles calcaires associées de type Cussy-en-Morvan, est confirmé par les mesures isotopiques du granite de Gien-sur-Cure, équivalent monzonitique de la granodiorite.

Toutes ces observations conduisent à regrouper tufs de rhyodacite I, microgranodiorites et granodiorites au sein d'une même association volcano-plutonique de nature granodioritique et d'âge viséen moyen.

Quant aux tufs II de Villapourçon, ils occupent une position haute dans le faisceau-synclinal et constituent la dernière émission volcanique de la série (tufs anthracifères du Viséen supérieur).

Position des granodiorites et problème du granite de Gien-sur-Cure. Le granite de Gien-sur-Cure (Υ^3), roche rencontrée seulement en enclaves dans les microgranites de la feuille Château-Chinon, mais affleurant largement dans la partie orientale du faisceau-synclinal (H.-G. Carrat, 1972), est l'équivalent de la granodiorite qui affleure, elle, dans la partie nord-ouest. Ces deux roches, définies indistinctement sous le nom de "granulite à mica noir" par Auguste Michel-Lévy (1883), ont été décrites comme une "formation dans laquelle apparaissent des lambeaux disloqués de schistes de transition". Albert Michel-Lévy (1908), de son côté, y voyait une partie intégrante de "l'ancienne voûte" du granite batholitique qu'il considérait comme unique, en un mot un "granite de digestion incomplète". Par la suite, H.-G. Carrat et F. Weber (1958) adoptèrent cette opinion d'une granitisation incomplète, mais contestèrent son appartenance au granite batholitique. Ces auteurs faisaient de la roche un granite ancien, opinion étayée par la suite par les premières mesures isotopiques (Y. Vialette, 1961).

Métamorphisme de contact. La série rhyodacitique et granodioritique a été diversement affectée par le métamorphisme. Les zones les plus marquées sont celles de l'anticlinal axial et de la bordure nord au niveau de la granodiorite mylonitique de l'Homme. Il s'agit en particulier d'une biotitisation secondaire en fines paillettes surtout réparties en bordure des phénocristaux de biotite primaire. Le pyroxène et l'amphibole peuvent être affectés par le phénomène dont les équations peuvent être établies ainsi :

biotite \rightarrow biotite + sphène ou leucoxène
pyroxène-amphibole \rightarrow biotite + épidote + clinozoisite
(avec amphibole d'altération deutérique possible).

Parallèlement, il y a albitisation du plagioclase observable dans les fines taches d'albite développées au coeur des cristaux. Ces deux phénomènes se sont faits vraisemblablement avec apport mais l'altération postérieure des roches rend difficile l'estimation de cet apport par les analyses chimiques. Les variations dans l'intensité du phénomène montrent qu'il s'agit d'un métamorphisme de contact.

Complexe rhyolitique effusif du bassin de Montreuilon

ρ². Rhyolite calco-alcaline de Blismes — Montigny (tufs et laves). Toute la partie centrale du bassin de Montreuilon est faite d'une roche gris bleuté, gris verdâtre ou brune, de teinte intermédiaire entre la rhyodacite plus sombre et la rhyolite dite *rhyolite blanche*. Deux faciès de cette roche s'y mélangent sans qu'il soit possible d'en faire une cartographie distincte à l'échelle de la carte : d'une part, une belle roche à feldspaths (2 à 3 mm) de deux couleurs et à pâte fine bleutée correspondant à la lave, d'autre part et surtout une roche moins homogène d'aspect détritique, parfois bréchique, localement associée à des roches sédimentaires. Il s'agit là du tuf consolidé.

Au microscope, les phénocristaux sont le quartz corrodé, le plagioclase séricitisé (albite ou oligoclase acide) plus abondant que le feldspath potassique de type sanidine ; la biotite altérée en hydrobiotite ou transformée en chlorite ou phyllites incolores du groupe illite contient des inclusions d'apatite, de monazite et de zircon. Ces cristaux peuvent être automorphes ; ils sont souvent éclatés ou fragmentaires. Jamais il n'a été observé de biotite recristallisée. Des squelettes de forme octaédrique remplis de chlorite ont pu être des pyroxènes. On observe, en outre, du sphène et du rutile. Le second temps, initialement vitreux, apparaît avec des pointements spongieux de dévitrification qui se distinguent en clair sur le fond sale indifférencié. La lave présente des phénocristaux automorphes plus abondants, moins brisés, pratiquement jamais éclatés, mais les minéraux restent les mêmes dans les deux faciès.

ρ¹⁻². Rhyolite subalcaline du mont Chéru (laves). Cette roche affleure surtout dans la région de Montreuilon (feuille Corbigny) où elle a jadis été exploitée. La carrière du mont Chéru actuellement envahie par la végétation permet néanmoins les observations. Il s'agit de coulées en petits bancs superposés de l'ordre de 10 cm d'épaisseur. C'est une roche très claire à grain fin, d'un blanc légèrement teinté de gris ou de vert. On y observe à l'oeil nu le plagioclase, le quartz et le mica en très fines paillettes sombres. Dans la carte Château-Chinon, elle n'a été observée que dans la forêt de Grandry.

Au microscope, les phénocristaux sont un quartz automorphe parfois arrondi, un plagioclase d'assez grande taille, gris, peu séricitisé, de type albite (anciennement oligoclase), un feldspath potassique moins abondant que le plagioclase, des biotites chloritisées ou décolorées, apatite, zircon, peut-être monazite. Le second temps est vitreux en cours de dévitrification peu avancée. Comme minéraux d'altération : calcite, chlorite, mica blanc à axes parallèles avec la chlorite, opaques.

ρ^{1a}. Rhyolite alcaline dite "rhyolite blanche de Grand'ry" (lave dominante). Cette roche très claire, rouillée dans ses joints lorsqu'elle est envahie par l'hématite, se distingue de la rhyolite du mont Chéru par l'absence d'une teinte verdâtre et l'abondance de petits cristaux de quartz d'aspect sombre tranchant sur le fond blanchâtre. Elle affleure en particulier dans une petite carrière abandonnée sur la route de Grand'ry à Blismes peu après le pont de chemin de fer, ainsi qu'au Nord de Blismes. On peut rattacher éventuellement à ce type la rhyolite claire de Buchot, celle de la Faye près de Châtin et la brèche volcanique qu'on rencontre le long du ruisseau de la Grande Genête près de Quincize.

Au microscope, cette roche se distingue de la précédente par une grande altération des phénocristaux, le plagioclase étant complètement transformé, les formes géométriques initiales étant parfois soulignées par des alignements de

quartz secondaire. Le plagioclase perd même parfois sa forme propre et devient alors un amas de séricite plus ou moins calcitisée. Le feldspath potassique, parfois arrondi ou fragmentaire est maculé de taches d'albite secondaire plus ou moins vidées de leur substance d'où un aspect carié ; la biotite est complètement décolorée et ne se reconnaît plus que par sa forme et l'existence d'opagues. L'apatite et le zircon sont toujours présents. La pâte est vitreuse à grain fin avec un début de dévitrification locale. Elle contient des microlites de quartz, de feldspaths et de micas. Les affleurements du ruisseau de la Grande Genète correspondent à une véritable brèche volcanique à éléments anguleux tour à tour clairs, avec fluidalité nette, ou noirs. Ces derniers correspondent à de fins débris de cristaux enrobés d'un ciment riche en biotites mal individualisées avec matériau opaque susceptible de contenir du charbon, dont l'existence n'a pas été confirmée au laboratoire (R. Feys). Dans son aspect général, la rhyolite de Grand'Ry rappelle la rhyolite du mont Chéru, si ce n'est sa très forte altération accompagnée d'une silicification très accusée qui s'exprime dans les analyses chimiques.

ρ^{1b}. Rhyolite alcaline rose de Bruy (tufs ou laves). Cette roche rose à grain fin, parfois violacée, rappelle l'ignimbrite de Montauté ci-après, si ce n'est un aspect plus vacuolaire. Elle rappelle aussi la rhyolite de Sincey-lès-Rouvray dans le Nord du Morvan (feuille Quarré-les-Tombes). Son extension est limitée à la vallée du Bruy où elle s'aligne selon la direction Est-Ouest à W.NW qui, prolongée vers l'Ouest, conduit à la grande carrière de Montauté.

Au microscope, on observe : quartz peu corrodé parfois fragmentaire, albite maclée peu séricitisée, plus abondante que le feldspath potassique automorphe ou d'aspect noduleux parfois carié, biotite en baguettes décolorées ou en microlites semblablement altérés, *boxes* automorphes remplis de calcédoine qui ont pu être des pyroxènes. La biotite est statistiquement orientée. La pâte est très fine et vitreuse. L'altération violacée très locale est liée à des manifestations hydrothermales.

ρ^{1c}. Rhyolite alcaline ignimbritique. Elle affleure abondamment dans l'Ouest du bassin de Montreuillon ainsi que dans le Bazois sédimentaire à la faveur de l'érosion des fonds de vallée. Son affleurement déborde largement sur le territoire de la carte Corbigny atteignant au total plus de 20 km². C'est le "porphyre pétro-siliceux" d'Auguste Michel-Lévy (1883).

Cette roche compacte à grain fin est très homogène. Elle forme le matériau d'empierrement exploité dans la grande carrière de Montauté où son débit prismatique est spectaculaire. On retrouve cette roche parfaitement reconnaissable jusque dans la forêt de Grandry au Sud. Le grain de la roche est fait de cristaux de quartz de 1 à 3 mm et de feldspath potassique un peu plus volumineux. Trois aspects s'observent dans la carrière suivant la couleur : gris-beige clair pour le faciès sain, brun violacé à violet foncé pour le faciès oxydé par l'action hydrothermale et jaunâtre par décoloration du faciès violacé le long des joints de ce dernier. Des types très fluidaux peuvent s'observer dans la partie sud de la carte Corbigny (moulin Michelot près de Mouron).

Au microscope, on identifie les phénocristaux suivants : quartz abondant en monocristaux automorphes ou corrodés et en cristaux cassés et séparés ou simplement éclatés, orthose plus abondant que l'albite de taille plus petite, biotite pléochroïque avec inclusions d'apatite, de zircon et de monazite, ce dernier minéral étant relativement abondant. Dans la variété oxydée, l'albite perd son sodium pendant que ses macles s'estompent, la biotite se chloritise et

apparaissent les minéraux d'altération secondaire: calcite, sphène, rutile, épidote, quartz. La pâte est claire mais hétérogène. Les structures vitroclastiques en X et Y, communes dans les ignimbrites, ne s'y voient que rarement, sans doute masquées par la recristallisation. Par contre les *flammes*, éléments vitreux à granulométrie plus fine, s'observent fréquemment sous forme de festons à bordure fibroradiée et à cristallisation plus ou moins équigranulaire dans la partie centrale (A. Chabanel, 1975).

Les enclaves de l'ignimbrite peuvent appartenir à d'autres roches ou provenir de l'évolution de son magma propre. Parmi les premières il faut signaler les enclaves de rhyolite ou tuf calco-alcalin qui, de teinte verte avec contour tranché, peuvent atteindre 7 à 8 cm, les enclaves de schistes de couleur noire de l'ordre du centimètre, les enclaves de cinérites, vertes, sans minéral visible à l'oeil nu, les enclaves de rhyolite à tourmaline de couleur également verte et dépassant rarement 3 à 4 cm avec quartz et feldspath rose visible. Dans les secondes, il faut signaler les enclaves microgrenues à contour mal défini qui sont faites pour l'essentiel de biotite. Elles témoignent d'une cristallisation précoce (A. Chabanel, 1975).

Positions spatiales des diverses roches du complexe rhyolitique effusif du bassin de Montreuillon. A la base de toute la série se trouve le granite de Gien-sur-Cure qu'on rencontre en enclaves dans la zone profonde de la voûte microgrenue au contact immédiat du granite. Sa position est identique à celle de la granodiorite des Moulins d'Yonne et de l'Homme par rapport au granite dans le faisceau-synclinal (âge viséen moyen). Les tufs anthracifères calco-alcalins de Blismes — Montigny viennent au-dessus. On a pu les interpréter comme l'équivalent des tufs II de Villapourçon dans le faisceau-synclinal. Mais ce rapprochement est à abandonner, au moins pour la partie supérieure de l'assise maintenant rapportée au Stéphanien (J. Carpena *et al.*, 1984). Les uns et les autres sont recoupés par le complexe porphyrique microgrenu du toit du granite. La rhyolite blanche de Grand'Ry, en lambeaux résiduels dans le fond des vallées ou sur le flanc des croupes au-dessus des roches précédentes, s'est déposée sans doute plus tardivement, en dépit de son aspect altéré qui d'ailleurs est davantage imputable à la corrosion des minéraux pendant la phase magmatique qu'à une altération postérieure à l'éruption. La rhyolite de Bruy qui occupe une position structurale analogue dans la vallée du Bruy est tardive également. Enfin la rhyolite ignimbritique en position haute dans l'Ouest du bassin est sans doute la dernière venue éruptive.

La position spatiale des différentes assises ne peut être évoquée sans que soit considéré le caractère effondré du bassin ni fait mention de l'abondance des microgranites qui s'y rencontrent, en particulier ceux qui, en dykes alignés spectaculaires, suggèrent des structures annulaires.

Métamorphisme de contact. Il n'a pas été décelé. La très forte altération des roches n'est attribuable qu'à l'action des fluides résiduels issus des éruptions.

Granites et leur cortège microgrenu porphyrique et à grain fin

Granites proprement dits

Les granites occupent une grande surface dans la moitié orientale cristalline de la carte Château-Chinon. Sous forme de granite porphyroïde à biotite, ces roches se rattachent au batholite du Nord du Morvan auquel a été donné le nom

global de *batholite des Settons*, en référence à une localité bien connue qui y occupe une position assez centrale (H.-G. Carrat, 1969 a et b). Mais le granite à biotite de la carte possède des caractéristiques bien particulières. Un cortège de roches à dominante microgrenue l'accompagne. Les leucogranites à 2 micas sont par contre peu abondants dans la feuille.

ρY^{2-3} . **Granite porphyroïde monzonitique potassique à biotite de Dommartin.** C'est le type le plus répandu. Il se distingue peu du granite commun des Settons — Saulieu sinon par un sensible enrichissement en feldspath potassique. Les prophyroblastes, de 2 à 6 cm de longueur, sont uniformément colorés d'un blanc rosé. Le reste de la roche est gris clair ou rosé, cette dernière teinte lorsqu'elle est prononcée étant en relation avec l'altération hydrothermale. On y observe des quartz qui se distribuent en alignements de cristaux figurant un cloisonnement, des plagioclases gris ou franchement rosés jusqu'à être bruns. Le caractère permanent de la roche est son arénisation superficielle qui atteint plusieurs mètres et jusqu'à 20 m de profondeur dans les zones de cuvette. De ce fait, les échantillons sains sont très rares. On les rencontre par exemple dans des carrières abandonnées des bords de l'Yonne près d'Ardilly (tout près du petit pont) ou dans les haldes des anciennes exploitations d'uranium à ciel ouvert. Une roche encore assez saine se trouve près du pont des Moulins en aval d'Ardilly, sur la route de Corancy à Château-Chinon à sa traversée de l'Yonne ainsi que dans la tranchée de chemin de fer près du Chalet.

Au microscope, on observe : quartz automorphe, orthose ou microcline peu perthitique, plagioclase zoné à cœur d'andésine (An 28-33 fréquent) et à bordure plus acide (oligoclase acide ou albite) marqué par la microclinisation, peu de myrmékite, biotite assez abondante brun-rouge foncé à tabac selon Ng, fréquemment tordue et hydratée ou chloritisée, sphène, épidote, hématite, inclusions d'apatite, de zircon et d'uraninite. Des passées à texture micrographique s'y rencontrent.

ρY^2 . **Granite porphyroïde alcalin à biotite et cordiérite de Sermages.** Vers le Sud, le Sud-Est et le Sud-Ouest du massif, surtout au contact du faisceau-synclinal, mais aussi le long de la faille-limite du Bazois, apparaît un granite porphyroïde plus clair, moins micacé. On l'observe, par exemple, dans la région de Sermages, Mouasse, Champeheur. Les mêmes phénocristaux s'y rencontrent à cela près que la cordiérite peut y apparaître. Le caractère potassique demeure, mais s'y superpose une très légère tendance sodique. L'enrichissement très net en silice, connexe d'un appauvrissement aussi net en biotite fait de cette roche un véritable leucogranite à biotite. Mais la distinction qu'il convient de faire entre ce granite, qui n'est qu'une différenciation du batholite, et les leucogranites à deux micas qui appartiennent à un système structural distinct, conduit à conserver le terme de granite. La rareté des affleurements ne permet pas de préciser s'il y a contact brutal ou passage continu entre le granite de Sermages et celui de Dommartin.

ρY^2 . **Granite aplitique, faciès de bordure.** On appelle ainsi les faciès à grain fin irrégulier qui accompagnent parfois le granite porphyroïde de Sermages, formant localement des croupes montagneuses, comme aux Roches de Courvault ou au Bouquet de Saint-Péreuse. Enfin, des filons d'aplite sont fréquents dans ces types de roches. Ces aplites présentent parfois une orientation dans leurs biotites, phénomène observable en particulier en bordure, au contact des granodiorites encaissantes, comme au pont Bertrand. Roches à grain grossier et à grain fin affleurent abondamment dans les bords situés à l'Est de Sermages où le Guignon entame profondément le massif (le

Crot de l'Ours avec sa cascade). Le granite aplitique montre, au microscope, un enrichissement plus accusé en quartz et en albite.

Y^{1c}. Leucogranite alcalin à deux micas et cordiérite, à grain fin. Le leucogranite à deux micas, si abondant sur les cartes plus orientales, où il forme en particulier l'important massif de la Pierre-qui-Vire, affleure peu dans le territoire de la carte Château-Chinon. Il s'agit là uniquement du faciès à grain fin de bordure. On le rencontre surtout sur les bords de l'Yonne (Ardilly, les Moulins, les Vouas, bois de la Faye, Huard) mais aussi plus à l'Ouest (Dommartin).

A l'oeil nu, la roche est claire, homogène, rosée, à petits nids de micas et de cordiérite. Au microscope, on note : quartz automorphe parfois associé graphiquement au feldspath potassique perthitique qui est à orthose dominante, albite ou oligoclase, biotite pléochroïque ou décolorée ou chloritisée dispersée, muscovite primaire, cordiérite altérée en pinité, zircon, parfois monazite et uraninite.

Son mode de gisement est en gros dykes décamétriques à hectométriques intrusifs dans le granite à biotite ou dans la zone profonde de son toit microgrenu. La postériorité du leucogranite par rapport à ces roches s'impose (observation du petit cap de la berge orientale du lac de Pannecière qui prolonge vers le Sud-Ouest la croupe du bois de la Seigne).

Enclaves du granite à biotite. Il en existe de deux sortes, certaines sombres et de nature basique, les autres plus claires et se distinguant mal du granite dont elles possèdent l'aspect général. Les enclaves sombres sont très rares dans le granite de Dommartin mais plus fréquentes dans celui des Settons et de Lormes. Il s'agit de fragments à bords nets de roches basiques transformées. On y décèle parfois des restes de texture doléritique. On peut penser qu'il s'agit de débris arrachés aux épontes lors de la montée du granite. Des études récentes, qui tiennent compte de l'existence de vagnérites à la limite des zones profondes du batholite (vagnérites de Saint-Léger-Vauban), autorisent à voir dans ces reliquats la participation d'un magma basique mantellique à l'élaboration du futur massif granitique, postérieurement au stade de l'immiscibilité des deux magmas (H. Sabatier, 1980 ; P. Isnard, 1981). Les enclaves claires, de même grain que le granite dont elles ont la couleur, s'identifient moins bien et leur contour est moins net. Leur mode de gisement et leur genèse sont encore incertains. Leur localisation dans les zones à gisement d'uranium permettrait de les rapprocher des épisyénites du Limousin, dans le sens de granites privés de leur quartz primaire par une altération pneumatolytique (M. Moreau et G. Ranchin, 1971). Elles ont été rencontrées en particulier près de Planchot, localité tout près de la limite est de la carte, mais sur la feuille Lucenay-l'Évêque. Sont à signaler aussi au Nord de Saint-Hilaire, près de la Volotte et dominant la ferme, des affleurements de microgranite rubéfié semblant marqué par un phénomène de déquartzification.

Cortège microgrenu porphyrique du granite à biotite

Ces roches se rencontrent en abondance à la périphérie du massif de granite, immédiatement au contact de ce dernier ou recoupant la couverture volcanique et sédimentaire viséenne sus-jacente. Ce qui frappe tout d'abord, c'est l'unité d'aspect de ces roches à deux temps de cristallisation, à grain souvent grossier et de couleur claire, souvent rosée en surface, qui tranche sur le fond plus sombre des rhyodacites du faisceau-synclinal ou des rhyolites calco-alcalines du bassin de Montreuilon.

Leur caractère commun au point de vue du grain est de posséder des grands cristaux de feldspath potassique bien que la taille et l'abondance de ces cristaux varient beaucoup d'un faciès à l'autre. Ces roches ont fréquemment reçu le nom de "porphyres" dans la littérature. Ce terme a été réservé ici aux faciès à grain plus fin, parfois aphanitiques, qui sont les plus tardifs.

Au point de vue structural d'ensemble, les variations de ces roches, liées à des processus magmatiques et post-magmatiques, doivent être abordées dans le sens d'une zonéographie. Mais le détail des variations de faciès est difficile à cartographier à l'échelle du 1/50 000. Nous retiendrons les types de roches suivants :

- a et b — le granophyre calco-alkalin porphyrique à bordure rhyolitique,
- c — la rhyolite porphyrique en dykes,
- d — le porphyre quartzifère filonien à grain fin.

Les types a, b et c seront groupés dans la même cartographie et, seuls, les porphyres quartzifères filoniens seront distingués.

μ Y²⁻³. Granophyre porphyrique à bordure rhyolitique.

• **Granophyre proprement dit (faciès profond).** C'est le faciès le plus proche du granite porphyroïde aussi bien dans son aspect général que dans sa proximité. Souvent arénisé comme lui, il s'en distingue alors aux yeux de l'observateur attentif par le caractère plus globuleux et plus dispersé de ses quartz et par l'automorphie plus nette de ses biotites. La roche saine ou à cohésion suffisante montre à l'oeil nu un fond cristallin sur lequel tranchent de grands feldspaths potassiques rectangulaires ou arrondis pouvant atteindre 5 centimètres. Sa couleur est gris clair, gris rosé ou franchement rosée.

Au microscope, le granophyre possède dans son premier temps les cristaux du granite : quartz hyalin, plagioclase (andésine à albite), orthose ou microcline poecilitique avec figures d'accroissement, biotite chloritisée, apatite et zircon, parfois allanite, épidote et calcite d'altération. Alors que le plagioclase domine habituellement le feldspath potassique, dans la carrière Lescame près de Moulins-Engilbert, c'est le contraire, le feldspath potassique l'emportant sur le plagioclase qui est de l'albite. Le second temps présente souvent, mais pas toujours, des figures de micropegmatite passant parfois à des figures graphiques et la roche devient alors un granite à texture micrographique. Ainsi, de ce point de vue, le passage semble progressif entre granophyre et granite qui renferme lui-même des passées micrographiques résiduelles dans les échantillons de bordure. Mais ce passage progressif ne constitue pas le seul mode de gisement des granophyres vis-à-vis des granites : il existe aussi des nappes et surtout des dykes de cette roche qui recourent le granite, tels qu'on en observe par exemple sur les bords du lac de Pannecièrre, comme au pont des Moulins.

Il y a des variations importantes de caractère zonal dans la composition des granophyres. Ainsi ceux du Sud et surtout de l'Est du bassin de Montreuil sont moins acides et plus calciques que ceux du faisceau-synclinal. Ils rappellent à cet égard les granophyres de Montsauche (feuille Saulieu) et de la carrière de Picampoix dans le Bazois. Mais ils sont sensiblement plus potassiques que ces derniers. Ces variations sont d'ailleurs corrélatives de celles, également zonales, du granite sous-jacent, phénomène qui sera considéré à nouveau dans le chapitre sur la géochimie.

• **Faciès microgrenus à rhyolitiques de la partie haute de l'enveloppe.** En s'éloignant du granite, le granophyre devient progressivement moins cristallin et acquiert de proche en proche un aspect plus vitreux dans la mésostase, aspect qui se manifeste davantage au contact de la couverture sus-jacente. Les variations sont les suivantes en allant du granite à la couverture :

— le second temps devient plus fin et acquiert une teinte rosée, plus rarement grise ou noire ;

— les grands cristaux diminuent en taille et cessent de présenter des figures d'accroissement.

Au microscope, les phénocristaux des faciès de bordure sont approximativement les mêmes que ceux du granophyre profond. Mais la mésostase peut devenir un verre plus ou moins soumis à la dévitrification ou être caractérisée par un développement de micropegmatite auréolaire qui progresse avec la profondeur pour conduire de proche en proche à une cristallisation complète.

Rhyolite porphyrique en dykes (type c). Le faciès rhyolitique à grands feldspaths peut se manifester en dykes indépendants recoupant la roche précédente. Il se distingue souvent mal de l'encaissant dans la partie haute de l'enveloppe où le granophyre est moins cristallin. On en rencontre en particulier sur le talus de la route bordière du lac de Pannecièrre. Il en est de beaux échantillons dans les carrières abandonnées de bordure de route, tout près du Saut du Gouloux (feuille Saulieu). La composition minéralogique est voisine de celle du granophyre mais il est des dykes de rhyolite porphyrique plus acide où la muscovite peut apparaître sous le microscope.

ΕΥ, ΕΥ-ρ. Porphyres quartzifères à grain fin. Des roches définies comme porphyres quartzifères accompagnent souvent le granophyre, s'en distinguant par une teinte plus claire, un grain moins grossier et des quartz relativement volumineux. Ces roches, s'intégrant dans l'enveloppe microgrenue du granite, n'ont pas fait l'objet d'une distinction cartographique particulière. En revanche, les variétés à grain plus fin, en filons ou dykes mieux individualisables, ont été représentées séparément sur la carte, surtout dans le granite et dans la couverture. De tels dykes se rencontrent, en particulier, dans le bassin de Montreuillon où ils recoupent, comme les rhyolites porphyriques, les tufs de Blismes.

Au microscope apparaissent un quartz pyramidé corrodé d'abondance variable, un plagioclase à albite dominante, de fines biotites chloritisées peu abondantes. Le second temps, à dominante quartzo-feldspathique avec parfois des passées chloriteuses, provient de la dévitrification d'un verre. La micropegmatite auréolaire s'y observe localement. La roche peut être broyée ou altérée avec apparition de phyllites blanches.

L'arénisation affecte bien moins les faciès vitreux ou imparfaitement cristallins que le granophyre profond, ce qui explique la position en relief de ces roches ou de la roche encaissante lorsqu'elle est silicifiée au contact

Enclaves du cortège microgrenu du granite à biotite

Υ³. Enclaves de granite à biotite de Gien-sur-Cure. Ce granite, dont il a déjà été question à propos de la granodiorite, est très peu abondant sur la feuille Château-Chinon. Il y forme une ou plusieurs enclaves de part et d'autre du lac de Pannecièrre entre la Butte de Montriau, le bois de la Faye et le Pré-Neuf,

affleurant surtout aux basses eaux. Sur la rive ouest, une enclave de l'ordre de 50 m de diamètre, encaissée dans le granophyre, a été jadis exploitée en carrière. Cette enclave a été représentée sur la carte.

A l'oeil nu, c'est une roche à grain moyen à fin, de teinte rosée et vilaine d'aspect. Au microscope, on observe : quartz peu abondant et de petite taille, associé au microcline peu perthitique, plagioclase séricitisé, biotite chloritisée avec opaques, résidus de micropegmatite. La roche est broyée et très altérée (H.- G. Carrat, 1969 a et b et 1972).

Enclaves de tufs de rhyolite. On en rencontre de taille décamétrique à hectométrique sur les bords du lac de Pannecière, près de Chaumard par exemple ($x = 718,95$; $y = 2239,4$). La roche est plus sombre que l'encaissant porphyrique. Elle possède une pâte envahie d'hématite. Sur le flanc sud-ouest du mont Breux, une roche broyée orientée est à rapporter à la même origine.

Enclaves de dolérite. Il en a été rencontré en boules de plusieurs mètres de diamètre dans la roche microgrenue du bois de la Seigne. La roche sombre, très dure au marteau, a un débitage en "pelure d'oignon". Le microscope permet d'y reconnaître une dolérite ou un microgabbro.

Autres roches filoniennes

V. Lamprophyres. Ces roches sombres filoniennes ont été observées presque exclusivement dans le granite à biotite et dans la partie profonde de son enveloppe microgrenue. Elles sont particulièrement abondantes dans la cuvette de Saint-Hilaire – Dommartin. Elles sont plus rares dans la partie orientale de la carte. Il s'agit de roches très altérées en surface où elles se présentent sous un aspect terreux de couleur brune peu reconnaissable pour le chercheur non averti. Les travaux miniers et les sondages ont permis d'étudier la roche saine. Noirâtre à grain fin, elle peut être à cassure conchoïdale ou à débitage en boules particulièrement dures sous le marteau. Des échantillons se rencontrent par exemple sur la route D37 près des Chevannes, au Nord de Sermages (fossé de la route) et dans la carrière d'ignimbrite de Montauté. La direction dominante des filons est nord-ouest.

Au microscope apparaissent surtout la biotite pléochroïque brune et le plagioclase en baguettes. Des pseudomorphoses de cristaux ont pu être des olivines. La calcite, très développée, peut envahir toute la roche. On observe aussi de la calcédoine et une apatite abondante. Parfois s'y rencontrent des grands cristaux de quartz, sans doute arrachés aux épontes. La basicité du plagioclase correspond davantage au type kersantite qu'au type minette, mais il existe d'importantes variations dans la composition de la roche.

Qh. Filons minces de jaspé à uranium. Des brèches quartzieuses rubéfiées et des filons de jaspé ont été rencontrés surtout dans le granite à biotite, en particulier dans la région de Saint-Hilaire – Dommartin, Dun-sur-Grandry. Ces formations filoniennes ont une direction régulière nord-ouest. Certaines d'entre elles contiennent des minéraux uranifères : pechblende, autunite, etc. (H.-G. Carrat, 1962).

Q. Filons de quartz blanc. Plus puissants que les précédents, les filons de quartz blanc ou gris abondent dans toute la partie cristalline de la carte. Ils recoupent à peu près toutes les formations rencontrées. Leur direction varie selon la zone : N 135°E dans le bassin de Montreuillon, E-W à N 105°E dans le granite, N 160°E dans la partie occidentale du faisceau-synclinal puis franchement N-S dans la partie orientale. Ces filons ne contiennent habituellement pas d'uranium mais des sulfures.

SECONDAIRE

Trias

La stampe(*) de terrain comprise entre le socle et l'Hettangien daté est différente selon qu'on est situé dans la bande de vingt kilomètres qui borde le Morvan cristallin ou plus loin, dans le Sud-Ouest de la carte, après avoir franchi l'Aron.

En effet, entre Bazolles et Chatillon-en-Bazois affleurent deux niveaux rapportés traditionnellement au Trias. Ce sont de haut en bas :

- les argiles rouges,
- les dolomies silicifiées ou Assise de Chitry.

Les sondages implantés dans ce secteur en particulier par la SNEA ont recoupé les mêmes formations, la dernière reposant sur le socle plus ou moins démantelé.

Mais à Montapas(**) entre le socle trouvé dans la vallée de l'Aron en limite de feuille (route de Montapas à Sermentré) et les argiles rouges s'intercale une formation différente : alternance de grès et de marnes bariolées qui rappellent beaucoup le Trias "classique" du Bassin de Paris ou de la vallée du Rhône.

Les sondages de Biches 1 (523-5-1) et celui de Biches 2 (carte Fours) rencontrent eux-aussi ces mêmes terrains entre les argiles rouges et le socle (voir fig. 2 et 3).

Les relations des deux formations entre elles sont difficiles à établir : coiffées toutes les deux par les argiles rouges, elles pourraient être contemporaines ; mais Michel Bois (1978) ayant trouvé dans les sondages situées au Nord dans le massif de Saint-Saulge (voir coupe Champlin) des alternances de grès et d'argiles reposant sur une dolomie de base elle-même déposée sur le socle, plus ou moins démantelé, conclut à une antériorité de l'assise dolomitique (qui se silicifie) par rapport à l'ensemble des argiles et des grès. Il n'est pas impossible que la formation dolomitique soit, tout au moins en partie, contemporaine du faciès "classique" du Trias.

t5. Assise de Chitry. Calcaire dolomitique silicifié. Dénommée Assise de Chitry par les géologues (A. Lefavrais-Raymond *et al.*, 1965), cette formation connue presque exclusivement sur la bordure ouest du Morvan doit son nom au village de Chitry-les-Mines, où elle est particulièrement bien représentée.

(*) Terme utilisé dans les mines de charbon. Concept qui réunit la puissance et le volume de la formation considérée entre deux repères bien définis : ici le Trias entre le socle et l'Hettangien.

(**) x = 695,82 ; y = 2232,4

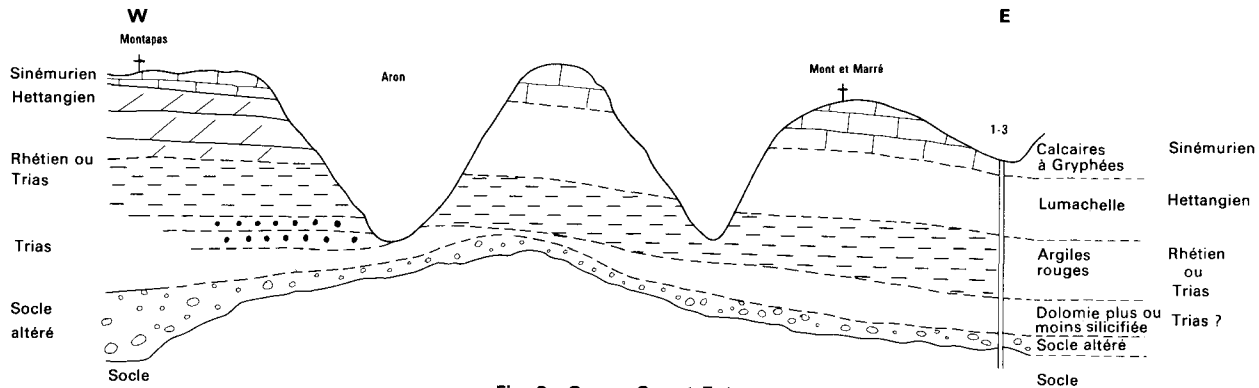


Fig. 2 - Coupe Ouest-Est

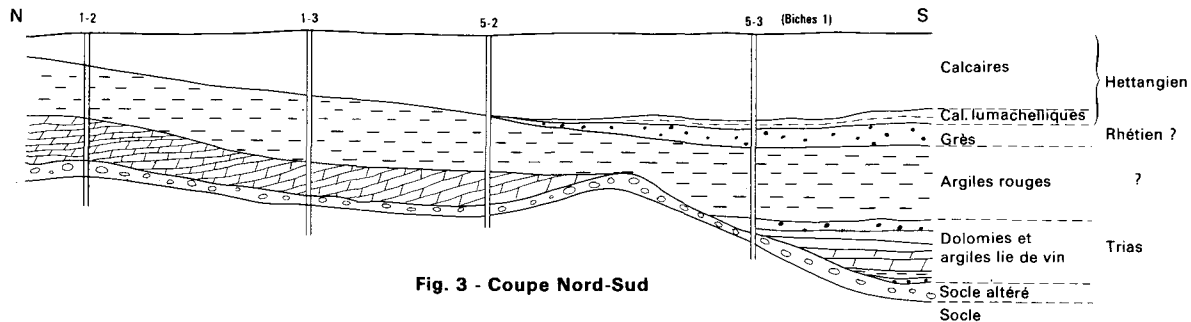


Fig. 3 - Coupe Nord-Sud

Ce niveau est constitué par un dépôt dolomitique qui, à la base, remanie le socle sous-jacent. Cette assise est plus ou moins silicifiée et la silicification est accompagnée de minéralisations (blende, galène, argent, fluorine, barytine) qui ont donné lieu à des recherches minières (voir Gîtologie). De nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer ce dépôt très spécial, on a tendance à admettre actuellement (J. Lhégu, 1980 ; M. Bois, 1978) qu'il se serait formé dans des sebkhas côtières par corrosion du socle avant ou pendant la transgression triasique. L'explication même de la silicification du niveau a donné lieu à de nombreuses controverses : venue de silice hydrothermale contemporaine de la sédimentation ou tardive, silice sédimentaire provenant de phénomènes paléogéographiques : rencontre d'eaux continentales chargées de silice et d'eaux salées d'un bassin à tendance confinée (R. Lille et G. Scolari, 1968) ou au contraire lessivage par des saumures des formations sédimentaires accumulées dans le bassin (D. Soulé de Lafont et J. Lhégu, 1980).

tG. Trias *sensu stricto*. Alternance de grès et d'argilites lie de vin. La coupe de Montapas montre sous les argiles rouges une alternance de 2 m de grès grossiers lie de vin dolomitiques, de grès fins et d'argiles bariolées verdâtres. Ce niveau (qu'on pourrait attribuer au Keuper ?) se retrouve dans le sondage de Biches 1 (5-1) et surtout de Biches 2 implanté sur la carte Fours où il atteint une trentaine de mètres ; mais dans ces sondages comme dans tous ceux implantés sur la carte Château-Chinon, les deux faciès "silicifié" et "Keuper", appartiennent toujours à des sondages différents et semblent être caractéristiques d'une province propre (région marine et région des sebkhas ?, voir fig. 4).

tA. Argiles rouges. Recouvrant indistinctement les argiles et grès ou le silicifié, les argiles rouges ont été attribuées soit à la fin du Keuper, soit au début du Rhétien. La découverte d'une palynologie considérée comme hettangienne au sommet de ce niveau avait même posé la question de l'attribution de cette formation à cet étage.

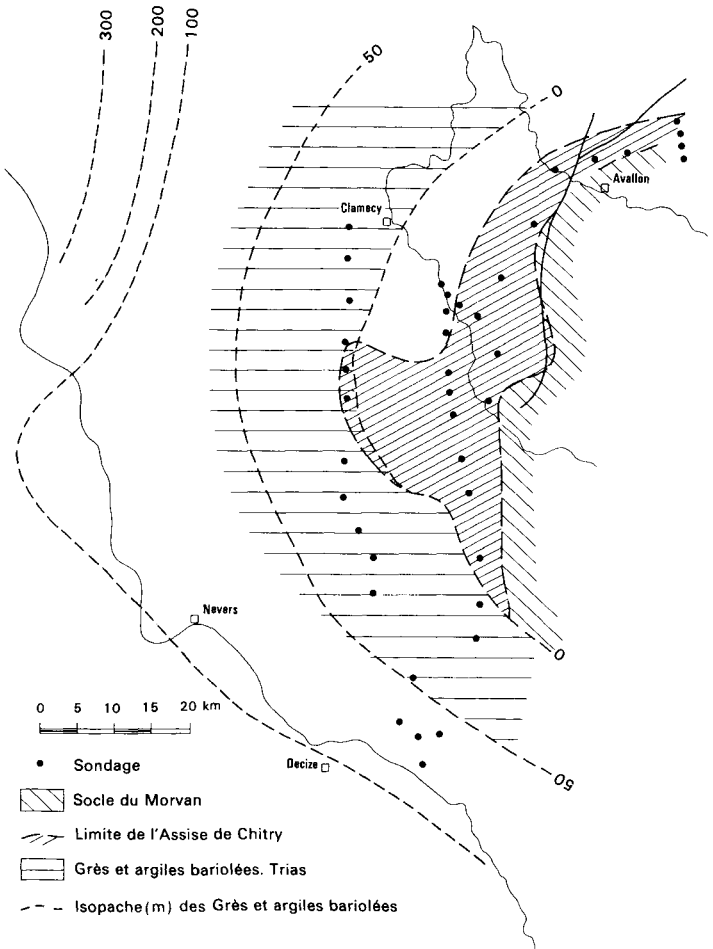
Rhétien. Avaient été attribués au Rhétien, par analogie de faciès avec le Rhétien marin connu sur la bordure orientale du Morvan, les Grès de Saint-Revérien trouvés dans ce secteur et en sondages. Les corrélations faites entre ceux-ci ont montré que ces grès semblent s'épaissir aux dépens des argiles rouges, ce qui avait fait attribuer le même âge rhétien aux deux formations (A. Lefavrais-Raymond *et al.*, 1965).

Les-recherches palynologiques ont fourni effectivement les mêmes microflores au sommet des argiles rouges et dans les grès, mais ces dernières sont été considérées par les uns comme hettangiennes (M.-T. Lesage, 1968), par d'autres comme rhétiennes (J. Doubinger *in* thèse Bois, 1978). En réalité, ces flores intermédiaires entre Rhétien et Hettangien typiques peuvent être du Rhétien continental, un peu différent du Rhétien marin (voir fig. 5).

Hettangien

12. Calcaire argileux, calcaire blanc, calcaire dolomitique, argiles vertes. Si on enlève de l'Hettangien les niveaux de base mal datés, argiles rouges et grès, celui-ci se compose au Nord de la carte, de haut en bas, de :

- 5 à 6 m de calcaires fins en nodules dans les marnes noires,
- 4 à 5 m de calcaires et de marnes noires en bancs réguliers,
- 4 à 5 m de calcaires dans des marnes noires \pm lumachelliques, oolithes ferrugineuses,
- 2 à 4 m de calcaires lumachelliques (*Cardinia*),



**Fig. 4 - Extension des faciès attribués au Trias
Ecorché au mur des Argiles rouges**

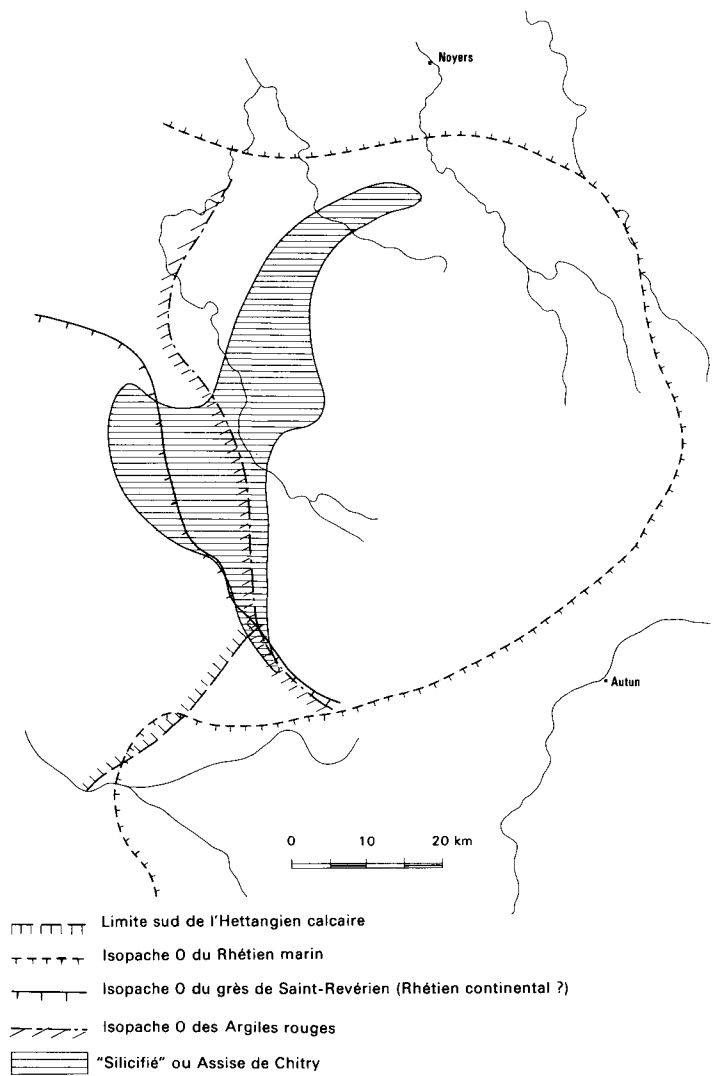


Fig. 5 - Extension du Rhézien marin et des grès de Saint-Revérien

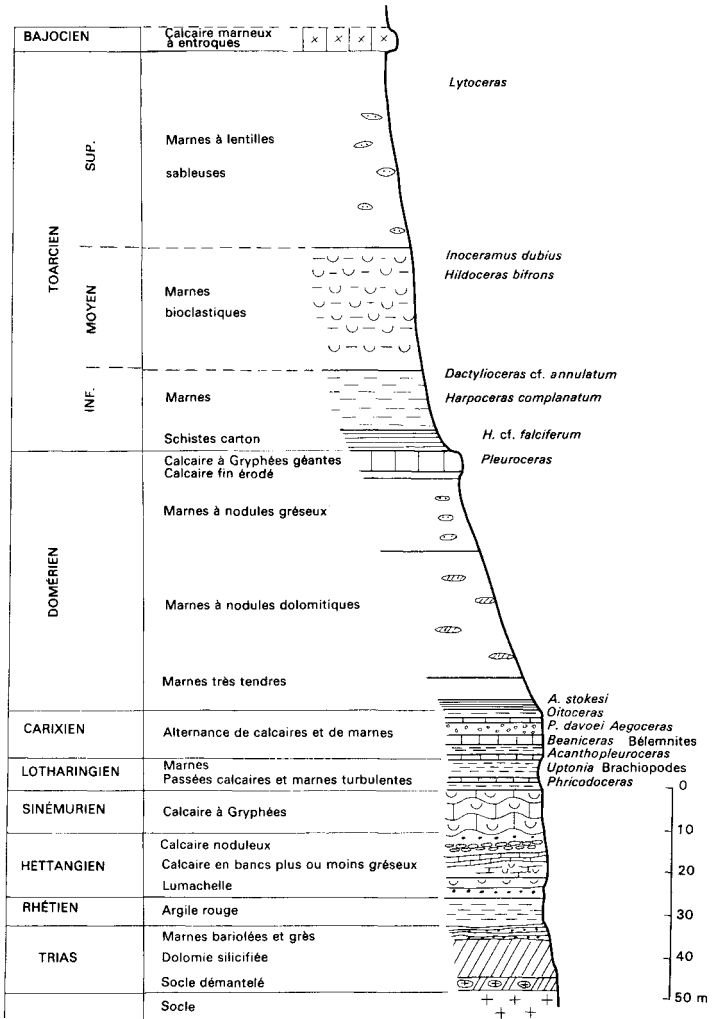


Fig. 6 - Coupe synthétique litho-stratigraphique

— 1 à 3 m de conglomérat dit de Moussy(*) : galets de quartz et galets calcaires éclatés et ferruginisés.

Il aurait donc 10 à 20 m d'épaisseur (aucune Ammonite n'a été trouvée en levant la carte Château-Chinon. R. Mouterde signale à Corbigny *Schlotheimia angulata* dans les calcaires marneux noduleux). Vers le Sud, la lumachelle est remplacée par des faciès dolomitiques alternant avec des argiles vertes. Ce faciès est visible en affleurement au Nord de Châtillon-en-Bazois (Ouest de Blanzly, x = 699,75 ; y = 2230).

Sinémurien

Stratigraphie

13-4. **Calcaire à Gryphées, calcaire noduleux et marnes noires.** Le Sinémurien se présente sur la carte sous le faciès classique du Calcaire à Gryphées. Celui-ci montre dans les carrières (en limite de carte) au Nord (Egreuil, x = 706,1 ; y = 2241,05) comme au Sud (Tamnay, x = 704,6 ; y = 2230,10) et dans les sondages (carte Fours, Biches 2) une épaisseur d'une dizaine de mètres, mais le passage est progressif à une série composée d'une alternance de calcaires et de marnes de 5 m d'épaisseur environ qui constitue le Lotharingien.

Le Sinémurien s.s. comprend :

— un niveau inférieur : zone à Rotiforme qui doit correspondre en sondage aux deux mètres inférieurs, pauvres en Gryphées, et qui affleurent généralement assez mal ;

— un niveau moyen : zone à Bucklandi qui est constitué de six à huit mètres de calcaire gris bleuté, cristallin, en bancs assez réguliers de 10 à 30 cm d'épaisseur, séparés par de petits lits très contournés d'argiles noires coquillières. Les Gryphées, *G. arcuata*, sont toujours très abondantes. Dans la carrière de Tamnay (x = 705,2 ; y = 2229,5). R. Mouterde signale dans ces bancs une faune abondante, de bas en haut : *Coroniceras*, *Actomoceras scipionanum* (d'Orb.), *Metarnioceras*, *Euagassicerias* ;

— un niveau supérieur à Semicostatium. Sur un mètre environ, les calcaires deviennent plus réguliers (les surfaces des bancs moins ondulées) et les marnes plus épaisses. Nous avons trouvé des *Arnioceras semicostatium* phosphatés dans une carrière au Nord de Tamnay (x = 705,6 ; y = 2230,1) dans un lit épais de marnes bioclastiques.

(*) Observable sur la carte en x = 697,75 ; y = 2237,15 et x = 697,85 ; y = 2237,25.

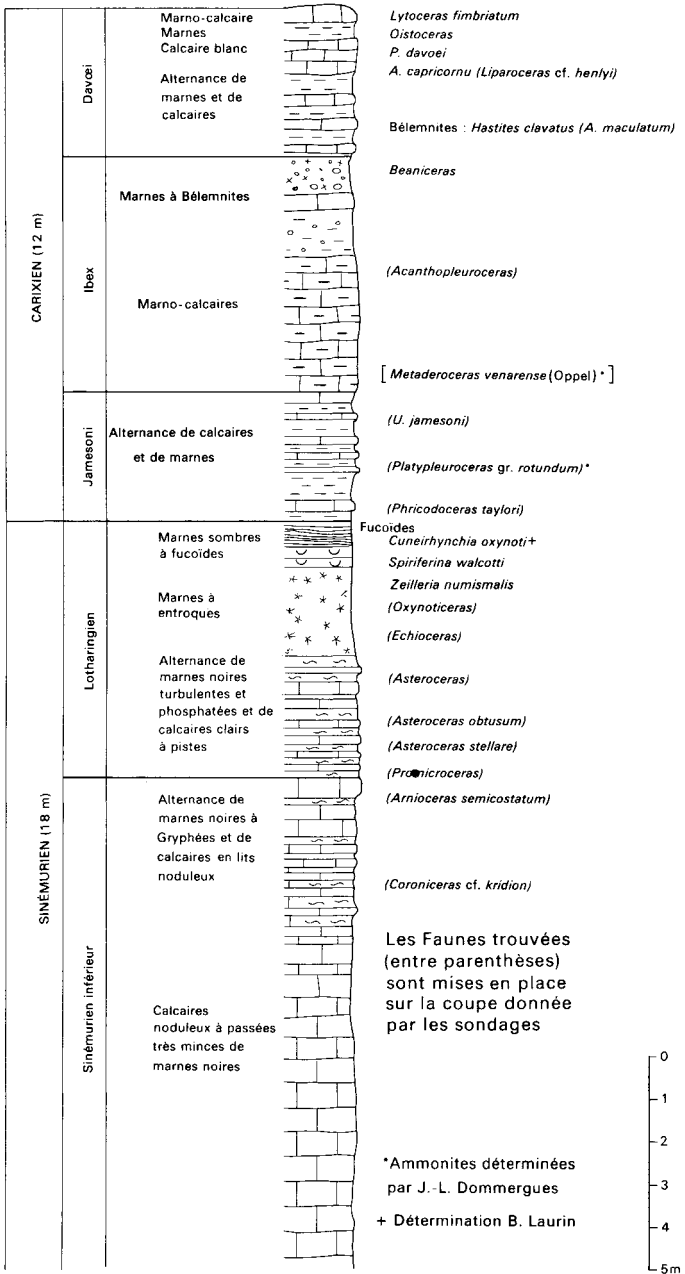


Fig. 7 - Coupe composite

Le Lotharingien est composé de 5 m environ, d'alternances de calcaires et de marnes d'aspect différent : les marnes deviennent plus litées, les calcaires gris marneux à pâte fine sont généralement phosphatés surtout dans le Lotharingien inférieur. R. Mouterde signale (toujours en $x = 705,2$; $y = 2229,5$) *Promicroceras planicosta* (Sow.), *Asteroceras obtusum* (Sow.), *A. stellare* (Sow.), *Echioceras*, *Oxynoticeras*. A la partie supérieure un niveau très riche en petits Brachiopodes a été trouvé dans tous les sondages(*) et dans la carrière d'Egreuil, en place. Ces Brachiopodes se retrouvent très souvent dans les labours, réduits parfois à des granules ferrugineux dans les limons. On y trouve de petites *Spiriferina walcotti*, *Zeilleria numismalis*, *Rhynchonella triplicata*. Ils sont généralement associés à des *Platypleuroceras* et des *Deroceras* ou à des *Phricodoceras*(**) qui montre bien que cette lumachelle est à la limite des deux étages.

Paléogéographie

Au Sinémurien inférieur, tout le Morvan, le seuil morvano-vosgien, le Sud des Vosges, le Jura et le couloir de la Saône, étaient le siège d'une sédimentation épicontinentale de peu de profondeur, zoogène à subsidence faible.

Dans la partie orientale du Bassin de Paris, les épaisseurs augmentent rapidement du Sud vers le Nord en raison de l'importance de plus en plus forte que prennent les dépôts argileux.

Au Lotharingien, contrairement à la bordure orientale et septentrionale du Morvan, toutes les zones semblent représentées ; des faciès plus marneux (calcaires cristallins et couches de marnes noires biodétritiques) continuent le faciès à Gryphées mais différent des faciès lagunaires : oolithes ferrugineuses, nodules phosphatés de la bordure nord du Massif Central.

L'envahissement marneux, conséquence de réajustements tectoniques [basculement vers l'Ouest entraînant une sédimentation réduite en Lorraine (calcaire ocreux) et l'épaississement des marnes du Bassin de Paris], est encore plus net au sommet du Lotharingien. Le niveau à *Spiriferina walcotti*, *Cuneirhynchia oxynoti* (Quen.)(***) est constitué de marnes grises qui annoncent celles du Carixien.

Carixien

Stratigraphie

15. **Alternance de calcaires et de marnes.** Aucune coupe n'est visible sur le territoire de la carte Château-Chinon mais les sondages implantés par le BRGM (recherche minière) à l'Ouest comme au Sud montrent tous un Carixien composé d'une alternance de calcaires et de marnes d'une dizaine de mètres. De nombreux fossiles trouvés dans les champs permettent de compléter les données de sondages et de fournir une coupe synthétique du Carixien :

(*) Niv. 43 : 495-7-2, $x = 688,3$; $y = 2246,5$
Niv. 49 : 466-5-1, $x = 698,10$; $y = 2262,45$
TP 53 : 466-3-15, $x = 711,45$; $y = 2280,6$

(**) Ammonite indice de la zone de base du Carixien

(***) Détermination B. Laurin

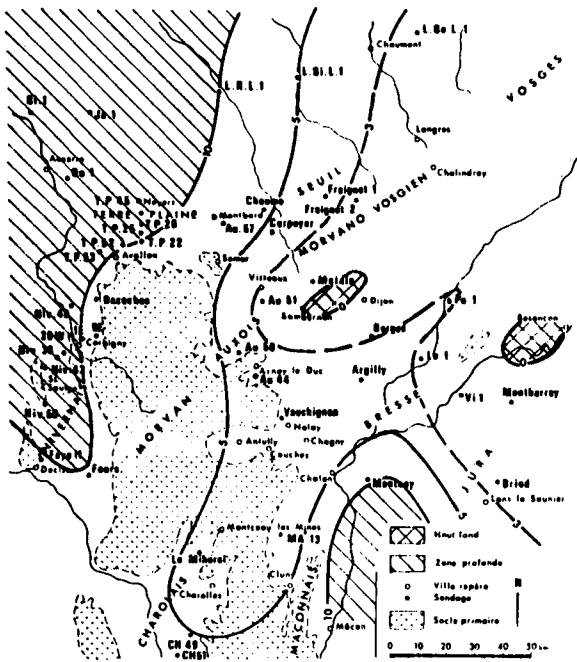


Fig. 8 - Isopaques du Carixien

— au-dessus des marnes sombres à fucoides et lumachelle de petits Brachiopodes du sommet du Lotharingien, la zone à Jamesoni se compose de 2 à 4 m de marnes plus claires et plus marneuses. Quelques petits Brachiopodes apparaissent encore : *Remirhynchia* cf. *anglica*(*) et *Cuneirhynchia* aff. *d'almasi*(*) (x = 696,6; y = 2224,3) associés à des Ammonites. Des *Phricodoceras* ont été trouvés à l'Ouest de Biches (x = 697,35; y = 2224,4), *Platypleuroceras* gr. *rotundum*(**) (Quen.) a été ramassé à Biches (x = 696,6; y = 2224,3) avec un *Phylloceras*. *Uptonia jamesoni* existe au Sud de Châtillon-en-Bazois (x = 702,25; y = 2227,1);

— la zone à Ibex (5 m environ) débute par des marno-calcaires assez riches en *Acanthopleuroceras valdani* (d'Orb.) à la base, *A. maugenesti* (d'Orb.) au sommet; des *Acanthopleuroceras* ont été trouvés (x = 696,4; y = 2225,45) ainsi que des *Metaderoceras venarense*(***) (Quen.) (Biches, x = 699,12; y = 2223,35; Châtillon-en-Bazois, x = 697,6; y = 2226,5). La sous-zone supérieure à *Beaniceras* est plus marneuse et très riche en Bélemnites;

— la zone à Davoei (3 à 4 m) est, en sondage, constante en épaisseur. La sous-zone à Capricornu est composée d'un banc riche en *Lytoceras fimbriatum* (Sow.) et de marnes à *Androgynoceras maculatum* (Sow.) et à *A. capricornu* puis d'un banc calcaire à *P. davoei*. Ces espèces se retrouvent abondantes en affleurement. *L. fimbriatum* existe partout à l'Ouest de Biches (x = 698,35; y = 2224,3 — x = 699,2; y = 2223,25 — x = 697; y = 2225,75), au Sud de Tamnay (x = 704,8; y = 2226,2), au Nord d'Ougny (x = 704,7; y = 2233,1) et d'Aunay-en-Bazois (x = 703,9; y = 2236,8). *Liparoceras* cf. *henleyi* a été trouvé à l'Ouest de Biches (x = 697; y = 2225,75) et au Nord d'Ougny (x = 704,7; y = 2233,1). Les *Aegoceras* sont très fréquents : région de Biches (x = 698,35; y = 2224,3), de Tamnay (x = 704,5; y = 2229,6), d'Aunay (x = 705,15; y = 2237,8 — x = 706,2; y = 2235,9), d'Ougny (x = 704,7; y = 2233,1). En sondage la sous-zone à *Oistoceras* est très riche en *Oistoceras* et il a été assez curieux de ne pas en trouver sur le terrain. Peut-être se conservent-ils mal; l'aspect pétrographique de la sous-zone rappelle en effet celui des marnes du Domérien, très pauvres aussi en fossiles à l'affleurement.

Paléogéographie

La dissymétrie des deux bordures du Morvan, qui s'est esquissée au Lotharingien supérieur, s'accroît au Carixien. Cet étage réduit et lacunaire à l'Est (quelques mètres) est complet et plus épais à l'Ouest où il a atteint 12 mètres. Cette alternance de calcaires et de marnes continue à s'épaissir vers le Bassin de Paris où les marnes deviennent prioritaires.

(*) Détermination B. Laurin

(**) Détermination J.-H. Delance.

(***) Détermination J.-L. Dommergues.

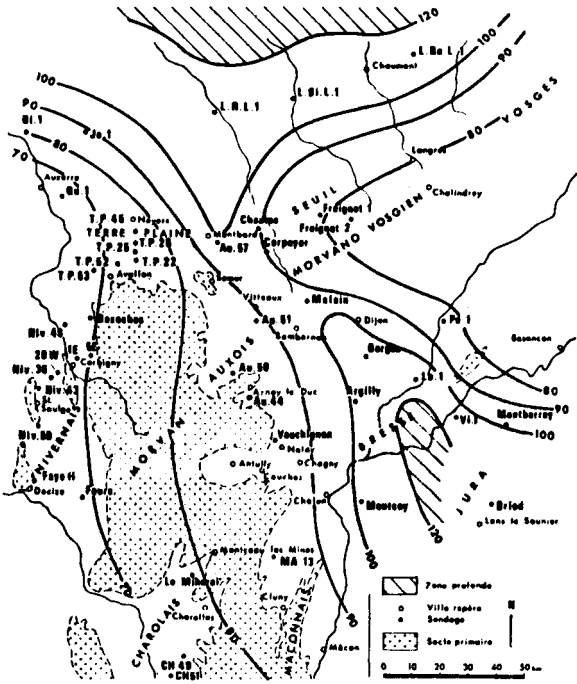


Fig. 9 - Isopaques du Domérien

Domérien

Stratigraphie

16a. **Argiles grises.** Les argilites du Domérien inférieur montrent en sondage une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Généralement recouvertes de prairies, elles affleurent peu et donnent par altération des argiles ocre qui passent assez insensiblement aux limons. Des terrassements permettent parfois de voir des argiles grises à concrétions ferrugineuses(*). Mais des Amalthées n'ont été trouvées qu'à Achun (x = 701,40 ; y = 2236,50).

16b. **Calcaire roux.** Le Domérien supérieur est constitué par un calcaire roux bioclastique riche en fossiles (Bélemnites, *Gryphaea gigantea*) mais comme il n'a que 5 m d'épaisseur, il affleure assez mal sauf autour de Chougny, Dun-sur-Grandry et Moulins-Engilbert(**). Les sondages ont montré qu'un niveau de calcaire fin (zone à Apyrenum ?) était repris à la base des calcaires sous forme de galets dans le calcaire cristallin.

Plus au Sud (région de la Machine), R. Mouterde signale *Amaltheus margaritatus* Mont. et *Pleuroceras spinatum* (Brug.) dans ce niveau, mais, sur la carte Château-Chinon, nous n'avons trouvé que des *Dactylioceras* à côtes fines qui pourraient être voisins de *D.tenuicostatum* (base du Toarcien).

Paléogéographie

Les argilites du Domérien inférieur (les *Marnes micacées*) sont identiques sur la bordure occidentale du Morvan à celles de la bordure orientale et du Bassin de Paris, témoignant de conditions de sédimentation homogènes.

Le Domérien supérieur est représenté par un calcaire bioclastique de peu d'épaisseur qui passe vers l'Ouest à des faciès marneux (d'arrière-récif ?) alors que, vers le Nord, il se charge en éléments détritiques vers Langres.

Toarcien

Stratigraphie

17-8. **Argiles grises.** Parallèle à la bordure du Cristallin et à peu de distance d'elle affleure la bande des marnes toarciennes.

● **Niveau inférieur.** Le contact avec le Domérien, visible en quelques points, n'a pas permis de retrouver les schistes carton qui ont été vus sur deux ou trois mètres dans les sondages les plus proches ; par contre, au Sud de Chougny, des *Dactylioceras* à côtes très fines ont été trouvés dans les marnes d'un abreuvoir.

(*) En sondage, la succession des faciès est la suivante : à la base : 1 m d'argiles sombres et tendres à *A.stokesi*, au sommet : 2 m d'argiles fines, 30 m d'argiles à nodules dolomitiques, 20 m d'argiles à nodules gréseux.

(**) Les meilleurs affleurements sont au Foulon en contact avec le socle (x = 711,5 ; y = 2225,10), au Nord de Moulins-Engilbert (x = 711,8 ; y = 2222,3), au moulin de Seigne (x = 711,5 ; y = 2226,2).

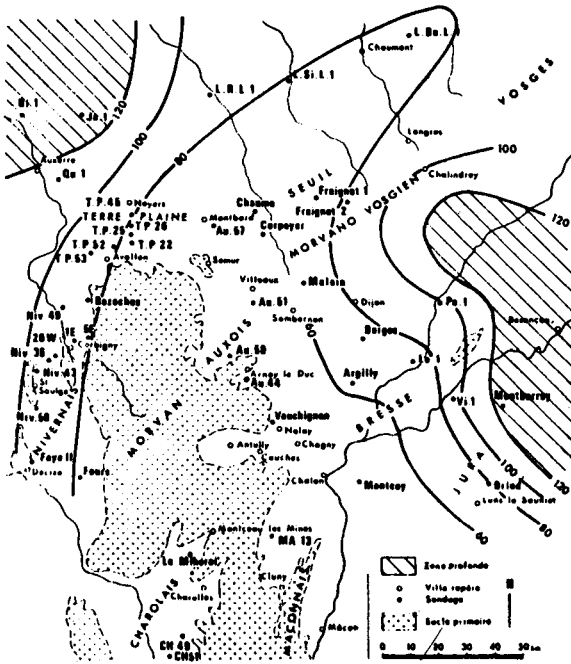


Fig. 10 - Isopaques du Toarcien

● **Niveau moyen.** La plupart des affleurements visibles est constitué par les marnes à miches du Toarcien moyen. Il y a été trouvé des *Harpoceras* du gr; *falciferum* (à l'Ouest de Maux, x = 708,5 ; y = 2227,8 et x = 708,6 ; y = 2228,4), *Hildoceras bifrons* (Brug.) (à l'Ouest de Maux, x = 708,85 ; y = 2224,9), *Lytoceras cornucopiae* (au Sud de Moulins-Engilbert, x = 712,65 ; y = 2221,05) et des Bélemnites : *Acrocelites unisulcatus* (à l'Ouest de Maux, x = 708,6 ; y = 2228,4).

● **Niveau supérieur.** Les 40 à 50 mètres de marnes à lentilles sableuses qui constituent en sondage la partie supérieure du Toarcien n'affleurent pas et le contact avec le Bajocien n'est pas visible.

Paléogéographie

Après une érosion générale à la fin de Domérien supérieur, les conditions bathymétriques changent. La base du Toarcien (zone à Tenuicostatum) est calcaire ; au-dessus, les schistes carton sont pratiquement inexistantes, ce n'est qu'avec le Toarcien moyen (zone à Bifrons) que les conditions deviennent identiques sur le Morvan comme dans la plus grande partie de la France. Il semblerait que le Nord du Massif Central ait joué le rôle d'une bordure au Toarcien supérieur ; les dépôts de cet âge ne se seraient pas déposés dans toute cette région jusqu'en Morvan.

Bajocien

j1a. **Calcaire bioclastique.** Le Bajocien est représenté par un calcaire à entroques que R. Mouterde attribue plus au Sud (région de Vandenesse) au Bajocien inférieur (zone à Sowerbyi et Sauzei). Il n'affleure que dans le secteur de Chamnay en particulier aux ruines de Chandioux (x = 711,55 ; y = 2228,55) où il peut avoir 4 à 5 m d'épaisseur.

FORMATIONS SUPERFICIELLES, QUATERNAIRE

A. **Limons argileux d'altération.** Le sommet des plateaux est ennoyé par une formation en partie dérivée de l'altération des terrains jurassiques, en partie formée d'éléments transportés du Cristallin proche.

A l'Ouest, des fossiles lotharingiens transformés en limonite se retrouvent dans des limons argileux à pisolithes de fer, épais de 1 à 3 m, qui recouvrent assez régulièrement le Sinémurien. Les autres argiles liasiques : Carixien, Domérien, Toarcien ont donné aussi un faciès d'altération argileux dans lequel apparaissent vers le Sud et vers l'Est des chailles, témoins du Jurassique moyen qui a existé en bordure du Cristallin mais a été érodé. A Chamnay seulement, on retrouve un vestige de ce niveau.

Dans cette région de bordure du socle, des éléments arrachés au Cristallin ont été transportés sur les terrains secondaires, vraisemblablement dès le Pliocène. C'est dans la carrière située au Sud de Brinay, point extrême de l'extension de ce faciès que l'on observe le mieux ces niveaux sableux. Ils sont mélangés à des blocs de Cristallin plus ou moins altérés et à des quartzites et montrent des stratifications entrecroisées. Dans la région du Petit Massé, au Nord-Est de Tamnay-en-Bazois, ce faciès recimenté donne même des grès comparables à l'alios.

Epandu avant le creusement des rivières, ce dépôt pourrait être d'âge pliocène supérieur et contemporain des Sables de Chagny. Malheureusement il semble actuellement mélangé aux argiles à chailles, aussin n'a-t-il pas été possible de séparer ces deux formations d'origine et d'âge vraisemblablement différents.

Fy-z. Dépôts alluviaux de fond de vallées. Alluvions récentes. Composées de sables et de galets calcaires ces alluvions, qui constituent le remplissage actuel des vallées, sont peu épaisses et peu étendues.

Ce n'est qu'au confluent avec l'Aron du Trait et du Veynon que la plaine alluviale s'élargit. Ceci est dû au contact par faille de terrains durs (Calcaire à Gryphées) dans lesquels les méandres sont encaissés et de formations meubles (argiles du Carixien et du Domérien). Ce creusement dans les argiles a d'ailleurs vraisemblablement occasionné la capture de l'Aron par le Trait, capture qui a provoqué le méandre abandonné au Sud de Brinay.

GÉOCHIMIE DES ROCHES CRISTALLINES

Incidence de l'altération météorique

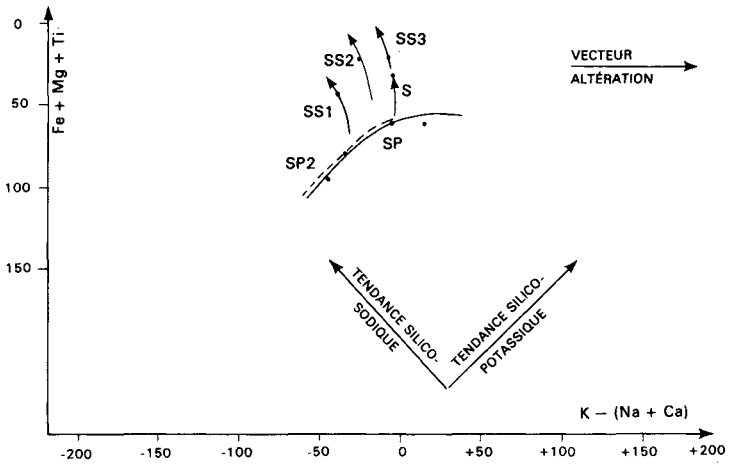
L'étude géochimique peut difficilement se faire sans un examen préliminaire de l'état d'altération des échantillons prélevés. Bien entendu, les échantillons les plus sains prélevés en profondeur dans les carrières des mines ou parmi les carottes de sondage ont été recherchés, mais l'étude du phénomène d'altération en soi est intéressante à réaliser. C'est ce qui a été fait à propos du granite à biotite dans les carrières d'exploitation de l'uranium, avant leur abandon. Des profils verticaux d'échantillonnage, implantés le long des grandes excavations de la région de Dommartin depuis la surface jusqu'à la roche saine à 20-25 m de profondeur, ont donné les résultats suivants. On observe une altération progressivement croissante en se rapprochant de la surface avec le départ d'un certain nombre d'alcalins (dont surtout Na et Li), d'alcalino-terreux (Ca, Sr), de Mg. D'autres éléments ont tendance à s'accroître comme Rb, Ba, Pb, Zn ou rester stables comme K, V, Th. L'étude de l'uranium n'a pu être faite par suite de la contamination du gisement. D'autres formes d'altération peuvent exister dans certaines roches : celles consécutives à des manifestations post-magmatiques comme la phase deutérique ou les phases hydrothermales. Dans ce cas, l'altération météorique s'ajoute aux précédentes et c'est un bilan global qu'on mesure.

Dans cette étude géochimique succincte, on parlera de différenciation des roches granitiques sans préciser ce qui revient en propre à la phase magmatique et ce qui revient aux phases métasomatiques qui lui succèdent comme la phase deutérique. Une rubrique sera néanmoins consacrée à la chloritisation des biotites qui se rattache à cette phase.

Eléments majeurs

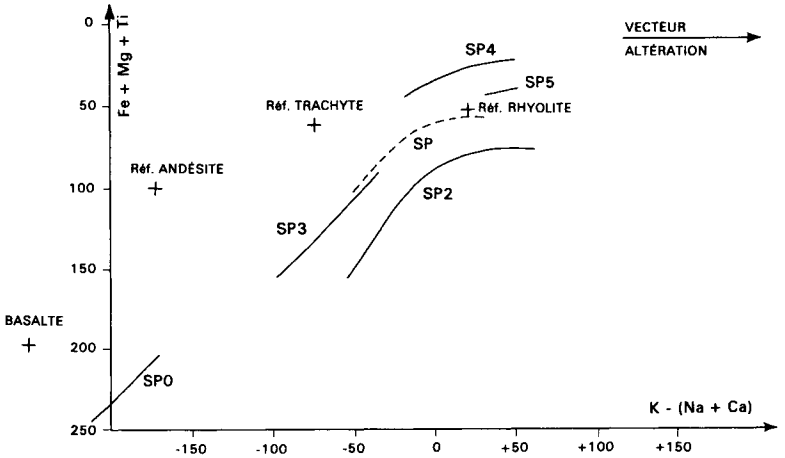
Dans les granites (tableau n° 1)

Le terme moyen du granite à biotite du Morvan central est relativement riche en K. Par opposition, on a été conduit à rapporter les roches volcaniques plus basiques du faisceau-synclinal à des rhyodacites, alors qu'en réalité elles sont sensiblement plus potassiques que de véritables rhyodacites, d'où le nom de *rhyodacites potassiques* et, par extension, de *granodiorites potassiques*.



SP : granite à biotite ($K + Na = 205$); SS1 : granite sodique de Vauclaux-Artoule;
SP2 : granophyres ($K + Na = 208$); SS2 : leucogranite de la Pierre-qui-Vire ($K + Na = 210$);
S : granite de Sermages ($K + Na = 206$); SS3 : aplites du granite de Sermages ($K + Na = 206$).

Fig. 11 - Position des différents granites dans le diagramme chimico-minéralogique de H. de la Roche



SP0 : volcanisme basique ($K + Na = 143$); SP : granites à biotite ($K + Na = 205$); SP2 : rhyolites ($K + Na = 210$); SP3 : rhyodacites et granodiorites ($K + Na = 190$); SP4 : rhyolites alcalines (hors ignimbrite) ($K + Na = 210 \rightarrow 170$); SP5 : rhyolites ignimbritiques ($K + Na = 194 \rightarrow 176$); Réf. : position moyenne de l'andésite, du trachyte et de la rhyolite.

Entre parenthèses la somme des alcalins qui détermine la position des points figuratifs des roches en altitude sur le graphique.

Pour les rhyolites alcalines et la rhyolite ignimbritique le second chiffre correspond à la roche altérée qui a perdu une partie de son sodium d'où sa position anormalement tirée vers la droite.

Fig. 12 - Position des roches volcaniques dans le diagramme chimico-minéralogique de H. de la Roche

Le diagramme chimico-minéralogique de H. de la Roche (1963) permet de distinguer les différentes tendances en corrélation avec les variations zonéographiques. Appliqué à l'ensemble du batholite des Settons, il permet de distinguer les deux tendances suivantes (graphique, fig. 11) :

— un axe silico-potassique SP qui part du pôle calcique correspondant au granite commun des Settons — Saulieu, puis montre un enrichissement progressif en quartz et feldspath potassique dans les granites de Dommartin, Lormes et Précý-sous-Thil pour arriver au pôle potassique des syénites ;

— des tendances silico-sodiques SS_1 , SS_2 et SS_3 , corrélatives de l'albitisation des feldspaths. Ces tendances se détachent en plusieurs points de l'axe SP et représentent respectivement les granites sodiques de Vauclaux — Artoule, le leucogranite de la Pierre-qui-Vire et les aplites de la région de Sermages à Château-Chinon. On note à cette occasion la position intermédiaire du granite de Sermages S.

Dans les roches volcaniques (tableau n° 2)

Sur un diagramme identique (fig. 12), ont été portées les différentes roches volcaniques du Morvan. Indépendamment d'un tronçon d'axe représentant le volcanisme basique du Dévonien et du Viséen inférieur SP_0 , on retrouve un axe silico-potassique SP_2 pour le volcanisme suborogénique des rhyolites, rhyolites calco-alcalines situées au-dessous de l'axe SP des granites (représenté en pointillé), puis un axe SP_3 correspondant aux rhyodacites (et granodiorites) et qui se localise approximativement sur le prolongement de l'axe en pointillé, puis enfin des axes SP_4 et SP_5 situés au-dessus des précédents pour le volcanisme alcalin post-orogénique avec une position enveloppante.

Compte tenu de l'incidence de l'altération qui déporte les points vers la droite du fait du lessivage de Na, altération particulièrement marquée dans les rhyolites alcalines, et compte tenu de l'albitisation observée dans les échantillons les plus sains de ces rhyolites, on peut considérer que ces roches répondent aussi à une tendance silico-sodique, du moins au cours de leur évolution endogène.

Comparaison des granites et des roches volcaniques dans l'évolution des éléments majeurs

- La position des roches volcaniques est à cheval sur l'axe principal SP du granite à biotite, avec un caractère moins acide pour le volcanisme qui précède ou accompagne le granite (SP_2) et un caractère plus acide et plus sodique, pour celui qui lui succède.
- Les granodiorites qui accompagnent la première mise en place du granite à biotite se localisent sur une séquence très proche de la sienne (SP_3) mais avec une tendance plus calcique.
- Le magmatisme basique est nettement décalé vers le pôle calco-sodique SP_0 .

Éléments en traces (tableaux nos 3 et 4)

Tout en se réservant une marge d'erreurs possibles en raison de l'altération imputable surtout aux phénomènes météoriques, les échantillons étant souvent

prélevés en surface, les teneurs moyennes par types de roches évoluent de la manière suivante.

La différenciation silico-potassique des granites s'accompagne de la progression des éléments fissiles Th et U, des alcalins rares comme Rb, de Be, Ba, Sn, etc. Les éléments suivants décroissent ou sont stables : Cs, Li, Sr, B, F, V, Ni, Pb. Avec l'albitisation des granites, la mobilité est accrue pour les éléments déjà mobilisés ou débute dans ceux qui étaient stables. On observe la croissance de Rb, Li, Sn, W, F, mais une chute des éléments fissiles. La mobilité atteint sans doute son maximum au cours des phases post-magmatiques par suite de l'apparition de solutions résiduelles riches en éléments volatils.

Dans le volcanisme, la différenciation silico-potassique des roches suborogéniques s'accompagne aussi de la progression des éléments fissiles Th et U et de celle des alcalins rares comme Rb et Li ainsi que du Ba, mais de nombreux éléments demeurent stables ou décroissent. Dans le volcanisme post-orogénique, on observe, comme dans les granites, une mobilité accrue des alcalins rares (Rb, Li, Cs), de Sn, W, Be, B et Ni dans le sens de l'enrichissement et de Th dans le sens de l'appauvrissement (sauf dans la rhyolite ignimbritique). Pb demeure stable.

Géochimie des minéraux séparés

Biotite. L'étude structurale des biotites saines ou peu chloritisées du granite à biotite conduit à y voir des types relativement alumineux et à mi-chemin entre le pôle magnésien de l'eastonite et le pôle ferrifère de la sidérophylite. La biotite du leucogranite de la Pierre-qui-Vire est moins alumineuse et tend vers le pôle ferrifère de l'annite.

L'indice ferrifère $Fe/Fe + Mg$, expression de la différenciation, ne cesse de progresser dans les biotites saines tout le long de la séquence silico-potassique puis des séquences silico-sodiques (tableau ci-dessous). Cette progression s'accompagne de la croissance des teneurs de certains éléments comme le thorium.

	n° Echant.	Fe/Fe + Mg
Granite à biotite :		
- Settons - Saulieu	870	50,4 %
	1352	54,8 %
- Dommartin	1241	55,0 %
- Lormes	1248	60,1 %
- Précý-sous-Thil	182	67,0 %
Leucogranite :		
- Pierre-qui-Vire	179	70,5 %

La chloritisation des biotites se manifeste de son côté par un départ de K, Cs et F, mais un enrichissement en Th et U.

Feldspath potassique. La teneur en Na des grands cristaux séparés varie également à l'échelle du batholite. On note un enrichissement progressif en cet

élément le long de la séquence Settons — Saulieu — Dommartin — Lormes — Précý-sous-Thil, puis de fortes teneurs dans le leucogranite de la Pierre-qui-Vire. En revanche la teneur tend à diminuer dans les granites de Sermages et de Vauclaux en dépit d'un enrichissement en Na de la roche totale.

Conclusions de l'étude géochimique

Il existe une grande similitude de comportement de tous les éléments chimiques dans l'évolution générale des granites et des roches volcaniques (roches basiques exclues)(*). L'enrichissement progressif en quartz et en feldspath potassique se traduit dans un cas comme dans l'autre par un accroissement des teneurs de certains éléments comme Th et U et de certains alcalins rares, mais nombre d'éléments sont peu sensibles à ce processus. En revanche, dans le stade suivant qui est celui de l'inversion des tendances des deux alcalins majeurs K et Na et de l'apparition de l'albitisation, on observe une réactivation plus générale de la mobilité des éléments.

On comprend alors l'importance du phénomène d'albitisation, que ce soit dans les granites ou dans les roches volcaniques. Mais, dans ces dernières, la transformation éventuelle du plagioclase (type oligoclase par exemple) en albite est parfois masquée par des altérations postérieures entraînant le lessivage de Na et la silicification. Enfin, l'enrichissement en Na des solutions résiduelles du granite, libérées par la consolidation de la roche, amène par exemple la corrosion des minéraux porteurs d'U, de Th et de Zr comme la monazite, la thorite, l'uraninite et le zircon (H.-G. Carrat, 1975).

Une seconde constatation tirée de l'examen des diagrammes est celle de la dispersion de la composition chimique des roches volcaniques relativement au granite.

Cas particuliers de l'uranium, du thorium et du fluor à l'état de traces

Uranium

Il a été observé un net accroissement de la teneur en U à l'état de traces dans certaines variétés de granite comme celui de Dommartin (12,3 ppm sur carottes de sondages) et de Sermages par rapport au granite à biotite commun des Settons — Saulieu dont la teneur est approximativement celle du Clarke (4,2 ppm). Mais cet enrichissement n'est vraiment observable que dans la roche saine profonde à l'abri de l'altération.

(*) Toutes ces roches de chimisme intermédiaire ou acide sont à rattacher à l'association magmatique subalcaline définie récemment par J.-M. Stussi et H. de la Roche (1984) alors que les roches basiques relèvent de l'association magmatique calco-alcaline (B. Lemièrre et al., 1982).

La courbe enveloppante des granites par rapport à celle des roches volcaniques montre une mobilité accrue du thorium due sans doute aux manifestations deutériques du granite et à l'influence des fluides résiduels riches en Th et U. Les rhyolites alcalines ignimbritiques tranchent par leur richesse en thorium sur les autres rhyolites.

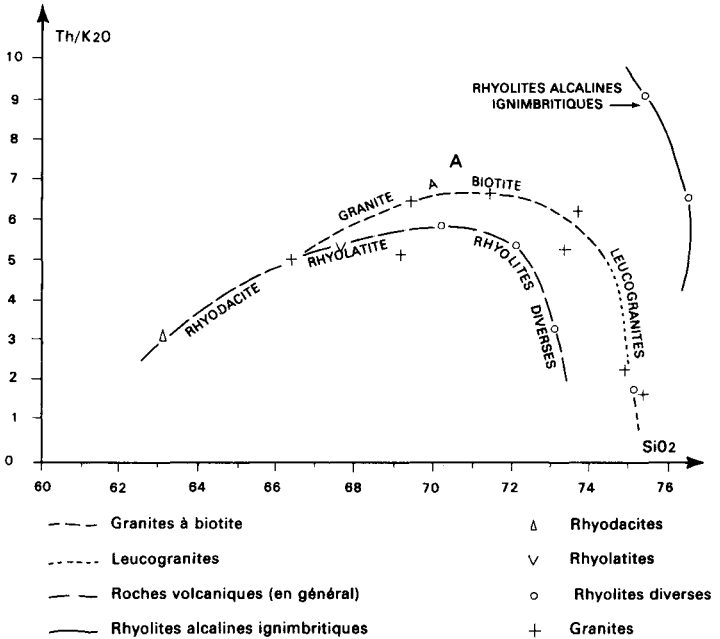


Fig. 13 - Etude de la mobilité croissante du thorium et du potassium avec la différenciation acide dans les granites et les roches volcaniques du Morvan

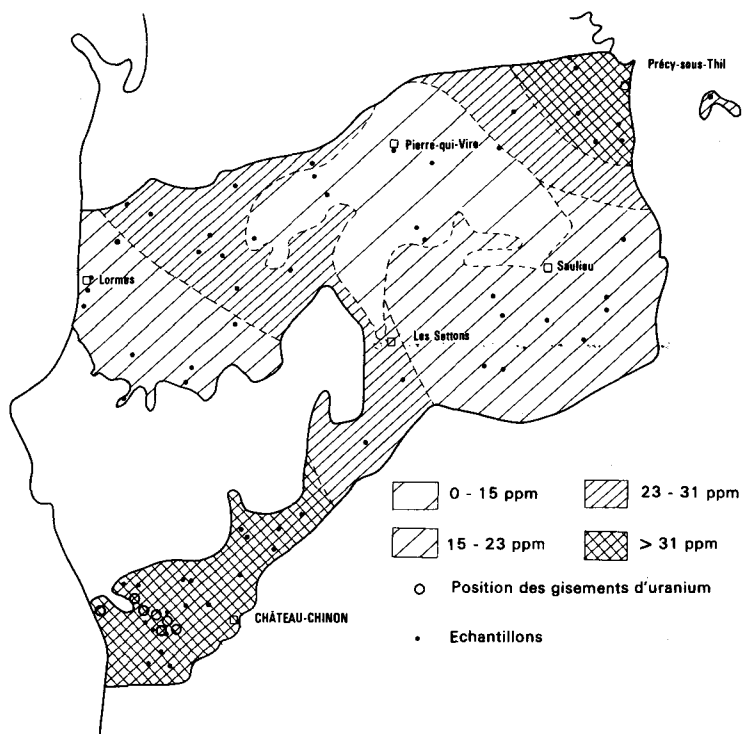


Fig. 14 - Carte des isoteneurs en thorium dans l'ensemble du batholite des Settons
Couverture volcanique et voûte microgrenue exclues.

On assiste ainsi à deux processus successifs :

— un enrichissement en U à la fois sous forme de fins cristaux d'uraninite de quelques dizaines de microns, et sous forme de cristaux de monazite et de zircon, l'ensemble étant disséminé dans la masse de la roche. Cet enrichissement est en corrélation avec un certain stade de l'évolution zonale des massifs, stade qui correspond aux granites de Dommartin et de Sermages. On y note une grande richesse en feldspath potassique de type non albitisé. L'albitisation lorsqu'elle est accusée correspond en effet à une décroissance des teneurs. L'enrichissement en U est ainsi lié à une certaine forme d'activité deutérique particulièrement développée dans les zones apicales ou à proximité (H.-G. Carrat, 1971). Il correspond ainsi à un début de chloritisation des biotites, phénomène qui s'accompagne d'un accroissement des teneurs de ces minéraux. Enfin, l'enrichissement en U est en relation avec l'héritage des granites porteurs, un antécédent volcanique acide ou granitique étant à cet égard plus favorable qu'un antécédent cristallophyllien dont le fond uranifère est généralement bas. Les roches volcaniques acides tardives peuvent également présenter d'assez fortes teneurs en U, comme on le note dans l'ignimbrite de la carrière de Montauté où elles atteignent 10,5 ppm en roche saine. Le minéral porteur est alors essentiellement la monazite ;

— une élimination des minéraux porteurs d'U par oxydation par suite de l'altération météorique ou hydrothermale *sensu stricto*. L'uraninite est ainsi lessivée (le granite de Dommartin n'a plus que 6,3 ppm en moyenne à la surface). La monazite de son côté abandonne une bonne partie de son U (la teneur descend à 4,2 ppm dans les faciès violacés oxydés de la carrière de Montauté). Ce processus étendu à l'échelle géologique a la possibilité de fournir un stock d'uranium important, suffisant pour l'alimentation des gisements.

Thorium

Cet élément est épargné par l'altération météorique comme par l'altération hydrothermale *sensu stricto*. Moins mobile que U mais plus mobile que K (fig. 13) et de plus accompagnateur fidèle de l'uranium dans les conditions thermodynamiques rudes, il constitue ainsi un témoin du comportement précoce de cet élément (H.-G. Carrat, 1975). L'étude de sa distribution en surface dans les roches peut donc donner des indications précieuses pour la prospection des gisements uranifères (carte, fig. 14).

Fluor

Les teneurs en fluor des roches volcaniques sont en général plus élevées que celles du granite à biotite et surtout des leucogranites à grain fin et des aplites. En revanche, elles augmentent dans les grands massifs leucogranitiques de la Pierre-qui-Vire et d'Avallon - Semur, ce qui peut constituer un guide pour la prospection de cet élément.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

MAGMATISME — VOLCANISME — MÉTAMORPHISME

Placées dans le cadre du Morvan médian formé du batholite des Settons, du bassin de Montreuillon et de la partie nord du faisceau-synclinal, les études pétrographiques et géochimiques conduisent aux données suivantes :

— l'origine magmatique des granites ne peut faire de doute ;

— si l'on exclut les roches basiques d'ailleurs très peu abondantes dans cette région, il existe une unité géochimique dans le sens que la composition chimique moyenne des roches volcaniques est très proche de la composition chimique moyenne des granites. La plupart de ces roches, qu'elles soient plutoniques ou volcaniques, peuvent être rattachées à une même série qui est celle de l'association magmatique subalcaline ;

— dans la différenciation de ces roches il existe une commune double tendance (fig. nos 11 et 12) :

. tendance silico-potassique profonde avec progression simultanée de Si, K, des éléments fissiles Th et U, de certains alcalins rares (Rb) et d'un certain nombre d'autres éléments comme Be, Ba, Sn ;

. tendance silico-sodique postérieure correspondant à un magma enrichi en eau. Cette tendance s'enracine le long du profil silico-potassique ; l'enrichissement en Si et Na connexe de l'albitisation s'accompagne d'une mobilité accrue d'un grand nombre d'éléments avec progression de tous les alcalins rares, de Sn, W, Be, B, Ni, etc. et régression de Th et U.

Si on compare les données géochimiques de l'ensemble des roches volcaniques et des granites, on constate une certaine superposition des axes, mais la gamme des volcanites couvre un domaine plus étendu que celle des granites, à la fois vers le pôle basique (magmatisme basique initial et vers le pôle acide (rhyolites silico-alcalines). La genèse des roches volcaniques au sens large s'étend sur une période plus longue : le volcanisme de la chaîne hercynienne précède le plutonisme, l'accompagne et lui succède.

Si on limite les roches volcaniques à celles de l'association magmatique subalcaline (rhyodacites à rhyolites calco-alcalines en écartant à la fois les roches basiques préorogéniques et les rhyolites acides anorogéniques), le rapprochement volcanites — granites devient plus étroit ; les deux séquences se superposent pratiquement ce qui indique une grande similitude géochimique ; de plus, les âges de ces deux catégories couvrent la même période qui va du Viséen moyen au Westphalien supérieur, voire au Stéphanien moyen.

Les deux séries semblent donc avoir la même origine issue d'un même courant de différenciation géochimique. Ce courant est distinct de celui du magmatisme basique à spilites, basaltes et andési-labradorites qui le précède mais qui est peu représenté sur la feuille Château-Chinon. On peut considérer qu'il se prolonge dans le magmatisme acide anorogénique stéphano-permien du bassin de Montreuilon.

Les mesures isotopiques posent le problème de l'origine du magma subalcalin. Les analyses faites à Clermont-Ferrand donnent des rapports $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ de 0,718 pour le granite de Gien-sur-Cure et de 0,7109 pour le granite d'Issy-l'Évêque, homologue de celui des Settons pour le Morvan méridional (Roques *et al.*, 1971). Ces rapports sont assez élevés. On peut envisager une contamination par anatexie crustale d'un magma d'origine plus profonde.

Le métamorphisme de contact affecte plus particulièrement les zones anticlinales du faisceau-synclinal où il se traduit par l'altération de la biotite, du pyroxène et de l'amphibole et par le développement de biotites et d'amphiboles secondaires ainsi que par l'apparition d'épidote, de clinozoisite et de sphène ou

leucoxène. Parallèlement, il y a albitisation du plagioclase. Ce métamorphisme est sans doute avec apport mais l'altération ultérieure rend difficile l'estimation de cet apport.

Le métamorphisme de contact à rapporter aux roches microgrenues est plus discret. Il se limite à une silicification de la roche encaissante qui peut atteindre plusieurs mètres et qui constitue un obstacle à la détérioration de la roche et à son érosion.

GÉOLOGIE STRUCTURALE ET GÉOCHRONOLOGIE

Socle cristallophyllien

Les manifestations les plus anciennes échappent au domaine propre à la feuille Château-Chinon. Elles n'en ont pas moins marqué l'évolution structurale du massif morvandiau dans son ensemble. Faute de données isotopiques suffisantes, le déchiffrement géochronologique en reste encore à l'état d'esquisse.

Le socle arverno-vosgien forme le soubassement du Morvan mais n'affleure qu'en deux zones, l'une au Nord (Chastellux-sur-Cure), l'autre au Sud (Montjeu - Saint-Emiland). Il s'agit pour l'essentiel de gneiss à biotite et parfois à cordiérite issus du métamorphisme régional de séries pélitiques antérieures à l'orogénèse calédonienne avec plissements de direction dominante E-W à W.NW. Le métamorphisme et la structuration de ces séries pourraient être rapportés à un âge post-silurien, ainsi qu'on l'observe dans le Limousin, selon A. Autran et P.-L. Guillot (1974).

Plissement hercynien

L'orogénèse hercynienne se manifeste au Dévono-Dinantien par le plissement des séries volcano-sédimentaires. Sur la feuille Château-Chinon, la direction dominante de plissement est E.NE et accessoire N-S. Elle affecte surtout le faisceau-synclinal et y marque l'anticlinal axial de Mourceau à la Come. Elle se retrouve à une plus grande échelle dans l'alignement Morvan - Vosges.

La phase E.NE paroxysmale du plissement se situe sans doute au Viséen moyen (phase sudète I). C'est l'âge du dépôt de la lentille calcaire de Cussy-en-Morvan rapportée approximativement à la limite Viséen inférieur - Viséen supérieur et associée à des granodiorites contemporaines du granite de Gien-sur-Cure dont la datation isotopique (335 M.A., voir plus loin) est également du Viséen moyen. La phase sudète I a été surtout considérée comme paroxysmale à la suite des observations faites par les géologues de Reims dans les Vosges méridionales (C. Fourquin, 1966 ; M. Coulon, 1976 et 1977). On y remarque en effet un chevauchement important des blocs sud sur les blocs nord dans la région de Masevaux par suite de poussées venues du Sud et formation d'un paléorelief avec intrusions de "roches monzonitiques". Quant au plissement E.NE du Morvan, qui affecte en particulier les tufs de rhyodacite II de Villapourçon dont les biotites ont donné 329 M.A. selon Y. Vialette (1965), il est viséen terminal (phase sudète II).

Mise en place des granites à biotite

Il ne semble pas y avoir de granites antévésiens dans le cadre de la feuille, contrairement à ce qui s'observe plus à l'Ouest où l'important batholite de Guéret serait d'âge dévonien supérieur et peut-être dans la région de Chizeuil (extrême Sud du Morvan) où la trondhjémite de Sauvigny est très précoce, bien que non encore datée.

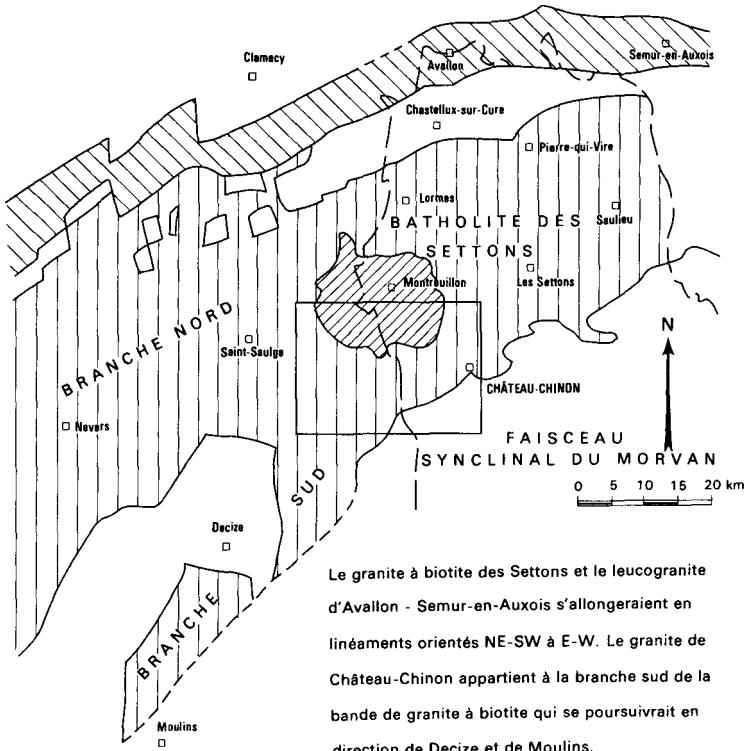
La première manifestation plutonique est d'âge viséen moyen. C'est l'âge du granite de Gien-sur-Cure établi selon la méthode Sr/Rb sur isochrone de la roche totale soit 335 M.A. (M. Roques *et al.*, 1971). C'est aussi l'âge de la granodiorite des Moulins d'Yonne et des microgranodiorites. Quant au granite batholitique, il n'a pas encore fait l'objet de mesures isotopiques sur isochrones. Mais les mesures sur biotites qui lui ont été consacrées (Y. Vialette, 1965), compte tenu des données de terrain, convergent pour supposer un grand étalement des âges de mise en place depuis le Viséen moyen jusqu'au Westphalien soit une période de 30 à 40 millions d'années. Les âges isotopiques vont en effet depuis 328 ± 4 M.A. pour le granite des Settons dans la région du lac jusqu'à 300 ± 10 M.A. pour le granite de Dommartin. Cette dernière mesure pourrait d'ailleurs dater plutôt les ultimes manifestations du granite batholitique dans la région de Château-Chinon et en particulier la mise en place du granite à biotite acide et alcalin de Sermages que celle du granite de Dommartin lui-même.

L'étude de la structure des granites de la région de Château-Chinon ne peut être séparée de celle du batholite des Settons dont il fait partie.

Le batholite se divise en effet, dans sa partie occidentale, en deux digitations qui encadrent le bassin de Montreuillon, la digitation sud de Château-Chinon et la digitation nord de Lormes - Vauclaux. Le bassin de Montreuillon occupe ainsi la partie centrale axiale du batholite, ce qui correspond en général à une zone élevée ou apicale. Il y a donc, au niveau de ce bassin, une inversion de relief puisque le granite qui devrait apparaître en altitude à cet endroit y occupe une position déprimée.




Ce phénomène ne peut s'expliquer que par l'existence d'une dépression centrale au toit du batholite. Etant donné le caractère tectonique du contact entre le bassin de Montreuillon et le granite de Château-Chinon, on peut penser qu'il s'agit d'une fosse tectonique à remplissage volcanique. Cet aspect sera envisagé ultérieurement dans la rubrique consacrée à la structure du volcanisme tardi-à post-orogénique.

Si l'on place l'ensemble du batholite des Settons dans un cadre plus régional comme y engage C. Weber (1972) dans son essai de carte "hypogéologique", en faisant abstraction de la super-structure volcanique et sédimentaire, d'autres caractères structuraux apparaissent. Le batholite des Settons dans son ensemble déborde du cadre de son affleurement à la fois vers l'Est et vers l'Ouest (carte, fig. 15). Il constituerait selon cet auteur comme une bande très large orientée E.NE - W.SW depuis la Côte d'Or jusqu'à la vallée de la Loire avec un faible ensellement à l'Ouest, les roches volcaniques n'étant visibles que sur le versant occidental du Morvan.



Le granite à biotite des Settons et le leucogranite d'Avallon - Semur-en-Auxois s'allongeraient en linéaments orientés NE-SW à E-W. Le granite de Château-Chinon appartient à la branche sud de la bande de granite à biotite qui se poursuivrait en direction de Decize et de Moulins.

En grands tiretés : limite de l'affleurement du cristallin.

-  Roches volcaniques du Bassin de Montreuillon
-  Leucogranite d'Avallon - Semur-en-Auxois
-  Granite à biotite

Cadre : limite de la feuille Château-Chinon

Fig. 15 - Extension vers le S W des granites du Morvan septentrional d'après l'interprétation des données géophysiques

(C. Wéber, 1972)

Cet allongement général correspond d'ailleurs à l'orientation des masses rocheuses granitiques telle qu'elle apparaît dans l'observation stéréoscopique des photographies aériennes avec une direction dominante également E.NE.

La limite sud du batholite des Settons est ainsi soulignée par le granite de Sermages dont les faciès aplitiques orientés expriment la montée diapirique.

Enfin la surrection du granite en horst par rapport au faisceau-synclinal qui l'encaisse au Sud est apparemment en contradiction avec sa morphologie en cuvette (la cuvette de Saint-Hilaire-en-Morvan). Il est difficile d'y voir une zone tectoniquement affaissée. En revanche, l'explication d'une érosion différentielle convient parfaitement à cette morphologie qui suppose un déblayage très important d'arènes, plus rapide que l'exhaussement du massif. A l'appui de cette interprétation, on doit signaler non seulement la très forte fracturation des granites de Dommartin et de Sermages par rapport aux autres types du batholite mais aussi une très forte fissuration des cristaux à l'échelle du micromètre avec de très abondantes inclusions fluides jalonnant les fissures (C. Grelou-Orsini et H.-G. Carrat, 1982 et 1985).

Mise en place des roches microgranulées associées

Ces roches occupent les modes de gisement suivants :

- en enveloppe subhorizontale continue de granophyres porphyriques au toit du granite (partie est du bassin de Montreuillon) ;
- en dykes subverticaux puissants de roche semblable recoupant le granite, l'enveloppe subhorizontale et la couverture : tufs de Blismes pour le bassin de Montreuillon, couverture volcanique et sédimentaire pour le faisceau-synclinal ;
- en dykes minces de microgranite à grain fin à moyen recoupant les mêmes formations et les dykes puissants eux-mêmes.

L'enveloppe continue peut être considérée comme la bordure figée du granite lors de sa mise en place par suite d'une consolidation rapide du magma au contact de la paroi froide de l'encaissant. Elle peut aussi être considérée partiellement comme faite de nappes subhorizontales postérieures qui se seraient glissées entre le granite et sa couverture.

Les microgranites porphyriques en dykes sont irrégulièrement distribués dans le bassin de Montreuillon : assez rares dans le tuf de Blismes et absents dans les ignimbrites de Montreuillon - Montauté, ils deviennent fréquents sur les bords du lac de Pannecièrre ; ils forment surtout un alignement puissant de forme arquée sur la bordure sud du bassin depuis Grandry et Châtin jusqu'aux croupes montagneuses du Montiaux, de Nargeveau et de Chêne-Fruit qui dominent Corancy. Dans le faisceau-synclinal, ils constituent des alignements parallèles mais de direction variable selon la zone : de W.NW dans la zone occidentale, ils deviennent N.NE dans la zone orientale.

Au plan de la chronologie absolue, on possède très peu d'éléments. L'enveloppe, sous forme de bordure figée du granite, serait contemporaine de la première mise en place du granite à biotite qui n'est d'ailleurs elle-même pas encore datée ainsi qu'il a été dit dans la rubrique précédente.

Il existe plusieurs générations de microgranite porphyrique et peut-être l'une d'elles est-elle antérieure à un granite à biotite tardif. C'est ce qui semble pouvoir être tiré de l'observation sur le terrain du granite de Sermages, relativement frais, recoupant les roches du faisceau-synclinal et des gros dykes de microgranite, disloqués par la tectonique. Une remarque dans ce sens a été faite par J. Faure (1968) dans les travaux miniers des Bois-Noirs (Montagne bourbonnaise) implantés dans un granite analogue. Il y a été observé, en effet, un microgranite antérieur au granite et métamorphisé par lui.

Il s'agirait en définitive d'une notion complexe à deux variantes : s'il existe plusieurs générations de microgranites, il existe parallèlement plusieurs générations de granites à biotite avec chevauchement possible des âges de ces deux types de roches.

Enfin, la distribution irrégulière des dykes de microgranites dans le bassin de Montreuillon et leur abondance sur la bordure sud et est du bassin, où ils forment des alignements courbes, font songer à des structures annulaires nées d'une surpression (feuilletts coniques) ou de la chute d'un bloc subsident (filons annulaires, B. Bonin, 1982).

Une première étude du Morvan d'après les images prises par satellites (Landsat I) aboutit d'ailleurs à l'opinion de l'existence de telles structures dans le bassin de Montreuillon (J.-P. Gélard, 1982). Mais, auparavant, il avait été observé une structure elliptique dans le faisceau-synclinal (région de Saint-Prix, feuille Autun à 1/50 000). L'auteur (M. Coulon, 1978) a supposé qu'il s'agissait là d'une ancienne structure annulaire, présumée de type feuilletts coniques (*cone sheet*), reprise dans une tectonique de compression. Toujours dans le faisceau-synclinal, mais cette fois sur la feuille Château-Chinon, ont été observés de puissants dykes de microgranite, parallèles mais dont la direction varie d'une zone à l'autre de la carte. S'agit-il là aussi de structures annulaires ?

Les études ultérieures diront si ce faisceau concordant d'observations conduira à la définition de véritables structures annulaires dans le Morvan. Si c'est le cas, comme il est vraisemblable, ces études aboutiront sans doute à la distinction de plusieurs types, avec peut-être des âges variables d'un type à l'autre. En effet, on ne peut mettre dans la même catégorie le cas du bassin de Montreuillon situé en position axiale par rapport au batholite des Settons et tectoniquement stable, et le cas du faisceau-synclinal où ces structures sont en position de flexure par rapport au même batholite (feuille Château-Chinon) ou dans une zone tectoniquement instable et fragile entre deux batholites (feuille Autun).

Mise en place des leucogranites à deux micas

La direction Est-Ouest (accessoirement Nord-Sud) de ces roches, qui affleurent en dykes n'apparaissant que dans les zones profondes du relief correspondant au granite à biotite et non à la couverture, est celle des vastes linéaments leucogranitiques du Morvan comme Avallon - Semur-en-Auxois au Nord ou Mesvres au Sud et de la bordure nord du Massif Central. Ces roches se sont mises en place par suite du débitage en blocs du socle cristallin au cours d'un stade de distension de la phase tectonique asturienne (limite Westphalien - Stéphaniens). Elles pourraient être contemporaines d'une des générations de dykes de microgranite porphyrique mis en place dans la couverture.

Mise en place du volcanisme post-orogénique

Le bassin de Montreuillon, en position centrale, voire apicale, par rapport à l'ensemble du batholite des Settons, forme relief dans sa partie orientale (Ouroux — Montauche) mais est en situation topographique déprimée à l'Ouest surtout à partir du lac de Pannecièrre. En outre, le granite à biotite qui y affleure dans les fonds de vallées n'est visible qu'à l'Est d'une ligne joignant Châtin à Chaumard en passant par Saint-Gy. Plus à l'Ouest il n'apparaît plus. Il y a donc un ensellement du socle granitique dans la partie occidentale et, comme les limites du bassin sont de nature tectonique, on peut même parler d'une fosse tectonique(*). Cette fosse aurait pu fonctionner en deux épisodes correspondant à l'éruption des deux types de roches pyroclastiques, un épisode ancien, postérieur à l'émission des tufs de Blismes au Viséen supérieur, et un épisode plus récent, postérieur à l'émission des ignimbrites de Montreuillon — Montauté au Stéphanien ou à l'Autunien.

L'éruption des rhyolites du mont Chéru et de Grandry en position intermédiaire pourrait annoncer la seconde émission.

Mise en place des lamprophyres et des filons de quartz Fracturation sans remplissage

Les lamprophyres en filons à direction dominante nord-ouest sont à rapporter à un épisode postérieur aux dernières rhyolites, du moins dans certaines zones ; on en trouve en effet dans l'ignimbrite de Montauté. Leur âge peut être stéphanien à en croire les mesures isotopiques faites sur les lamprophyres de la région de Thiers (J.-M. Cantagrel *et al.*, 1970), mais aussi permien.

Les petits filons de jaspe à uranium s'orientent selon des directions qui vont de N 135° à 145° E. Par analogie avec les filons de pechblende du Limousin et des Bois-Noirs, rapportés à la phase saalienne (limite Autunien — Saxonien, soit environ 250 M.A.), on peut leur attribuer cet âge. Mais il n'est pas exclu que les filons à pechblende de la carte soient mésozoïques (H.-G. Carrat, 1975).

Les gros filons de quartz blanc se distribuent en trois directions :

— N 135° à 145° E dominante, conforme à celle des filons de jaspe à uranium, devenant N 160° E dans la partie sud,

(*) Une étude très récente relative au bassin de Montreuillon présente cette zone effondrée comme une caldeira. Les deux assises de roches volcaniques pyroclastiques qui en constituent le remplissage y ont été datées par palynologie et traces de fission : l'assise inférieure des tufs de Blismes est rapportée à 291 M.A. pour sa partie haute, soit le Stéphanien B-C ; l'assise supérieure correspondant à l'ignimbrite de Montreuillon — Montauté est rapportée à 287 M.A. soit l'Autunien supérieur (J. Carpena *et al.*, 1984). Mais il n'est pas encore sûr que la base de l'assise de Blismes à laquelle les données géophysiques attribuent une épaisseur de 800 m dans le Sud du bassin ne soit pas plus ancienne (H.-G. Carrat, 1984).

La datation stéphanienne de l'ensemble des tufs de Blismes, qui jusque là étaient rapportés dans leur totalité au Viséen supérieur (étage des tufs anthracifères), aurait l'avantage de permettre d'attribuer à l'ensemble du bassin de Montreuillon un âge post-orogénique, âge réservé jusque là à l'ignimbrite de Montreuillon — Montauté. Cette structure, à laquelle pourrait appartenir éventuellement l'apophyse de Château-Chinon toute entière, serait née de l'évolution d'un magma anorogénique acide tel qu'il en a été décrit en particulier en Corse (B. Bonin, 1982).

- E-W ou plus précisément N 110° à 90° E, localisés surtout dans le granite,
- N-S et NE accessoires. La direction N-S, nouvelle, affecte la moitié orientale du faisceau-synclinal de la carte, où elle se superpose à la direction nord-ouest dominante.

L'âge des filons de quartz blanc est mésozoïque, au moins pour les plus importants d'entre eux.

Les fractures sans remplissages ont une direction dominante N.NW fréquemment N 160° à 165° E avec reprise locale des directions des filons et une direction accessoire nord-est. Elles font référence à un phénomène nouveau lié sans doute au cycle alpin.

Failles et découpage du massif en blocs

Postérieurement à la mise en place et à la consolidation des granites à biotite, la tectonique a cessé d'être souple pour devenir cassante. On observe alors un débitage en blocs du massif nouvellement induré et des déplacements de blocs ainsi constitués les uns par rapport aux autres. Se succèdent alors trois styles tectoniques distincts depuis le Westphalien jusqu'aux temps alpins.

Au premier style appartiennent les tectoniques westphalienne et stéphanienne. Le débitage est E-W, accessoirement N-S. Les différents blocs constitués sont poussés vers le Nord et tendent à se chevaucher, les parties nord des blocs ayant tendance à monter sur les parties sud des blocs adjacents. C'est le cas des fractures qui ont contrôlé la mise en place des leucogranites et l'émission des rhyolites alcalines. Dans la carte, ce style correspond en particulier à la limite nord du granite entre Grandry et Châtin.

Le débitage N-S correspond à la bande méridienne de leucogranite de la Pierre-qui-Vire au droit du Pont du Montal (carte Saulieu). Il est peu marqué dans la carte. La poussée du Morvan entier vers le Nord selon un mouvement de coulissage senestre (Est déplacé vers le Nord) de l'ordre de 40 km selon l'hypothèse de C. Weber (1972) pourrait être rattachée à cette période tardihercynienne. Mais au sein même du Cristallin morvandiau, ce débitage et ce coulissage semblent peu marqués à cette époque.

Le second style correspond aux fractures à remplissage de lamprophyres et de quartz, à débit nord-ouest dominant, nord-est et E-W accessoires. Il montre l'apparition de contraintes nouvelles, postérieures aux dernières rhyolites et affectant la totalité de la croûte jusqu'au manteau supérieur. La direction dominante nord-ouest est bissectrice des deux précédentes. Les accidents de ce type sont à l'origine d'un compartimentage du Cristallin et d'un mouvement général de surrection du horst en marches d'escalier en allant depuis la faille-limite du Bazois vers l'Est. Toutefois certains compartiments ont fonctionné en graben comme par exemple celui de Grandry à Montquin et Dommartin qui détermine le horst bordier de Dun-sur-Grandry à Saint-Péreuse. Il est donc plus juste de parler de *tectonique en clavaux* lorsqu'il s'agit de l'intérieur du massif.

De plus, on y observe localement la reprise de directions anciennes, les filons de quartz soulignant alors le débitage en bandes orientées approximativement E-W, ainsi qu'il apparaît par exemple sur la bordure nord du granite, mentionnée plus haut.

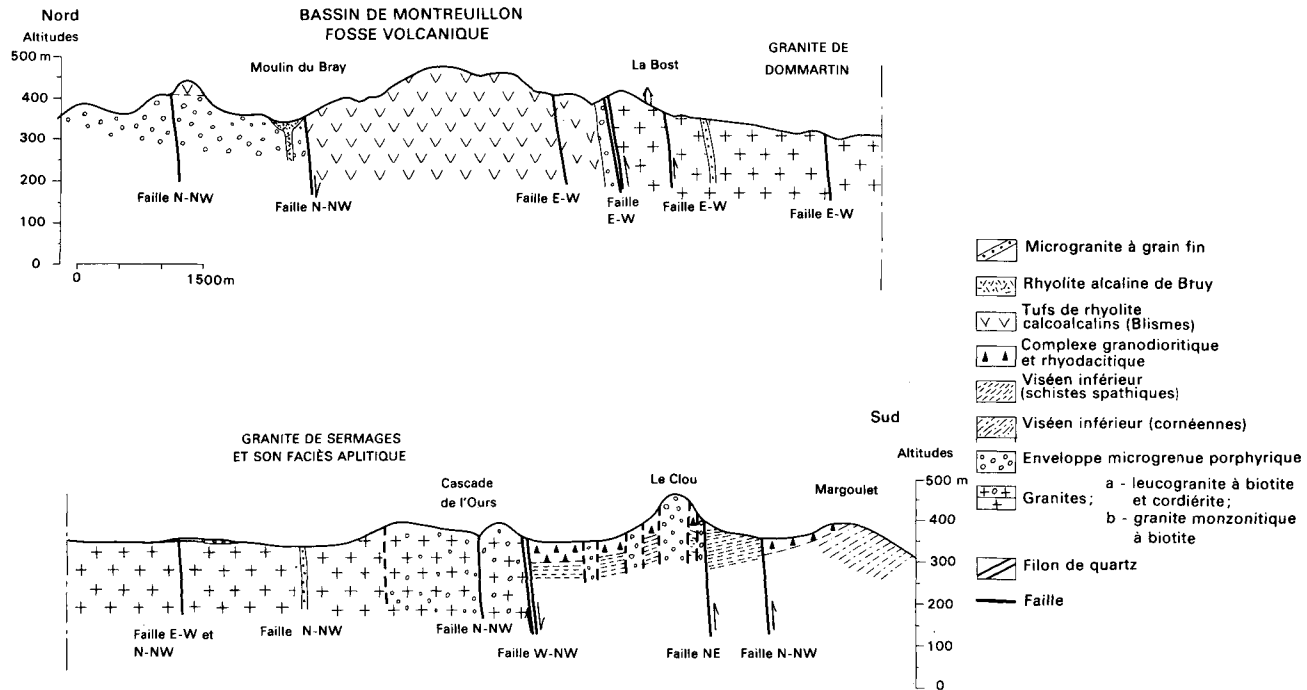


Fig. 16 - Coupe interprétative N-S selon la coordonnée Lambert 716

Au troisième style appartient le débitage N.NW des fractures accessoirement nord-est sans remplissage, lié essentiellement à la tectonique alpine (Oligocène). La faille-limite du Bazois a surtout fonctionné à cette période puisque c'est sur elle que s'observe le changement brutal de direction des cours d'eau vers le Sud alors qu'ils coulaient jusque là vers le Nord ou le Nord-Ouest. L'amplitude du rejet de la faille, variable entre le Nord de la carte et le Sud, engage à voir un mouvement de bascule des blocs attribuable sans doute davantage à l'effondrement de la dépression du Bazois et de la Limagne qu'à l'exhaussement du massif qui s'est comporté en horst relativement compact à cette période. Mais cette compacité est toute relative car les failles subméridiennes qui abondent dans tout le massif montrent un coulissage senestre fréquent, les compartiments orientaux ayant été poussés vers le Nord.

La grande faille subméridienne (200 m de rejet), qui traverse du Nord au Sud la carte Château-Chinon, est en réalité une ligne brisée qui relie des tronçons hercyniens de direction armoricaine (NW - SE). C'est au Sud d'Egreuil (Nord de la carte) que ces directions sont les plus nettes. Ces failles délimitent, au Nord, un horst de terrains cristallins recouverts incomplètement de "silicifié" et, au Sud, des "coins" de Lias inférieur (Hettangien en majorité) bordés d'un côté par les terrains du socle, de l'autre par le Lias supérieur.

A noter une faille Nord-Sud de très peu de rejet mais qui semble traverser la carte mettant en contact Sinémurien et Carixien, Carixien et Domérien.

Récapitulatif des principales phases tectoniques

Le territoire de la feuille Château-Chinon et en général le Morvan ainsi que toute la partie nord du Massif Central et même le Sud du Massif armoricain se situent le long d'une zone axiale qui se prolonge à l'Est vers les Vosges et la Bohême. Cette zone axiale orientée grossièrement E-W et constituée d'un vieux socle métamorphique (arverno-vosgien) correspond à la branche sud de la cordillère de l'Europe moyenne. Aux temps hercyniens elle s'est manifestée par un volcanisme et un magmatisme intenses qui sont à l'origine de l'arrêt de la sédimentation car il y a lacune du Namurien et du Westphalien. A fait éruption au cours du système carbonifère une masse énorme de tufs et de laves à laquelle a été donné le nom global de "tufs anthracifères", pendant qu'en profondeur se préparait la mise en place des importants massifs granitiques avec reprise des fragments de socles calédoniens et antécambriens (M. Chenevoy, 1957). Le plissement hercynien, orienté grossièrement E-W, avait pour moteur des poussées venues du Sud qui ont été, peut-être dès le Viséen mais sûrement au Westphalien et au Stéphanien, à l'origine de déversements vers le Nord avec chevauchement des blocs sud sur les blocs nord dont le plus spectaculaire est sans doute celui qui est à l'origine du bassin d'Autun. Les mêmes poussées sont aussi responsables des accidents sub-méridiens post-westphaliens qui auraient guidé le coulissage du Morvan vers le Nord selon un mouvement senestre d'une amplitude variable mais décroissante avec le temps.

La période qui suit est une phase de détente. C'est celle du magmatisme anorogénique responsable de la mise en place du bassin de Montreuillon et de sa caldeira au Stéphanien et à l'Autunien, sans doute en plusieurs stades. La venue des lamprophyres au Stéphanien et à l'Autunien correspond à cette période de détente ou plus exactement à la fin de cette période selon R. Guérin et M. Monnier (1984). Si les filons de fluorine peuvent être rapportés pour les plus importants au Lias, une imprécision existe encore à propos des filons de jaspe à

pechblende morvandiaux ; à la suite d'études récentes, leur âge limite Autunien — Saxonien souvent admis pourrait être abandonné au profit d'un âge mésozoïque. A cette période, correspond une tectonique de style différent, responsable du compartimentage du Cristallin et d'un mouvement de horst en escalier de style tectonique en clavaux qui s'est poursuivi jusqu'à l'orogénèse alpine. Celle-ci s'est manifestée en particulier par un mouvement de bascule du Morvan entier par suite de l'effondrement oligocène du Bazois et de la Limagne.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE

Evolution du relief

La morphologie du Morvan a été présentée précédemment. On pourra en retenir les traits essentiels suivants :

— les formes les plus anciennes, peu représentées dans la carte mais plus fréquentes vers le Nord-Est, sont appelées ici *Morvan pourri* et correspondent pratiquement à la surface hettangienne fossilisée, étage dont il reste des lambeaux jusque dans le Haut-Morvan ;

— les exhaussements successifs du Cristallin ont provoqué l'érosion de cette surface en plusieurs phases dont l'une, d'âge éocène, pourrait correspondre à un niveau 440-450 de la cuvette de Saint-Hilaire-en-Morvan et de sa bordure. Mais la direction préférentielle des croupes montagneuses E.NE, qui s'observe dans la cuvette elle-même, est le reflet d'un caractère structural plus ancien et plus fondamental, celui de la schistosité antégranitique ;

— l'effondrement oligocène s'inscrit ensuite dans la topographie par le changement de direction des cours d'eau qui, primitivement orientés vers le Nord, voient leur cours aller davantage vers l'Ouest puis brusquement vers le Sud dans la région de la faille-limite du Bazois.

Arènes granitiques

En surface le granite à biotite et à un moindre degré les roches microgrenues, granophyres et microgranodiorites sont altérés et perdent souvent leur cohérence au point de devenir comme des sables, matériau appelé localement *le cran*. On distingue habituellement de bas en haut (coupe fig. 10), l'arène en place puis l'arène allochtone en deux niveaux qui sont le niveau d'arènes litées et le niveau cryoturbé à blocs.

La profondeur moyenne d'arénisation dans le Morvan est de 4 à 5 m dans le granite porphyroïde à gros grain et bien moindre dans les granites à grain fin et les roches volcaniques, les microgranites étant marqués par une profondeur d'altération intermédiaire. Dans le granite à gros grain la désagrégation de la roche peut atteindre 10 et 20 mètres. Cette indication ressort des sondages carottés et des travaux miniers comme dans la cuvette de Saint-Hilaire-en-Morvan. Mais il faut dire que ces ouvrages ont été implantés dans des zones bien déterminées, marquées par une fracturation préalable de la roche saine.

L'étude minéralogique et géochimique surtout réalisée sur les biotites conduit à la distinction de trois types d'évolution (F. Seddoh, 1973) :

— une évolution simple en hydrobiotite. Le minéral maintient sa réflexion principale à 10 Å et conserve sa brillance ;

— une évolution avec expansion où les rayons X montrent le passage à l'équidistance à 24 Å ou 14 Å. La vermiculite apparaît et l'on note même dans un stade évolué l'association vermiculite — chlorite secondaire qui permet de définir "le mica intergrade" ;

— une altération plus accusée en kaolinite avec apparition de réflexions à 7 Å.

Au point de vue chimique, l'arénisation progressive des biotites s'accompagne de la décroissance de K et, à un moindre degré, de Mg, pendant que Fe s'accroît. Les plagioclases, de leur côté, perdent leur éclat, deviennent farineux et l'on note le développement de séricite, montmorillonite, kaolinite, gibbsite.

Au point de vue de l'âge, on peut distinguer une arénisation ancienne, à caractère faiblement ferrallitique, développée dans des conditions climatiques plus agressives qu'à l'époque actuelle et une arénisation dite "ménagée" plus proche de notre époque. La première est peu représentée dans le Morvan alors que la seconde y caractérise 90 % des affleurements. Dans l'arénisation de type "ménagé" on distingue :

- un type I à niveau cryoturbé rapporté à l'interglaciaire Riss — Würm ;
- un type II sans niveau cryoturbé, rapporté à la fin de l'interglaciaire Riss — Würm ou à la période de rémission (interstade) ;
- un type III également sans niveau cryoturbé, d'âge post-Würm.

La distribution de ces différents types à l'échelle du massif montre que dans le Morvan central et nord, auquel appartient la feuille Château-Chinon, les types I et II sont représentés, en particulier le type II lité à biotite kaolinisée. Dans le Sud du Morvan, au contraire, les types I et II font défaut par suite sans doute d'un déblayage par l'érosion.

La conservation d'arènes développées dans la région couverte par la carte est un élément favorable au volume des nappes phréatiques qu'elle contient.

La perte de cohésion du granite altéré est souvent la règle en surface ainsi qu'il a été dit au début de cette rubrique. Pourtant, dans les zones arénisées, il existe des affleurements de roche consolidée, bien qu'altérée, qui permettent d'ailleurs l'échantillonnage.

Dans les parties profondes comme sur les bords du lac de Pannecière, l'arénisation est bien plus localisée, en liaison vraisemblable avec la tectonique, mais les affleurements de granite qu'on y rencontre peuvent y être parfaitement sains.

Altération diagenétique du socle au-dessous de la surface mésozoïque. Le dépôt du "silicifié"

La présence de sédiments à rognons de silice immédiatement au-dessus du socle s'observe souvent dans la zone proche de la faille-limite du Bazois. Ce phénomène s'intègre dans le cadre d'une évolution diagenétique qui comporte trois stades successifs (L. Courel *et al.*, 1977) :

— un stade d'altération ménagée dont on vient de parler. Ce stade de type acide en milieu dissolvant précède la transgression mésozoïque ;

— un stade de carbonatation en milieu moins drainant à tendance réductrice, correspondant à une sédimentation carbonatée calcaire ou dolomitique (cette dernière dans les lagunes, en avant du front de transgression) ;

— un stade de silicification (dépôt du "silicifié") avec l'arrivée de la sédimentation détritique. Un dépôt précoce de minéralisation barytée et fluorée précéderait ce dernier stade.

OCCUPATION DU SOL

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Par sa situation dans le massif morvandiau et par sa morphologie favorable, la région de Château-Chinon a été de tout temps une zone de passage et de peuplement. Les hordes d'envahisseurs, comme les armées romaines, et les commerçants en quête d'un passage entre la vallée de la Saône et les pays de la Loire trouvèrent là, en plein coeur du massif, un passage relativement facile. Depuis le bassin d'Autun en direction de l'Ouest, la succession de zones déprimées comme la cuvette d'Arleuf et celle de Saint-Hilaire-en-Morvan favorisèrent la traversée d'Est en Ouest sans avoir à passer de barres montagneuses importantes. Seul est à signaler le col des Paquelins (670 m) sur ce profil car la barre montagneuse de Château-Chinon pouvait se contourner en empruntant la vallée de l'Yonne.

Mais la recherche d'un passage ne fut pas le seul objectif. Il fallait aussi, pour des raisons de sécurité ou des motifs d'ordre militaire, établir des observatoires. Les éperons rocheux proches des vallées de circulation ont été ainsi recherchés et habités comme l'attestent les vestiges préhistoriques et archéologiques : éperons de la ligne de reliefs qui domine la cuvette de Saint-Hilaire au Nord (Châtin, l'Huis-au-Roi, belvédère du Montiaux, etc.), croupes qui dominent la vallée de l'Yonne (l'Huis-l'Abbé, Outron, Montbois). En dehors de cette ligne de passage privilégiée, des vestiges ont été aussi découverts près des vallées profondes dans les zones à fort relief qui ont été des passages obligés pour l'Homme et pour son gibier : le Petit-Châtelet et le Fou-de-Verdun sur la vallée de l'Oussière (L. Olivier et G. Olivier, 1969-1971).

Localisation des vestiges de l'âge de la pierre (J. Arnoux, 1977) :

- industries paléolithiques : communes de Dun-sur-Grandry et de Moulins-Engilbert ;
- industries néolithiques : communes de Bazolles (Bazois), de Dun-sur-Grandry, Châtin, Dommartin, Saint-Hilaire, Chaumard, Corancy, Château-Chinon.

Localisation précise des sites archéologiques, fouillés, en cours de fouilles ou non étudiés :

- le belvédère du Montiaux : enceinte défensive elliptique avec tumulus au centre,
- l'Huis-au-Roi, tumulus,
- Châtin, cote 456, découverte de silex,

- l'Huis-Pasquet (Grand Champ), silex et poterie,
- l'Huis-l'Abbé, murs ronds gaulois, site fouillé,
- la Morelle, cote 462, camp de défense : éboulis de pierres, semi-circulaire sur le point haut,
- Montbois (chapelle), silex néolithiques,
- la Garenne-d'Argoulais, 6 tumulus dans le bois dont 3 fouillés,
- Montbracon, menhir peut-être pas en place,
- la Vernée-d'Outron, muraille : vestiges de maison avec résidu de forge,
- Bussy, poterie en tessons, vase gaulois,
- le Bout-de-Las, recherches à faire,
- vallée de l'Oussière, le Petit-Châtelet : dispositif de défense, gros mur, poterie gallo-romaine. Menhir de l'Oussière, hors carte (ce menhir n'est plus en place).

Quelques voies antiques découvertes sur le terrain et par l'observation des photographies aériennes (L. Olivier, 1983) :

- voie de Chaumard à Château-Chinon par la Morelle, le flanc nord et est du Montiaux, le château de Neuville ;
- voie d'Aunay-en-Bazois à Saulieu passant sous Corancy, près de l'Huis-l'Abbé et non loin du site des Bardiaux (carte Lucenay-l'Évêque) (signalée par L. Olivier et G. Olivier) ;
- voie de Moulins-Engilbert à Autun par Sermages, les Chevannes, Champeheur, Précy (signalée en partie par L. Olivier et G. Olivier).

OCCUPATION DU SOL DANS LES SIÈCLES PASSÉS. TENDANCES ACTUELLES

Au cours des derniers siècles et en dépit de la pauvreté de son sol, le Morvan a connu un certain développement démographique. Les hameaux étaient nombreux et disséminés du fait de l'abondance et de la dispersion des points d'eau. La population s'est maintenue sur certains points hauts, particulièrement recherchés du temps des Eduens et du Moyen-Age pour des considérations de sécurité. Mais les villages sont aussi apparus dans les zones basses propices à l'élevage, aux communications et au flottage des bois. Les villes ont alors trouvé une extension facile dans ces zones basses, en particulier à la limite du Morvan cristallin et du Bazois comme Moulins-Engilbert. Seule a échappé à cette tendance la ville de Château-Chinon, située sur un point haut du Cristallin, du fait de sa position le long d'une voie de communication historique entre les deux versants du Morvan.

Les activités étaient alors partagées entre l'exploitation du bois, soit en vue de son évacuation par flottage, soit par la fabrication du charbon de bois sur place, l'élevage, prospère dans les zones basses et bien arrosées, la petite agriculture céréalière pour la nourriture indigène, l'exploitation minière, en particulier celle du plomb et de l'argent. A titre annexe, bien que non négligeable pour l'économie, il faut signaler que le Morvan a été longtemps pourvoyeur de nourrices pour les bébés des villes, les morvanelles étant à cet égard expertes et très dévouées.

Mais au cours du XXe siècle et surtout depuis quelques décades, la population a délaissé cette région pauvre et souvent ingrate par suite de l'abandon du flottage et de la fermeture des mines jugées pauvres ou difficilement accessibles (problème de l'exhaure en particulier), aussi par l'existence, à la périphérie du massif, de zones plus fertiles et plus propices à l'élevage

(Charolais, Nivernais, Bourbonnais). Les villages abandonnés ou habités par quelques personnes âgées sont nombreux et la forêt reprend peu à peu son extension ancienne, envahissant les vestiges de l'habitat humain.

Toutefois depuis une dizaine d'années, on observe un certain regain d'activité. La recherche et l'exploitation minière y reprend quelque peu (uranium, fluorine, etc.), l'exploitation du bois y acquiert un renouveau pour la pâte à papier. Enfin et surtout le tourisme tend à se développer avec la construction de résidences secondaires du fait d'une meilleure desserte par routes et autoroutes. Ainsi les citadins à la recherche de calme et d'espaces verts viennent animer périodiquement ce magnifique îlot de nature encore préservé de la pollution.

SOLS ET VÉGÉTATION

Sols sur terrain cristallin

Sols sur arènes. Sur granites, leur profondeur est de 20 à 50 cm en général. Le plus souvent il s'agit de sols bruns acides ou brun ocreux possédant parfois une tendance ocre podzolitique. Sur rhyolites et roches microgrenues, il s'agit de "sols squelettiques" (F. Seddoh, 1973) de 10 à 20 cm d'épaisseur d'aspect caillouteux. Mais il existe aussi dans ces dernières zones des sols plus profonds, en particulier près de la faille-limite du Bazois au Nord de la feuille.

D'une manière générale, le développement des sols est plus influencé par les conditions topographiques actuelles 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 (F. Seddoh, 1973).

Variations de la richesse des sols. Il s'agit de simples observations qualitatives reposant sur une longue connaissance du terrain. Les zones à sous-sol très acide, comme celle du granite ou celle du bassin de Montreuillon, semblent être à l'origine de sols relativement pauvres. A l'extrême les sols de l'ignimbrite rhyolitique, très acide, sont systématiquement boisés ce qui indique clairement sa pauvreté en agriculture. A l'opposé les zones du Sud de la feuille où se rencontrent les schistes et les cornes viséens, ainsi que les microgranodiorites apparaissent plus propices à la culture lorsque l'épaisseur de l'altération le permet.

Sols sur terrains sédimentaires

Les terrains sédimentaires qui affleurent sur le territoire de la carte Château-Chinon montrent les caractères suivants :

- le "silicifié" très dur et les argiles rouges très plastiques ne peuvent donner que quelques bois ou friches ;
- l'Hettangien et le Sinémurien sont souvent recouverts de limons, et sont alors cultivés, mais c'est surtout lorsque la couverture du Carixien est conservée que

l'altération de cet ensemble marno-calcaire permet l'apparition de vastes surfaces labourées ;

— par contre, les argiles imperméables du Domérien ne sont guère utilisées, comme celles du Toarcien d'ailleurs, que par des prairies. En altération elles donnent des limons très argileux et généralement chargés de chailles en bordure du Cristallin. Ces argiles à chailles ne supportent que des bois (forêt de Vincenne, bois de Raie, des Sauves, du Chapitre...).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les deux parties de la carte, cristalline à l'Est, sédimentaire à l'Ouest, ont un comportement différent dans la distribution de l'eau. La moitié orientale, généralement considérée comme imperméable, ne contient que des nappes aquifères localisées. La moitié occidentale en possède sans doute d'importantes en liaison avec la structure et la nature des couches, nappes alimentées en partie par le massif cristallin à forte pluviométrie. Mais cette partie basse de la carte possède, ainsi qu'on l'a vu précédemment, un substratum cristallin ce qui confère à cette zone, au point de vue des réserves potentielles en eau, les caractères cumulés des deux régions.

Dans le Bazois, les limons argileux provenant en grande partie de l'altération des formations jurassiques et reposant sur un substratum imperméable couvrent des zones riches en étangs. Ailleurs l'eau est rare, quelques puits implantés sur le Sinémurien vont chercher l'eau vingt mètres plus bas au contact des argiles rouges (éoliennes pour abreuvoirs de troupeaux). L'hydrographie est réduite à la vallée de l'Aron et de ses affluents.

Quant à la distribution dans le socle cristallin affleurant ou sous-jacent, elle doit faire l'objet de deux remarques préliminaires. La première c'est qu'il existe, dans certaines zones basses du Cristallin, de véritables nappes alluviales comme on en observe par exemple dans la région de Saint-Hilaire-en-Morvan et de Sermages, la seconde est relative à l'imperméabilité du Cristallin. Cette notion telle qu'on la conçoit habituellement est erronée. Il existe en effet, du fait de fractures non cicatrisées (filons de quartz, accidents, failles sans remplissage), de vastes bandes de roche broyée non consolidée donc propice à l'infiltration et à la circulation des eaux jusqu'à une profondeur pouvant atteindre plusieurs kilomètres. La largeur de ces bandes, habituellement orientées N.NW mais aussi E-W, est bien plus considérable qu'il ne paraît à la lecture de la carte : les filons ou failles cartographiés ne représentent souvent qu'une partie des bandes broyées dont l'extension ne peut paraître qu'à la lumière de certains levés géophysiques comme les cartes de résistivité.

Parmi les bandes de roche cristalline broyée non consolidée, on peut citer en premier lieu celles qui accompagnent la faille-limite du Bazois et d'autres en position plus intracristalline comme les faisceaux d'accidents de Grandry à l'Est de Moulins-Engilbert, de Pleine-Feuille à Solo, de Lavault, de Vaucoret, etc.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Uranium. Les recherches de surface menées par les géologues et prospecteurs du Commissariat à l'Énergie atomique depuis 1948 et surtout depuis 1955 ont conduit à la découverte d'un certain nombre d'indices dont quelques uns sont devenus des gisements exploitables : Outeloup puis l'Huis-Jacques, Chaumotte, Grandry, la Queudre, Champigny, Courmont et, en dernier lieu, Vaussegré. Tous ces indices sont situés dans le granite qui, ainsi qu'on l'a vu précédemment, contient dans sa masse de fins minéraux disséminés de type uraninite, et il y a lieu d'établir une relation étroite entre la présence de ces minéraux en quantité appréciable et l'existence de gisements (G. Ranchin, 1970 ; H.-G. Carrat, 1971).

En surface les gisements se manifestent par des anomalies de radioactivité repérables au compteur gamma. Un rapide grattage permet alors d'identifier l'existence de minéraux oxydés colorés de type autunite ou uranocircite à faible profondeur sous la terre végétale. La roche encore sous forme terreuse montre déjà l'existence de fragments d'un filon de jaspe. La roche filonienne profonde, accessible par sondages ou travaux miniers, ne contient plus de minéraux oxydés mais de la pechblende et des oxydes noirs dans une gangue encore terreuse ou quartzreuse. Parmi les minéraux accompagnateurs, peu abondants en quantité, on signale la pyrite, la marcassite, la galène, la fluorine. La distribution du minerai dans le plan des filons est particulièrement irrégulière et de type lenticulaire.

L'étude des inclusions fluides de la gangue quartzreuse des pechblendes filoniennes du Limousin par voie expérimentale a permis de préciser la température de dépôt du minerai (au moins 350° C). Son interprétation, encore très provisoire, impliquerait une grande profondeur de dépôt dans le Limousin et aux Bois-Noirs (2 600 m au moins) (B. Poty *et al.* 1974). L'extension de cette interprétation aux gisements morvandiaux supposerait l'ablation par érosion d'une tranche importante de terrain depuis le Permien (dans l'hypothèse d'un âge permien des pechblendes massives), ce qui demande à être discuté au point de vue paléogéographique.

Fluorine, barytine, plomb, zinc, argent. La position paléogéographique un peu exceptionnelle de cette région au moment de la transgression mésozoïque, sorte de golfe entre le Massif Central et le Morvan non encore submergés, fut responsable d'une minéralisation originale qui comprend galène, blende, silice, barytine, fluorine. Cette minéralisation est connue depuis longtemps puisque une exploitation pour galène argentifère eut lieu au Nord de cette région, à Chitry-les-Mines, aux XVe et XVIe siècles (le plomb des toits de Notre-Dame de Paris et la vaisselle d'argent du Dauphin eurent cette origine).

De 1955 à 1965 des campagnes de sondages furent réalisées par le BRGM pour rechercher des gîtes de galène et de blende ; si des concentrations ont pu être mises en évidence, aucun gisement d'un peu d'ampleur ne put être trouvé.

La galène est fréquente et peu abondante dans de nombreux filons de quartz calcédonieux. Dans le cadre de la carte on peut signaler les filons de Couloir (Dommartin), de la ferme de Bost (Saint-Hilaire), de Gautron (Grandry) et du bois de Saulières où le "quartz haché" qu'on y trouve provient de l'épigénie de la barytine par le quartz. Des indices de galène ont été rencontrés dans le

sédimentaire viséen de la région de la Come. La blende n'est que rarement associée à la galène mais il semble que celle-ci soit généralement argentifère.

Les recherches du BRGM et celles poursuivies par Péchiney-Progil (devenu Rhône-Poulenc) ont, par contre, montré la grande abondance de fluorine, liée à la barytine. Les premiers gisements mis en évidence le furent au Nord du Morvan: Pierre-Perthuis — Pontaubert; d'autres suivirent: Marigny, Courcelles-Prémoy, Antully. Actuellement la prospection atteint le secteur de la carte Château-Chinon avec: Egreuil, Blin et Mont-et-Marré.

D'autres campagnes de sondages, ayant toujours pour but d'étudier le "silicifié", ont été récemment implantées par Denain-Anzin(*) et la SNEAP(*). Les coupes de ces sondages figurent dans cette notice.

Fluorine et barytine abondent aussi dans certains filons de quartz comme à Voltenne, Maine-Igornay (centre est du Morvan) ou à Grury et Issy-l'Evêque (Sud du Morvan). Ces minéraux peuvent aussi adopter un mode de gisement complexe dans les zones à calcaires marmoréens du Dévonien (Argentolle).

La distribution de la fluorine dépend sans doute en premier lieu de sa teneur à l'état de traces dans la masse des roches cristallines. Son abondance relative près des zones à volcanisme acide ou près des massifs de leucogranite a sans doute une telle signification. Toutefois, il existe pour le fluor comme pour d'autres éléments (plomb), et peut-être plus que pour l'uranium, un cycle secondaire lié à l'évolution paléogéographique.

La minéralisation quelle qu'elle soit est surtout importante dans le "silicifié", c'est-à-dire qu'elle s'est mise en place sur la surface de discordance socle — série transgressive entre deux écrans imperméables (socle au mur, marnes au toit) et est étroitement liée au processus de silicification. La présence de galets de l'assise de Chitry silicifiée, dans les formations immédiatement supérieures, suggère une mise en place antérieure à l'Hettangien. Enfin, il est certain que si cette sédimentation spéciale due à un facteur paléogéographique est favorable, les failles synsédimentaires ont une grande importance (D. Soulé de Lafont et J. Lhégu, 1980).

Or. Le filon Gautron de la forêt de Grandry appelé ainsi du fait de son inventeur Gautron du Coudray a donné lieu à des travaux de recherches pour l'or. Ce filon est minéralisé en galène, blende, chalcoppyrite, pyrite et mispickel aurifère. La galène est argentifère. La gangue est de quartz blanc plus ou moins teinté avec calcite, dolomite et strontianite (Rapports CEA, Bugnon, 1948, et Blangy, 1952, inédits).

Cuivre. Les minéraux de cuivre ont été rencontrés rarement dans le Morvan. Ils y sont généralement en quantité insignifiante. Aucun indice, sauf celui de chalcoppyrite dans le filon Gautron, n'a été signalé jusqu'ici dans la limite de la carte. La petite carrière de Gien-sur-Cure a montré quelques indices de malachite.

Etain. On a signalé des indices de cassitérite dans le leucogranite de la Pierre-qui-Vire (H. Cochet, 1953) dont la teneur en Sn est d'ailleurs supérieure au Clarke. Peut-être en existe-t-il aussi dans les dykes de leucogranite de la carte.

(*) Sociétés que nous remercions pour nous avoir transmis les coupes des sondages qu'ils avaient forés.

Charbon. De nombreuses petites exploitations de charbon ont été entreprises autrefois dans le bassin de Montreuillon, comme d'ailleurs dans certaines zones du faisceau-synclinal, ces dernières débordant du cadre de la carte. Les anciennes mines du bassin de Montreuillon sont actuellement difficiles à préciser sur la carte. Tous les points signalés sur les éditions précédentes ont été signalés même si les recherches que nous avons faites sur place avec l'aide des agriculteurs ont été négatives. Les anciennes haldes ont été aplanies pour les besoins de l'agriculture. Des recherches plus approfondies devraient néanmoins permettre d'en retrouver l'emplacement exact, au moins pour certaines d'entre elles. L'âge de ces dépôts charbonneux mériterait aussi d'être précisé par des études adéquates.

Matériaux d'empierrement. Diverses roches du Morvan cristallin ont été exploitées et sont encore exploitées en carrières pour l'empierrement. Dans le domaine de la carte, on citera la carrière Lescame près de Moulins-Engilbert, qui exploite surtout les tufs de rhyodacite avec lambeaux de schistes viséens ainsi que la microgranodiorite associée, et la grande carrière de Montauté à l'extrême Nord de la carte qui exploite la rhyolite ignimbrétique à débit prismatique, roche qu'on retrouve sur la plupart des routes empierrées de la région. On peut citer aussi un certain nombre de petites carrières abandonnées comme celle de la forêt de Grandry qui exploite la rhyolite blanche.

Matériaux de construction. On ne trouve pas, à proprement parler, d'exploitation actuelle de matériaux destinés à la construction, sinon, peut-être, l'arène granitique de la carrière proche du château de Neuville sur la route D 944. Mais les exploitations anciennes ne manquent pas. Elles se localisent en particulier dans les parties basses de la vallée de l'Yonne : carrière de granite de Gien-sur-Cure, sous la butte de Montriau, nombreuses carrières d'exploitation du granite à biotite ou du leucogranite ou du granophyre entre Corancy et Chaumard, en particulier sous Ardilly, au Pichou et aux Moulins.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Points d'observation géologique

- Le signal de Château-Chinon (table d'orientation) permet d'avoir un aperçu global de la région depuis une barre qui sépare le domaine occidental de la cuvette de Saint-Hilaire-en-Morvan, bordée au Nord et au Sud de roches microgrenues avec la perspective plus lointaine de l'effondrement du Bazois, du domaine oriental où se profilent les croupes élevées du Haut-Morvan avec leur point culminant le Haut-Folin. Le torrent de l'Yonne coule au pied de la barre. Il existe aussi une belle vue panoramique depuis les Roches de Courvault.

Affleurements intéressants du Cristallin

- La grande carrière Lescame près de Moulins-Engilbert montre le tuf rhyodacitique emballant des lambeaux de schistes viséens, l'ensemble recoupé par la microgranodiorite puis par un dyke de granophyre postérieur.

- Petite carrière d'arènes ocre de microgranodiorite sur la route de Poiseux aux Michots. On y voit les trois niveaux typiques des arènes.

- Affleurements sains de la granodiorite à biotite et amphibole des Moulins-d'Yonne à l'Est de Château-Chinon.

- Petite carrière d'arènes montrant la granodiorite arénisée recoupée par un dyke de rhyolite porphyrique également arénisée avec de la rhyolite à grain fin au contact (route de Saint-Léger-de-Fougeret à Montsaunin).

- Petit affleurement touchant une maison du hameau de Grandry (Sud de la carte): microgranodiorite recoupée par la rhyolite porphyrique, elle-même recoupée par un filon de lamprophyre.

- Gros dyke de granophyre porphyrique recoupant la microgranodiorite qui affleure à 400 m plus loin en direction de Sermages (route de Moulins-Engilbert à Château-Chinon près de Villacot).

- Roche volcanique basique associée à des cornéennes (affleurement très proche de la route de Mourceau à Poiseux.

- Schistes viséens à débit spathique recoupés par la microgranodiorite (région de Champ au Sud de Saint-Léger-de-Fougeret).

- Tuf de rhyolite calco-alkaline, commune de Blismes-Montigny (hameau de Bussy).

- Tuf de rhyolite calco-alkaline passant à la tuffite (roche sédimentaire). Ferme de l'Huis-Ravet (Blismes).

- Tuf de rhyolite à enclaves noires de Quincize (Blismes).

- Granite porphyroïde à biotite sain, de type Dommartin, affleurant dans une petite carrière sous Ardilly, au bord de l'Yonne : variété grise et variété rosée.

- Carrière d'arènes granitiques de Neuville (route de Château-Chinon à Montigny).

- Fronts de taille de bord de route montrant le granite porphyroïde arénisé recoupé de dykes de roche microgrenue (près du pont des Moulins).

- Affleurements entre les Moulins et le Pichou : le point indiqué correspond au dyke de leucogranite à deux micas et cordiérite qui recoupe le granophyre, lui-même sécant au granite. Le granite affleure à proximité en direction des Moulins.

- Affleurements du granite à biotite de Sermages dans le bois de la Cascade du Crot de l'Ours à l'Est de Sermages et du Champ Cougnard : accès difficile depuis le Moulin au Foivre.

- Affleurement de lamprophyre recoupant le granite de Sermages arénisé sur la route de Moulins-Engilbert à Château-Chinon, près de la ferme des Chevannes.

- Boule de granite de Gien-sur-Cure dans la rhyolite porphyrique, sur la rive ouest du lac de Pannecièrre. Cette enclave de 30 à 40 m de diamètre s'observe avec netteté depuis la rive opposée, surtout par basses eaux. Une seconde

enclave affleure plus discrètement sur la rive opposée, l'alignement des deux enclaves étant nord-est.

- Les affleurements de la rocade du bord du lac au Nord d'Arringette permettent d'observer toutes les variétés de roche microgrenue du cortège granitique : le granophyre porphyrique devenant localement plus rhyolitique, le porphyre quartzifère à grain fin recoupant l'ensemble. Il existe aussi un affleurement de cette dernière roche dans le hameau d'Arringette.

- Enclaves de tuf de rhyolite calco-alcaline dans le granophyre. La coloration plus sombre du second temps dans l'enclave est due à l'hématite. Cap à l'Ouest de Chaumard sur la berge est du lac.

- Petite carrière de rhyolite blanche de Grandry, sur un coude de la route D 11 de Grandry à Blismes à 350 m du pont de chemin de fer.

- Affleurement de la rhyolite rose de Bruy au hameau de l'Huis-Billard (Montigny-en-Morvan).

- Affleurement isolé d'une rhyolite rose rubanée, apparentée à celle de Bruy : bord de route au Sud-Ouest d'Aignault.

- Grande carrière de Montauté, en exploitation, montrant la rhyolite ignimbritique à débit prismatique localement rubéfiée.

- La rhyolite ignimbritique à caractère silicifié du château d'Egreuil.

- Zone broyée E-W du chemin rocailleux joignant Grandry à la Thibert et séparant le domaine des tufs de rhyolite au Nord de celui des microgranites au Sud.

- Tranchée de recherche du filon de quartz aurifère de Gautron du Coudray dans un thalweg de la forêt de Grandry.

- Excavations imputables à d'anciennes recherches minières sur le flanc nord de la forêt de Chêne-Fruit au Nord de Corancy.

- Excavations imputables à d'anciennes recherches minières sur le bord de la route de Moncey à Changemois (roches ferrugineuses).

Itinéraire géologique : terrains sédimentaires

Les terrains argileux carixiens, domériens, toarciens, recouverts très souvent de prairies, affleurent mal et les fossiles trouvés proviennent uniquement de champs venant d'être labourés. Par contre, les niveaux calcaires donnent de meilleures coupes.

Citons d'abord pour mémoire, car elle est déjà sur la feuille Corbigny, la très belle carrière qui, au Nord de la carte, est située au Sud de Château-Gaillard au carrefour de la D 945 et de la D 175. Elle donne la coupe du Sinémurien supérieur, du Lotharingien et de la base du Carixien.

Sur la feuille même de Château-Chinon, dans la vallée de l'Aron et du canal du Nivernais, le Lias inférieur est bien visible.

Partons du Nord :

Entre Bazolles et Mont-et-Marré, on peut voir de nombreux affleurements d'Argiles rouges et de "silicifié" le long du chemin de halage du canal (et aussi sur la rive droite pour ce dernier niveau en $x = 697,5$; $y = 2236,6$).

A Mont-et-Marré, un crochet sur Montapas permet d'observer dans le ruisseau ($x = 695,82$; $y = 2232,6$) l'alternance d'argilites et de grès que nous rattachons au Trias vrai.

En arrivant à Châtillon-en-Bazois, la route de Blanzly à la vallée ($x = 699,75$; $y = 2230$) donne une bonne coupe de l'Hettangien. Celui-ci est aussi très bien visible à l'Ouest de Châtillon dans la région de Ravisy en particulier sur la D 38.

Au Sud de Châtillon et jusqu'à Biches, c'est le Calcaire à Gryphées sinémurien qui affleure assez largement. A Pont, une maison "la Sinémurienne" ($x = 700,9$; $y = 2226,1$) montre le contact d'une part avec le Lotharingien, d'autre part, dans la vallée, 10 mètres plus bas, avec l'Hettangien. A Biches de nombreuses *Arietites* sont visibles dans les murs des maisons. Signalons, toujours dans la vallée, au pont de Fleury ($x = 702,2$; $y = 2222,8$) un intéressant contact Hettangien (calcaire dolomitique et marnes noires) — Sinémurien (Calcaire à Gryphées). Ne quittons pas ce secteur sans voir, au Sud de Brinay ($x = 703,5$; $y = 2222,4$), la carrière qui montre le faciès d'épandage plio-quadernaire: débris de granite, quartz roulés, chailles dans une matrice limoniteuse.

En allant jusqu'à Tamnay (par la D 109), on peut trouver un certain nombre de carrières (en particulier en $x = 704,6$; $y = 2230,1$) plus ou moins abandonnées qui montrent le passage du Sinémurien au Lotharingien. On y voit le passage des calcaires bioclastiques à Gryphées dans lesquels s'intercalent des argiles noires à débris et nodules phosphatés, à des calcaires marneux à passées plus importantes de marnes fines et grises.

De Tamnay, on peut rejoindre Chouigny par le Petit Massé (blocs de grès plio-quadernaires au château d'eau). A Chouigny et de part et d'autre de la vallée du Veyron, on trouve d'assez nombreux affleurements du Domérien supérieur. Le meilleur est peut-être sur la route de Dun-sur-Grandry ($x = 709,75$; $y = 2233,40$) où on peut voir 5 à 8 m des calcaires roux massifs à grandes Gryphées, Bélemnites et Ammonites (*Dactyloceras* du sommet des calcaires).

En allant vers le Sud, la D 231, après Champausserin, traverse des affleurements de Domérien supérieur (environs de la Varenne) et de Toarcien ($x = 710,30$; $y = 2231,5$). Par la D 296 ou la D 978 on peut rejoindre le secteur de Chamnay où de belles coupes du Bajocien sont visibles en particulier sous les ruines du château de Chandioix.

Le secteur de Moulins-Engilbert enfin est très intéressant du point de vue géologique. Le Calcaire à Gryphées est visible dans la ville même ($x = 712,35$; $y = 2222$), le Carixien au Nord ($x = 712,15$; $y = 2222,5$), le Domérien supérieur à l'Ouest ($x = 711,8$; $y = 2222,3$), le Toarcien au Sud sur la D 295 à la limite de la carte.

Les failles sont ici très abondantes sur la bordure du Cristallin, l'une d'elle se voit très bien au Foulon (x = 711,5 ; y = 2225,10) séparant le Domérien supérieur du granite.

Sites archéologiques

- Le Belvédère du Montiaux, enceinte défensive elliptique avec tumulus au centre.
- L'Huis-l'Abbé, murs gaulois, site fouillé.
- La Morelle, camp de défense : éboulis de pierres semi-circulaire sur le point haut.
- La Garenne-d'Argoulais, six tumulus dans le bois dont trois fouillés.
- Montbracon : menhir, peut-être pas en place.
- La Vernée d'Outron : muraille avec vestiges de maisons et résidus de forge.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES UTILISÉS

- 523-1-1 **Puits en d'Achun** (x = 699,70 ; y = 2239)
22 m du sommet du Sinémurien aux Argiles rouges
- 523-1-2 **Sondage SNEA - Achun 1** (x = 699,590 ; y = 2238,00)
- 0-2,7 m : Calcaire à Gryphées - Sinémurien
 - 2,7-5,2 m : Lumachelle supérieure - Hettangien
 - 5,2-10 m : Lumachelle inférieure - Hettangien
 - 10-20,9 m : marnes bariolées - Trias
 - 20,9-31,3 m : marnes et dolomies - Trias
 - 31,3-33,1 m : socle altéré - Trias
 - 33,1-34,1 m : microgranite (coupe *in* thèse Bois, 1978)
- 523-1-3 **Sondage SNEA - Mont-et-Marré** (x = 700,860 ; y = 2232,460)
- 0-3,2 m : Calcaire à gryphées - Sinémurien
 - 3,2-7 m : Lumachelle supérieure - Hettangien
 - 7-16 m : Lumachelle inférieure - Hettangien
 - 16-30 m : marnes bariolées - Trias
 - 30-38,5 m : marnes et dolomies - Trias
 - 38,5-40,8 m : socle altéré - Trias
(*in* thèse Bois, 1978)
- 523-1-5 **Sd. 573 - Denain-Anzin - Achun** (x = 698,7 ; y = 2235,5)
- 0-1,5 m : Argile rouge
 - 1,5-3,4 m : Silicifié clair massif peu ou pas minéralisé
 - 3,4-5,7 m : Silicifié gris dur à enclaves de microgranite, traces de barytine et fluorine rare
 - 5,7-6,5 m : microgranite avec quelques rubanements de Silicifié gris ou noir
- } Trias

523-1-6 **S574 – Denain-Anzin – Mont-et-Marré** (x = 697,65 ; y = 2235,20)

- | | | | |
|-------------|---|---|-------|
| 0-1,5 m : | argile rougeâtre ± sableuse | } | Trias |
| 1,5-9,2 m : | Silicifié gris très dur massif, enclaves du socle à partir de 7 mètres. Quelques mouches de galène ensuite. | | |

523-1-7 **S130 – Denain-Anzin – Mont-et-Marré** (x = 698,320 ; y = 2233,10)

- | | | | |
|--------------|---|---|-------|
| 0-1,7 m : | argiles bariolées rouges et vertes et grès à ciment calcaire | } | Trias |
| 1,7-13,3 m : | brèche à ciment et galets de calcaire jaunâtre avec quelques très rares passées silicifiées grises. Dendrite de Mn vers le haut. Plusieurs passées de calcite blanche dont une importante vers 12 mètres. | | |

523-5-1 **Sondage SNEA – Biches 1** (x = 700,830 ; y = 2223,260)

- | | | | |
|---------------|-------------------------|---|------------|
| 0-1,3 m : | déblais | } | Hettangien |
| 1,3-4,6 m : | Lumachelle supérieure | | |
| 4,6-20 m : | Lumachelle inférieure | } | Rhétien |
| 20-22 m : | marnes vertes et noires | | |
| 22-24,5 m : | grès | } | Trias |
| 24,5-40,7 m : | marnes bariolées | | |
| 40,7-42,8 m : | marnes et dolomies | } | Trias |
| 42,8-46,3 m : | socle démantelé | | |
| 46,3-49 m : | microgranite | | |
- (coupe in thèse Bois, 1978)

523-5-2 **Sondage SNEA – Châtillon-en-Bazois** (x = 700,850 ; y = 2229,230)

- | | | | |
|----------------|-----------------------|---|------------|
| 0-10,5 m : | Calcaire à Gryphées | } | Sinémurien |
| 10,5-13,3 m : | Lumachelle supérieure | | } |
| 13,3-28,5 m : | Lumachelle inférieure | | |
| 28,5-40,1 m : | marnes bariolées | } | Trias ? |
| 40,1-48,3 m : | marnes et dolomies | | |
| 48,3-49,5 m : | socle démantelé | | |
| 49,5-52,33 m : | microgranite | | |
- (coupe in thèse Bois, 1978)

BIBLIOGRAPHIE

Socle et Primaire

- AUTRAN A. et GUILLOT P.-L. (1974) -L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif Central français) au Paléozoïque : relation entre les cycles calédoniens et varisques. *In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*, col. inter. C.N.R.S., Rennes, n° 243, p. 211-226.
- BAZOT G. (1970) -L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif Central français. Thèse doct. Spécialité, 178 p., plus annexes.
- BEAUJEU-GARNIER J. (1951) -Le Morvan et sa bordure, étude morphologique. Ed. Presses Universitaires de France, bd. Saint-Michel, Paris, 288 p.
- BONIN B. (1982) -Les granites des complexes annulaires. *Manuels et méthodes*, éd. B.R.G.M., n° 4, 183 p.
- CANTAGREL J.-M., VALIZADEH M.-V. et VIALETTE Y. (1970) -Age des granites, granophyres et kersantites de la région de Thiers (Puy-de-Dôme). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t.270, p.600-603.
- CARPENA J., DOUBINGER J., GUERIN R., JUTEAU J. et MONNIER M. (1984) -Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. XXVI, n° 5, p. 839-859.
- CARQUILLE C. (1971) -Les "tufs anthracifères" de la région de Thury, Côte-d'Or. *Ann. Sci. Univ. Besançon, géologie*, fasc. 13, 3e série, p. 27-41.
- CARRAT H.-G. (1962) -Morvan et Autunois. *In Les minerais uranifères français*, Presses Universitaires de France, bd. Saint-Michel, Paris, t. II, p. 3-103.
- CARRAT H.-G. (1969a) -Le Morvan cristallin. Thèse d'Etat, Nancy, ronéotypée, 3 vol., 379 p. et annexes.
- CARRAT H.-G. (1969b) -Evolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. X, 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.
- CARRAT H.-G. (1975) -Le rôle de la géochimie de l'uranium et du thorium dans la recherche des gisements uranifères intragranitiques. *Sciences de la Terre*, t. XX, n° 2, p. 131-164.
- CARRAT H.-G. (1984) -Données nouvelles sur l'âge des séries volcaniques du Morvan. *Congrès nat. des Soc. sav., Dijon, sect. Sciences*, p. 125-135.

CARRAT H.-G. et WEBER F. (1958) -Présence dans le Morvan d'un nouveau granite hercynien antérieur au granite de Luzy. *C.R. Acad. Sc.*, t. 246, p. 963-966.

CARRAT H.-G., COMBLE J. de la et FEYS R. (1966) -Sur l'âge de quelques dépôts houillers du Morvan. *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, 8 p.

CHABANEL A. (1975) -Le paléovolcanisme acide et les microgranites de Montreuillon (NW du Morvan). Thèse 3e cycle, Paris VI, ronéotypée, 162 p.

COCHET H. (1953) -La série cristallophyllienne et les granites de la partie nord-ouest du Morvan. Dipl. Et. sup., Clermont-Ferrand, 39 p., inédit.

COULON M. (1976) -Place du plutonisme dans le contexte paléogéographique du Viséen des Vosges méridionales. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVI, 4, p. 387-398.

COULON M. (1977) -Evolution du Viséen entre les vallées du Rahin et de l'Ognon (Vosges méridionales). Existence d'une zone à comportement de linéament. *Sci. Géol.*, bull., Strasbourg, 30, 2, p. 79-89.

COUREL L. et SEDDOH F. (1975) -Altération du socle du Massif Central français au contact de la base de la transgression mésozoïque : modifications diagénétiques ; rapport avec les paragenèses minéralisées. IXe congrès intern. Sédimentologie, Nice, thème 2, p. 35-39.

COUREL L., SEDDOH H. et ZOUNGRANA G. (1977) -Evolution du socle antémésozoïque : place de la carbonatation et des minéralisations siliceuses, fluorées et barytées. Cas du Charolais et du Brionnais. *Bull. B.R.G.M.*, 2e série, sect. II, n° 4, p. 259-264.

FAURE J. (1968) -Mise en évidence d'un ensemble microgrenu métamorphisé par le granite des Bois-Noirs dans la mine d'uranium de Saint-Priest-la-Prugne (Loire). *C.R. Acad. Sc.*, D, t. 267, p. 9-11.

FOURQUIN C. (1966) -Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de mise en place du granite du Ballon d'Alsace (Vosges méridionales). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 262, p. 1509-1512.

GRELOU-ORSINI C. et CARRAT H.-G. (1982) -Recherches sur les inclusions intracristallines et les joints intercristallins dans un granite uranifère du Morvan. *Geochemical Geology*, Amsterdam, 37, p. 103-111.

GRELOU-ORSINI C. et CARRAT H.-G. (1985) -Joints de grains, microfissuration et concentration de l'uranium dans quelques granitoïdes français. Colloque de Nancy (sous presse).

GRÜNER M.-L. (1857) -Description géologique et minéralogique du département de la Loire. Paris, Imprimerie nationale, un exemplaire se trouve à l'Institut de Géologie et de Minéralogie, 5 rue Kessler à Clermont-Ferrand.

GUÉRIN R. et MONNIER M. (1984) -Relations entre histoire structurale et volcanisme dans le complexe volcanique acide stéphano-permien du Morvan occidental (Blismes Montreuillon). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, série D, n° 1, p. 37-42.

GUFFROY J. (1957) -La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sc.*, t. 244, n° 5, p. 632-635.

GUFFROY J. (1959) -Sur l'existence des Conodontes dans les calcaires paléozoïques du Morvan. *C.R. Acad. Sc.*, t. 248, n° 5, p. 710-713.

ISNARD P. (1981) -Etude chimique du massif granitique du Sidobre (Tarn). *Rev. Sc. de la Terre*, Nancy, mém. n° 41, mars 1982, 419 p.

JUNG J. (1946) -Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1 vol., 372 p.

KOSZTOLANYI C. (1971) -Chronologie des gisements uranifères français par la méthode Uranium-Plomb. Thèse Etat, Nancy I, 265 p.

LEMIÈRE B., TEYGYEY M., PLOQUIN A., PIBOULE M., DELFOUR J., MOINE B. et LECUYER E. (1982) -Géochimie du massif volcanique dévonien de Chizeuil (Sud-Ouest Morvan). 9e réunion Sc. de la Terre, Paris, p. 375.

LYS M., SERRE B., MAUVIER A. et GREKOFF N. (1961) -Contribution à la connaissance des microfaunes du Paléozoïque. Etude micropaléontologique (Conodontes, Ostracodes) dans le Dévonien supérieur du Morvan. *Revue de l'Institut français du pétrole*, p. 538-557.

MAMET B. (1967) -La microfaune calcaire de Cussy-en-Morvan. *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, 41, p. 20-25.

MAMET B. (1968) -Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1-2, p. 57-62.

MICHEL-LÉVY Alb. (1908) -Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Thèse, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, p. 193-489.

MICHEL-LÉVY Aug. (1879) -Compte rendu de la réunion de la Société géologique de France de Semur à Saulieu. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. 7, p. 848-873.

MICHEL-LÉVY Aug. (1883) -Notice de la 1ère édition de la carte de Château-Chinon au 1/80 000.

MICHEL-LÉVY Aug. (1898-1899) -Le Morvan et ses attaches avec le Massif Central. *Annales Géographie*.

MONNIER M. et STUSSI J.-M. (1984) -Le Bassin de Montreuillon (Nord Morvan): élément d'une association volcano-plutonique subcalcaire hercynienne. Données géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, série II, n° 14, p. 601-604.

MOREAU M. et RANCHIN G. (1971) -Altérations hydrothermales et contrôles tectoniques dans les gîtes filoniens d'uranium intragranitique du Massif Central français. *In Colloque Raguin*, Masson éd., p. 77-100.

POTY B., LEROY J. et CUNNEY M. (1974) -Les inclusions fluides dans les minerais des gisements d'uranium intragranitiques du Limousin et du Forez. *I.A.E.A., Vienne, S.M.*, 183/17, p. 569-582.

RANCHIN G. (1970) -La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Thèse Etat, Nancy, rapport CEA R 4034 (1971) et *Mém. Sci. de la Terre*, Nancy (1971).

RITTMANN A. (1960) -Les volcans et leur activité. Trad. fse H. Tazieff, Masson et cie, éd., 120 bd Saint-Germain, Paris.

ROCHE H. de la (1963) -Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sci. de la Terre*, Nancy, t. IX, n° 3, p. 293-337.

ROQUES M. (1971) -Structure géologique du Massif Central. In Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand, Plein Air Service-Editions scientifiques, 15 av. Albert Elisabeth, 63000 Clermont-Ferrand, p. 17-32.

ROQUES M., VACHETTE M. et VIALETTE Y. (1971) -Géochronologie du socle du Massif Central. In Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand, Plein Air Service-Editions scientifiques, 15 av. Albert-Elisabeth, 63000 Clermont-Ferrand, p. 269-289.

SABATIER H. (1980) -Vaugnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéralogie*, 103, p. 507-522.

SEDDOH F. (1973) -Altération des roches cristallines du Morvan. Thèse Etat, Dijon, ronéotypée, 377 p.

STUSSI J.-M. et ROCHE H. de la (1984) -Le magmatisme orogénique de la chaîne varisque. Typologie géochimique et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 298, série II, n° 2, p. 43-48.

VACHARD D. (1976) -Microfaciès et micro-organismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan. *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, n° 77, p. 15-22.

VIALETTE Y. (1961) -Age absolu du granite de Gien-sur-Cure (Nièvre), dans le Massif Central français. *C.R. Acad. Sc.*, t. 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.

WEBER C. (1972) -Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris, d'après les données géophysiques. Thèse Etat, univ. Paris VI, 169 p. et *Bull. B.R.G.M.*, 2e série, section II, n° 3 et 4, p. 219-345.

Secondaire

BOIS M. (1978) -La base de la transgression mésozoïque sur la bordure ouest et nord du Morvan. Corrélations par diagraphies, étude sédimentologique. Thèse doc. 3e cycle, univ. de Dijon, 258 p., 1 vol. annexes.

COUCHOT J.-P., LHÉGU J., PAQUIER J. (1966) -Résultats d'ensemble de la prospection de la couverture secondaire du Morvan et du Charolais. Rapport B.R.G.M.-D.R.M.M., 66 A.

- COUREL L. (1970) - Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif Central français. Thèse doct. Etat., Dijon, *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouvelle série L II, 118, 1973, 152 p.
- COUREL L., DURAND M., GALL J.-C., JURAIN G. (1973) - Quelques aspects de la transgression triasique dans le Nord-Est de la France. Influence d'un éperon bourguignon. *Rev. Géogr. phy. et Géol. dynam.*, (2), vol. XV, fasc. 5, p. 547-554.
- GRANGEON M., FEYS R., GREBER Ch., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1968) - Géologie profonde de la région de Decize (Nièvre). Essai de synthèse d'après les sondages récents. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, t. I, fasc. 1, p. 43-108.
- HORON O., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LHÉGU J., LORENZ J. (1971) - Les déformations tectoniques de la série sédimentaire en bordure du Morvan. *Bull. B.R.G.M.*, Fr., (2), I, 3, p. 151-161.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., avec HORON O., MOUTERDE R. (1961) - Lias des sondages de la bordure du Morvan. Colloque sur le Lias Français, *Mém. B.R.G.M.*, n° 4, p. 503-533.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LHÉGU J. (1969) - Le Morvan et le détroit morvano-vosgien au Trias et au Lias. *Bull. B.R.G.M.*, Fr., (2), I, 4, p. 1-48.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., LHÉGU J., RENAUD L., SCOLARI G. (1965) - Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Nivernais septentrional. *Bull. B.R.G.M.*, n° 2, p. 1-22, 11 fig.
- LESAGE M.-T. (1968) - Etude palynologique de l'Infralias de la périphérie du Morvan et comparaison avec les autres bordures du Massif Central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, t. X, p. 287-292, 2 fig.
- LHÉGU J., SCOLARI G. (1965) - Hypothèse sur l'origine de la silice et de la fluorine de l'assise de base de la transgression secondaire de la bordure occidentale du Morvan. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 305-307.
- LILLE R., SCOLARI G. (1968) - Phénomènes de diagenèse précoce dans les sédiments terrigènes des bordures triasiques maconnaise et sous cévenole. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, sect. IV, n° 4, p. 67-88, 7 fig., 2 tabl., 2 pl.
- MOUTERDE R. (1952) - Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif Central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 236, 459 p., 7 pl.
- MOUTERDE R. (1962) - Evolution de la partie sud du détroit morvano-vosgien pendant le Lias et le Bajocien. Colloque sur les seuils en géologie, Poitiers, p. 787-794.
- MOUTERDE R., TINTANT H. (1968) - Le détroit morvano-vosgien a-t-il existé au Lias ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. X, p. 293-302.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. Paris, *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 471 p.

SÂPIN S. (1967) -Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la Société nationale des pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. IX, p. 327-354.

SOULÉ DE LAFONT D., LHÉGU J. (1980) -Les gisements stratiformes de fluorine du Morvan (Sud-Est du Bassin de Paris, France). 26e congrès géologique international, fasc. E2, 40 p., 18 fig., Paris.

SOULÉ DE LAFONT D. (1976) -Les gîtes de fluorine et de barytine stratiformes des bordures du Morvan. *Mém. h.sér. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 335-358.

Divers

ARNOUX J. (1977) -Où en est la recherche préhistorique dans le département de la Nièvre. *Les Annales des Pays nivernais*, Pub. La Camosine, rue de la Chaumière, 58019 Nevers Cedex, n° 17-18, p. 3-5.

AUTRAN A. et PETERLONGO J.-M. (1979) -FRANCE. Introduction à la géologie du Massif Central. Livret-guide, 26e congrès géologique international, Paris, 1980 ; *Rev. Sc. nat. Auvergne*, vol. 45.

GÉLARD J.-P. (1982) -Apports de Landsat I à la connaissance géologique de la Bourgogne. Photo interprétation, mars-avril 1982, Ed. Technip, 3 p. + cartes.

LIMASSET J.-C. (1977) -Ressources en eau souterraine du Massif armoricain. *Revue "Géologues"* n° 41, p. 22-25.

OLIVIER L. (1969-1971) -Les fouilles de l'Huis-Labbé (un habitat rural gaulois). Mémoire de la Société Eduenne (Autun) et XLe Cong. Soc. sav. de Bourgogne, 1969.

OLIVIER L. (1983) -Le Haut-Morvan romain. Voies et sites. *Rev. archéol. Est et Centre Est*, 4e suppl., Dijon, 263 p. + cartes et annexes.

OLIVIER L., OLIVIER G. (1969-1971) -L'enceinte du Fou de Verdun et son environnement. *Rev. archéol. de l'Est et du Centre Est*, t. XX, fasc. 1-4 et t. XXI, fasc. 1-2.

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

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Château-Chinon* : 1e édition (1888), par Aug. Michel-Lévy, Ch. Vélain, Delafond ;
2e édition (1937), par Alb. Michel-Lévy, J. Goguel ;
3e édition (1965), par de nombreux auteurs, coordination partielle par O. Horon.

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

Feuille *Strasbourg* (1982), par J. Méloux.

TABLEAU DES EQUIVALENCES

Noms adoptés dans la feuille	Equivalences anciennes
Granodiorite et microgranodiorite Granite de Gien-sur-Cure	Granulite à mica noir ou à pyroxène pro parte (Aug. MICHEL-LÉVY) Idem, pro parte (Aug. MICHEL-LEÉVY)
Tuf de rhyodacite I	Orthophyre à mica noir (Aug. MICHEL-LÉVY) Tuf anthracifère (JUNG)
Tuf de rhyolite calco-alcaline	Tuf de rhyolite (CARRAT) Tuf de rhyolatite (CHABANEL) Tuf anthracifère (JUNG)
Tuf de rhyodacite II	Tuf porphyritique (Aug. MICHEL-LÉVY) Tuf de microgranulite Tuf de microgranite (Alb. MICHEL-LÉVY) Tuf rhyodacite (CARRAT) Tuf anthracifère (JUNG)
Leucogranite à 2 micas et cordiérite Granophyre	Granulite (Aug. et Alb. MICHEL-LÉVY) Microgranulite (Aug. MICHEL-LÉVY) Microgranite (Alb. MICHEL-LÉVY) Porphyre granitoïde (GRÜNER)
Rhyolite porphyrique	Porphyre quartzifère pro parte (GRÜNER)
Porphyre quartzifère	Porphyre quartzifère pro parte (GRÜNER)
Rhyolite ignimbrétique	Rhyolite et pyroméride Porphyre pétro-siliceux
Lamprophyre	Porphyrite micacée Mélaphyre Trachyandésite à faciès lamprophyrique

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Sur place dans le Morvan

- Société d'Histoire naturelle d'Autun, 15 rue St-Antoine, 71400 Autun.
- Muséum d'Histoire naturelle d'Autun : 14, rue St-Antoine, 71400 Autun.
- Archives de l'Académie du Morvan : B.P. 44, 58120 Château-Chinon.
- Parc naturel régional du Morvan, Dun-les-Places, 58230 Montsauche.

Laboratoires d'Université

- Dijon, Institut des Sc. de la Terre, 6, boulevard Gabriel, Dijon
- Orléans, Université d'Orléans, Départ. des Sciences de la Terre, 45046 Orléans Cedex
- Clermont-Ferrand, Institut de géologie et de minéralogie, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex
- Lyon, Université Claude Bernard, Départ. de Géologie, 43 bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex
- Paris, Université P. et M. Curie, 4 place Jussieu, 75005 Paris

Autres lieux d'information

- Société géologique de France, 77 rue Claude Bernard, Paris
- Muséum d'Histoire naturelle, laboratoire de Pétrographie, 61, rue de Buffon, 75005 Paris
- Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. : Service géologique régional Bourgogne, Immeuble Caisse d'Epargne, 32 bd du Maréchal Joffre, 21100 Dijon.
- Ou encore B.R.G.M., Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par H.-G. CARRAT, ingénieur géologue, collaborateur de la Carte géologique de la France, pour les formations primaires et A. LEFAVRAIS-RAYMOND, ingénieur géologue au B.R.G.M., pour les formations secondaires et superficielles, avec la collaboration de A. BAMBIER, ingénieur géologue au B.R.G.M., pour les gîtes et indices minéraux.

Les Ammonites ont été déterminées par A. LEFAVRAIS-RAYMOND, J.-H. DELANCE et J.-L. DOMMERGUES, les Brachiopodes par B. LAURIN.

TABLEAU N°1
ÉLÉMENTS MAJEURS DES GRANITES ET DE L'ENVELOPPE MICROGRENUE

		Granites à biotite et roches associées								Enveloppe microgrenue			Leucogranites		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Coord. Lambert	x y	720,4 2237,9	719,2 2237,75	743,7 2252,00	716,1 2231,2	718,0 2233,15	717,2 2227,8	719,2 2228,5	746,6 2270,9	715,6 2229,9	724,8 2241,8	718,5 2239,2	735,5 2263,1	721,8 2235,6	707,8 2241,0
Feuille		Château-Chinon	Château-Chinon	Saulieu	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Quarre-les-Tombes	Château-Chinon	Saulieu	Château-Chinon	Saulieu	Château-Chinon	Château-Chinon
SiO ₂		52,01	66,95	68,80	68,12	67,95	72,96	76,40	59,30	70,67	71,30	70,36	75,30	76,92	43,58
Al ₂ O ₃		17,97	15,28	14,80	14,35	15,08	13,71	12,40	19,65	13,91	14,30	15,84	13,30	12,37	12,62
Fe ₂ O ₃		3,55		1,59	1,01	0,70	0,53		1,55		1,04	1,15	0,23		1,10
			4,26					0,94		2,25				1,04	
FeO		3,35		1,78	1,79	2,15	0,94		2,50		1,29	0,66	0,86		2,53
MnO		0,11	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06	0,03	0,06	0,03	0,04	0,04	0,05	-	0,24
MgO		4,00	2,41	1,58	1,23	1,10	0,29	Tr	1,60	0,80	0,5	0,35	Tr	0,05	1,45
CaO		5,92	0,37	1,87	1,14	0,91	0,94	0,40	2,80	1,40	0,93	0,34	0,24	Tr	14,92
Na ₂ O		3,25	3,07	3,50	2,95	2,90	3,50	3,47	3,20	3,20	3,30	3,55	3,31	3,32	1,28
K ₂ O		2,55	4,70	4,94	5,45	5,15	4,55	4,62	6,35	4,70	5,37	4,75	4,65	4,77	7,09
TiO ₂		0,94	-	0,54	0,44	0,52	0,20	0,07	0,75	0,18	0,32	0,23	Tr	0,07	1,52
P ₂ O ₅		0,29	-	0,21	0,20	0,20	0,09	-	0,29	-	0,12	0,13	0,10	-	1,08
H ₂ O		0,66	-	-	0,58	0,98	0,74	-	1,50	-	-	0,72	-	-	-
H ₂ O+		-	-	-	-	-	-	-	0,18	-	-	-	-	-	1,82
P. Feu		5,17	2,71	1,15	1,77	1,78	0,88	0,69	-	2,09	1,46	1,41	0,94	1,04	11,08(CO2)
TOTAL		99,77	100,37	100,82	99,10	99,47	99,39	99,02	99,73	99,23	100,01	99,53	98,98	99,66	100,31

1 - enclave de dolérite (CC8). 2 - granite de Gien-sur-Cure (CC4). 3 - granite, commune des Settons - Saulieu (876). 4 - granite de Dommartin (profondeur) : (CY22.2). 5 - idem (surface) (195A). 6 - granite de Sermages (189c). 7 - aplites de Sermages (191B). 8 - syénite (501B). 9 - granophyre (204B). 10 - rhyolite porphyrique (448). 11 - porphyre quartzifère filonien à grain fin (CC319). 12 - leucogranite Pierre-qui-Vire, gros grain (176). 13 - leucogranite Ardilly, grain fin (CC42). 14 - lamprophyre en filons, carrière de Montauté (780F).

TABLEAU N°2
ELÉMENTS MAJEURS DES ROCHES VOLCANIQUES
(SÉRIES A DOMINANTE VOLCANIQUE OU MICROGRENUE DES ZONES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES)

		Faisceau synclinal						Bassin de Montreuillon					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Coord. Lambert	x	716,9	725,15	719,7	715,3	717,5	721,9	709,25	712,0	713,0	715,6	707,8	707,8
	y	2222,5	2217,2	2222,2	2223,3	226,2	2330,9	2235,15	2235,0	2239,0	2238,4	2241,0	2241,0
Feuille		Château-Chinon	Autun	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon	Château-Chinon
SiO ₂		53,08	65,62	64,47	65,22	65,07	66,21	68,95	72,00	73,20	75,2	74,45	73,92
Al ₂ O ₃		16,73	13,91	16,17	16,59	16,17	16,03	14,65	15,00	15,30	14,20	11,34	11,92
Fe ₂ O ₃		2,18	5,48	0,79	1,00	0,59	0,92	0,96	0,65	1,35	0,66	1,43	2,25
FeO		7,32	-	3,23	2,40	2,98	2,50	1,64	0,85	0,30	0,03	-	-
MnO		0,15	0,04	0,08	0,12	0,11	0,08	0,06	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO		4,03	1,57	1,63	1,61	1,61	1,49	1,08	0,40	0,55	0,29	0,36	0,36
CaO		7,38	2,12	2,00	1,71	1,51	1,20	0,58	0,80	0,25	0,09	0,95	0,89
Na ₂ O		3,55	4,15	3,10	3,25	3,45	2,90	3,10	3,25	0,08	2,69	2,35	1,65
K ₂ O		1,35	3,45	4,60	4,70	4,35	4,75	5,35	4,75	3,50	4,60	5,40	5,65
TiO ₂		1,18	0,44	0,65	0,50	0,48	0,56	0,61	0,28	0,22	0,15	0,11	0,07
P ₂ O ₅		0,21	-	0,04	0,26	0,17	0,28	0,23	0,13	0,31	0,19	-	-
H ₂ O-		0,22	-	0,50	0,42	0,31	0,22	0,34	0,15	1,00	-	-	-
H ₂ O+		-	-	-	-	-	-	-	1,45	3,95	-	-	-
P. Feu		1,95	2,46	1,91	1,85	2,93	2,53	1,78	-	-	2,05	1,44	2,19
TOTAL		99,33	99,81	99,17	99,63	99,73	99,67	99,13	99,75	100,03	100,11	97,85	98,91

1 - andésite (CC180). 2 - tuf de rhyodacite II (609B). 3 - tuf de rhyodacite I (CC127). 4 - microgranodiorite (CC156). 5 - granodiorite mylonitique de l'Homme (CC166). 6 - granodiorite des Moulins d'Yonne (CC230). 7 - rhyolite calcoalcaline de type Blismes - Montigny (CC32). 8 - rhyolite subalcaline type mont Chéru (CC87). 9 - rhyolite alcaline blanche, type Grand'Ry (CC92). 10 - rhyolite alcaline rose type Bruy (424). 11 - rhyolite alcaline ignimbritique faciès gris (RMT1B). 12 - idem faciès violacé (RMT5B).

TABLEAU N°3
 ÉLÉMENTS EN TRACES DES GRANITES ET DE L'ENVELOPPE MICROGRENUE
 (COMPOSITIONS MOYENNES)

	Granites à biotite								Enveloppe microgrenue			Leucogranites		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Th	22,3	22,7	32,9	32,6	34,4	31,7	22,8	68,2	34,54	26,36	9,8	10,9	8,5	38,6
U	5,4	4,2	4,6	12,3	6,3	11,1	11,2	4,5	8,2	7,1	6,1	5,9	6,8	7,7
Cs	48			14	-			20(1)	-	-	-			13(1)
Li	78	105	-	56	71	56	-	63	60	60	87	232	121	38
Rb	193			271				-	-	340(1)	274	380(1)	444	341
F	680	740(2)		503	455	393	166	640(1)	580	292(5)	546	1195	-	195
Sr	251	230	-	238	284	104	193	-	255	133	105	45	30	257
Ba	545	357	-	860	653	180(1)	705	-	415	-	382	283	Nd	
Be	3,5	3,1	3,8	4,7	3,0	5,0	4,0	3,5	2,5	3,9	10	4,5	5	4,0(1)
Sn	8,5	12	-	14	15	16	20	15	6,5	13	14	16,5	15	7(1)
B	27	19,8	18,8	14	23	23	10	15	15	12,5	65	19,5	17	25(1)
Pb	30	45	40	69	60	63	48	80	71	45	53	32,3	26	66
V	126	57	45	55	60	34	10	65	61	55	26	23,5	17	-
Ni	35	15,8	13,6	16	15	10(1)	11	13	-	12(1)	10	10,7	8	-

1 - granite de Gien-sur-Cure. 2 - granite à biotite commun des Settons - Saulieu. 3 - granites de Lormes - Précý-sous-Thil. 4 - granite de Dommartin (fond). 5 - granite de Dommartin (surface). 6 - granite de Sermages. 7 - aplite de Sermages. 8 - syénite en enclaves. 9 - granophyre (Sud et Est du bassin de Montreuilon). 10 - rhyolite porphyrique (idem). 11 - porphyre quartzifère grain fin (idem). 12 - leucogranite Pierre-qui-Vire gros grain. 13 - leucogranite Pierre-qui-Vire grain fin. 14 - leucogranite grain fin de la carte. (1) - une seule analyse. (2) - 2 analyses. Nd - non décelé.

TABLEAU N°4
ELÉMENTS EN TRACES DES ROCHES VOLCANIQUES
(SÉRIES A DOMINANTE VOLCANIQUE OU MICROGRENUE DES ZONES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES)
(COMPOSITIONS MOYENNES)

	Faisceau synclinal						Bassin de Montreuilon					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Th	3(1)	18	21,2	21,5	21,7	30,3	30,1	26,2	13,0	8,6	53,6	53,5
U	1,6	9,3	7,2	6,9	3,5	6,7	8,0	8,2	8,7	7,1	10,5	4,2
Cs	12(1)	21	14	13	11	12(1)	26	25	31	70(1)	13(1)	26(2)
Li	42	-	33	53	44	45	72	93	43	210	76	218
Rb	188	-	193	185	214	206	255	287	296	330	300	-
F	4200(1)	660	955	1215	1160	1700(1)	380(1)	694	1038	857	712	248
Sr	272	-	249	257	239	306	224	157	86	55	65	52
Ba	200(1)	-	-	527	-	835	713	300(1)	-	327	-	-
Be	9(1)	-	-	3,3	-	2,8	2,4	3,0	-	7,0	3,0	3,5
Sn	75(1)	-	-	25	-	14	8,4	20	-	28	15	16
B	10(1)	-	-	23	-	20	24	30	-	129	15	28
Pb	38(1)	-	62	39	45	56	47	43	31	45	95	46
V	220(1)	-	-	-	-	83(1)	45	51	-	26	16	-
Ni	10(1)	-	-	-	-	-	-	10	-	10	6	-

1 - andésite . 2 - tuf de rhyodacite II. 3 - tuf de rhyodacite I. 4 - microgranodiorite. 5 - granodiorite mylonitique de l'Homme.
6 - granodiorite des Moulins d'Yonne. 7 - rhyolite calcoalcaline de type Blismes - Montigny. 8 - rhyolite subalcaline type mont Chéru. 9 - rhyolite alcaline blanche, type Grand'Ry. 10 - rhyolite alcaline rose type Bruy. 11 - rhyolite alcaline ignimbrétique faciès gris. 12 - idem faciès violacé. (1) - une seule analyse. (2) - 2 analyses.

TABLEAU N°5
PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Mont-et-Marré	1-4001	F Ba	fluorine barytine	stratiforme	arkose (Trias)	Indice Minéralisation faible
Egreuil	2-4001	F Ba Pb	fluorine barytine galène	stratiforme	calcaire dolomie (Trias)	Gisement portant la trace d'anciens grattages Réserves : 1 Mt à 40 % CaF ₂
Blin	2-4002	Ba Pb	barytine galène	stratiforme filonnet	calcaire dolomie (Trias)	Traces d'anciens grattages. Barytine et mouches de galènes dans le niveau de base. Un filonnet de barytine NW-SE traverse le niveau de base.
Villette	2-4003	Ba Pb	barytine galène	stratiforme	calcaire dolomie (Trias)	Anciens travaux
Grandry	3-4001	U	pechblende	filon	granite	Indices. Anciens travaux
Forêt-de-Grandry	3-4002	Au Cu Pyr	pyrite et chalcopryrite aurifère malachite azurite	filon E-W Pce : 2 m Pge : 45°N	rhyolite	Grattages, tranchées. T.-B. de 30 m. Puits de 23 m (1898-1929). Analyse sur minerai trié : 52 g/t Au, 415 g/t Ag.

TABLEAU N°5
PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Forêt-Michot	3-4003		charbon	amas	tuf	Indice
Outeloup	3-4004	U Cu Pb	pechblende covellite galène	filon	granite	Indice. Puits de reconnaissance
Moulin-de-Couloir	3-4005	Pb Ba F	galène barytine fluorine	filon	granite	Petits travaux d'exploitation au début du siècle
L'Huis-Jacques	3-4006	U	pechblende produits noirs produits jaunes	champ filonien et amas	granite mylonite brèche	Reconnaissance par radiométrie, sondages, travaux miniers (4 niveaux distants de 20 m)
Courmont	4-4001	U	oxydes	filon	granite	Indice. Situation approximative
Les Chaumottes	8-4001	U	pechblende oxydes autunite	filon	granite mylonite	Reconnaissance par radiométrie, géochimie, sondages

TABLEAU N°6
TABLEAU RÉCAPITULATIF LITHOSTRATIGRAPHIQUE

ERE	CYCLE	SYSTÈME	ETAGE	TERRAINS SÉDIMENTAIRES	ROCHES VOLCANIQUES	ROCHES PLUTONIQUES	TECTONIQUE		
Quat ^{re}									
TERTIAIRE	CYCLE ALPIN	Pliocène Miocène Oligocène Eocène					Effondrement du Bazois		
SECONDAIRE		Crétacé Jurassique Trias					Filons de quartz blancs Surface post-hercynienne		
PRIMAIRE	CYCLE HERCYNIEN	Permien	Thuringien Saxonien	Grès					
			Autunien	Schistes bitumineux d'Autun Grès					
		Carbonifère	Stéphanien	Charbons (schistes à)	Volcanisme alcalin anorogénique	Lamprophyres			
			Westphalien	Lacune		Leucogranite à 2 micas		Ph. asturienne	
			Namurien	Lacune		Granite de Sermages Granophyres et Granite à biotite de Dommartin		Ph. sudète II	
			Viséen	sup.	Anthracite (schistes à)	Tufs anthracifères	Granite de Gian /Cure Granodiorite des Moulins d'Yonne		Ph. sudète I
				moy.		Tufs de rhyodacite			
				inf.	Schistes, quartzites et poudingues Cornéennes	Tufs d'andési-labradorite			
			Tournaisien	Lacune					
		Dévonien	Famennien	Schistes noirs	Spilites de Bourbon-Lancy			Ph. bretonne	
			Frasnien	Calcaires de Diou					
			Givétien						
Silurien Ordovicien Cambrien			Métamorphisme régional ?						
INFRA-CAMBRIEN à ANTÉ-CAMBRIEN	CADOMIEN		Briovérien	Métamorphisme régional ?					