

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## CHEMILLÉ

par

R. WYNS, H. LARDEUX, G. MOGUEDET,  
G. DUERMAEL, M. GRUET, R. BIAGI

## CHEMILLÉ

La carte géologique à 1/50 000  
CHEMILLÉ est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : ANCENIS (N° 105)  
au sud : CHOLET (N° 118)

Ancenis	Chalonnes-sur-Loire	Angers
Vallet	CHEMILLÉ	Thouarce
Clisson	Cholet	Vihiers



MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,  
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE  
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE, DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE  
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

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

**par**

**R. WYNS, H. LARDEUX, G. MOGUEDET,  
G. DUERMAEL, M. GRUET, R. BIAGI**

**avec la collaboration de  
M. BALLÈVRE, P. CHÈVREMONT**

**1998**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

*pour la carte* : WYNS R., CLÉMENT J.P., LARDEUX H., GRUET M., MOGUEDET G., BIAGI R., BALLÈVRE M. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Chemillé (483). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Wyns, H. Lardeux, G. Moguedet, G. Duermael, M. Gruet, R. Biagi, avec la collaboration de M. Ballèvre, P. Chèvremont (1998), 72 p.

*pour la notice* : WYNS R., LARDEUX H., MOGUEDET G., DUERMAEL G., GRUET M., BIAGI R. avec la collaboration de BALLÈVRE M., CHEVREMONT P. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Chemillé (483). Orléans : BRGM, 72 p. Carte géologique par R. Wyns, J.P. Clément, H. Lardeux, M. Gruet, G. Moguedet, R. Biagi, M. Ballèvre (1998).

© BRGM 1998. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1483-0

## SOMMAIRE

	Pages
<b>RÉSUMÉ</b>	<b>5</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>6</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>8</b>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>8</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>9</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>10</b>
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	<b>10</b>
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	<b>10</b>
SOCLE HERCYNIEN	<b>10</b>
<b>Unité de Drain–La Boissière</b>	<b>11</b>
<b>Unité des Mauges</b>	<b>12</b>
<b>Unité du bassin d'Anchenis</b>	<b>32</b>
MÉSOZOÏQUE	<b>36</b>
CÉNOZOÏQUE	<b>37</b>
FORMATIONS SUPERFICIELLES	<b>40</b>
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	<b>45</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>49</b>
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	<b>52</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>53</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<b>53</b>
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	<b>53</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>53</b>
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>57</b>
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>57</b>

	<b>Pages</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>61</b>
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	<b>61</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>62</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>62</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>62</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>66</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>67</b>
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	<b>69</b>
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	<b>70</b>

## RÉSUMÉ

Le territoire de la carte Chemillé occupe une partie du plateau des Mauges, dans la partie sud-ouest du département du Maine-et-Loire. Son substratum est constitué pour l'essentiel de micaschistes d'âge précambrien probable, métamorphisés lors de l'orogénèse cadomienne, il y a environ 540 millions d'années. Dans la partie sud de la carte, ces micaschistes contiennent d'anciennes roches volcaniques basiques, la Formation de Beaupréau. Dans la partie nord-ouest, ces micaschistes montrent les traces du métamorphisme et de la déformation associés au complexe cristallophyllien de Champtoceaux, développé sur les feuilles voisines Vallet et Ancenis : il s'agit d'un ensemble d'unités tectoniques ayant subi un métamorphisme profond de type éclogitique, et mises en place au Dévonien il y a environ 360 millions d'années. Ces unités tectoniques se prolongent vers l'Est en profondeur sous les micaschistes précambriens de la carte Chemillé. La déformation hercynienne observée au Nord-Ouest de la carte correspond à la puissante zone de cisaillement située à la base de l'unité des Mauges, près de son contact avec le Complexe de Champtoceaux sous-jacent.

Dans l'angle nord-est de la carte apparaissent une partie des terrains paléozoïques du bassin d'Ancenis, qui se développe plus au Nord le long de la vallée de la Loire (cartes Ancenis et Chalennes).

Enfin, au Sud-Ouest de Chemillé affleurent quelques pointements granitiques : ils correspondent à la partie affleurante d'un grand massif de granite qui se prolonge en profondeur, sous les micaschistes, jusqu'au Sud-Ouest d'Andrezé.

La surface du plateau des Mauges est recouverte d'un épais manteau d'argile résultant de l'altération, pendant l'ère tertiaire (entre 65 et 40 millions d'années), des micaschistes sous-jacents, alors que la région était émergée et soumise à un climat tropical humide. Ces argiles, épaisses en moyenne d'une vingtaine de mètres, constituent le support de la polyculture. Elles sont activement exploitées sur les cartes voisines Cholet et Vallet comme argile pour briqueterie. Localement, elles sont surmontées de sables et de graviers dont l'épaisseur n'excède pas 15 m, et qui sont les vestiges d'anciens sédiments continentaux tertiaires.

Autour de Saint-Pierre-Montlimart, d'anciennes mines d'or ont été exploitées dans la première moitié du vingtième siècle : environ 11 tonnes d'or-métal ont été extraites. Le minerai était associé à de puissants filons de quartz orientés E-W à ENE-WSW. Les seules ressources minérales actuellement exploitées sont les micaschistes, utilisés, concassés, comme granulats.

## ABSTRACT

The 1:50,000-scale Chemillé map represents the western part of the Mauges, a natural region coinciding approximately with an area of exposed Precambrian mica schist (Mauges Group or Series). It is a plateau of average elevation (100-120 m), bounded to the north by the Loire and Layon valleys, to the south by the Paleozoic rocks around Cholet, and to the east by the Mesozoic rocks around Thouars, and is dedicated to mixed farming and breeding. Settlements are scattered, with the two main towns being Chemillé and Beaupréau.

Geologically, the map area is underlain almost entirely by a thick succession of Precambrian mica schist that includes an interval of basic rocks corresponding to ancient metavolcanites (Beaupréau Formation). A few km<sup>2</sup> in the northeastern corner of the map area overlies the southeastern edge of the Paleozoic Ancenis Basin, whereas the southeastern corner is overlapped by the northern boundary of the Cholet Paleozoic syncline (the Gardes butte). The northwestern part of the map area, which marks a transition zone with the Champtoceaux metamorphic complex showing Hercynian deformation, includes a few orthogneiss bodies, of probable Paleozoic age, and metagabbro that probably belongs to the basic rocks of the Drain Arc (Vallet map area) which, as revealed by the positive gravity and magnetic anomalies, dip eastward beneath the Mauges unit along a ductile shear zone subsequently folded into an antiform. This shear zone affects the northwest part of the map area in the Boissière-sur-Èvre region.

In the southeast of the map area, a broad weak gravity anomaly extending ENE-WSW between Chemillé and Andrezé corresponds to the signature of the concealed Paleozoic Chemillé granite, of which only two outcrops, each of a few km<sup>2</sup>, exist to the west and southwest of Chemillé.

The plateau is characterized by the marked development of clay that formed from weathering of the Precambrian mica schist during the Paleogene. The only other Paleogene deposits are a few patches of continental sand and gravel.

Many questions remain concerning the age and geodynamic context of the deposition and subsequent deformation of the Mauges Group, and its relationships with the adjacent structural units. Thus, the interpretation given here, which is based on a limited amount of knowledge, could well change in the light of future work.

The Mauges Group, which is assigned to the Precambrian because the metamorphism affecting it has been dated as older Middle Cambrian (Cléré-sur-Layon; Cavet *et al.*, 1966), represents the oldest rocks exposed in the map area. It is characterized by its thickness (several kilometres) and the monotony of its facies, which vary between a quartz-feldspar greywacke pole and a pelitic pole. The tholeiitic nature of the intervening volcanic Beaupréau Formation suggests that the Mauges Group was originally deposited in an intra-continental rift

environment. However, the regional context of the group is unknown due to the Mauges structural unit being displaced far from its original site of deposition during Hercynian tectonic activity and end-Paleozoic transcurrent shearing. The major tectono-metamorphic deformation, assigned to the Cadomian orogeny, is characterized by major northeast-verging shearing under deep epizonal to mesozonal conditions (biotite + staurolite + kyanite). Again, the present isolated position of the Mauges unit makes it impossible to place it in its original orogenic context – the nearest preserved section of the Cadomian orogeny is in northern Brittany (Trégor).

After the Cadomian orogeny, the uplifted and exposed Mauges unit was subjected to erosion. It forms the basement of the Cholet epicontinental Paleozoic formations (Middle Cambrian to Silurian sedimentary and volcanic rocks), whereas farther north, the 'Intermediate Series', which is another unit showing probable Cadomian deformation, forms the basement of the Paleozoic formations (Ordovician to Silurian) deposited at the base of the Ancenis Basin prior to its opening during the Late Devonian to Early Carboniferous pull-apart tectonics.

Towards the end of the Devonian (360 Ma; Ballèvre *et al.*, 1994), the emplacement of the Champtoceaux metamorphic complex farther west (Vallet map area) caused thrusting of eclogite formations (Paleozoic orthogneiss associated with metasediments and oceanic rocks) onto the Mauves-sur-Loire epimetamorphic succession. The eclogite unit is overlain by a structural unit that comprises a) various Paleozoic basic rocks (from south to north: serpentinite, metagabbro, metavolcanite) constituting the Drain Arc to the south of the Loire, and b) metasediments with interbeds of graphite and metavolcanite (Hâvre mica schist) to the north of the Loire. This structural unit is in turn overlain by the Mauges unit, which forms the top of the nappe pile (Rolet *et al.*, 1994). Soon after this major compressive event (Ligerian phase), the Mauges unit was dissociated from the underlying Drain unit and displaced downwards along an eastward-dipping plane that, visible in the field (northwestern part of the map area), is marked by an extensive ductile shear zone with a sinistral strike-slip component and a northward-dipping stretching lineation. The Mauvoisinière orthogneiss and associated orthogneiss and metapegmatite dyke system were probably emplaced between these two events, presumably in relation to partial melting of the base of the Mauges unit due to the action of fluids issued from the metamorphism of the Paleozoic Drain unit. Contemporaneous with or subsequent to this extensive ductile deformation, the Ancenis pull-apart basin began to open along a NW-SE-striking sinistral shear corridor (Diot, 1980). Rapid filling of the basin during its opening probably began at the end-Frasnian or earliest Dinantian (Tombeau-Leclerc Complex) with reworking of the previously deposited sediments (lenses of the Givetian Chalonnais Limestone) in the form of olistoliths (Dubreuil, 1980), followed by reworking of older rocks (Early Devonian to Silurian), before a Dinantian conglomeratic sedimentation (sandy-pelitic Culm Complex), which filled most of the central part of the basin.



Probably after the end of the Dinantian (about 310-320 Ma), the whole of the Armorican Massif was subjected to NNW-SSE tightening that gave rise to major NW-SE-trending ductile dextral strike-slip faults (South Armorican Shear Zone) accompanied by the emplacement of numerous leucogranites. This event is reflected in the Chemillé map area by a N100°-110°-striking crenulation lineation that affects the whole of the Mauges unit, and by arching of the Champtoceaux complex, responsible for its current arcuate shape. The Chemillé granite was probably also emplaced during this event.

The remainder of the Hercynian orogeny did not affect the present map area; to the north of the Ancenis Basin, the Lower Loire coal trough was opened, filled with Namurian to Westphalian sediments and volcanites, and then rapidly closed.

As throughout the Armorican Massif, no Permian-Triassic deposits exist in the map area, probably due to final erosion of the Hercynian belt at this time. Similarly, no transgressive Jurassic and Cretaceous rocks are preserved in the map area, apart from possibly some gravel in the northeastern corner tentatively assigned to the Cenomanian.

Cenozoic deposition in the map area was essentially continental. During most of the Paleogene, the Chemillé map area was subjected to a humid tropical climate, which gave rise to thick weathering profiles. A continental erosion surface also developed at this time, giving rise to the present plateau. The Paleogene deposits consist of continental gravel and sand, locally silicified. The 'Falun sea' (Middle Miocene) does not appear to have transgressed as far as the map area, although it left abundant sediments in the adjacent Thouarcé map area, albeit in areas of lower elevation. Only the Redonian (Pliocene) transgression reached the map area, along the Hyrôme paleovalley where shelly sand has been intersected in boreholes to the southwest of Chemillé.

During the Quaternary, the glacial-eustatic fall in sea level during the cold periods caused incision of the hydrographic network, probably related to a former drainage system already established in the Paleogene and Neogene (the Èvre and Hyrôme valleys). This evolution, accompanied by the partial stripping of the Paleogene alterites, led to the present landscape configuration.

## INTRODUCTION

### *PRESENTATION DE LA CARTE*

La carte Chemillé occupe la partie occidentale des Mauges, région naturelle correspondant approximativement à la zone d'affleurement des micaschistes précambriens (Groupe ou Série des Mauges), limitée au Nord par la vallée de la Loire et celle du Layon, au Sud par les terrains paléozoïques du Choletais, et à l'Est par les terrains mésozoïques

du Thouarsais. Le territoire de la carte est représenté par un plateau d'altitude moyenne comprise entre 100 et 120 m, voué à la polyculture et à l'élevage. L'habitat est dispersé, les deux agglomérations principales étant Chemillé et Beaupréau.

D'un point de vue géologique, la quasi-totalité du territoire de la carte est occupée par une puissante série de micaschistes attribuée au Précambrien, qui inclut un épisode de roches basiques correspondant à d'anciennes volcanites (Formation de Beaupréau). Seul l'angle nord-est de la carte recouvre sur quelques kilomètres carrés une partie de l'extrémité sud-est du bassin paléozoïque d'Ancenis, tandis que l'angle sud-est vient effleurer la bordure nord du synclinorium paléozoïque du Choletais (butte des Gardes). La partie nord-ouest de la carte est une zone de transition avec le complexe cristallophyllien de Champtoceaux à structuration varisque; on y rencontre quelques corps d'orthoigneiss d'âge paléozoïque probable, ainsi que des métagabbros se rattachant probablement aux roches basiques de l'arc de Drain (feuille Vallet). Cette ceinture de roches basiques s'enfoncé vers l'Est sous l'unité des Mauges, comme le montrent les anomalies gravimétriques et magnétiques positives, le long d'une zone de cisaillement ductile postérieurement repliée en antiforme. Cette zone de cisaillement affecte la partie nord-ouest de la carte dans la région de La Boissière-sur-Èvre.

Les données gravimétriques montrent par ailleurs, dans la partie sud-est du territoire de la feuille, une importante et large anomalie légère, orientée sensiblement ENE-WSW, de Chemillé à Andrezé, correspondant à la signature du granite caché de Chemillé, d'âge paléozoïque, dont seuls affleurent deux pointements de quelques kilomètres carrés à l'Ouest et au Sud-Ouest de Chemillé.

Les zones de plateaux sont caractérisées par le développement important d'argiles d'altération formées aux dépens des micaschistes précambriens au cours du Paléogène. Quelques placages de sables et graviers continentaux sont les seuls dépôts contemporains de cette période.

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Les tracés des contours géologiques ont été réalisés à partir de levés à 1/25 000. La caractérisation des roches rencontrées, tant du point de vue de la lithologie que de la déformation et du métamorphisme, s'est appuyée sur l'étude de plusieurs centaines de lames minces. Un certain nombre d'analyses chimiques a permis de caractériser les métasédiments du Groupe des Mauges ainsi que le volcanisme de la Formation de Beaupréau. Un essai de datation de cette dernière formation par la méthode U/Pb sur zircons s'est révélé infructueux, en raison de la trop faible teneur en zircons de la roche. Le levé de la carte a bénéficié des acquis de l'étude lithologique, pétrographique, structurale et géochi-

mique de la coupe de l'Èvre (Wyns et Le Métour, 1983), réalisée dans le cadre d'un projet de recherche du BRGM.

Compte tenu de leur importance en géologie appliquée et de leur signification géologique, les altérites ont été représentées comme une formation à part entière. Elles ont fait l'objet de plusieurs sondages dans le but de reconnaître leur épaisseur (cf. annexes).

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TERRAINS NON AFFLEURANTS

**Argile sableuse à débris coquilliers redoniens de la vallée de l'Hyrôme au Sud-Ouest de Chemillé (Pliocène).** À l'occasion de travaux de reconnaissance pour la déviation de Chemillé, un sondage (483-8-16, cf. annexes) implanté dans la vallée à l'Ouest de la ferme de la Grande-Rivière, a rencontré en 1976, sous 5,20 m d'alluvions et colluvions quaternaires, 1,60 m d'argile plastique grise à graviers de quartz et débris coquilliers, surmontant 2,20 m de marne finement sableuse à débris coquilliers ; la base du dépôt n'a pas été atteinte.

Ces dépôts marins redoniens, dont le sommet se trouve ici vers 88 m d'altitude, sont les seuls témoins connus de la transgression redonienne sur le territoire de la feuille. La mer redonienne semble avoir atteint ce secteur à la faveur de la paléovallée de l'Hyrôme depuis la gouttière du Layon (feuille Thouarcé).

### TERRAINS AFFLEURANTS

#### SOCLE HERCYNIEN

Les terrains du socle hercynien seront décrits par unité structurale, et à l'intérieur de ces unités par ordre chronologique. Les trois principales unités structurales hercyniennes intéressant la feuille sont :

- *l'unité de Drain-La Boissière*, représentée dans la bordure nord-ouest de la feuille par des lambeaux de roches basiques d'âge paléozoïque probable ;
- *l'unité des Mauges*, couvrant l'essentiel du territoire de la feuille, et représentée par des métasédiments et des métavolcanites basiques d'âge précambrien probable (Groupe des Mauges). Cette unité est recoupée par des roches intrusives (granite de Chemillé, orthogneiss) et filoniennes d'âge paléozoïque, et recouverte dans le coin sud-est de la feuille par des quartzites paléozoïques appartenant à la bordure du synclinorium du Choletais ;
- *l'unité du bassin d'Ancenis*, d'âge paléozoïque, occupant le coin nord-est de la feuille.

**Remarque préliminaire : la « Série intermédiaire » en bordure sud du bassin d'Ancenis.** À la limite nord de l'unité des Mauges, l'Ordovicien de la base du bassin d'Ancenis repose par une discordance (moulin de Châteaupanne, feuille Chalonnnes) sur une série métamorphique épizonale qui a été interprétée comme appartenant à l'unité des Mauges (Blaise *et al.*, 1970). Toutefois, l'étude de l'extrémité nord de la coupe de l'Èvre (Wyns et Le Métour, 1983) a montré que le Paléozoïque du bassin d'Ancenis est en contact avec une série volcano-sédimentaire à caractère kérotophyrique, différente du Groupe des Mauges, et qui avait été autrefois individualisée sous le nom de « Série intermédiaire » sur la carte à 1/80 000 Ancenis (Cavet, 1967). Cette unité, qui constitue le substratum du Paléozoïque du bassin d'Ancenis, est séparée de l'unité des Mauges par un couloir de cisaillement senestre lié à l'ouverture en « pull-apart » du bassin d'Ancenis au Dévonien supérieur ou au Carbonifère inférieur. Sur le plan pétrographique, la « Série intermédiaire » se caractérise par la présence d'une part de shales, et d'autre part de volcanoclastites kérotophyriques formant des niveaux massifs d'épaisseur hectométrique (butte de Saint-Florent-le-Vieil, feuille Chalonnnes) et constituées principalement de clastes volcaniques de quartz et de plagioclase sodique, accessoirement de feldspath potassique, de muscovite et de microgranite, dans un ciment peu abondant de chlorite, séricite et épidote. Sur le plan de la déformation, on observe une schistosité de flux unique, et non une foliation composite comme dans le Groupe des Mauges.

La « Série intermédiaire », qui forme le substratum métamorphique anté-ordovicien de la série paléozoïque du bassin d'Ancenis, constitue donc une unité structurale différente de celle des Mauges, en contact tectonique avec celle-ci par le couloir de cisaillement senestre lié à l'ouverture du bassin d'Ancenis. Elle représente peut-être, comme l'unité des Mauges, un autre élément isolé de la chaîne cadomienne, rapproché de cette dernière unité par le jeu des décrochements paléozoïques.

Sur la feuille Chemillé, des faciès analogues à ceux de la « Série intermédiaire » ont été observés dans l'angle nord-est de la carte en bordure sud du Paléozoïque du bassin d'Ancenis, sans qu'il ait été possible de tracer une limite fiable entre ceux-ci et ceux du Groupe des Mauges. Cette zone est en effet affectée par le couloir de cisaillement senestre bordant le Sud du bassin, et il est aléatoire d'y suivre une limite lithologique aussi discrète compte tenu de la déformation et des conditions d'affleurement.

### **Unité de Drain-La Boissière**

**M0. Amphibolites de La Boissière-sur-Èvre : métagabbros (Paléozoïque probable).** Dans la partie nord-ouest de la carte, près de La Boissière-sur-Èvre, affleurent quelques petits massifs d'amphibolites qui semblent se rattacher à l'extrémité orientale de l'arc de

Drain. Le massif le plus important s'étire en direction NE-SW sur un peu plus d'un kilomètre de longueur à l'Est de La Boissière-sur-Èvre. La roche, grenue à l'origine, est constituée d'une association de hornblende brune et de plagioclase (andésine), accompagnés d'épidote, de chlorite et d'opacques ; la hornblende est partiellement rétro-morphosée en actinote sur les bordures, antérieurement à la déformation protomylonitique.

D'autres petits corps basiques affleurent dans ce secteur, notamment au Sud et à l'Ouest de La Boissière-sur-Èvre. Ils sont souvent de très petite taille (déca- à hectométrique) et les contours en sont très difficiles à suivre en raison de la mauvaise qualité des affleurements. Du fait que la foliation la mieux exprimée dans ce secteur est une foliation mylonitique, il est probable que ces corps basiques correspondent à des lentilles dilacérées dans la foliation à partir d'un ensemble initialement plus important. Dans cette hypothèse, ces roches basiques pourraient avoir été arrachées à la bordure orientale de l'arc de Drain, ceinture de roches basiques formant l'enveloppe externe (supérieure) du Complexe de Champtoceaux, et qui sont développées sur la feuille voisine Vallet.

Les métagabbros de l'unité de Drain-La Boissière ont été datés sur la feuille Vallet de  $371 \pm 3$  Ma par J.L. Paquette (1987), qui a en outre mis en évidence leur caractère tholéitique.

## Unité des Mauges

### **Groupe des Mauges (Précambrien)**

Le Groupe des Mauges comprend des métasédiments (métagrauwackes, formées originellement de feldspaths et de quartz détritiques dans une matrice argileuse, et métapélites à dominante originellement argilo-silteuse, auxquelles sont associées quelques niveaux graphiteux), et une formation basique d'origine volcanique, la Formation de Beaupréau. Ce groupe est attribué classiquement au Précambrien, car il est recouvert en discordance, à Cléré-sur-Layon (Maine-et-Loire, feuille Vihiers) par le Cambrien moyen daté par des trilobites (Cavet *et al.*, 1966). Le Groupe des Mauges occupe l'essentiel du territoire de la carte.

### **Roches métasédimentaires**

ξ. **Micaschistes à chlorite, séricite ± biotite et grenat : métapélites et métagrauwackes.** Les métasédiments du Groupe des Mauges sont constitués de micaschistes dont la composition varie entre un pôle grauwackeux et un pôle pélitique.

• Les **métagrauwackes** forment des bancs d'épaisseur décimétrique à plurimétrique d'une roche détritique massive, de teinte claire, pauvre

en micas. En lame mince, lorsque le degré de recristallisation métamorphique n'est pas trop important, on peut observer des clastes de quartz et de plagioclase (albite-oligoclase) de 200 à 800  $\mu\text{m}$  de diamètre, baignant dans une matrice plus fine (grains de 50 à 100  $\mu\text{m}$ ) constituée de quartz, plagioclases et micas, auxquels s'ajoutent occasionnellement calcite, sphène, épidote et opaques. Les proportions des divers éléments peuvent varier d'un point à un autre : tantôt le quartz domine, tantôt c'est le plagioclase. Le classement est lui-même variable : le plus souvent il est assez hétérométrique, mais il peut être bien classé. Certains faciès finement rubanés présentent un tri très net avec grano-classement en microséquences centimétriques comprenant à la base un lit de grauwacke franche quartzo-feldspathique hétérométrique, puis un lit microquartzitique, et enfin un niveau micacé.

• Les **métapélites** forment des passées d'aspect schisteux, de teinte sombre ou à reflets argentés selon la nature du mica dominant, et d'épaisseur variable. Elles forment des interlits d'épaisseur variable entre les bancs de grauwacke, ou bien des ensembles plus épais admettant toutefois des passées grauwackeuses. En lame mince, ces roches sont constituées de lits micacés, alternant avec des interlits finement quartzo-feldspathiques. Les micas sont toujours d'origine métamorphique et alignés selon la foliation ; selon le degré de métamorphisme et la composition originelle, on observe en proportions variables séricite, chlorite, biotite. La taille des micas varie également selon le degré métamorphique, elle est généralement de l'ordre de 100 à 300  $\mu\text{m}$ .

Entre ces deux pôles s'observent tous les faciès intermédiaires résultant des variations de proportion, à l'échelle de la lame mince, entre les divers constituants (quartz, plagioclases, micas) et, à l'échelle de l'affleurement, entre la fréquence et l'épaisseur des lits à dominante de grauwacke et de ceux à dominante de pélites. À l'échelle régionale, il semble que la série soit organisée en plusieurs mégaséquences d'épaisseur plurikilométrique, débutant chacune par un ensemble à dominante grauwackeuse, et se terminant par un ensemble à dominante pélitique dans lequel s'observent fréquemment des passées graphiteuses. Ainsi, le long de la coupe de l'Èvre (Wyns et Le Métour, 1983), quatre mégaséquences ont été mises en évidence, soit, du Nord au Sud et du bas vers le haut de la série (fig. 1) :

– *séquence 1*. Cette séquence est représentée par son terme sommital, formé de métapélites à passées graphiteuses dans la région de La Chapelle-Saint-Florent. Vers le Nord, elle est tronquée par le couloir de décrochement senestre de la bordure sud du bassin d'Anchenis (feuille Chalonnnes), qui la met en contact avec la « Série intermédiaire » ;

– *séquence 2*. Elle débute, au Sud-Est de La Chapelle-Saint-Florent près du cirque de Courossé, par des métagrauwackes, et se termine entre Beaupréau et Montrevault près du méandre abandonné de la Tournerie. L'épaisseur apparente de cette séquence est de l'ordre de 4 000 à 5 000 m ;

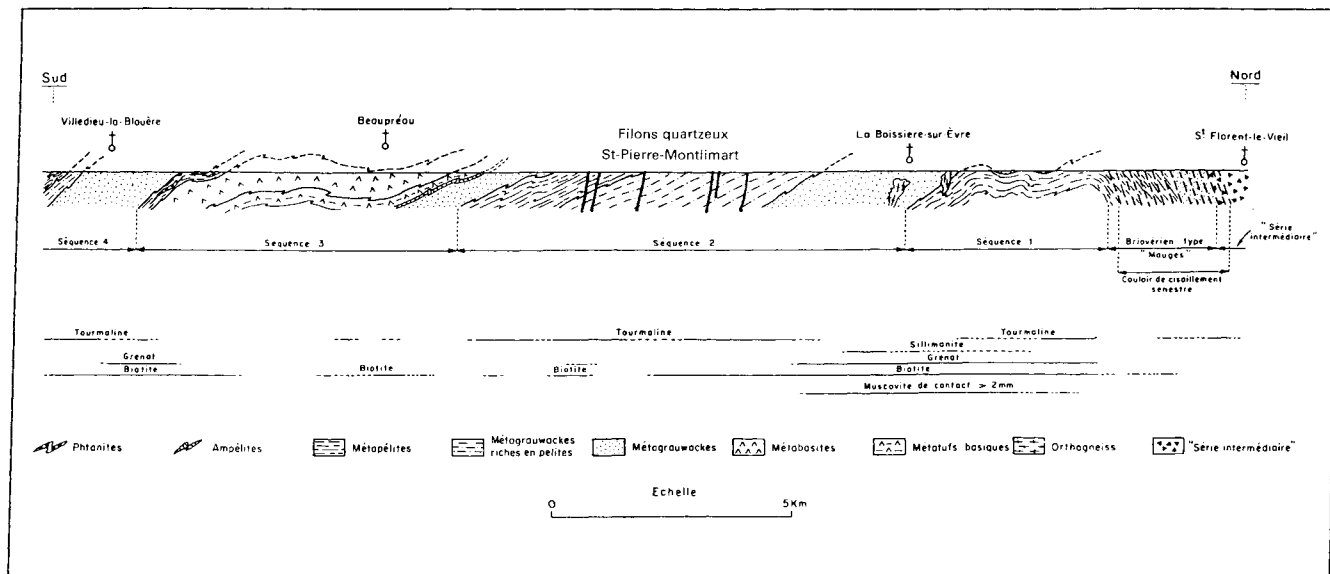


Fig. 1 - Coupe géologique de la vallée de l'Eure.  
(d'après Wyns et Le Métour, 1983)

– *séquence 3*. Cette séquence débute au Nord-Est du Fief-Sauvin par des métagrauwackes. Celles-ci, après un niveau ampélique, sont relayées par des métavolcanites basiques constituant la Formation de Beaupréau : tufs du moulin des Onglées, prasinites et schistes verts à chlorite et actinote. La séquence se termine par des shales noirs comprenant des bancs de phtanite et, plus localement, d'ampélite, bien exposés sur le plateau à l'Ouest de Beaupréau. L'épaisseur de cette séquence est de l'ordre 1 000 à 1 300 m, dont 500 à 600 m pour les faciès métavolcaniques de la Formation de Beaupréau ;

– *séquence 4*. Débutant dans l'angle sud-ouest de la feuille, cette séquence a été suivie jusqu'à Villedieu-la-Blouère (feuille Cholet), où l'on rencontre des métagrauwackes à niveaux phylliteux alternant avec des shales ampéliqués. Plus au Sud, les affleurements manquent et l'on arrive dans l'aurole de métamorphisme de contact du granite de La Renaudière. L'épaisseur minimale de cette séquence est d'environ 2 000 m.

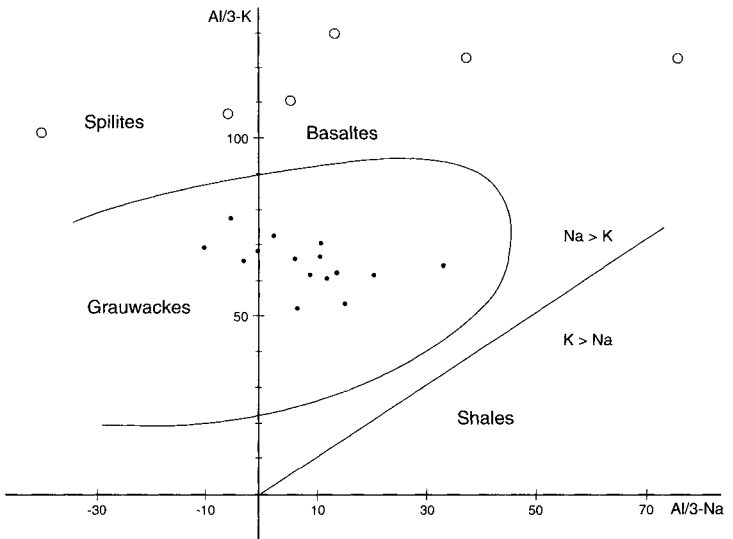
Les mauvaises conditions d'affleurement en dehors de la vallée de l'Èvre n'ont pas permis de suivre ces séquences sur l'ensemble de la carte ; elles n'ont donc pas été différenciées.

**$\chi_g$ . Phtanites.** Des phtanites sont associés aux métapélites (sommet de la séquence 3) surmontant la Formation de Beaupréau ; ils sont bien exposés sur le plateau à l'Ouest de Beaupréau. Ce sont des roches siliceuses, noires, dures, formant des lits peu épais au sein des mica-schistes.

**$S_g^1$ . Ampélites et schistes graphiteux.** Dans les faciès métapélitiques on observe localement des passées enrichies en matière organique, qui ont été cartographiées lorsqu'elles présentaient une certaine continuité (Ouest de La Chapelle-du-Genêt, Est du Fief-Sauvin).

**Caractères géochimiques des métasédiments du Groupe des Mauges.** Des analyses d'éléments majeurs ont été réalisées sur 12 échantillons de métasédiments du Groupe des Mauges le long de la coupe de l'Èvre (tabl. 1, en annexe ; Wyns et Le Métour, 1983). Reportées dans un diagramme (Al/3-K) (Al/3-Na) (fig. 2), elles montrent une composition intermédiaire entre celle des roches sédimentaires et celle des roches ignées, et se placent dans le champ des grauwackes. Le long de la coupe de l'Èvre, on peut noter une évolution géochimique du Nord au Sud, depuis des termes franchement sédimentaires au Nord de la coupe, vers des termes plus volcanogènes au Sud, correspondant à l'apparition du volcanisme de la Formation de Beaupréau. Par rapport au champ des grauwackes (La Roche, 1968), les roches étudiées se placent dans la zone à paramètre (Al/3-K) élevé, traduisant un caractère hypopotassique et calcique exprimé dans la minéralogie : abondance du plagioclase (oligoclase-andésine) et des épidotes, rareté du feldspath potassique.





**Fig. 2 - Les métavolcanites basiques de la Formation de Beupréau (ronds vides) et les métasédiments du Groupe des Mauges dans le diagramme de La Roche (1968)**

## Formation métavolcanique de Beaupréau

Au sein du Groupe des Mauges, la Formation de Beaupréau regroupe un ensemble de roches volcaniques basiques formant un marqueur régional. Cette formation a été reconnue sur les feuilles Vallet, Chemillé, Cholet et Thouarcé. Son origine volcanique a été signalée pour la première fois par F.H. Forestier (1980).

**S<sub>2</sub>. Ampélites et schistes graphiteux.** La Formation de Beaupréau débute par un épisode graphiteux qui est assez constant pour être utilisé comme niveau repère. Il s'agit d'ampélites, de schistes graphiteux et de phanites tachant les doigts, formant généralement plusieurs niveaux pluridécimétriques à plurimétriques au sein de termes métasédimentaires ou volcano-sédimentaires. Ces niveaux sont bien visibles dans les champs labourés où ils laissent de larges traînées noirâtres. Ils sont souvent le siège de suintements d'eau, et l'on trouve sur leur tracé nombre de petites sources et des zones de sols hydromorphes, appelées « mâcres » ou « mouillères », souvent difficiles à cultiver car les engins agricoles s'y enlisent. Ils contiennent fréquemment des horizons enrichis en sulfures (pyrite principalement), qui subsistent dans les champs sous formes de blocs ferruginisés.

Une large bande de schistes graphiteux se suit depuis le Nord de Chemillé jusqu'au Nord-Ouest de Sainte-Christine. D'après des données de géophysique aéroportée, cette bande semblerait se corréliser avec les niveaux graphiteux de la base de la Formation de Beaupréau : en effet, les anomalies conductrices caractérisant ces schistes graphiteux se prolongent au Sud-Est de Chemillé, sur la feuille voisine Thouarcé, où elles se raccordent avec le prolongement oriental des schistes graphiteux jalonnant la base de la Formation de Beaupréau sur le revers sud de l'antiforme du granite de Chemillé (carte Cholet). La bande de schistes graphiteux représentée dans l'angle sud-est de la carte (Sud du Bois-Girault) appartient à la base de la Formation de Beaupréau, qui a été suivie sur la feuille Cholet postérieurement à la parution de celle-ci. Ce niveau graphiteux serait le seul marqueur, dans la partie nord-est de la feuille Chemillé, de la Formation de Beaupréau, les faciès volcaniques étant remplacés par des faciès métasédimentaires.

Les ampélites peuvent contenir une proportion notable de carbone, et ont été exploitées sporadiquement comme combustible au Sud du Bois-Girault, où les déblais d'un ancien puits sont encore visibles.

**Mttβ. Métatufs basiques hydrothermalisés et roches sériceuses d'origine volcano-sédimentaire possible.** À l'Ouest du Fief-Sauvin, la Formation de Beaupréau débute par des roches souvent poreuses, micacées, de teinte blanchâtre ou plus ou moins teintées d'ocre selon le degré d'imprégnation en oxydes de fer, et contenant des niveaux siliceux d'épaisseur décimétrique.

Certains faciès blanchâtres, d'aspect saccharoïde, ont une composition basique et sont constitués d'une association de quartz, chlorite magnésienne et leucoxène; la texture est granoblastique fine isogranulaire, avec des grains de 50 à 100  $\mu\text{m}$ . On peut interpréter ces faciès comme d'anciens tufs basiques hydrothermalisés. D'autres faciès, blanchâtres à jaunâtres, sont foliés et constitués principalement de séricite et de muscovite, avec une charge variable en quartz détritique généralement fin (50 à 100  $\mu\text{m}$ ), et la présence occasionnelle de phénoclastes plurimillimétriques de quartz recristallisés pouvant évoquer d'anciens quartz rhyolitiques; ces faciès paraissent d'origine sédimentaire, mais on ne peut exclure un remaniement de roches volcaniques acides.

**M<sub>c</sub>β. Métacinérites basiques du moulin des Onglées.** À l'Ouest de Beaupréau, la Formation de Beaupréau comprend à sa base un ensemble bien individualisé de tufs volcaniques basiques d'une centaine de mètres d'épaisseur, dont l'affleurement type est situé dans une ancienne carrière en bordure de l'Èvre, entre Beaupréau et Le Fief-Sauvin, au lieu-dit le moulin des Onglées.

À l'affleurement on peut observer des schistes rubanés gris, de teintes claires et sombres en alternance; ces différences de teinte correspondent à une plus ou moins grande teneur en chlorite.

En lame mince, la roche est composée d'un fond microcristallin finement lité, constitué de fines lattes de plagioclase et de quartz très allongées (50 à 250  $\mu\text{m}$  de long pour 10 à 50  $\mu\text{m}$  de large), auxquelles s'ajoutent des chlorites ainsi que de la calcite et de l'épidote (clinozoïsite). Dans ce fond peuvent flotter des lentilles très effilées de quartz, évoquant d'anciennes échardes de verre volcanique. Le faciès paraît correspondre à des métacinérites. Les analyses chimiques montrent une composition de basalte avec environ 45 % de  $\text{SiO}_2$ .

Au Nord et au Sud-Est immédiats de l'agglomération de Beaupréau, les niveaux cinéritiques et tuffacés semblent remplacés par des grau-wackes volcanogènes, cartographiées avec les métasédiments du Groupe des Mauges sous le symbole  $\xi$ . Ces grau-wackes montrent en lame mince des clastes de grande taille d'origine volcanique probable: plagioclase (200 à 800  $\mu\text{m}$ ), quartz monocristallin (600 à 900  $\mu\text{m}$ ), quartz myrmékitique (400  $\mu\text{m}$ ), ainsi que des amandes microquartzitiques effilées évoquant d'anciens éclats de verre.

À l'Est de Beaupréau, sur les deux flancs du synclinal allant d'Andrezé à Jallais, on retrouve à la base de la formation des faciès tuffacés sous la forme d'alternances de schistes verts et blancs, mais ils n'ont pu être distingués cartographiquement.

**M<sub>β</sub>. Schistes verts à albite, chlorite et actinote : metabasaltes, métagabbros.** Les faciès communs de la Formation de Beaupréau sont représentés par des schistes verts, chloriteux, pouvant contenir des cristaux de plagioclase millimétriques. En lame mince, on observe

un mélange de quartz, amphibole (actinote), chlorite (pennine) en proportions variables, minéraux auxquels s'ajoutent souvent de l'épidote (pistachite, clinozoïsite), du sphène, du plagioclase (albite-oligoclase), de la calcite et des opaques (pyrite, chalcopryrite). L'actinote peut être absente ; elle est dans ce cas entièrement remplacée par de la chlorite.

À cette minéralogie correspondent des faciès métavolcaniques variés (coulées, brèches, tufs, cinérites, filons) dont l'identification n'est pas toujours aisée, même en lame mince. Dans quelques lames minces on peut cependant reconnaître, malgré le métamorphisme et la déformation, de belles textures microlitiques porphyriques correspondant à d'anciennes laves (carrière du Petit-Coin, à l'Ouest de Beaupréau ; la Martinière, au Sud-Ouest de La Chapelle-du-Genêt ; moulin de Marsillé au Sud du Fief-Sauvin) : sur un fond microlitique actuellement constitué d'actinote + épidote + chlorite + quartz, se détachent des phénocristaux plurimillimétriques de plagioclase à tendance souvent automorphe, moulés par la foliation et pourvus d'ombres de pression. Au moulin de Marsillé on peut observer, dans une ancienne lave porphyrique, des phénocristaux de pyroxène entièrement transformés en amphibole. Certains échantillons présentent des textures reliques doléritiques, évoquant d'anciennes roches filoniennes. On rencontre également des métagabbros soit dans la Formation de Beaupréau, soit dans les métasédiments sous-jacents (Nord-Ouest du Bois-Viau, à l'Est d'Andrezé). La faible dimension de ces corps gabbroïques n'a pas permis de les représenter sur la carte.

**Caractères géochimiques des métavolcanites de la Formation de Beaupréau.** Neuf échantillons de métavolcanites ont été analysées en éléments majeurs et en éléments traces (Cabanis et Wyns, 1986 ; Wyns et Le Métour, 1983 ; tabl. 1 et 2 en annexe). Les roches ont des compositions basaltiques, avec des teneurs en silice comprises entre 45 et 51%. Dans les diagrammes de Miyashiro (fig. 3), elles dessinent une évolution analogue à celle des séries tholéitiques, avec une faible augmentation du rapport FeO total/MgO à silice croissante, et une augmentation marquée des teneurs en titane (1,8 à 2,4 %) et en fer total. Ces teneurs élevées en titane, ainsi que les teneurs relativement faibles en magnésium (MgO = 5,5 %) rapprochent davantage les volcanites de Beaupréau des MORB (basaltes des rides médio-océaniques) de type «E» (enrichis) que des MORB de type «N» (normaux). Les teneurs relativement élevées en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, comprises entre 0,20 et 0,25 %, confirment cette tendance, les MORB de type «N» ayant généralement des teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> inférieures à 0,15 %.

Parmi les éléments traces, on observe de faibles teneurs en éléments hygromagmaphiles, en particulier le thorium (0,24 à 0,75 ppm) et élevées en éléments de transition (chrome : 200 à 400 ppm ; nickel : 40 à 200 ppm), confirmant le caractère peu différencié de cette série volcanique. Les deux échantillons de métacinérites de la carrière du moulin des Onglées (EVR43B et 43C) présentent un caractère légèrement cumulatif, avec de fortes teneurs en chrome et en nickel. Les corréla-

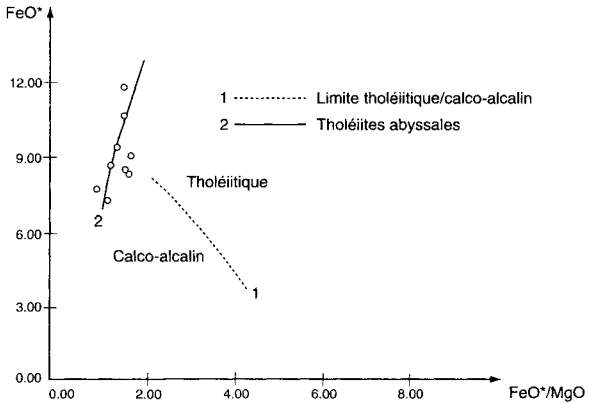
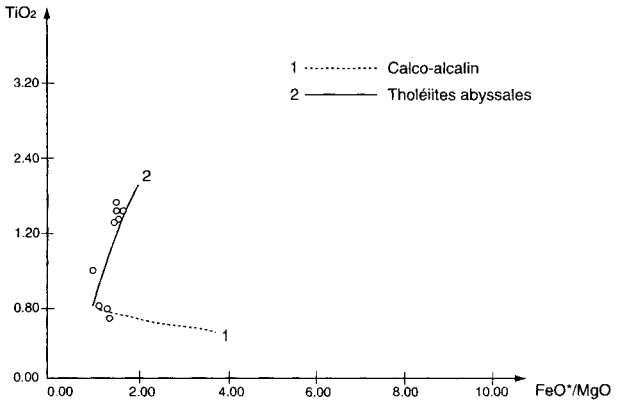
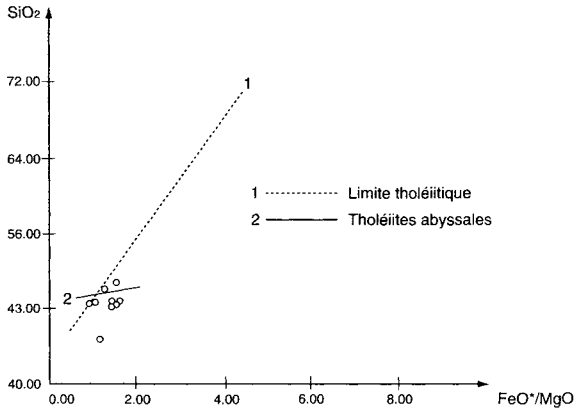
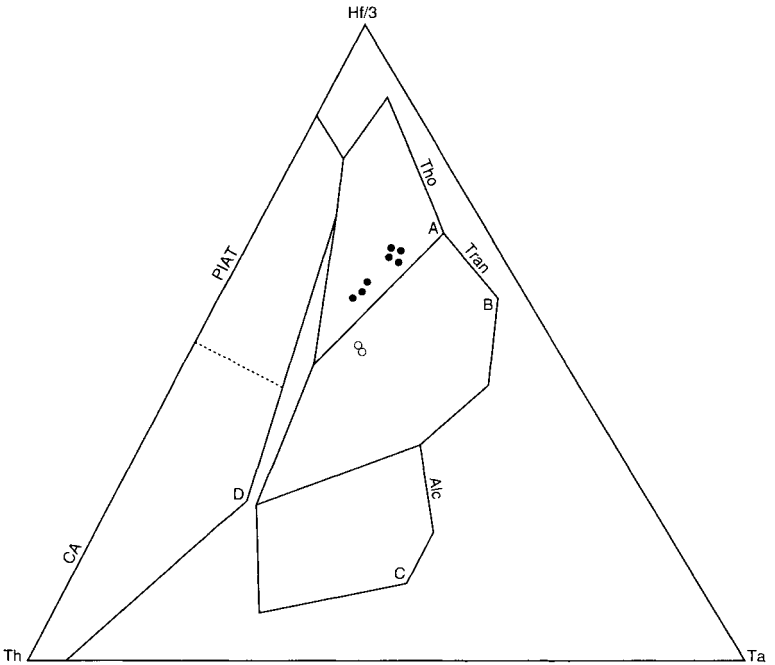
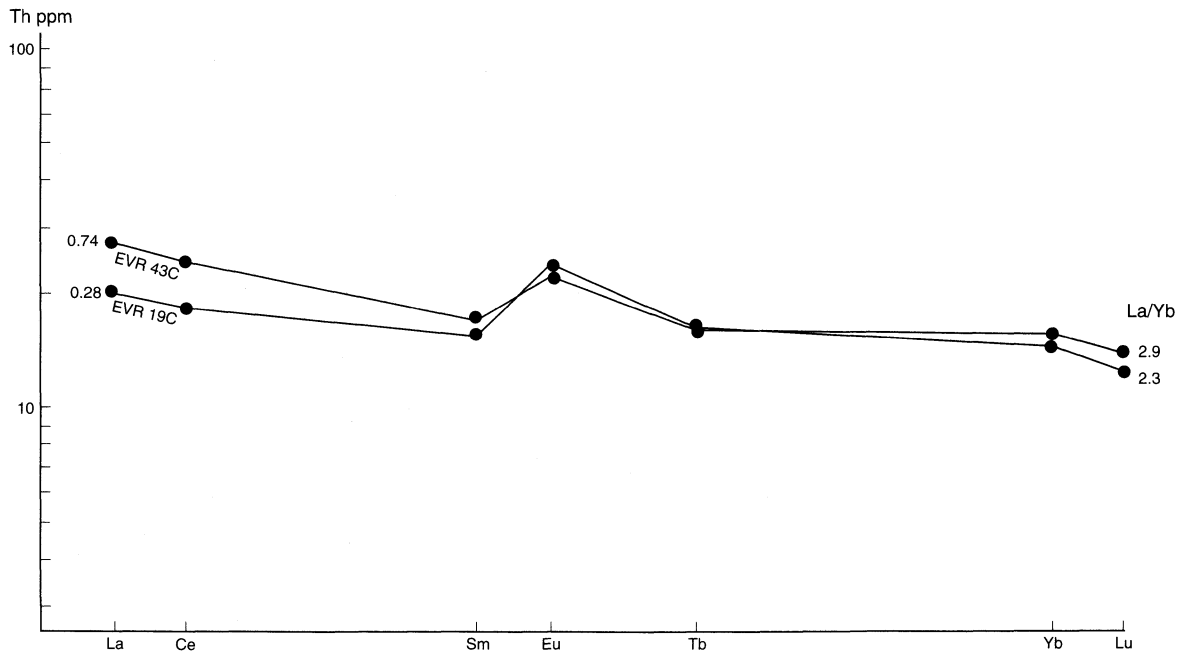


Fig. 3 - Les métavolcanites basiques de la Formation de Beaupréau dans les diagrammes de Miyashiro (1975)



A, B, C : domaine distensif intraplaque respectivement MORB de type "N",  
MORB de type "E" et tholéiite intraplaque, basaltes alcalins  
D : domaine orogénique  
Volcanites de Beaupréau (● : faciès communs; ○ : tufs de base)

**Fig. 4 - Diagramme géotectonique Th-Hf/3-Ta** (Wood, 1980; Wood *et al.*, 1979)  
d'après Cabanis et Wyns, 1986



**Fig. 5 - Diagramme de Coryell - Masuda des lanthanides pour 2 échantillons de la Formation de Beaupréau**  
 l'indice de différenciation est donné par la valeur du thorium en ppm ; les rapports La/Yb sont donnés en valeurs brutes  
 (d'après Cabanis et Wyls, 1986)

tions observées entre les couples d'éléments les plus hygromagmaphiles et les valeurs des couples obtenus permettent de conclure pour l'ensemble de ces volcanites à une mise en place dans un site distensif à l'échelle régionale, confirmant le caractère tholéiitique mis en évidence par l'étude des éléments majeurs. Dans le diagramme de discrimination Th, Hf/3, Ta (fig. 4), les échantillons analysés se situent dans le domaine des séries tholéiitiques (MORB de type « N »), à la limite des séries transitionnelles (MORB de type « E »), les métacrinérites du moulin des Onglées se situant franchement dans le domaine des séries transitionnelles.

Enfin, le caractère tholéiitique à transitionnel se retrouve exprimé dans les spectres de terres rares (fig. 5). Les deux échantillons analysés, pour des indices de différenciation variables marqués par la teneur en thorium (0,28 ppm et 0,74 ppm), montrent des spectres faiblement fractionnés (La/Yb respectivement égal à 2,3 et 2,9), avec un léger enrichissement en terres rares légères caractéristiques de basaltes transitionnels océaniques ou continentaux, tandis que les MORB de type « N » présentent toujours des spectres appauvris en terres rares légères. L'anomalie positive marquée en europium peut traduire un caractère cumulatif en plagioclases, que confirment les teneurs élevées en Sr (jusqu'à 350 ppm).

En conclusion, l'étude géochimique fait apparaître un caractère tholéiitique franc (MORB de type « N »), avec à la base de la formation un caractère transitionnel (MORB de type « E »). Certaines particularités géochimiques qui affectent l'ensemble des volcanites (teneurs élevées en  $TiO_2$ , Zr, Hf) incitent à proposer pour leur genèse un environnement géodynamique de type rift continental plutôt qu'océanique. Dans ce schéma, le passage dans le temps d'un caractère transitionnel à un caractère tholéiitique marquerait deux étapes d'évolution de ce rift.

### ***Roches métasédimentaires paléozoïques***

k-sX. **Quartzites et métaconglomérats quartzeux.** Dans le coin sud-est de la feuille affleurent, sur une surface restreinte, des quartzites et conglomérats à galets centimétriques de quartz appartenant à la base de la série paléozoïque du Choletais. Cette formation paléozoïque non datée est interprétée dans la notice de la feuille Cholet (Le Métour *et al.*, 1989) comme discordante sur le Précambrien des Mauges.

### ***Roches intrusives et filoniennes***

oç. **Orthogneiss œillé de la Mauvoisinière : métagranite à deux micas.** Dans l'angle nord-ouest de la carte affleure la terminaison orientale de l'orthogneiss de la Mauvoisinière, qui se prolonge sur la feuille voisine Vallet. C'est un ancien granite porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique de 2 à 3 cm, et à cristaux de quartz de 0,5



à 1 cm ; la biotite y est associée à de la muscovite, celle-ci en moindre quantité. Il est affecté d'une déformation blastomylonitique analogue à celle observée dans son encaissant, et postérieure à la foliation principale du Groupe des Mauges. Il ne développe pas de cornéennes à sa périphérie, mais il est probablement congénère du chevelu de filons d'orthogneiss et de métapegmatites qui se développent dans ce secteur. Bien que non daté à ce jour, on peut le considérer comme pénécotemporain de la déformation mylonitique extensive qui caractérise la zone de transition entre l'unité de Drain-La Boissière et l'unité des Mauges, et dont le fonctionnement se placerait aux environs de la limite Dévoisien/Dinantien.

**OŹP. Filons d'orthogneiss et de métapegmatites.** La partie nord-ouest de la feuille, entre Botz-en-Mauges et La Boissière-sur-Èvre, est envahie par un chevelu de filons d'orthogneiss et de métapegmatites approximativement orientés selon la foliation mylonitique qui caractérise cette zone et qui les affecte.

Puissants de 0,50 m à plusieurs mètres, les filons d'orthogneiss ont en général un grain assez fin, plurimillimétrique à centimétrique. La paragenèse magmatique comprend du quartz, du feldspath potassique associé à un plagioclase, de la biotite généralement chloritisée et de la muscovite. La paragenèse métamorphique, associée à la déformation mylonitique, comprend du grenat, de l'albite blastique et, dans certaines lames, probablement un ancien silicate d'alumine rétromorphosé.

Les métapegmatites forment des filons de dimensions comparables mais de forme souvent irrégulière ; la paragenèse magmatique est comparable à celle des filons d'orthogneiss, mais la biotite y est rare. Les cristaux sont pluricentimétriques, pouvant atteindre 5 cm.

La mise en place des filons est postérieure à la foliation principale, attribuée au Cadomien, du Groupe des Mauges. En effet, des muscovites blastiques qui se développent dans l'encaissant préférentiellement dans les zones riches en métapegmatites, sont clairement postérieures à la foliation cadomienne.

Ce chevelu filonien, probablement cogénétique de l'orthogneiss de la Mauvoisinière, se trouve dans une situation comparable aux filons de granites et de pegmatites mylonitiques de la région de La Boissière-du-Doré (feuille Vallet), c'est-à-dire dans la partie marginale de l'unité des Mauges à proximité du contact de l'unité de Drain-La Boissière.

**Q. Filons de quartz.** De puissants filons de quartz forment dans la région de Saint-Pierre-Montlimart un champ filonien en éventail ouvert vers l'Ouest. Minéralisés en sulfures (blende, galène et mispickel aurifère) et en or, ils ont fait l'objet de nombreux travaux de reconnaissance depuis l'époque gallo-romaine, et ont été exploités dans la première moitié du vingtième siècle dans les mines d'or de Saint-Pierre-Montlimart.

Le quartz a un aspect blanc laiteux et un éclat gras et peut contenir des cristaux de muscovite. Les filons sont d'épaisseur plurimétrique, les plus importants ont une puissance comprise entre 10 et 20 m. Ils développent dans leur encaissant, sur une épaisseur pouvant atteindre 10 m, une séricitisation et une silicification à chaud, donnant à la roche un aspect blanchâtre où la foliation régionale est généralement effacée ; une silicification ultérieure à basse température, qui se manifeste par une recristallisation en quartz calcédonieux, est fréquente ; elle peut être accompagnée localement d'une épigénèse carbonatée.

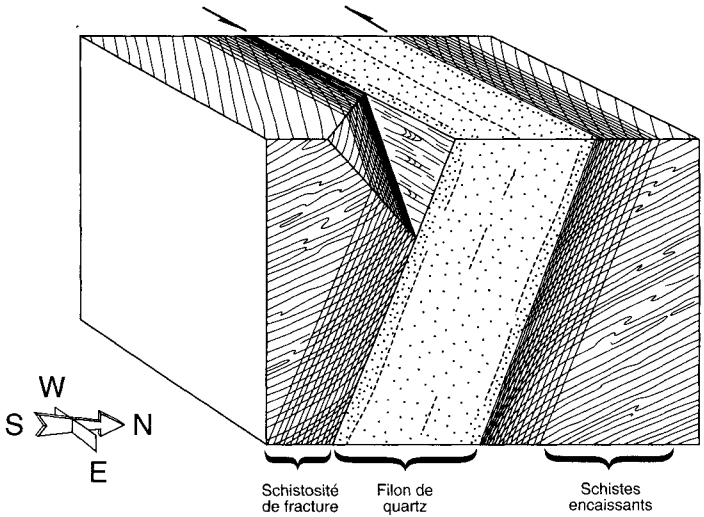
D'un point de vue géométrique, les filons sont sécants sur la foliation régionale des Muges. Leur direction varie de N100 pour les plus méridionaux à NE-SW pour les plus septentrionaux. Généralement inclinés vers le Sud selon un pendage de 70°, leurs épontes montrent des stries décrochantes senestres (fig. 6). Les crochons visibles dans l'encaissant indiquent que ce mouvement a été précédé d'une composante décrochante senestre normale, le flanc sud des filons étant systématiquement abaissé.

Leur âge n'est pas connu, mais leur caractère assez chaud montre que l'encaissant devait lui-même être encore relativement chaud au moment de leur mise en place. Compte tenu de la chronologie des événements structuraux de la région, il est possible que leur mise en place corresponde à une phase tardive de l'exhumation de l'unité de Champ-toceaux. Ils seraient donc soit pénécemporains, soit juste postérieurs au métagranite de la Mauvoisinière et au chevelu de filons granitiques et pegmatitiques développés plus à l'Ouest.

$\mu\gamma^3$ . **Microgranites aphanitiques.** À l'Ouest de Chemillé affleurent, de part et d'autre de l'apophyse granitique de La Chapelle-Rousselin, deux petits massifs de microgranite aphanitique. Il s'agit d'une roche à grain très fin, généralement blanchâtre, localement rose à vert pâle, montrant çà et là quelques petits cristaux de quartz et de feldspath, ainsi que des enclaves de métagrauwackes. Elle a été exploitée pour empierrement à la carrière de l'Échasserie.

En lame mince, on observe une texture felsitique recristallisée (probablement sphérolitique à l'origine), constituée d'un fond quartzo-feldspathique cryptocristallin fortement séricitisé et de rares phénocristaux inframillimétriques de quartz, plagioclase acide et feldspath potassique. La roche a subi une séricitisation plus ou moins poussée selon les échantillons. Des fluidalités sont localement visibles, notamment dans le massif de la Haie ; elles se manifestent par une variation de la proportion de séricite.

Une analyse chimique d'un échantillon de la carrière de l'Échasserie (tabl. 3, en annexe) montre une composition de granite alumineux et sodi-potassique ; les teneurs en éléments majeurs semblent trop éloignées de celles du granite de Chemillé pour qu'il soit permis de



**Fig. 6 - Bloc-diagramme schématique d'un affleurement type de filon quartzeux**  
résumant les caractères structuraux liés à la mise en place du filon  
en cisaillement senestre en contexte de distension

conclure à une liaison génétique entre le microgranite aphanitique et le granite de Chemillé.

Les deux massifs de microgranite aphanitique sont postérieurs au métamorphisme principal du Groupe des Mauges, qui ne les affecte pas. Leur position vis-à-vis des déformations varisques est inconnue.

$\mu\gamma^2$ . **Albitites.** Des filons d'albitite, orientés SW-NE à E-W, puissants de quelques mètres à plus de dix mètres, ont été observés dans la partie sud-ouest de la feuille. Il s'agit d'une roche blanchâtre à grain fin, qui a été localement exploitée pour empierrement (le Chêne-Garreau, la Gaillardière). En lame mince, la texture est microgrenue porphyrique à microlitique porphyrique, avec très souvent des traces de fluidalité. La minéralogie est à albite dominante (en phénocristaux, en microlites et dans la pâte). Le quartz est interstitiel. Épidote, chlorite et séricite restent accessoires.

Les filons recouper nettement la foliation de l'encaissant. La présence de bordures figées montre que cet encaissant était froid au moment de leur mise en place. On peut noter une tourmalinisation fréquente des contacts.

La chronologie de mise en place de ces filons par rapport aux déformations varisques est inconnue. Ces roches paraissent différentes, par leur caractère albitique marqué, du microgranite aphanitique situé de part et d'autre de l'apophyse granitique de La Chapelle-Rousselin : bien que celui-ci émette quelques filons de direction comparable, il a un caractère nettement plus potassique.

## **Granite de Chemillé**

À l'Ouest et au Sud-Ouest de Chemillé s'observent deux petits apex granitiques qui correspondent à la partie affleurante d'une intrusion plus vaste responsable d'une anomalie gravimétrique négative s'étendant du sud d'Andrezé jusqu'à Chemillé. Sur chacun des deux apex, les différents faciès granitiques décrits ci-après sont organisés en auréoles concentriques.

$\gamma^3$ . **Granite hydrothermalisé à tourmaline abondante.** Ce faciès forme la couronne externe, orientale, du massif de La Chapelle-Rousselin, et correspond à la partie hydrothermalisée du granite porphyroïde à biotite formant le corps principal de l'apex. L'altération hydrothermale y est marquée par la muscovitisation et la tourmalinisation.

La texture initiale est grenue hypidiomorphe, parfois protomylonitique. Les mégacristaux de feldspath sont rares. Les feldspaths alcalins sont en grandes plages subautomorphes perthitiques, incluant de petits plagioclases automorphes et du quartz. Les plagioclases (albite-oligoclase) sont automorphes parfois zonés et souvent séricitisés; on rencontre de l'albite interstitielle primaire. Le quartz est interstitiel et à

extinction onduleuse. La biotite est rare, en cristaux automorphes corrodés, souvent rétrotransformés en muscovite. La muscovite est généralement secondaire et apparaît le plus souvent dans les feldspaths ou le long des fractures. La tourmaline est abondante, et se présente soit en cristaux automorphes, soit en grandes plages xénomorphes plus ou moins dendritiques, associées à du quartz et disséquant les feldspaths ; elle est très fréquente également en filons ou en nodules, associée à du quartz ; dans les filons, sa texture est souvent cataclastique et parfois blastomylonitique. Les minéraux accessoires comprennent du zircon (en inclusion dans les biotites), de l'apatite, du leucoxène, ainsi que des sulfures.

$\rho\gamma^3$ . **Granite porphyroïde à biotite dominante et muscovite, avec cordiérite occasionnelle.** Ce faciès se distingue du précédent par la présence habituelle de mégacristaux pluricentimétriques de feldspath potassique, qui présentent localement une orientation planaire (ancienne carrière de la Guerche, direction de la fluidalité magmatique 135 SW75). Il constitue la partie centrale du massif de La Chapelle-Rousselin.

La roche présente une texture hypidiomorphe généralement porphyrique. Les phénocristaux de feldspath potassique sont subautomorphes et incluent des plagioclases et des biotites. Le plagioclase, automorphe, est le plus souvent zoné, avec une bordure albitique toujours plus fraîche que le cœur qui est plus calcique (oligoclase). On note la présence d'albite interstitielle très abondante, en agrégats de petits cristaux subautomorphes (cristallisation au stade magmatique), traduisant une évolution vers des termes plus sodiques au fur et à mesure de la cristallisation ; l'albite présente fréquemment des bourgeons myrmékitiques. La biotite, subautomorphe, représente 5 à 10 % de la roche. La muscovite se répartit en trois générations : primaire (mais peu abondante), accolée à la biotite qu'elle peut inclure ; plus tardive (deutérique), dans ce cas les cristaux sont bordés d'associations symplectiques avec le quartz ; secondaire, en déstabilisation des feldspaths ou de la cordiérite. La cordiérite est souvent présente mais peu abondante ; elle est plus ou moins pseudomorphosée par des micas. Les minéraux accessoires comprennent zircon, apatite, rares tourmalines, minerais.

$\gamma_{\text{Dm}}^3$ . **Granite à biotite et muscovite.** Ce faciès constitue une couronne au Nord du faciès précédent dans le massif de La Chapelle-Rousselin ; il forme la partie centrale de l'apex méridional (la Borde, la Droutière). Dans le massif de La Chapelle-Rousselin, il est porphyroïde et ne se distingue du faciès précédent que par une plus grande teneur en muscovite, nettement perceptible sur le terrain.

Dans le massif de la Borde, il est non à peu porphyroïde ; les minéraux ont une taille inférieure ou égale à 7 mm et montrent une déformation ductile. La biotite forme fréquemment des concentrations planaires (schlierens) de longueur pluricentimétrique. Près de la ferme de

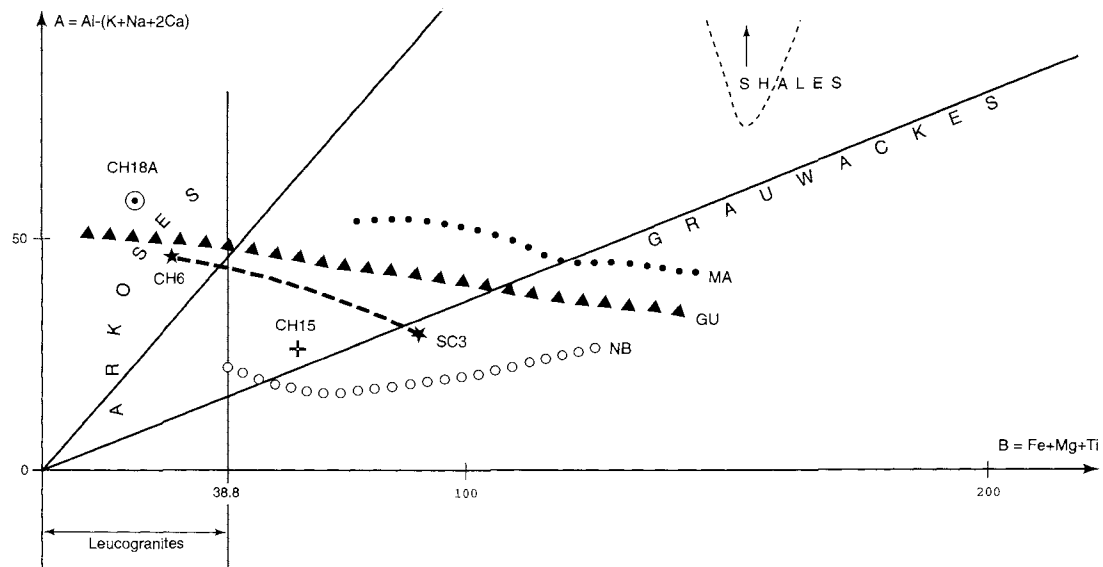
la Borde et le long de la voie de chemin de fer, le granite forme de grosses boules dont le volume peut atteindre plusieurs mètres cubes.

Au microscope, la texture est hypidiomorphe, grenue (la Borde) à porphyrique (La Chapelle-Rousselin). Dans le massif de la Borde, elle est oblitérée par une protomylonitisation se traduisant par une recristallisation du quartz et une déformation ductile des feldspaths et des micas. Les feldspaths potassiques sont xénomorphes (subautomorphes dans l'apex de La Chapelle-Rousselin) et peuvent inclure des plagioclases, de la biotite et du quartz. Le plagioclase (albite-oligoclase) est généralement zoné et automorphe, et peut être aussi abondant (voire plus abondant) que le feldspath potassique, qu'il peut inclure. La biotite voisine avec de la muscovite primaire ; dans le massif de la Borde, la biotite a une couleur verte probablement liée à une richesse en fer trivalent. Des muscovites tardives cristallisent en association symplectique avec du quartz. Dans le massif de La Chapelle-Rousselin, ce faciès contient quelques reliques de cordiérite et de sillimanite. Dans celui de la Borde, un échantillon a livré de la fluorine ainsi que du grenat.

<sup>L</sup>Y<sup>3</sup>. **Leucogranite à muscovite.** Dans le massif de La Chapelle-Rousselin, ce faciès forme une couronne au Nord-Ouest du faciès précédent. Il s'en distingue par une muscovitisation plus poussée des biotites et des feldspaths. La biotite vraie est rare ou absente. Les mégacristaux de feldspath sont fréquents mais non systématiques.

Dans le massif méridional, ce faciès forme une couronne périphérique autour du faciès précédent, et affleure notamment dans une ancienne carrière près de la ferme de la Perrière. Le granite y présente un grain moyen, ne dépassant pas 5 mm. Les minéraux, et notamment les micas, montrent une orientation planaire très nette. La muscovite est le seul mica présent, ou bien domine largement sur la biotite entièrement chloritisée. En lame mince, la texture est hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique, souvent plus ou moins oblitérée par la protomylonitisation. La composition minéralogique à quartz abondant, plagioclase acide (An 8-10), feldspath potassique, muscovite seule ou très nettement dominante sur une biotite chloritisée, apatite, souligne le degré d'évolution magmatique avancé du leucogranite de la Perrière. Dans les échantillons protomylonitiques, il faut également noter l'existence d'une altération hydrothermale caractérisée par la présence de filonnets de quartz et/ou de cristaux de fluorine.

**Données géochimiques sur le granite de Chemillé.** En raison de la rareté des affleurements et de leur état d'altération, seuls deux échantillons de granite ont pu être prélevés pour analyse (tabl. 3, en annexe), l'un dans la carrière de la Perrière (leucogranite à muscovite), l'autre dans un sondage de reconnaissance minière au Sud de la ferme de la Nouvelle-Échasserie (massif de La Chapelle-Rousselin, profondeur 119,07 à 120,05 m : granite porphyroïde à biotite dominante et muscovite).



- ★ SC3 Monzogranite à biotite > muscovite
  - ★ CH6 Leucogranite à muscovite
  - ⊙ CH18A Microgranite de l'Échasserie
  - + CH15 Microgranite du Grand-Millet (feuille Cholet)
- } Granite de Chemillé

- Types de granites alumineux
- MA Margeride
  - ▲▲▲▲ GU Guéret
  - ○ ○ ○ NB Nuristan (Afghanistan)
- } (Massifs central, France)
- (riche en quartz)
- (normal en quartz)
- (pauvre en quartz)

**Fig. 7 - Diagramme binaire A-B de classification des associations magmatiques**  
(d'après Debon et Le Fort, 1983)

Les paramètres multicationiques, calculés à partir des teneurs en éléments majeurs (La Roche et Stussi, 1982), montrent que les deux échantillons analysés appartiennent vraisemblablement à une même série alumineuse (fig. 7) et sodique ( $K/[Na + K] < 0,45$ ), évoluant d'un pôle mésocrate à composition granodioritique (granite porphyroïde à biotite dominante et muscovite) à un pôle leucogranitique (leucogranite à muscovite). Au cours de cette évolution, il y a un enrichissement en  $SiO_2$ ,  $K_2O$ , Li, Sn, et un appauvrissement en  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , FeO, MgO, CaO, V, Cu, Ni, Sr, Ba. Il est à remarquer que la teneur en  $Na_2O$  reste à peu près constante lors de cette évolution, ce qui dénote une saturation très précoce en soude du bain magmatique, saturation compatible chimiquement avec le caractère sodique de la série granitique, et pétrographiquement avec la présence d'albite interstitielle dans le faciès le moins évolué (granite porphyroïde à biotite dominante sur la muscovite).

**Âge du granite de Chemillé.** Aucune datation n'a pu être tentée sur le granite de Chemillé, en raison de la quasi-absence d'affleurements de roche non altérée. Il est clairement postérieur, par le métamorphisme de contact qu'il y développe, à la foliation du Groupe des Mauges, laquelle est scellée par le Cambrien moyen de Cléré-sur-Layon. Il est probable que sa mise en place soit à rapporter, comme pour beaucoup de granites sud-armoricains, à la phase bretonne, vers 310 à 320 Ma.

**Métamorphisme de contact du granite de Chemillé.** Le granite de Chemillé développe dans son encaissant un métamorphisme de contact se traduisant par l'apparition de minéraux blastiques nettement postérieurs à la foliation cadomienne S1-2 du Groupe des Mauges.

Dans une zone de largeur kilométrique autour du granite, on observe à l'Est du granite des cornéennes à biotite et muscovite, et à l'Ouest des cornéennes à biotite et grenat almandin. Ces cornéennes ne sont le plus souvent que des cornéennes au sens large, car, en dehors de quelques exceptions, on peut encore identifier en lame mince la texture granolépidoblastique due au métamorphisme régional cadomien. La biotite se présente en blastes non orientés sécants sur la foliation ; elle est localement chloritisée. Le grenat est concentré dans des zones à texture pœciloblastique, où il a tendance à former des réseaux trabéculaires. Quant à la muscovite observée à l'Est du massif, elle se présente en cristaux pœciloblastiques n'estompant que légèrement la texture initiale de la roche. L'allongement de la limite des cornéennes vers l'Ouest suggère que dans ce secteur le toit du granite est présent à faible profondeur.

Dans une zone beaucoup plus large s'étendant jusqu'au Sud-Ouest de Beaupréau et occupant toute la partie sud de la feuille, on observe généralement en lame mince la présence de biotites blastiques non orientées, en petits cristaux trapus postérieurs à la foliation cadomienne. Ces recrystallisations montrent que le granite s'étend largement vers l'Ouest, à moins qu'un autre granitoïde caché soit présent dans ce secteur.



## Unité du bassin d'Ancenis

*Avertissement.* Compte tenu des travaux réalisés depuis la parution des cartes à 1/50 000 Ancenis, Chalennes et Thouarcé, la présentation stratigraphique de ce chapitre diffère sensiblement de celle adoptée dans les notices de ces cartes. L'interprétation en olistolites des lambeaux de Formation de Chalennes (Diot, 1980; Dubreuil, 1980, 1986) nous a conduits à inclure ceux-ci au sein du Complexe du Tombeau-Leclerc, afin de proposer une interprétation cohérente de l'histoire géologique de cette unité.

**02. Formation du moulin de Châteaupanne (Arénig) : grès à intercalations de pélites et de micropoudingues.** On ne trouve que de minuscules témoins de cette formation au contact Précambrien/Paléozoïque : à 500 m à l'Est du château de Montaigu, à 150 m au Sud-Ouest de la Richardière ; un troisième témoin, à 250 m au Nord du Haut-Verger, franchit la limite orientale de la feuille et se prolonge sur la feuille Thouarcé.

Le faciès le plus fréquent est celui de grès blanchâtres à jaunâtres à ciment quartzeux, pouvant passer à des micropoudingues et admettant des intercalations de pélites argileuses rougeâtres. Ces grès et pélites, dont la puissance serait d'une vingtaine de mètres, sont indemnes de tout métamorphisme et surmontent en discordance très nette les mica-schistes précambriens du Groupe des Mauges.

Les points les plus fossilifères se situent sur la feuille voisine Chalennes, où l'on a récolté de petits brachiopodes inarticulés et des conodontes de grande taille d'âge arénigien : *Acontiodus franconicus*, *A. recurvatus*, *Drepanodus crassus*.

**0-5. Complexe des schistes et quartzites du château de Montaigu (Ordovicien principalement-Silurien) : pélites noires plus ou moins gréseuses (« Schistes à fucoïdes »).** Si la limite méridionale de ce complexe est facile à tracer en raison du contraste avec les mica-schistes du Groupe des Mauges, il n'en va pas de même avec la limite septentrionale ; les rapports entre ce complexe, la Formation de Chalennes d'une part et le Complexe du Tombeau-Leclerc d'autre part sont des plus délicats.

Sous l'angle lithologique, les dépôts entrant dans la constitution de ce complexe sont essentiellement pélitiques ; il s'agit de schistes gris ou noirs, parfois finement gréseux, assez fissiles, présentant des plages surchargées en mica blanc détritique ; on y observe fréquemment de petits terriers ramifiés, longs de quelques centimètres pour des diamètres de quelques millimètres, appelés chondrites ou fucoïdes (d'où le nom de « Schistes à fucoïdes » parfois utilisé).

À une centaine de mètres de la base du complexe on peut constater le développement de petites **lentilles grés-quartzitiques** (0-5[1]),

puissantes d'un à quelques mètres ; ce sont parfois de simples passées gréseuses que l'échelle de la carte ne permet pas de représenter.

Il existe également des nodules gréseux, sombres, dont la taille varie de quelques centimètres à une dizaine de centimètres, généralement azoïques ; toutefois, un nodule jaunâtre, récolté dans le talus nord de la route nationale 161 bis à 475 m au Nord-Est du château de Montaigu, a livré quelques fossiles : *Bellerophon* sp., nautiloïde orthocercane, petits gastéropodes indéterminés, et un fragment de limbe de trinuéclidé ; ce groupe de trilobites n'étant connu qu'à l'Ordovicien, on aurait là un argument pour rapporter la plus grande partie de ce complexe à ce système, si l'on ajoute que sur la feuille voisine Chalennes il a été découvert au sommet de ce même complexe, des graptolites de l'Ashgill (*Dicellograptus* cf. *forchammeri*, du front de taille méridional de la carrière de Châteaupanne ; Cavet *et al.*, 1971). L'unique exemplaire d'*Avicula pseudolaervis* découvert par D. Le Maître (1934) dans des schistes à quelques mètres sous le calcaire dévonien de la carrière Saint-Charles, n'apporte aucune précision d'ordre stratigraphique. En revanche, la présence de microfossiles organiques (acritarches et spores) permettrait, selon A. Moreau-Benoît (1987), de rapporter au Silurien une partie des schistes proches, au-dessus des calcaires du Fourneau-Noble et de Saint-Charles ; dans cette dernière localité, deux acritarches seraient caractéristiques du Ludlow : *Cymbosphaeridium pilaris* et *Neoveryhachium carminae*. D'autres nodules quartzitiques noirs, ellipsoïdaux, très durs, et dont les dimensions vont de 10 à 20 cm, n'ont jamais livré de faune (halte des Fourneaux).

C'est généralement vers le sommet du complexe que l'on voit apparaître la présence, dans les pélites ou dans les grès, de grains de quartz sphériques et mats, dont le diamètre atteint un ou deux millimètres ; ce faciès deviendra fréquent dans l'unité sus-jacente du Tombeau-Leclerc.

On notera enfin que les relations entre les schistes du Complexe du château de Montaigu et les lentilles biohermales des calcaires dévoniens de l'unité de Châteaupanne-Chaufonds (les Fours-à-Chaux, le Fourneau-Noble, Roc-en-Pail, Saint-Charles) demeurent obscures en dépit de nombreuses recherches (Carpentier, 1931 ; Cavet *et al.*, 1967, 1971, 1991 ; Dubreuil, 1987 ; Le Maître, 1934 ; Moreau-Benoît, 1974 ; Moreau-Benoît et Dubreuil, 1987 ; Péneau, 1928, 1932). Ces relations seront à nouveau évoquées, ci-après, lors de la description des lentilles de Calcaire de Chalennes.

**Complexe olistolitique du Tombeau-Leclerc (Frasnien à Dinantien).** Bien des incertitudes règnent encore relativement au Complexe du Tombeau-Leclerc ; il en résulte que la délimitation cartographique proposée ici est assurément discutable.

L'attention a été attirée depuis fort longtemps (Davy, 1895, 1906) sur l'originalité d'un étroit compartiment situé entre l'unité de Châteaupanne-Chaufonds et l'unité du « Culm » (complexe frasno-dinantien

d'Ancenis). En effet, alors que les horizons fossilifères du Silurien et du Dévonien inférieur sont pratiquement absents sous le Calcaire de Chalennes, on trouve, au Nord de cet important repère, un certain nombre de gisements célèbres pour la richesse de leurs faunes ; ainsi, sur les feuilles voisines Chalennes et Thouarcé, on observe les phtanites à graptolites du Llandovery, les calcaires emsiens à faciès bohémien de la Grange, du Valet, du coteau du Pont.

Interprétée pendant longtemps comme un anticlinal (Davy, 1906), puis comme un horst (Cavet *et al.*, 1971), cette unité a été considérée par M. Dubreuil (1980) comme un ensemble sédimentaire chaotique dont la mise en place, sous forme d'un olistostrome, aurait eu lieu au Dinantien inférieur ; H. Diot (1980) y voyait deux ensembles lithostratigraphiques superposés par une tectonique cisailante frasnio-dinantienne. Ces deux hypothèses admettent le caractère olistolitique des gisements fossilifères, dont les âges apparaissent de plus en plus anciens en montant dans la série, témoignant du démantèlement progressif des bordures du bassin.

Aucune datation de la matrice de ce complexe olistolitique n'ayant été établie avec certitude, son âge est par défaut au maximum postérieur aux formations les plus récentes remaniées (Calcaire de Chalennes d'âge givétien). La mise en place du complexe se situerait donc soit au Frasnien, soit au début du Dinantien.

**d1. Grès à psilophytes (Lochkovien), en olistolites dans le complexe.** Épais de quelques dizaines de mètres au maximum, ces grès ne constituent que des lentilles de faible extension, au contact nord du Calcaire de Chalennes qu'ils surmontent. On peut les observer dans la partie nord-est de l'ancien front de taille de la carrière de la gare de Chalennes ainsi qu'au Nord de la carrière Saint-Charles.

Il s'agit le plus souvent d'alternances de bancs décimétriques de grès feldspathiques à grain fin, bruns à verdâtres, et de pélites sombres, renfermant des débris parfois abondants de végétaux flotés du groupe des ptéridophytes.

Cet ensemble était généralement considéré comme le membre supérieur de la formation ; toutefois, la découverte d'un microplanton à acritarches d'âge gédinnien (= lochkovien) dans les schistes et grès à psilophytes de Sainte-Anne situés sur la feuille voisine Chalennes (Moreau-Benoît et Dubreuil, 1987) viendrait en contradiction avec cette interprétation. H. Diot (1980) a montré que les relations entre le Calcaire de Chalennes et les Grès à psilophytes étaient systématiquement faillés, permettant d'interpréter également ces derniers comme des olistolites, et faisant disparaître cette apparente contradiction.

**d5. Calcaire de Chalennes (Givétien), en olistolites dans le complexe.** Trois des nombreuses lentilles récifales de calcaire dévonien qui jalonnent le bord méridional du bassin d'Ancenis depuis Liré à l'Ouest jusqu'aux environs de Saint-Aubin-de-Luigné à l'Est, sont situées sur la feuille Chemillé. D'Ouest en Est on trouve la lentille des Fours-à-Chaux (carrière de la gare de Chalennes), la lentille du Fourneau-Noble et Roc-en-Pail, et la lentille de Saint-Charles. Toute activité y a cessé et les anciennes carrières sont aujourd'hui noyées. On trouvera une bonne description de deux d'entre elles (les Fours-à-Chaux et Saint-Charles) dans le travail de D. Le Maître (1934).

Le Calcaire de Chalennes constitue un précieux repère au sein des épaisses et monotones séries schisto-gréseuses qui constituent l'essentiel du remplissage du bassin d'Ancenis. On a longtemps admis un âge givétien pour ce calcaire appelé également « Calcaire à *Amphigenia bureau* » ou « Calcaire à *Uncites galloisi* » (Bureau *et al.*, 1910; Couffon, 1925; Davy, 1906; Péneau, 1928, 1932). Mais D. Le Maître (1934), après avoir révisé la faune et considéré les découvertes de tentaculites dans les schistes encaissants faites par J. Péneau, l'a placé à la limite Emsien/Eifélien. Cette attribution n'a pas été contestée jusqu'à ce que M. Dubreuil et D. Vachard (1979) fassent connaître la présence d'une microfaune carbonatée (*Parathuramina apertura*, *P. elegans*, *Aurora cf. singularis*) et proposent à nouveau un âge givétien pour ce calcaire. On trouvera une mise au point sur les faunes de tentaculites du Calcaire de Chalennes in H. Lardeux (1980).

D. Le Maître (1934) admettait un développement de constructions récifales de forme lenticulaire au sein de dépôts terrigènes. Pour H. Diot (1980) et M. Dubreuil (1986), les calcaires n'auraient aucun rapport, au moment de leur sédimentation, avec leur environnement schisto-gréseux actuel; ils seraient issus du démantèlement et de la fragmentation d'une ancienne barrière récifale et les éléments démantelés de cette barrière auraient constitué un dépôt chaotique mis en place par gravité, les lentilles calcaires constituant alors des olistolites.

Il s'agit dans l'ensemble de calcaires de teinte sombre, gris, parfois bleutés, souvent massifs et alors pétris d'organismes récifaux: stromatopores (*Amphipora*), tétracoralliaires (*Cyathophyllum*), tabulés (*Favosites*), brachiopodes à coquille très épaisse (*Amphigenia*). La base de la formation calcaire est souvent bien stratifiée, en bancs décimétriques à pluridécimétriques.

Selon D. Le Maître (1934), le calcaire atteignait 130 m de puissance à la carrière Saint-Charles et 150 m à la carrière de la gare de Chalennes (les Fours-à-Chaux).

**d6-h2. Pélites plus ou moins gréseuses, grès (matrice du complexe).** Pour l'essentiel, il s'agit de sédiments schisto-gréseux; des schistes argileux sombres renferment localement des nodules silico-argileux ou finement gréseux de dimensions centimétriques. Les « schistes à nodules à tentaculites » découverts et décrits par J. Péneau (1932) à l'Est de la carrière Saint-Charles ont livré quelques tentaculites (dacryoconaridés) conservés à l'état d'empreintes dans des nodules argilo-pélitiques jaunâtres; la présence de *Nowakia* ex.gr. *richteri* et de *Costulatostyliolina* sp. permet de les attribuer au sommet de l'Emsien. Ce serait le seul gisement fossilifère connu pour ce complexe dans les limites de la feuille.

**h1-2. Complexe grésopélitique dinantien (« Culm »): pélites gréseuses et grès conglomératiques rougeâtres.** Peu représenté sur la feuille, ce complexe montre en fait, vers l'Ouest, un développement considérable au cœur du bassin d'Ancenis.

Les plus anciens fossiles identifiés dans cet ensemble proviennent de petits gisements de calcaires marins, aujourd'hui interprétés comme des olistolites (Dubreuil, 1986), comme ceux, proches de la limite de cette feuille, de la Montée-d'Ardenay (Lardeux *et al.*, 1961), où les faunes indiquent un âge frasnien (tétracoralliaires: *Macgea gallica*, *Neostrinophyllum* sp.,...). Mais la majeure partie du complexe semble bien se rapporter au Dinantien selon la flore récoltée sur les feuilles voisines. Constitué d'alternances gréseuses et pélitiques lie-de-vin à verdâtres, il n'est pas rare d'y récolter des débris de végétaux vasculaires.

Un affleurement particulièrement démonstratif est constitué par l'îlot qui affleure au cœur du marais de l'Onglée, à 300 m au Nord de la carrière de Roc-en-Pail. Sur une centaine de mètres, on y voit alterner des couches subverticales orientées N130 : schistes gréseux à débris de plantes et grès plus ou moins conglomératiques rougeâtres en bancs centimétriques à décimétriques, brèches polygéniques à éléments de jaspé brun-rouge et vert, schistes rouges micacés, bancs de calcaires noduleux épais d'une trentaine de centimètres.

Ce complexe, dont la sédimentation prend le relais de celle du Complexe du Tombeau-Leclerc à caractère plus chaotique, constitue le dernier terme connu du remplissage du bassin d'Ancenis.

## MÉSOZOÏQUE

**c1. Sables et graviers (Cénomaniens).** Les sables et galets qui recouvrent les calcaires de l'Orchère de Chaufonds et en comblent les poches karstiques, ont été assimilés aux sables et graviers dits de Jumelles-Brissac de J. Louail (1984): Cénomaniens fluvio-estuariens.

Cette formation est abondamment représentée vers l'Est et le Nord-Est sur les feuilles Thouarcé, Angers, Longué; ses minéraux lourds

signent son origine armoricaine. Ici, ces graviers contiennent en outre de nombreux galets moyennement émoussés de quartzite, dits « bi-patine », ainsi nommés parce qu'ils présentent à leur surface des zones d'un poli parfait voisinant, sans transition, avec des zones piquetées et comme bouchardées par des chocs. Ces galets de quartzite bi-patine sont fréquents dans les sables et graviers de la Briderie (feuille Angers). Un tout petit lambeau épargné par la carrière subsiste près du Four-Noble. C'est le point le plus occidental où l'on trouve ces curieux galets. Vers l'Est ils se dispersent largement en éventail entre Brissac et Thouarcé, selon le schéma de J. Louail d'un vaste delta déversant ses eaux vers l'Est.

## CÉNOZOÏQUE

Sur la feuille Chemillé, le plateau des Mauges est parsemé de plages de sables et graviers dont l'épaisseur atteint exceptionnellement 15 m. Localement, ces sables et graviers sont silicifiés et peuvent présenter des traces de racines, caractères qui les rapprochent des « Grès à Sabals » d'Anjou. Ils reposent sur une paléosurface d'érosion qui se raccorde géométriquement (Poirier, 1935; Wyns, 1991), sur les feuilles Angers, Thouarcé et Saumur, avec la surface de base des Grès à Sabals, laquelle tronque sur ces feuilles le sommet des buttes du Crétacé supérieur. C'est pour cette raison que nous rapportons l'essentiel des sables et graviers de la feuille Chemillé à l'Éocène. Dans la partie sud-est de la feuille, des argiles grises associées avec des sables fins, présentent des faciès voisins des dépôts redoniens rencontrés en sondage au Sud-Ouest de Chemillé; ces dépôts non datés ont été notés Éocène à Pliocène.

**e. Sables, graviers et cailloutis de quartz plus ou moins argileux, grès et conglomérats (Éocène probable).** Ces dépôts sont bien représentés sur les plateaux entre Beausse, Saint-Quentin-en-Mauges, Le Pin-en-Mauges et Beaupréau, où ils constituent les vestiges d'un ancien glacis adossé à la butte de Beausse et incliné vers le Sud. Leurs caractères sédimentologiques semblent varier sensiblement selon leur position géographique.

Dans les zones situées en amont de l'ancien glacis, on observe des cailloutis et des graviers de quartz accompagnés de sables grossiers; les graviers et cailloutis sont généralement émoussés, mais localement ils peuvent contenir en abondance des éléments peu ou pas usés. Les dépôts sont mal stratifiés, leur matrice est riche en argile de teinte ocre; à la carrière de l'Estoutière (Nord-Est de La Poitevinière), on pouvait observer au moins deux séquences de deux à trois mètres de puissance, comprenant à la base des graviers et cailloutis peu usés de quartz et se terminant par des sables très argileux ocre. Certaines fouilles temporaires réalisées à l'occasion de travaux, montrent des cailloutis de quartz non usés dans une matrice argileuse non stratifiée: il s'agit soit d'anciennes éluvions formées *in situ* aux dépens des alté-

rites par l'entraînement des parties fines, soit d'altérites à peine déplacées et contenant encore une proportion notable de matrice argileuse.

Les sables et graviers de la région de Beaupréau sont caractérisés par une plus grande maturité des dépôts. Situés dans la partie aval de l'ancien glacis, ils se trouvent à proximité d'une ancienne gouttière préfigurant approximativement le cours de la vallée de l'Èvre, et qui commandait sans doute le niveau de base de cette région à l'Éocène, puisque l'épaisseur des profils d'altération se réduit progressivement à l'approche de cette gouttière. L'ancienne sablière de Beaupréau (lieu-dit le Sablé), aujourd'hui aménagée en terrain de sport, a été décrite par G. Denizot (1924) et J. Louail (1976). Un sondage à la tarière y a été implanté en 1990 (483-6-6). Au-dessus de 7 m d'altérite verdâtre puis lie-de-vin au sommet, les dépôts débutent par 1 m de sable fin argileux rose et gris ; celui-ci est surmonté de 4,50 m de sable fin blanc argileux, puis de 2,50 m de sable graveleux et argileux rouge. La suite de la coupe est visible dans le talus du terrain de sports et montre 1 à 2 m de sable graveleux passant vers le haut à des graviers et cailloutis visibles sur 2 à 3 m. Les sédiments sont de type fluviatile et montrent des séquences légèrement chenalisantes. Les éléments quartzeux présentent des degrés d'usure variable, la fraction sableuse montrant une petite proportion de grains émoussés-luisants. L'essentiel des éléments détritiques est constitué par du quartz (filonien et d'exsudation) ; il s'y adjoint des mottes d'argile kaolinique qui peuvent correspondre soit à d'anciens « galets mous », soit à des galets de schiste altérés *in situ*. De nombreux grains et galets de quartz sont pulvérulents, démontrant l'intensité de l'altération ayant affecté le dépôt.

Les sables et graviers sont fréquemment silicifiés en grès, brèches et conglomérats à ciment quartzitique qui parsèment la surface des plateaux, notamment dans la région de Saint-Quentin-en-Mauges et du Pin-en-Mauges ; ils ont été signalés sur la carte par des notations ponctuelles. Les blocs de grès et de conglomérat sont particulièrement abondants au Nord de Saint-Quentin-en-Mauges, où ils forment une dalle quasi continue à faible profondeur. Fréquemment, les brèches et conglomérats silicifiés devaient avoir à l'origine une matrice argileuse ou argilo-sableuse, comme le montre l'aspect du ciment. À la sortie est de Saint-Quentin-en-Mauges, en bordure de la D 17, la matrice des conglomérats montre en outre des empreintes de racines, parfois associées à des structures d'illuviation en « coiffes ». Ces caractères, qui les rapprochent des « Perrons de Touraine » et des « Grès à Sabals » d'Anjou, dénotent une silicification d'origine pédologique sous climat tropical aride. De telles conditions ont favorisé de nombreuses silicifications de ce type dans le bassin de Paris à l'Éocène.

Des dépôts sablo-graveleux ont été notés en position encaissée par rapport aux plateaux, notamment au Nord et au Sud de Jallais et dans la région de La Chapelle-Rousselin. Ils sont difficilement observables en raison de la rareté et de la mauvaise qualité des affleurements. Ils sont formés de sables grossiers plus ou moins graveleux contenant

d'abondants fragments de quartz non ou peu usés de la taille du poing, et sont parfois associés (La Chapelle-Rousselin) à des argiles plus ou moins sableuses bariolées. Leur position morphologique sur les versants de vallées actuelles serait un argument pour en faire un produit de remaniement, par colluvionnement ou remaniement fluvial au Pliocène ou Quaternaire, des dépôts détritiques initialement situés en position de plateau. Toutefois, on peut également envisager que les vallées actuelles se sont surimposées à d'anciens drains d'âge éocène, dans ce cas la position encaissée des dépôts aurait été acquise dès cette époque.

Dans la partie nord-ouest de la carte, à l'Ouest de Botz-en-Mauges, on observe sur un replat vers 83 m d'altitude des cailloutis formés de galets et graviers de quartz ; les plus gros éléments atteignent 5 à 10 cm et sont anguleux à angles émoussés, les graviers étant de taille centimétrique. Là encore, les données de terrain ne permettent pas de dire si ces sédiments fluviaux, situés dans la gouttière de l'Èvre, correspondent à des dépôts éocènes ou pliocènes.

**Re. Sables, graviers et cailloutis éocènes résiduels ou sous couverture d'altérites colluvionnées.** Sous cette notation ont été représentés les dépôts décrits ci-dessus lorsqu'ils étaient mêlés à des argiles d'altération colluvionnées les masquant partiellement ou totalement, ou bien lorsqu'ils étaient résiduels à l'état de cailloutis mêlés aux altérites du socle. Les tracés en tirets correspondent approximativement aux contours de la surface de base des dépôts, correspondant à des portions préservées de la paléosurface paléogène.

**e-p. Argiles grises avec lits de sable fin blanc (Éocène à Pliocène).** Les replats et les versants de vallons situés en bordure sud-est de la carte, de part et d'autre de la voie ferrée Cholet–Angers, sont tapissés d'argile plastique de teinte grise, contenant quelques graviers de quartz, et qui n'affleure que très sporadiquement à l'occasion de tranchées. Elle a été exploitée autrefois à la Haute-Jacterie ; les déblais montrent que cette argile était associée à un sable fin blanc. Au carrefour situé au Sud-Ouest de la ferme de la Pénolière, à + 114 m, le talus de la route a permis en 1986 de lever la coupe suivante, décrite de bas en haut :

- $\geq 0,40$  m. Graviers quartzeux mal classés dans une matrice argilo-sableuse altérée ocre. Ces graviers semblent surmonter des sables roux plus fins avec quelques graviers, visibles latéralement à une altitude plus basse, et qui semblent contenir des grès tendres de teinte ocre observés dans les champs ;
- 0,35 m. Alternance de sable fin, moyen ou grossier argileux ocre et de lits d'argile altérée blanche à rouge brique ;
- 0,30 m. Argile plastique versicolore, marbrée de gris clair et de rouge brique, passant progressivement vers le haut au niveau ci-après ;
- 1,50 m. Argile gris sombre violacée compacte ;



- 0,30 m. Argile sableuse et silteuse ocre, altérée, avec petits graviers de quartz.

Trois échantillons prélevés dans les argiles grises et dans les argiles versicolores ont fait l'objet d'analyses palynologiques. Tous les échantillons se sont révélés aphytiques ou pollués par des pollens quaternaires. L'allure cartographique des dépôts au voisinage du point d'observation et dans le talweg situé au Nord montre qu'ils tapissent les versants de la vallée : ils se biseautent vers le haut des versants où l'on observe des altérites de schiste en place à partir de + 118 m environ, tandis que vers l'aval, le fond de la vallée atteint le socle altéré à la hauteur de la ferme de la Pénolière. Il est probable que la vallée actuelle ait incisé une gouttière préexistante dans laquelle s'étaient déposés les sédiments.

Aucun élément ne permet de dater cette formation qui évoque des faciès de vase estuarienne. La ressemblance des dépôts avec les argiles grises finement sableuses redoniennes découvertes en sondage à 1 km au Nord-Est, permet d'envisager un âge pliocène pour ces sédiments, sans exclure un âge éocène.

## FORMATIONS SUPERFICIELLES

*A.* **Altérites en place ou déplacées des plateaux et des versants : argiles et silts argileux micacés avec fragments et blocs de quartz.** Sous cette notation ont été regroupées les altérites du socle et les colluvions de versant qui en dérivent, auxquelles peuvent se mêler en proportions variables des résidus de sédiments détritiques tertiaires et éventuellement des limons éoliens, bien que ces derniers n'aient pas été caractérisés.

La surface du plateau des Mauges est recouverte d'un puissant manteau argileux résultant de l'altération des roches du socle par hydrolyse météorique sous climat tropical humide. Ces altérites sont antérieures à pénécotemporaines des cailloutis et graviers éocènes qui les recouvrent et les remanient, et sont liées géométriquement et génétiquement à la surface d'érosion continentale éocène d'extension régionale. Leur puissance varie de 15 à 35 m d'après les données de sondages. Leur composition et leurs propriétés mécaniques et hydrogéologiques varient verticalement au sein du paléoprofil d'altération.

Sur les micaschistes d'origine sédimentaire du Groupe des Mauges, le sommet des profils est rarement conservé, mais devait correspondre, localement au moins, à un horizon ferrugineux sous forme de cuirasse latéritique probablement peu épaisse. Les vestiges démantelés de cette ancienne cuirasse se rencontrent dans les champs sous forme de blocs denses d'hydroxydes de fer ; ils ont été représentés sur la carte par des notations ponctuelles ; ils sont particulièrement abondants à l'aplomb

des schistes graphiteux de la base de la Formation de Beaupréau, en raison de la teneur importante en sulfures de ces niveaux.

Sous cette ancienne cuirasse complètement démantelée, on observe généralement jusqu'à 5 m et plus d'argile plastique bariolée, grise, blanche et ocre, pouvant emballer des fragments de quartz non usés mais souvent profondément cariés ; on n'observe aucune trace de la structure schisteuse originelle de la roche mère ; seuls les filons de quartz d'une certaine épaisseur, qui traversent cet horizon jusqu'à la surface, montrent qu'il s'agit bien d'altérites en place (allotérites). Ce faciès a été largement exploité comme argile pour tuilerie sur le territoire de la feuille ; on peut l'observer dans des argilières encore en exploitation dans la forêt de Leppo, à l'Ouest du Fief-Sauvin (feuille Vallet).

Vers le bas, on passe progressivement à une argile micacée de teinte rouge brique à violacé et verdâtre plus bas, au sein de laquelle on peut identifier la schistosité de la roche mère (isaltérite). Ce faciès pulvérulent se développe verticalement sur plusieurs dizaines de mètres, et forme l'essentiel du profil d'altération ; la teneur en argile, tout en restant majoritaire, diminue toutefois progressivement vers le bas au profit des micas et d'une fraction silteuse quartzreuse correspondant à la partie non dissoute du quartz fin de la roche mère. Ce faciès constitue une excellente matière première pour briqueterie, il est largement exploité dans le Choletais pour cet usage. Dans la zone de transition avec la roche saine, on observe des îlots de roche dure, non ou peu altérée, séparés par des veines argileuses soulignant la fracturation.

Sur les roches basiques de la Formation de Beaupréau, la teinte des altérites est fréquemment orange à rouge, témoignant d'une plus grande richesse en fer de la roche originelle.

Sur le granite de Chemillé, quelques rares affleurements permettent d'observer des portions de profil d'altération, généralement des argiles kaoliniques blanches sableuses passant vers le bas à des arènes argileuses blanches puis à un granite altéré pulvérulent blanc à grisâtre.

Les minéraux argileux des profils d'altération ont été étudiés par R. Biagi (1993). La partie supérieure des profils (allotérites) est caractérisée par la prépondérance de la kaolinite associée à l'illite-mica et/ou à de l'halloysite, la cristallinité de la kaolinite augmentant vers le sommet. La partie médiane (isaltérite) est caractérisée par la kaolinite, à laquelle s'ajoutent de la vermiculite, de l'illite et des interstratifiés chlorite-vermiculite et chlorite-smectite, et dans certains sondages smectite-kaolinite. Le rapport kaolinite/interstratifiés diminue du haut vers le bas. La partie profonde montre une teneur importante en illite, chlorite et en interstratifiés chlorite-vermiculite, associés à la kaolinite, la vermiculite et localement des smectites.

En surface, les altérites donnent des sols argileux auxquels se mêlent généralement des fragments de quartz d'exsolution métamorphiques préservés par l'altération. Les allotérites des sommets de profils d'altération donnent des terres lourdes, souvent hydromorphes, peu propices à la culture ; ils correspondent souvent à des zones boisées (forêt de Leppo). Les isaltérites, par leur teneur en micas et en silt, donnent des terres généralement plus légères de texture limoneuse.

Sur les versants, et notamment les versants abrités exposés au Nord et à l'Est, les altérites ont été largement colluvionnées par ruissellement et solifluxion, et peuvent reposer directement sur la roche mère non altérée. En surface, aucune différence de composition ne permet de différencier ces altérites déplacées des altérites en place ; elles ont donc été représentées sous la même notation. Le critère de terrain utilisé pour différencier les altérites (ou leurs colluvions) de leur substratum était l'absence, dans les labours, de fragments schisteux conservés (à l'exception des quartz d'exsudation).

**Fv. Haute terrasse de l'Èvre : graviers et galets.** Dans la vallée de l'Èvre (Ouest de Beaupréau), des alluvions anciennes constituées principalement de cailloutis et de graviers de quartz forment une terrasse à 30 m d'altitude relative. La terrasse de 30 m est vraisemblablement contemporaine des mamelons centraux des nombreux méandres abandonnés de l'Èvre situés en aval, et sur lesquels les alluvions ont été presque complètement érodées, ne laissant subsister que quelques galets résiduels.

Par cohérence avec la notation des terrasses de la Loire (feuille Chalennes) et de la Maine (feuille Angers), cette terrasse a été notée Fv. Le lit proprement dit des méandres abandonnés de l'Èvre, dont l'altitude relative est comprise entre 20 et 25 m, correspondrait à la terrasse Fw de la Loire sur la feuille Chalennes. Les éventuels dépôts correspondants sont masqués par des colluvions de fond de vallon.

**Fy. Basse terrasse (Weichsélien) : graviers et galets.** Dans l'angle nord-est de la carte, deux témoins d'une basse terrasse du Layon et de l'un de ses affluents, à 5-10 m d'altitude relative, ont été notés. Les dépôts, reconnus par la fouille archéologique de Roc-en-Pail, sont constitués de lits de sables blonds entrecroisés et de très gros graviers roulés. Au Nord du village, ils ont été atteints dans deux puits situés au pied du remblai de la route, et sont recouverts par des argiles holocènes (Fz). Malgré son exigüité, cette terrasse présente un grand intérêt puisqu'elle est scellée, dans la fouille, par des lœss bien datés, et qu'on peut lui attribuer un âge éo-wurmien (Anaglaciare = Weichsélien).

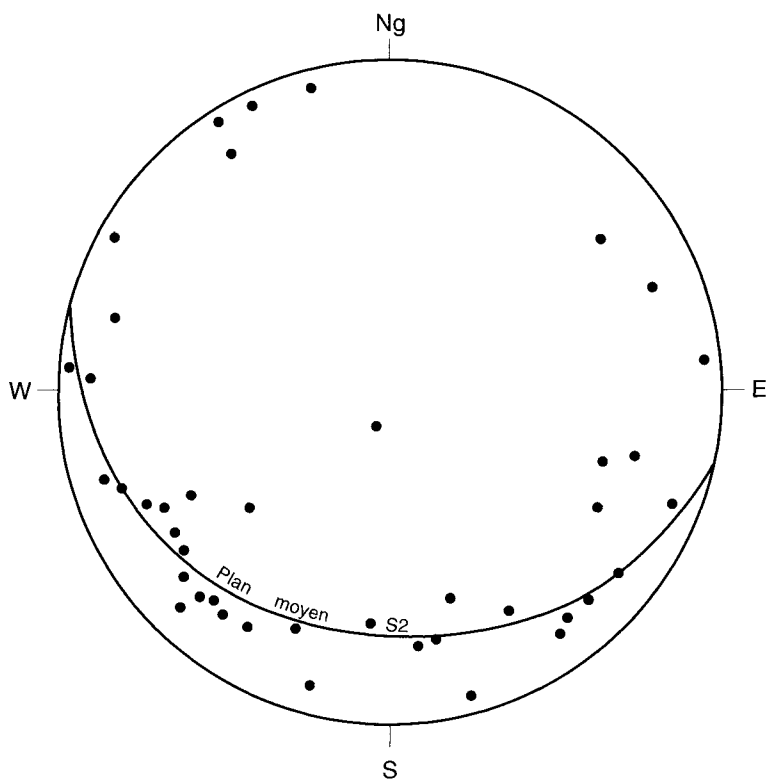
Dans la vallée de l'Èvre, une basse terrasse à 5-10 m d'altitude relative également est vraisemblablement contemporaine de la basse terrasse du Layon.

**Fz. Alluvions récentes et actuelles (Holocène) : graviers, sables, limons argileux, vases.** Dans les vallées à cours d'eau permanent, le fond est plat et occupé par des limons et des sables d'inondation, auxquels peuvent s'adjoindre des vases plus ou moins tourbeuses. Ces alluvions, de granulométrie fine, peuvent reposer sur un lit discontinu d'alluvions grossières plus anciennes. Dans la plaine inondable du Layon et du Jeu, constituée d'argiles compactes gris sombre, elles ont été reconnues sur au moins 6 m d'épaisseur par un petit sondage au Nord de Roc-en-Pail. Leur épaisseur dans ce secteur est sans doute beaucoup plus importante, puisqu'à deux kilomètres en aval (feuille Chalennes) elles atteignent 19 m.

**CF. Colluvions de fond de vallon : graviers, blocs, limons argileux et argiles.** Le fond des vallons à cours d'eau non permanent est occupé par un remplissage d'épaisseur métrique à plurimétrique provenant du transport par ruissellement d'éléments meubles et caillouteux empruntés aux formations superficielles des versants et des plateaux. Les têtes de vallons situées sur les bordures des plateaux constituent des dépressions mal drainées, marécageuses, à sols hydromorphes, occupées souvent par des prairies permanentes, où la faible pente et la végétation, contribuent à retenir les particules les plus fines entraînées par l'érosion. Les colluvions qui colmatent ces dépressions sont constituées d'altérites remaniées pouvant être associées à des graviers éocènes, d'éléments lithiques altérés et de quartz filonien et d'exsudation ; fréquemment on rencontre à faible profondeur des « renards » ou « roussards », constitués de cailloutis siliceux cimentés par des oxydes de fer ; ces dalles souvent très dures quoique poreuses se localisent dans la zone de battement de la nappe phréatique superficielle.

**C. Colluvions de versant.** Quelques colluvions de versant, situées largement en contrebas de la surface des plateaux et sans connexion directe avec les altérites des plateaux (*N*), ont été notées séparément. Elles sont principalement localisées dans la vallée de l'Èvre ainsi qu'aux abords de la vallée du Layon dans l'angle nord-est de la feuille. Elles sont principalement constituées d'argiles, de silts et de fragments de quartz issus des altérites, auxquels s'adjoignent des fragments de schistes non altérés. Les dépôts, épais au maximum de quelques mètres, peuvent présenter une stratification grossière due au tri granulométrique sous l'effet du ruissellement.

**CEy. Læss wurmien de Roc-en-Pail.** Au pied de l'ancien escarpement, presque partout détruit, du flanc nord de la lentille calcaire Fourneau-Noble-Roc-en-Pail, s'est accumulé un talus læssique. Ce læss le plus souvent typique, calcaire avec poupées et rhizoconcrétions, est parfois devenu sableux par lessivage. Visible au front nord de la carrière du Fourneau-Noble, il s'étend sur 400 m jusqu'au four de Roc-en-Pail. La rue de ce village correspond à son contact avec le calcaire, comme l'a montré un jour un décollement accidentel réalisant une crevasse rapidement comblée par les habitants. Étudié en détail à l'occasion des fouilles archéologiques de l'abri de Roc-en-Pail, il couvre la



**Fig. 8 - Dispersion des linéations axiales de phase 2 et plan moyen de la schistosité S2 dans le Précambrien de la vallée de l'Èvre**  
Projection de l'hémisphère inférieur, diagramme de Wulff

plus grande partie de la glaciation weichsélienne (Würm). La description des différents niveaux avec leur faune et leur outillage est donnée au chapitre « Préhistoire et archéologie ».

**X. Dépôts anthropiques : remblais.** Des remblais ont été notés dans l'angle nord-est de la feuille : ce sont les remblais de chemin de fer de la ligne Angers-Cholet, ainsi que les déchets d'exploitation des carrières de calcaire, étalés sur les alluvions récentes au Nord des carrières de Chalonnes. Aux dires de L. Biaille (1897, 1903), les remblais de la gare contiennent « plus de quarante charretés d'ossements » quaternaires provenant des cavités karstiques actuellement détruites. Les remblais de Roc-en-Pail contiennent, très épars dans leur masse, des ossements et outils préhistoriques (25 m<sup>3</sup> selon E. Farge, 1871) provenant des couches supérieures du gisement rabotées par l'exploitation de la carrière.

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

*Avertissement.* Pour la commodité de la description, les schistosités décrites ci-après ont été numérotées dans l'ordre chronologique de leur apparition, et leur numérotation n'a de cohérence qu'à l'intérieur du cadre géographique de la feuille.

### Déformation cadomienne

Les micaschistes du Groupe des Mauges ainsi que les métavolcanites de la Formation de Beaupréau sont caractérisés par une foliation composite S1-2 généralement peu inclinée, dont l'âge est antérieur au Cambrien moyen de Cléré-sur-Layon, et qui est donc attribuée au Cadomien. La schistosité S1 est une schistosité de flux transposant entièrement la stratification. Des plis P1 synschisteux isoclinaux sont parfois observables dans certaines lames minces, dans les faciès finement lités.

Cette schistosité S1 est déformée par des plis P2 dissymétriques de dimensions décimétriques à métriques, à axes subhorizontaux de directions très dispersées même sur un même affleurement, mais déversés statistiquement vers le Nord-Est (fig. 8). La schistosité S2, plan axial des plis P2, est une schistosité de strain slip sécante sur S1 uniquement dans les charnières de plis, et confondue avec elle sur les flancs. De beaux plis P2 sont visibles dans la carrière du moulin des Onglées à l'Ouest de Beaupréau (fig. 9), ainsi qu'en rive droite de l'Èvre au pied du château des Places, à l'Est du Fief-Sauvin.

Dans la majeure partie de l'unité des Mauges, l'optimum métamorphique est associée à S1, et comprend pour les métasédiments : séricite, chlorite, albite ± biotite ± grenat, et pour les métavolcanites basiques : actinote ou trémolite, chlorite parfois magnésienne, épidote, albite ± biotite, tandis que la schistosité S2 est rétromorphique par rapport à S1, et est responsable de la chloritisation du grenat, de la biotite et de l'amphibole.

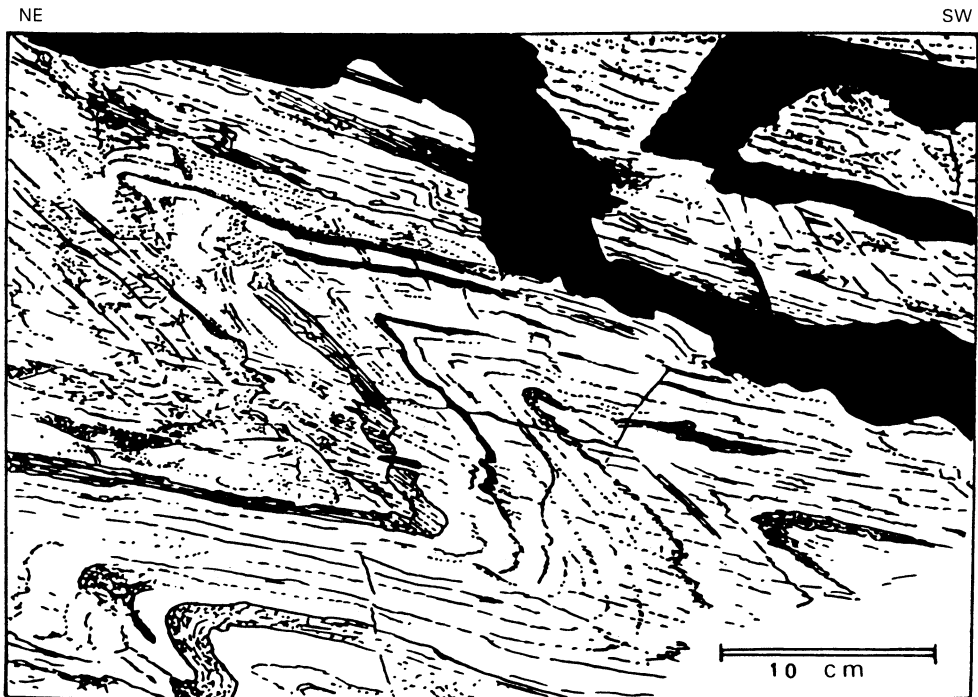


Fig. 9 - Carrière du moulin des Onglées (Ouest de Beaupréau): plis P2 déformant la foliation S0-1 dans les métatufs volcaniques, avec schistosité S2 de plan axial

Dans la région comprise entre Botz-en-Mauges et Saint-Pierre-Montlimart, il est difficile de distinguer S1 de S2 en raison de la surimposition de la schistosité mylonitique S3, et peut-être parce que l'optimum métamorphique y est associé à S2. La foliation cadomienne y est caractérisée par l'association biotite, grenat, staurotide, disthène, ce dernier formant fréquemment des nodules centimétriques synfoliaux. Ce secteur correspond au plus haut grade atteint par le métamorphisme cadomien sur la feuille, et correspond à une température comprise entre 620 et 650 °C et une pression de 5 à 7 kbar (faciès amphibolite). Les isogrades tracées sur la carte montrent un gradient de métamorphisme croissant vers l'Ouest, avec un maximum dans la région située au Sud de Botz-en-Mauges.

### **Déformation varisque associée à la structuration de la nappe de Champtoceaux**

Dans la partie nord-ouest de la feuille, une schistosité mylonitique S3 se superpose à la foliation cadomienne du Groupe des Mauges, et affecte également le métagranite de la Mauvoisinière, les filons granitiques et pegmatitiques, ainsi que les métagabbros de l'unité de Drain-La Boissière. Plongeant de 45° vers l'Est, cette foliation tourne autour de la terminaison orientale de l'arc de Drain-La Boissière, dessinant une voissure acquise tardivement lors de la phase 4.

Les caractères cinématiques de cette déformation, déjà décrite par J.L. Lagarde (1978) et H. Diot (1980), ont été observés dans les filons métagranitiques situés au nord du cirque de Courossé (Sud-Est de La Chapelle-Saint-Florent), où les critères de cisaillement indiquent une déformation ductile normale, ici de direction 20E65, à composante décrochante senestre avec linéation d'étirement plongeant de 35° vers le Nord-Est.

La foliation mylonitique S3 apparaît à l'Ouest de la D 752, où elle se surimpose à la foliation cadomienne, et devient vite prépondérante vers l'Ouest, la foliation cadomienne n'étant conservée que dans d'étroits corridors. Les lentilles d'amphibolites et de métagabbros, probablement arrachées à la bordure de l'unité de Drain-La Boissière lors de cette phase de déformation, sont allongées dans cette foliation, de même que la plupart des filons granitiques et pegmatitiques, ceux-ci étant soit injectés dans les plans de foliation pendant la déformation, soit réorientés par celle-ci.

La paragenèse associée à la schistosité S3 est à muscovite ± biotite, ± grenat ± staurotide ± sillimanite. Au Sud de Botz-en-Mauges, où l'on rencontre l'association staurotide + disthène dans la foliation cadomienne, la paragenèse correspondant à la phase 3 se manifeste par une deuxième génération de grenat et de staurotide, selon les observations de M. Ballèvre : les grenats sont zonés, et présentent un cœur limpide et une couronne pœcilitique, le contact étant nettement discontinu ; la staurotide de phase 3 se présente en petits cristaux auto-



morphes jaune pâle, et en couronne autour des cristaux de staurotide cadomienne jaune vif, le contact entre les deux générations correspondant à une discontinuité nette soulignée par des vermicules de quartz ; dans les nodules à disthène cadomien, la staurotide de phase 3 semble se développer, accompagnée de muscovite, aux dépens du disthène selon la réaction :  $\text{disthène} + \text{biotite} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{staurotide} + \text{muscovite} + \text{quartz}$ .

La foliation mylonitique S3 peut être interprétée comme la déformation de la semelle de l'unité des Mauges au moment de l'exhumation de la nappe de Champtoceaux consécutive à la mise en place de celle-ci : elle correspond à une bande de déformation normale ductile de 1 à 2 km d'épaisseur inclinée d'environ 45° vers l'Est, l'unité des Mauges étant abaissée par rapport à l'unité de Drain-La Boissière. L'eau nécessaire à la réaction de déstabilisation du disthène aurait été apportée par la déshydratation de l'unité de Drain-La Boissière d'âge paléozoïque, qui aurait également favorisé la fusion partielle, à un niveau plus profond, de la base de l'unité des Mauges, et la mise en place des granites et des pegmatites dans la zone de jointure. Cette déformation a probablement précédé de peu l'ouverture du bassin d'Ancenis, et se situerait vers la limite Dévonien/Dinantien.

### **Déformation varisque associée à l'ouverture du bassin d'Ancenis**

En bordure sud du bassin d'Ancenis, l'unité des Mauges et la « Série intermédiaire » sont affectées d'un couloir de cisaillement senestre de direction NW-SE de plus de 2 km de largeur (Diot, 1980 ; Wyns et Le Métour, 1983). Cette déformation se manifeste par des plans de cisaillement (S4) inclinés de 50° au Nord et injectés de quartz, associés à des plis dissymétriques en « S » à axes subverticaux. Elle n'intéresse la feuille Chemillé que dans son angle nord-est, où les déformations y sont moins bien réglées que dans la plaine de Saint-Florent-le-Vieil, de part et d'autre de la partie aval de la vallée de l'Èvre (feuille Chalennes). H. Diot (1980) a montré que ce couloir de cisaillement senestre était associé à l'ouverture du bassin d'Ancenis, probablement au début du Dinantien, et qu'il affectait également les sédiments ordoviciens et siluriens de la base de la série anté-olistolitique. Aucune recristallisation métamorphique ne semble associée à cette déformation.

### **Déformation varisque tardive associée à la voussure de la nappe de Champtoceaux, aux cisaillements dextres sud-armoricains et aux leucogranites associés**

La foliation cadomienne du Groupe des Mauges porte de manière constante une fine linéation de crénulation, de direction voisine de N110. Cette linéation correspond à l'intersection entre la foliation cadomienne et une schistosité de crénulation S5 qui est rarement bien exprimée. Lorsque l'on peut la mesurer, celle-ci est toujours subverticale. Elle ne donne lieu sur la majeure partie de la feuille Chemillé à

aucune recristallisation métamorphique, mais elle constitue, sur la feuille voisine Cholet, la phase principale de métamorphisme de la série paléozoïque du Choletais.

Cette déformation, connue régionalement dans tout le Massif armoricain, est contemporaine des cisaillements dextres sud-armoricains et des leucogranites associés, dont la mise en place s'échelonne entre 320 et 310 Ma environ. Elle est également considérée comme responsable de la voussure de la nappe de Champtoceaux, lui donnant sa forme arquée actuelle. Sur la feuille Chemillé, cette voussure se prolonge sous la forme du bombement de l'unité des Mauges, bien visible sur la coupe géologique.

Bien que le granite de Chemillé ne soit pas daté, il est possible que celui-ci soit pénécemporain de cette phase de déformation régionale : son orientation et sa forme arquée, renflée à son extrémité orientale, est identique à celle des leucogranites syncinématiques jalonnant la zone broyée sud-armoricaine. Il est responsable lui aussi d'une voussure de son encaissant, déterminant l'allure cartographique en fer à cheval de la formation de Beaupréau.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

De nombreuses inconnues subsistent sur l'âge et le contexte géodynamique de mise en place, puis de structuration du Groupe des Mauges, ainsi que sur les relations de celui-ci avec les unités structurales voisines. C'est pourquoi l'interprétation proposée ci-après correspond à un état des connaissances ponctuel, susceptible d'évoluer à la lumière des travaux ultérieurs.

Le Groupe des Mauges constitue l'entité la plus ancienne affleurant sur la carte. Attribué au Précambrien, car le métamorphisme qui l'affecte est antérieur au Cambrien moyen daté de Cléré-sur-Layon (Cavet *et al.*, 1966), il est caractérisé par sa puissance (plusieurs kilomètres) et la monotonie de ses faciès (variant d'un pôle grauwackeux, quartzofeldspathique, à un pôle pélitique). Le caractère tholéiitique du volcanisme de la Formation de Beaupréau permet d'envisager pour le Groupe des Mauges une mise en place originelle dans un rift intra-continental. Toutefois, le contexte régional de celui-ci est inconnu, car l'unité structurale des Mauges a été éloignée de son environnement originel par le jeu de la tectonique varisque et des cisaillements transcurrents finipaléozoïques. La structuration tectono-métamorphique majeure, qui se rapporterait à l'orogénèse cadomienne, est caractérisée par une déformation tangentielle à vergence nord-est en climat épizonal à mésozonal profond (biotite + staurotide + disthène). Là encore, l'isolement actuel de l'unité des Mauges ne permet pas de la situer dans son contexte orogénique originel. Notons que le tronçon d'orogène cadomien préservé le plus proche géographiquement se situe en Bretagne nord (Trégor).

Après l'orogénèse cadomienne, l'unité des Mauges, portée en surface, est soumise à l'érosion. Elle constituera le socle des formations paléozoïques épicontinentales (sédimentaires et volcaniques) du Choletais (Cambrien moyen à Silurien), tandis que plus au Nord, c'est la « Série intermédiaire », autre unité à structuration cadomienne probable, qui constituera le socle des formations paléozoïques (Ordovicien à Silurien) déposées à la base du bassin d'Ancenis avant l'ouverture de celui-ci sur un cisaillement senestre au Dévonien supérieur–Carbonifère inférieur.

Vers la fin du Dévonien (360 Ma ; Ballèvre *et al.*, 1994), a lieu plus à l'Ouest (carte Vallet), la mise en place du complexe cristallophyllien de Champtoceaux, faisant chevaucher, sur la série épimétamorphique de Mauves-sur-Loire, des formations éclogitiques (orthogneiss paléozoïques associés à des métasédiments et des roches océaniques). Dans cet édifice, l'unité éclogitique est surmontée par une unité structurale comprenant, au Sud de la Loire, des roches basiques variées d'âge paléozoïque (du Sud au Nord : serpentinites, métagabbros, métavolcanites) constituant l'arc de Drain, et, au Nord de la Loire, des métasédiments alternant avec des niveaux graphiteux et des métavolcanites (micaschistes du Havre). Cette unité est elle-même surmontée par l'unité des Mauges, qui constitue le sommet de l'empilement de nappes (Rolet *et al.*, 1994).

Peu après cet épisode compressif majeur (phase « ligérienne »), l'unité des Mauges se désolidarise de l'unité de Drain sous-jacente, et redescend selon un plan incliné vers l'Est, observable sur le terrain (partie nord-ouest de la carte), matérialisé par une zone de déformation cisailante ductile extensive à composante décrochante senestre, avec linéation d'étirement plongeant vers le Nord-Est. La mise en place du granite orienté de la Mauvoisinière et de son chevelu de filons granitiques et pegmatitiques a lieu probablement entre ces deux événements, sans doute en liaison avec une fusion partielle de la base de l'unité des Mauges sous l'action des fluides issus du métamorphisme de l'unité paléozoïque de Drain.

Corrélativement ou consécutivement à cette déformation ductile extensive, le bassin en pull-apart d'Ancenis commence à s'ouvrir sur un couloir de cisaillement senestre orienté NW-SE (Diot, 1980). Il en résulte un comblement rapide de ce bassin au fur et à mesure de son ouverture. Ce comblement débute probablement à la fin du Frasnien ou au début du Dinantien (Complexe du Tombeau-Leclerc) par le remaniement sous forme d'olistolites (Dubreuil, 1980) des sédiments précédemment déposés (lentilles de Calcaire de Chalonnnes, d'âge givétien), puis se continue par le remaniement de terrains de plus en plus anciens (Dévonien inférieur à Silurien), avant qu'une sédimentation conglomératique d'âge dinantien (complexe grésopélitique du « Culm ») ne forme l'essentiel du remplissage du cœur du bassin.

Probablement après la fin du Dinantien (environ 310 à 320 Ma), l'ensemble du Massif armoricain subit un serrage NNW-SSE se traduisant par l'apparition de grands décrochements ductiles dextres NW-SE (zone broyée sud-armoricaine) accompagnés de la mise en place de nombreux leucogranites. Cet épisode se manifeste sur la feuille Chemillé par une linéation de crénulation orientée N 100 à N 110 affectant l'ensemble de l'unité des Mauges, et par la voussure du Complexe de Champtoceaux, lui donnant sa forme arquée actuelle. C'est probablement aussi à cet épisode qu'il faut rattacher la mise en place du granite de Chemillé.

La suite de l'histoire hercynienne n'intéresse pas directement le territoire de la carte : au Nord du bassin d'Ancenis s'ouvre le Sillon houiller de la basse Loire, réceptacle de sédiments et de volcanites d'âge namurien à westphalien, qui sera rapidement refermé.

Comme dans l'ensemble du Massif armoricain, la période permotriassique n'a pas laissé de dépôt dans la région. C'est probablement pendant cette période que la chaîne hercynienne a achevé d'être arasée. Aucun dépôt des transgressions jurassiques et crétacées n'est conservé sur la feuille, hormis peut-être quelques cailloutis attribués (avec doute) au Cénomani en dans l'angle nord-est de la carte.

L'histoire de la feuille au Cénozoïque est essentiellement continentale. Pendant la plus grande partie du Paléogène, le territoire de la carte Chemillé est soumis à un climat de type tropical humide, permettant le développement de puissants profils d'altération. Cette période voit l'élaboration d'une surface d'érosion continentale constituant le plateau actuel. Les dépôts de cette période consistent en des cailloutis et des sables continentaux, localement silicifiés. La transgression de la « mer des faluns » (Miocène moyen) ne semble pas avoir atteint la feuille, bien qu'elle ait laissé des dépôts abondants sur la feuille voisine Thouarcé, mais à des altitudes plus basses. Seule la transgression redonienne (Pliocène) a atteint la feuille, le long de la paléovallée de l'Hyèvre, où des sables coquilliers ont été découverts en sondage au Sud-Ouest de Chemillé.

Au Quaternaire, l'abaissement glacio-eustatique du niveau marin pendant les périodes froides a provoqué l'enfoncement du réseau hydrographique, probablement à partir d'un ancien réseau fluvial déjà ébauché au Paléogène et au Néogène (vallées de l'Èvre et de l'Hyèvre). Cette évolution, accompagnée du déblaiement partiel des altérites paléogènes, a abouti à la configuration actuelle du relief.

## GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

### Paléosurfaces d'érosion et altérations associées

Le relief de la feuille Chemillé résulte principalement d'une évolution morphologique acquise au Paléogène par le façonnement d'une surface continentale d'extension régionale, située entre 100 et 130 m d'altitude et inclinée en pente douce vers l'Ouest. Sa surface est jalonnée par des cailloutis continentaux éocènes, et son substratum est profondément altéré sur plusieurs dizaines de mètres. Le profil d'altération, de type tropical latéritique, est décrit dans le paragraphe consacré aux altérites des plateaux (*A*).

La surface d'érosion infra-cénomaniennne, qui sur la feuille voisine Thouarcé est basculée vers le Nord, formant un plan incliné en direction de la faille du Layon (Klein, 1973 ; Poirier, 1935 ; Wynn, 1991), a été presque intégralement détruite, sur la feuille Chemillé, par le façonnement de la surface d'érosion éocène. Le sommet de la butte de Beausse, au Nord de la feuille (+174 m), qui constitue un relief résiduel, pourrait être un vestige très dégradé de cette surface. Toutefois aucune trace de cailloutis résiduels n'y a été observée. Son flanc méridional constituait à l'Éocène un glacis d'érosion sur lequel ont été préservés des cailloutis continentaux.

Le sommet de la butte des Gardes, qui forme une surface plane culminant à + 216 m sur la feuille voisine Vihiers, constitue vraisemblablement un témoin de la surface d'érosion infra-liasique. Celle-ci n'intéresse pas directement la feuille Chemillé, si ce n'est que la butte des Gardes constitue un relief résiduel préservé de l'érosion tertiaire par la dureté des roches qui la constituent.

### Réseau hydrographique

Les vallées principales de la feuille Chemillé (vallées de l'Èvre et de l'Hyrôme) étaient déjà préfigurées au Tertiaire comme le montre la présence de gouttières où les sédiments éocènes ont été préservés (voir « Description des terrains » : *A* et *e*). C'est dans cette gouttière peu accusée que les méandres de la pré-Èvre ont pris naissance, probablement lors d'une période de haut niveau marin (Pliocène ?). Au Pliocène supérieur, les vallées avaient déjà commencé à s'encaisser, comme le montre la position des dépôts redoniens de la vallée de l'Hyrôme. Au Pléistocène, à la suite de l'abaissement glacio-eustatique du niveau marin, les vallées se sont rapidement encaissées par paliers, au gré des différentes glaciations. Les méandres de l'Èvre, acquis au début de l'installation du réseau hydrographique, se sont d'abord profondément encaissés, puis un grand nombre d'entre eux ont été recoupés puis abandonnés, redonnant un tracé moins sinueux à la rivière.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *OCCUPATION DU SOL*

L'essentiel du territoire de la carte est voué à la polyculture et à l'élevage grâce à la présence, sur le plateau des Mauges, du puissant manteau d'argiles d'altération élaboré au cours du Tertiaire. L'habitat y est représenté par de nombreuses fermes parsemant le paysage. Parmi les cultures représentatives de la région on notera les vergers irrigués, produisant principalement des pommes de table, ainsi que les plantes médicinales, développées autour de Chemillé. L'élevage concerne principalement bovins, volailles et porcs. Sur les versants des vallées les plus profondes (Èvre notamment), la pente ainsi que la faible qualité des sols ne permettent au mieux que le pâturage.

Les industries, rassemblées autour des agglomérations, sont assez nombreuses et de taille petite à moyenne : on notera les ateliers de confection, héritiers du passé tisserand de la région choletaise, ainsi que l'industrie de la chaussure et l'agro-alimentaire.

### *ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE*

Le territoire de la carte Chemillé a fait l'objet d'une campagne de reconnaissance des sols par pénétromètre dynamique à 1,50 m de profondeur dans le but de caractériser les propriétés physiques des altérites. Les argiles d'altération, épaisses d'une vingtaine de mètres sur les plateaux, présentent en moyenne une résistance de pointe voisine de 5 MPa. Sous ces argiles, les micaschistes sont très fracturés sur une épaisseur de 15 à 20 m : cette zone fracturée, qui affleure dans la partie haute des versants, présente des résistances de pointe augmentant graduellement vers le bas de 5 à 40 MPa. Les micaschistes sains (résistance de pointe > 40 MPa), exploités pour granulats, n'affleurent que dans les vallées profondes. La faible résistance des argiles d'altération n'est perturbée localement que par la présence occasionnelle de blocs de quartz filoniens. Enfin, les sables et graviers tertiaires sont localement silicifiés en dalles très dures, qui peuvent avoir une grande extension horizontale (Nord-Est de Saint-Quentin-en-Mauges) malgré une épaisseur ne dépassant pas 1 m.

### *RESSOURCES EN EAU*

#### **Caractères aquifères des formations du socle**

L'essentiel du territoire de la feuille étant occupé par les roches métamorphiques de l'unité des Mauges, la circulation des eaux souterraines est régie principalement par les lois des milieux fissurés des terrains de socle.

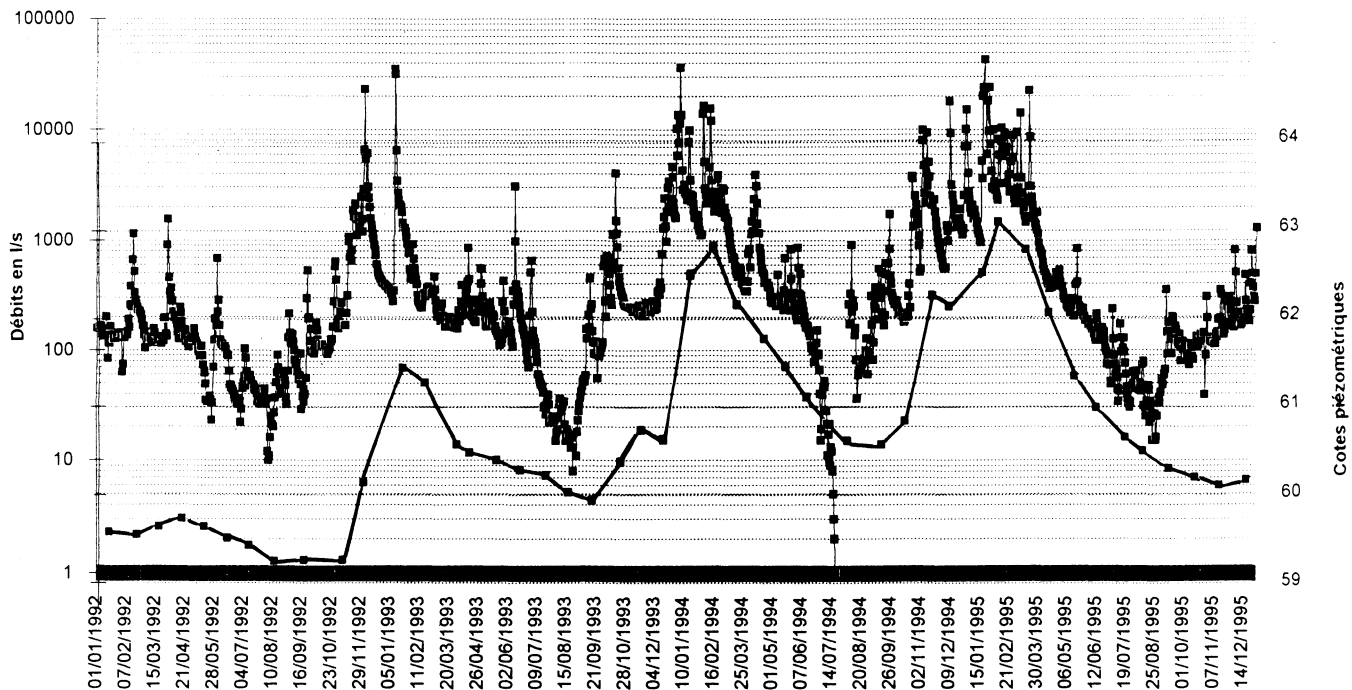


Fig. 10 - Débits de l'Hyrôme et fluctuations de la nappe

Les roches du socle sont recouvertes par un manteau d'altérites silto-argileuses, à très faible perméabilité mais à porosité notable, en particulier dans leur moitié inférieure (isaltérites). Ces altérites, qui résultent de l'altération *in situ* des roches du socle principalement au Tertiaire, atteignant en moyenne une vingtaine de mètres de puissance sur les plateaux.

Sous ce manteau d'argiles d'altération, les schistes sont très fracturés dans leur partie supérieure, la densité de fracturation décroissant régulièrement vers le bas. Les quinze à vingt mètres supérieurs, les plus fracturés, sont les plus aquifères. Ils donnent lieu à des lignes de sources au débit généralement modéré, mais dont certaines ont cependant pu être captées pour l'alimentation en eau potable. Cette zone est également un horizon préférentiel de recharge.

À une cinquantaine de mètres sous la base des argiles d'altération, la fracturation devient très faible et les chances d'y obtenir un débit intéressant dépendent de la rencontre d'une fracture tectonique ouverte, dont la détection peut être facilitée par l'utilisation des méthodes géophysiques et de l'observation photogéologique.

### **Alimentation de la ressource souterraine**

La ressource en eau souterraine est alimentée par les eaux d'infiltration, générées elles-mêmes par les « pluies efficaces » (partie des pluies totales qui, non reprise par l'évaporation et par les plantes, reste disponible pour le ruissellement et/ou l'infiltration).

La comparaison entre l'hydrogramme de l'Hyrôme à Chauveau et les fluctuations de la nappe sur un piézomètre à Chanzeaux (stations implantées sur la feuille voisine Thouarcé) fait apparaître un parfait synchronisme des périodes de recharge et de tarissement (fig. 10). D'ailleurs, le fait qu'un cours d'eau présente toujours un débit, même après plusieurs semaines, voire plusieurs mois, sans pluies efficaces, atteste de la réalité du drainage d'eaux souterraines par ce cours d'eau.

Les calculs réalisés sur les hydrogrammes permettent d'évaluer les pourcentages d'eau infiltrée à 30 à 40 % des pluies efficaces.

### **Dispositifs de captage**

Un certain nombre d'ouvrages destinés à l'alimentation humaine sont des captages de sources au sommet des micaschistes fracturés sous la couverture d'altérites. Les débits unitaires souvent très modestes de ces sources obligent à multiplier les points de captage ou à réaliser un forage d'appoint dans les micaschistes sous-jacents pour obtenir les débits susceptibles de satisfaire les besoins, surtout en saison d'étiage.



En contexte de socle, et jusqu'à un passé relativement récent, les dispositifs de captage étaient constitués par des puits peu profonds (quelques mètres) coiffant des émergences de sources. Mais, depuis l'apparition de la technique de foration par battage rapide à l'air comprimé (« marteau fond-de-trou »), de nombreux forages sont réalisés dans le socle, chez des industriels, des agriculteurs, voire des particuliers. L'implantation presque toujours aléatoire de ces ouvrages fait que leurs résultats sont souvent modestes, mais toutefois suffisants pour répondre aux besoins.

Si les ouvrages sont implantés d'après les résultats d'une étude hydrogéologique préalable, les débits sont généralement plus importants et les ouvrages peuvent satisfaire les besoins de petites collectivités : en effet, un forage considéré comme « réussi », résultant d'une étude d'implantation et d'essais rigoureux, peut fournir une vingtaine de mètres cubes par heure, soit de 400 à 500 m<sup>3</sup>/jour. Or ces débits permettent, en milieu rural, l'alimentation de 2 000 à 2 500 habitants.

### Résultats connus des points d'eau du socle

Quarante-trois points d'eau sont répertoriés sur le territoire de la feuille, dont 39 forages. Trente-trois de ces forages sont implantés dans les schistes métasédimentaires, et les 6 autres dans les métavolcanites de la Formation de Beaupréau. Seuls les premiers peuvent faire l'objet d'une estimation statistique (fig. 11) :

- débit moyen : 4,5 m<sup>3</sup>/h, avec pour extrêmes 0 et 20 m<sup>3</sup>/h ;
- profondeur moyenne : 41,2 m, avec pour extrêmes 6,5 et 101 m.

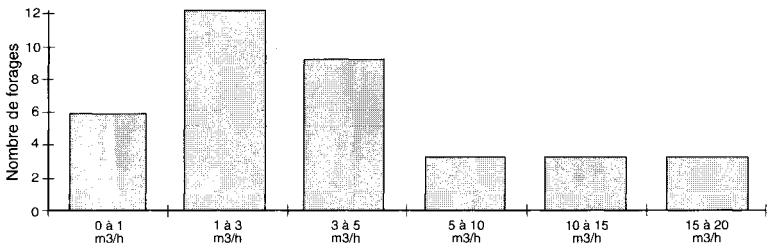


Fig. 11 - Classes de débits

En règle générale, les eaux sont peu minéralisées, douces, légèrement acides et un peu agressives. Lorsqu'en profondeur se développent des phénomènes de dénitrification, les nitrates qui pouvaient être présents dans les eaux de surface sont totalement détruits, mais les eaux contiennent alors du fer et du manganèse à des teneurs parfois élevées.

### *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

Les roches métamorphiques du Groupe des Mauges ont été autrefois exploitées artisanalement pour la construction des maisons (moellons), grâce à leur débit assez facile selon le plan de foliation. Aujourd'hui ces roches sont exploitées pour granulats dans deux grandes carrières situées l'une à Montrevault, l'autre au Nord de Saint-Laurent-de-la-Plaine.

Les ampélites et schistes graphiteux du Groupe des Mauges ont fait l'objet d'une exploitation artisanale pour combustible dans l'angle sud-est de la feuille (Sud du Bois-Girault), probablement au cours du XIX<sup>e</sup> siècle et pendant la première guerre mondiale.

Dans l'angle nord-est de la carte, le Calcaire de Chalennes, appartenant au Paléozoïque (Givétien) du bassin d'Ancenis, fut exploité autrefois pour la chaux.

Les argiles d'altération étaient autrefois extraites pour tuilerie dans de nombreuses petites exploitations artisanales aujourd'hui abandonnées. Ces mêmes argiles sont encore largement exploitées sur les feuilles voisines Cholet et Vallet.

Les sables et graviers tertiaires ont été sporadiquement exploités pour remblais dans de petites exploitations. La faible dimension des gisements ne permet pas d'envisager une extraction de type industriel.

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

#### **Or**

L'or a été exploité entre 1903 et 1952 dans les mines de la Bellière, situées sous l'agglomération de Saint-Pierre-Montlimart. Il a été identifié en 1895 à la suite de l'analyse d'un échantillon de minerai à arsénopyrite prélevé dans une ancienne aurière gallo-romaine. Les documents d'archives permettent d'estimer que la production de la mine a été de 1,135 Mt de minerai à une teneur moyenne de 9 à 10 g/t Au, ayant fourni 10,323 t d'or.

Le gisement est une structure filonienne complexe de direction ENE-WSW reconnue par galeries sur 1 600 m de longueur et 150 m de

profondeur. Une faille subméridienne divise cette structure en deux secteurs de caractéristiques différentes :

- le secteur ouest (puits Saint-Antoine et Bon-Air), avec un filon de quartz reconnu sur 900 m de longueur, comporte plusieurs lentilles minéralisées plurimétriques (1,50 m à 5-6 m) à teneurs irrégulières. Ce secteur n'a fourni que 10 % environ de la production totale ;
- le secteur est (« centre du Verger » desservi par le puits Emmanuel et « puits Saint-Jean »), où le centre du Verger a fourni l'essentiel de la production (80 %). Les travaux miniers ont exploité plusieurs filons parallèles dont la puissance unitaire pouvait atteindre 15 m, découpés par un système de failles à faible pendage sud. Les teneurs en or étaient élevées et relativement homogènes dans ce secteur où les filons ont été exploités sur 700 m d'allongement. De plus, un panneau particulièrement riche de 125 m de long et 5 m de puissance, localisé entre les niveaux -50 et -80 m, a produit 1,850 t d'or à une teneur moyenne de 32,5 g/t.

Le minerai des filons est constitué par du quartz blanc ou gris contenant de 1 à 4 % de sulfures qui sont, par ordre d'importance, arsénopyrite, pyrite (pyrrhotite et marcassite), galène, et plus rarement sphalérite et chalcopryrite. Les sulfures pouvaient se présenter localement en poches ou en amas. L'abondance relative des différents sulfures le long de la structure exploitée laisse apparaître une zonalité dans le sens Est-Ouest : galène dominante à Saint-Antoine ; galène et arsénopyrite à Bon-Air ; arsénopyrite abondante avec galène, sphalérite, pyrite au centre du Verger ; enfin, pyrite dominante et localement très abondante au puits Saint-Jean. De plus, les anciens exploitants avaient observé une variation dans le même sens des proportions relatives d'or grossier amalgamable et d'or fin récupérable par cyanuration. Le premier, qui représentait 70 % à Saint-Antoine, s'abaissait à 45-50 % vers l'Est à partir des travaux du puits Bon-Air.

L'or est généralement associé à des sulfures, mais peut également apparaître dans des microfractures du quartz. L'or fin, en cristaux de 1 à 5  $\mu\text{m}$ , est inclus dans l'arsénopyrite, tandis que l'or grossier (20  $\mu\text{m}$  à 2 mm) est préférentiellement associé à la sphalérite et à la galène, dans des fissures recoupant ces minéraux. Les anciens exploitants avaient en outre observé, dans la partie orientale du gisement à partir du puits Bon-Air, une relation inverse entre la richesse en or du minerai et la taille des cristaux de galène ; les plus fortes teneurs correspondaient à l'expression de ce minerai en fin cristaux.

En essayant de faire la synthèse des différents éléments observés le long de la structure de la Bellière, on peut remarquer que la partie la plus riche du gisement, correspondant à l'exploitation du centre du Verger, est caractérisée par :

- l'apparition de plusieurs filons subparallèles de forte puissance, accompagnée en outre par une altération hydrothermale à quartz-séricite très développée, se traduisant par un blanchiment de la roche encaissante sur plus de 200 m ;

- l'abondance de l'arsénopyrite, accompagnée de galène, sphalérite, pyrite ;
- la prédominance de l'or fin associé à la galène et à l'arsénopyrite.

Des études minéralogiques, réalisées par P. Picot *et al.* (1982) sur des échantillons provenant des haldes du puits Bon-Air, ont permis de préciser la succession paragénétique suivante :

- un premier stade, avec apparition de masses pluricentimétriques d'arsénopyrite dans du quartz massif blanc. À l'arsénopyrite sont associées de petites quantités de pyrite et de marcassite ; cette dernière est issue de la transformation de la pyrrhotite ;
- un second stade intervenant après un épisode de fracturation. Dans les masses sulfurées, il est représenté par des veinules de quartz avec galène, sphalérite et chalcopryrite. Dans le quartz blanc, ce sont des mouches ou des veinules à pyrite, marcassite, sphalérite, galène, et chalcopryrite.

L'or-natif cogénétique de la galène apparaît à la fois dans les fractures du quartz et dans les veinules polymétalliques du second stade. Il est enfin signalé en association avec de la sidérite magnésienne dans le quartz.

Les pourcentages d'argent dans l'or sont différents selon qu'il s'agit de l'or inclus dans le quartz (6 %) ou de l'or en inclusions dans les veines sulfurées (10 à 15 %). L'or de la Bellière renferme aussi du mercure (1 à 4 %). Localement des minéraux du bismuth ont été observés (Picot *et al.*, 1982).

Des sondages profonds, avec orientation pour étude structurale, ont été réalisés en 1990 pour reconnaître l'aval-pendage de la mine de la Bellière. Ils ont montré que le gisement est situé à l'intersection d'une zone de cisaillement ductile senestre subverticale orientée N70E à N80E, renfermant des veines de quartz parallèles au cisaillement, et d'une zone de déformation cataclastique N60-SE65° (Braux *et al.*, 1991). Le corps minéralisé principal (puits Emmanuel) serait contrôlé par la zone d'intersection et formerait une colonne inclinée vers l'Est, tronçonnée par des failles tardives, dont l'aval n'a pas été atteint par les travaux miniers. Les corps minéralisés situés dans le secteur du puits Bon-Air montrent, quant à eux, d'après les documents d'archives, une inclinaison vers l'Ouest.

*Contexte structural.* Le gisement de la Bellière appartient à la partie nord, d'orientation NE-SW, d'un vaste champ filonien localisé au sein du Groupe des Mauges. Ce champ filonien présente la forme d'un faisceau sensiblement E-W ouvert vers l'Est, long d'une quinzaine de kilomètres et large de 3 km à l'Ouest et de 7 km à l'Est. Les filons quartzeux, longs de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, peuvent atteindre une puissance de 15 à 20 m. Leur trace, difficile à suivre en raison des mauvaises conditions d'affleurement, est fréquemment jalonnée par d'anciennes aurières. L'encaissant est silici-

fié et séricitisé jusqu'à plusieurs dizaines de mètres des épontes. Les caisses filoniennes montrent systématiquement un pendage sud (70 à 80°), et les épontes présentent des stries décrochantes senestres subhorizontales. Les crochons observés dans la foliation de l'encaissant aux épontes montrent que ce mouvement cisailant senestre a dû être précédé d'un mouvement à composante normale vers le Sud (Wyns, 1984)

### **Minéralisations à sulfures massifs (pyrite-pyrrotite) associées à la Formation de Beaupréau**

Les métavolcanites de la Formation de Beaupréau contiennent fréquemment de petits indices de pyrite et de chalcopryrite, soit en mouches isolées, soit à l'intérieur de veinules de carbonates. L'étude en sections polies de ces veinules a montré une paragenèse à pyrite, marcassite, pyrrotite, chalcopryrite, arsénopyrite, sphène. Les indices de sulfures massifs sont associés aux schistes graphiteux situés à la base de la Formation de Beaupréau. On en rencontre la trace en surface sous forme de blocs ferrugineux jalonnant les niveaux graphiteux entre Jallais et Beaupréau, ainsi qu'à l'Ouest du Fief-Sauvin. Ces niveaux ont été carottés en 1979 et 1980 sur la feuille voisine Vallet, où l'on a recoupé plusieurs mètres de sulfures disséminés ou semi-massifs associés aux métavolcanites. Ces sulfures, pauvres en métaux de base, étaient composés essentiellement de pyrrotite et pyrite accompagnées de sidérite, avec des traces de galène et de sphalérite, sans or associé.

### **Minéralisation à étain-tungstène du granite de Chemillé**

Les affleurements du granite de Chemillé correspondent à deux apex d'un massif profond de grande extension. Celui situé à l'Est de La Chapelle-Rousselin a livré lors des travaux menés dans le cadre de l'Inventaire minier des indices minéralisés en Sn et Sn-W, qui ont été reconnus par sondages percutants et carottés.

Les indices minéralisés se présentaient sous deux formes principales :

- des filons pluricentimétriques, exceptionnellement décimétriques, de quartz gris bleuâtre à tourmaline sur l'ensemble des affleurements granitiques, mais avec une densité plus forte dans la partie septentrionale (Nord de la D 759). La wolframite en très fins cristaux était disséminée dans le quartz, qui renfermait également arsénopyrite, pyrite, chalcopryrite, cassitérite, rutile, zircon, anatase et apatite ;
- des filons de quartz blanc pouvant atteindre 1 m de puissance. Les cristaux de wolframite se développaient à l'intérieur du quartz, près des épontes greisenisées ; la wolframite était associée à la tourmaline, au zircon et à des traces de scheelite, cassitérite, arsénopyrite, pyrite et stibine.

Les indices de quartz blanc à wolframite sont particulièrement abondants dans la partie affleurante du Nord-Ouest de la coupole où ils des-

sinent un alignement NW-SE, coïncidant avec un axe géochimique à B, Li, W, Sn de 700 m d'extension. Un deuxième axe géochimique a été mis en évidence au cours de la prospection géochimique sur les faciès de la couronne hydrothermalisée de la bordure nord-est du massif ; il présente une extension de 1 km environ. Ces deux structures ont été testées par profils de sondages percutants et quelques sondages carottés ; c'est la première qui a donné les meilleurs résultats. Les intersections les plus intéressantes correspondent à des faisceaux de filons et filonnets quartzeux recoupés sur 12 à 17 m ; la teneur moyenne des meilleures traversées variait de 1 075 à 1 175 g/t pour W et 56 à 132 g/t pour Sn.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

#### **L'abri préhistorique de Roc-en-Pail (Moustérien-Périgordien)**

C'est avec Le Mont-Dol le plus important gisement stratifié du Nord-Ouest de la France. Découvert vers 1870 et identifié comme moustérien, cet abri-sous-roche ne fournit à cette époque que très peu de matériaux étudiables. Rapidement oublié, il fut redécouvert et partiellement fouillé entre 1943 et 1953, et réouvert momentanément en 1969 à l'occasion du huitième congrès de l'INQUA (Gruet, 1969). Il est classé avec périmètre de protection.

Au pied de l'escarpement calcaire, la principale tranchée de fouille, profonde de 5 m, montrait de bas en haut la succession suivante :

- terrasse gravillonneuse (Fy), avec à sa surface de rares silex taillés moustériens ;
- un ensemble de lèss remaniés, plus ou moins colluvionnés à divers niveaux, intercalés de doublets, et contenant trois niveaux principaux à industrie de Moustérien charentien de type Ferrassie ;
- une couche de lèss franc, calcaire, avec pouppées et rhizoconcrétions. L'industrie est du Moustérien charentien de type Quina ;
- un épais head à gros blocs éboulés de la falaise. Son industrie est un Moustérien à denticulés ;
- un mince lèss stérile ;
- un lèss caillouteux à industrie du Périgordien supérieur ;
- un lèss phosphaté ;
- un lehm superficiel stérile.

La faune abondante indique :

- pour la base, un climat froid mais assez humide, avec chevaux, mam-mouths et rennes ;
- pour le lèss franc, un froid plus intense et sec, avec renne abondant, chamois, nombreux rongeurs sibériens ;
- pour le head, un froid moins rigoureux, avec rhinoceros laineux et bœuf musqué ;

– pour le loëss caillouteux périgordien, un adoucissement avec retour des chevaux.

Les pollens ont fait l'objet d'une étude très fine par L. Visset (1980), confirmant en les affinant les indications fournies par la faune, avec identification de deux interstades glaciaires classiques, celui de Brörup et celui de Tursac, Odderade restant plus problématique. La séquence recouvre au total la plus grande partie de la glaciation weichsélienne (Würm).

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

Aucun itinéraire géologique ne traverse la feuille Chemillé. En bordure nord de celle-ci, sur la feuille Chalennes, le Paléozoïque du bassin d'Ancenis est décrit par l'itinéraire 13 du guide géologique de la Bretagne (Lardeux, 1996).

### *DOCUMENTS CONSULTABLES*

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Pays-de-la-Loire, 10, rue Henri-Picherit, 44071 Nantes cedex 03, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### *BIBLIOGRAPHIE*

- BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD G., GOJOU J.C., WYNS R. (1994) - Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif. In J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 183-194.
- BIAGI R. (1993) - La quantification des déformations récentes du domaine armoricain oriental : recherche de marqueurs géométriques adaptés (paléosurfaces continentales, niveaux marins, niveaux alluviaux). Thèse doct. univ. Angers, 368 p.
- BAILLE L. (1897) - Nouvelles recherches concernant le préhistorique dans la vallée du Layon. Archives médicales d'Angers n° 8, 20 août.
- BAILLE L. (1903) - Silex et ornements trouvés au confluent de la Loire et du Layon. A.F.A.S., 32<sup>e</sup> réunion (Angers), p. 862-863.
- BLAISE J., CAVET P., LARDEUX H. (1970) - Les relations entre Paléozoïque et Briovérien sur la rive gauche de Loire, entre Saint-Florent-le-Vieil et Chalennes (Maine-et-Loire, sud-est du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, p. 5-14.

- BRAUX C., APOLINARSKI F., BLOUIN J.P. (1991) - District aurifère de Saint-Pierre-Montlimart (Vendée, France). Synthèse des travaux d'exploration. Rapport BRGM R 32554, 55 p., 2 ann., 1pl.
- BUREAU E., BUREAU L., DAVY L., DUMAS A. (1910) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Nantes, Chalonnnes et Châteaubriant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 8, p. 594-680.
- CABANIS B., WYNS R. (1986) - Le volcanisme précambrien des Mauges (SE du Massif armoricain) et ses caractères géochimiques. *Hercynica*, II, 1, p. 71-78.
- CARPENTIER A. (1931) - Remarques paléontologiques sur les schistes en contact avec les calcaires dévoniens de Chaudefonds (Maine-et-Loire). *Bull. Soc. sci. nat. Ouest Fr.*, Nantes, (4), 10, p. 1-5, pl. I
- CAVET P. (coord) (1967) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Ancenis (105). Paris: Service de la Carte géologique de la France.
- CAVET P., LARDEUX H. (1967) - Le Dévonien supérieur dans le sud-est du Massif armoricain. International Symposium Devonian System (Calgary), vol. I, p. 143-148.
- CAVET P., GRUET M., PILLET J. (1966) - Sur la présence du Cambrien à *Paradoxides* à Cléré-sur-Layon (Maine-et-Loire) dans le NE du bocage vendéen (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 263, p. 1685-1688.
- CAVET P., LARDEUX H., PHILIPPOT A. (1971) - Ordovicien et Silurien aux environs de Montjean et de Chalonnnes (Maine-et-Loire, SE du Massif armoricain). *Mém. BRGM*, 73, p. 199-212.
- CAVET P., LARDEUX H., PILLET J. (1991) - La contribution de Joseph Péneau (1883-1970) à l'étude stratigraphique et paléontologique du Paléozoïque armoricain en Loire-Atlantique et en Anjou. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest Fr.*, Nantes, suppl., p. 76-115, 25 fig.
- COUFFON O. (1925) - Le Dévonien en Maine-et-Loire. *Bull. Soc. ét. sci. Angers*, 1924, I, IV<sup>e</sup> année.
- DAVY L. (1895) - Contribution à l'étude géologique des environs de Chalonnnes-sur-Loire, terrain silurien supérieur. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest Fr.*, Nantes, 5, p. 199-204.
- DAVY L. (1906) - Ce que l'on croit savoir aujourd'hui sur la géologie des environs de Chalonnnes. *Bull. Soc. ét. sci. Angers*, 1905, 35<sup>e</sup> année, p. 91-125.
- DENIZOT G. (1924) - Les sables de la basse Loire. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (V), 2-4, p. 158-196.
- DIOT H. (1980) - Recherches structurales dans la partie orientale du domaine ligérien (Massif armoricain). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nantes, 147 p.



- DUBREUIL M. (1980) - Hypothèse sur la mise en place au Dinantien du Complexe du Tombeau-Leclerc (bassin d'Ancenis, SE du Massif armoricain) sous forme d'un olistostrome. Conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, D, p. 1455-1458.
- DUBREUIL M. (1986) - Évolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif armoricain). Thèse doct. univ. Nantes, 258 p.
- DUBREUIL M., VACHARD D. (1979) - Sur l'âge givétien de la Formation de Chalennes (bassin d'Ancenis, sud-est du Massif armoricain) et ses conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, D, p. 241-244.
- FARGE E. (1871) - Une colonie de myélophages en Anjou. Congrès archéologique de France, XXXVIII<sup>e</sup> session (Angers), p. 40, 2 pl.
- FORESTIER F.H. (1980) - Un volcanisme précambrien au cœur des Mauges. *Mém., Soc. ét. sci. Anjou*, n° 4, p. 17-21.
- GRUET M. (1969) - Roc-en-Pail. Livret-guide excursion Bretagne-Anjou. 8<sup>e</sup> congrès INQUA.
- KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien. Thèse État (géographie physique), Strasbourg.
- LAGARDE J.L. (1978) - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Champtoceaux - Canigou - Roc de France. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes.
- LARDEUX H. (1980) - Les faunes de Tentaculites des calcaires dévoniens du horst du Tombeau-Leclerc (synclinorium d'Ancenis, Massif armoricain). *Mém. Soc. ét. sci. Anjou*, n° 4, p. 43-47.
- LARDEUX H. (éd.) (1996) - Guide géologique de la Bretagne (3<sup>e</sup> édition). Paris : Masson, 223 p.
- LARDEUX H., PILLET J., SEMENOFF-TIANCHANSKY P. (1961) - Sur l'extension orientale du Frasnien dans le synclinal d'Ancenis (SE du Massif armoricain). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 111-112.
- LA ROCHE H. (DE) (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. Un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 267, p. 39-42.
- LA ROCHE H. (DE), STUSSI J.M. (1982) - A contribution to the development of regional geochemical mapping based on the exemple of the French Variscan granitoids. ECC Environment and raw materials research program. Final report, 74 p.
- LE MAÎTRE D. (1934) - Etudes sur la faune des calcaires dévoniens du bassin d'Ancenis. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. 12, 267 p., 18 pl.
- LE MÉTOUR J., avec la collaboration de BLOUIN J.P., CHANTRAINE J., CLOZIER L., ÉTIENNE H. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cholet (510). Orléans : BRGM, 55 p. Carte géologique par L. Clozier, J. Le Métour (1984).

- LOUAIL J. (1976) - Étude sédimentologique des placages sableux du plateau des Mauges. Distinction entre les formations détritiques azoïques cénomaniennes et les Sables rouges de l'Anjou. Actes 97<sup>e</sup> congrès. soc. savantes (Nantes, 1972), Sciences, t. II, p. 33-53.
- LOUAIL J. (1984) - La transgression crétacée au sud du Massif armoricain. Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Étude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 333 p.
- MOREAU-BENOÎT A. (1974) - Recherches de palynologie et de planctologie sur le Dévonien et quelques formations siluriennes dans le sud-est du Massif armoricain. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, n° 18.
- MOREAU-BENOÎT A., DUBREUIL M. (1987) - Confirmation du Silurien et découverte du Dévonien inférieur par la palynoplanctologie dans les schistes et grès de la terminaison orientale du bassin d'Ancenis (sud-est du Massif armoricain). *Géologie de la France*, n° 1, p. 37-54, 5 fig., 4 pl.
- PAQUETTE J. L. (1987) - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Thèse doct. univ. Rennes I, 189 p.
- PÉNEAU J. (1928) - Études sur le Dévonien de la Basse-Loire. I. Les faciès schisteux du Dévonien moyen aux environs de Chalonnes. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest Fr.*, Nantes, 1927, (4), 7, p. 94-122, 12 fig., 3 pl.
- PÉNEAU J. (1932) - Études sur le Dévonien de la Basse-Loire. II. Fossiles des schistes eiféliens de Liré (L.-Inf.) et de Chaudefonds (Maine-et-Loire). *Bull. Soc. sci. nat. Ouest Fr.*, Nantes, 1931, (5), p. 7-21, 3 fig., 3 pl.
- PICOT P., AHMADZADEH H., VANHILLE F. (1982) - Utilisation de l'Inventaire minéralogique des gîtes et de la carte des linéaments en prospection minière. Rapport DGRST, action concertée n° 79-07-1317.
- POIRIER L. (1935) - Essai sur la morphologie de l'Anjou méridional (Mauges et Saumurois). *Ann. géogr.*, XLIV, p. 474-491.
- ROLET J., GRESSELIN F., JÉGOUZO P., LEDRU P., WYNS R. (1994) - Intracontinental Hercynian Events in the Armorican Massif. In J.D. Keppie (ed.): « Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 195-219.
- VISSET L. (1980) - Étude palynologique de l'abri-sous-roche de Roc-en-Pail en Chalonnes-sur-Loire (Maine-et-Loire). *Soc. ét. Sci. Anjou*, n° 4, p. 87-117.
- WYNS R. (1984) - Étude géologique du champ filonien de la Bellière dans le périmètre du P.E.R de Gesté (Maine-et-Loire). Rapport BRGM 84 SGN 2211 GEO, 30 p.

- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, p. 11-42.
- WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) - Le Précambrien du massif vendéen. Documents BRGM, n° 68, 60 p., 2 pl. h.-t.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1995 par :

- R. WYNS, (BRGM, Orléans) : corps principal et coordination d'ensemble ;
- H. LARDEUX (université de Rennes), M. GRUET (Angers) : description des terrains du bassin d'Ancenis (actualisation de l'interprétation des données assurée par R. Wyns), et préhistoire et archéologie ;
- G. MOGUEDET, R. BIAGI (université d'Angers), R. WYNS : formations superficielles et dépôts tertiaires ;
- G. DUERMAEL (BRGM, Nantes) : ressources en eau.

Des études pétrographiques ont été réalisées par :

- M. BALLÈVRE (université de Rennes) : métamorphisme de la région de Botz-en-Mauges ;
- P. CHÈVREMONT (BRGM) : pétrographie du granite de Chemillé.

**ANNEXES**

**COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES**

	Lieu-dit			Le Gât	Les Grand-des-Mauges	M3 La Racrie	Le Pineau	Le Sablé (P4)	Le Pressoir	La Bretonnière	La Pépinière	La Sablière	Bois-de-la-Poëze	M1 Bois-de-la-Poëze
	N° BSS	483-1Pr-8	483-3-2	483-3-3	483-3-4	483-3-8	483-4-2	483-5-7	483-5-4	483-6-4	483-6-5	483-6-6	483-6-7	483-6-10
	X Lambert II	345,66	358,32	361,36	360,84	355,15	363,38	347,76	347,30	349,25	348,54	348,10	353,47	353,48
	Y Lambert II	2256,78	2255,08	260,22	2255,25	2261,29	2260,84	2251,00	2250,15	2252,20	2250,68	2250,78	2253,30	2253,29
	Z		121	111	120	151,5	103	107	83	102	102	110	120	120
	Prof. eau	18.00			18.00	15.10		5.00	15.00	4.00	5.00		18.00	14.00
Alluvions modernes														
Argile et mame coquillière (Redonien)														
Sables et graviers (Éocène)						1.90		9.00				8.00	3.50	3.00
Argile d'altération		15.00	20.00	17.50	29.00	32.80	8	14.40		18.00	9.00	15.00	19.00	19.80
Schiste altéré					1.90		9.00				8.00	3.50	3.00	
Schiste sain		65.00	60.00			50.29			79.00	49.00	70.00			50.00
	Lieu-dit	Le Bois-Prieur	Bois-Leprêtre	La Petite-Richaudière	La Chibardière	Cierzay	M4 L'Estou-tière	La Verdronnière	La Grande-Rivière	La Cassinerie	La Mélinière	Les Lantraies	Les Longeais	La Vérolière
	N° BSS	483-6-8	483-7-13	483-7-18	483-7-19	483-7-20	483-7-21	483-8-2	483-8-16	483-8-27	483-8-28	483-8-29	483-8-30	483-8-31
	X Lambert II	340,76	358,35	357,00	358,60	359,09	357,40	366,35		364,09	363,31	362,34	361,90	364,78
	Y Lambert II	2245,68	2245,67	2253,64	2254,70	2245,22	2254,06	2253,14		2245,22	2244,81	2245,40	2252,16	2252,18
	Z	113	105	116	122	117	120	100		118	124	113	113	97
	Prof. eau	15.00	5.20	14.00	15.00		13.70	4.00	0.80	11.00	12.00	8.00		11.00
Alluvions modernes									5.2					
Argile et mame coquillière (Redonien)									9					
Sables et graviers (Éocène)				6.00			5.20				2.00	5.00		1.00
Argile d'altération		12.00	22.00	28.50	26.50	12.00	20.00	10.00		27.00	27.00	12.00	20.00	13.50
Schiste altéré		19.50	27.00	29.00										
Schiste sain							52.07	40.00						50.00

(profondeurs en mètres de la base de la formation traversée)

## ANALYSES CHIMIQUES

		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
EVR2	●	65.50	15.48	4.00	2.10	2.10	0.08	1.68	3.06	1.43	0.88	0.15
EVR8	●	66.30	14.84	1.67	4.80	2.35	0.11	3.44	2.63	1.70	0.93	0.14
EVR12	●	68.06	15.45	2.02	3.20	1.67	0.08	2.98	3.44	1.46	0.78	0.13
EVR19A	▲	48.98	16.58	3.93	5.20	5.36	0.15	10.44	3.53	0.29	1.83	0.19
EVR19C	▲	50.96	15.79	3.21	5.30	5.22	0.14	9.97	4.40	0.23	1.83	0.24
EVR22B	+	50.33	18.09	3.08	6.20	6.79	0.17	5.80	3.49	0.62	0.71	0.10
EVR23E	▲	47.63	17.41	2.69	5.50	4.36	0.13	10.78	2.45	0.25	1.60	0.16
EVR25	▲	45.76	12.74	2.16	8.90	5.61	0.19	9.99	3.23	0.11	2.40	0.26
EVR28	▲	48.83	14.96	3.17	7.40	6.79	0.17	10.23	1.97	0.24	1.92	0.18
EVR38	▲	45.64	15.29	2.14	8.50	5.30	0.18	8.91	3.12	0.19	1.97	0.21
EVR43B	△	46.10	16.10	1.16	7.10	5.19	0.11	10.43	2.76	0.13	2.11	0.25
EVR43C	△	45.56	15.42	0.22	7.10	5.12	0.11	10.16	3.07	0.25	2.01	0.24
EVR48	▲	45.21	13.55	1.23	9.30	5.83	0.19	8.95	2.73	0.21	1.87	0.17
EVR56	●	66.76	15.02	1.33	4.05	2.13	0.08	1.59	2.85	1.60	0.78	0.13
EVR61	●	68.41	15.31	1.40	3.80	2.06	0.08	1.88	3.26	1.09	0.72	0.12
EVR80	●	62.07	17.12	1.65	5.00	2.73	0.10	1.38	2.48	2.34	0.78	0.11
EVR89	●	67.03	14.74	1.34	4.50	2.06	0.09	2.43	3.08	1.47	0.85	0.11
EVR96	●	64.72	14.28	1.11	5.40	2.61	0.11	3.58	2.47	1.52	0.97	0.13
EVR115A	○	54.41	19.65	0.37	7.90	3.08	0.13	1.85	3.99	2.93	1.14	0.20
EVR109	●	66.10	15.86	1.23	4.35	2.04	0.14	2.48	2.93	1.99	0.79	0.18
EVR118A	●	64.62	16.15	0.89	4.35	2.37	0.08	2.24	2.81	2.50	0.66	0.11
EVR121	×	48.50	14.02	3.26	8.50	7.61	0.18	9.38	2.87	0.41	1.73	0.12
EVR128B	□	76.59	12.72	0.01	1.95	0.34	0.04	0.45	2.13	3.90	0.19	0.12
EVR133E	●	63.05	16.60	1.07	5.35	2.39	0.10	2.39	3.03	2.04	0.89	0.13
EVR142	●	68.18	14.59	1.69	3.95	1.87	0.09	1.42	2.75	2.05	0.73	0.13

**Tableau 1. Éléments majeurs.** ● : métasédiments du Groupe des Mauges ; Formation de Beaupréau ; ▲ métavolcanites *s.l.*, △ métatufs (moulin des Onglées), + métadolérite ; × : amphibolite (métagabbro) de La Boissière-sur-Èvre ; □ : orthogneiss (La Boissière-sur-Èvre) ; ○ : métagrauwacke de composition kératophyrique (La Boissière-sur-Èvre)

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Na <sub>2</sub> O	Sb	Cr	Co	Ni	Zn	Sc	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La	Ce	Eu	Tb
EVR19A ▲	0,35	0,44	170	3,42	0,39	156	374	0,27	2	4,27	0,37	212	42	60	ND	41	9,41	6,99	ND	1,71	0,86
EVR19C ▲	ND	0,28	119	3,39	0,39	-	170	0,15	-	4,9	1,23	224	38	63	-	42	8,58	6,43	-	1,72	0,85
EVR22B +	0,31	1,02	37	1,47	0,06	762	415	0,41	415	4,79	0,67	308	32	82	-	31	9,47	4,2	-	0,87	0,42
EVR23E ▲	0,08	0,24	130	3,05	0,33	41	330	2,08	4	3,85	0,96	188	35	65	-	36	8,32	5,54	-	1,55	0,72
EVR25 ▲	0,19	0,58	220	4,85	0,54	20	323	0,25	-	4,59	0,42	125	38	43	-	40	11,51	8,66	-	2,04	1,07
EVR28 ▲	-	0,53	128	3,66	0,41	-	204	5,97	-	2,71	0,7	214	39	51	-	41	10,85	6,8	-	1,85	0,91
EVR38 ▲	-	0,27	158	3,69	0,42	-	109	0,25	-	4,04	0,47	195	35	40	-	40	10,96	6,53	-	1,77	0,89
EVR43B Δ	ND	0,75	194	3,98	0,65	-	378	0,23	-	3,67	0,65	422	51	215	-	39	8,75	9,69	-	1,97	0,9
EVR43C Δ	ND	0,74	161	3,86	0,65	-	331	1,14	5	4,18	0,72	413	26	162	-	37	7,9	8,59	-	1,66	0,82
EVR48 ▲	0,17	0,31	147	3,85	0,43	-	249	1,18	-	4,02	1,91	237	35	53	-	41	11,09	6,72	-	1,66	0,88
EVR115A ○	3,1	8,84	231	6,61	1,05	675	298	1,31	105	6,38	1,37	158	27	80	-	21	8,52	23	-	1,37	0,8
EVR121 ×	0,03	-	72	2,34	0,17	149	215	0,95	6	3,85	27	389	47	118	-	53	12,29	2,6	-	1,47	-

Tableau 2. Éléments en traces. Données brutes exprimées en ppm (en % pour Na<sub>2</sub>O et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Mêmes symboles que dans le tableau 1.

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	Granite de Chemillé		Microgranite	Microgranite
	SC3	CH 6	CH 15 le Gd-Millet (Cholet)	CH 18A L'Échasserie
<i>Teneurs en éléments majeurs</i>				
Perte au feu 1000° C	0,83	0,83	0,86	1,10
SiO <sub>2</sub> %	72,00	74,00	75,70	74,90
TiO <sub>2</sub> %	0,26	0,04	0,23	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	15,40	14,70	11,90	13,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	2,30	1,10	2,60	0,70
FeO <sub>2</sub> %	1,80	0,70	1,10	0,22
MnO %	0,04	0,06	< 0,02	< 0,02
MgO %	0,85	< 0,20	< 0,20	< 0,20
CaO %	2,00	0,37	0,37	0,28
Na <sub>2</sub> O %	4,80	4,90	3,70	3,30
K <sub>2</sub> O %	2,20	3,50	3,60	4,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,09	0,22	< 0,05	< 0,05
<i>Paramètres multicationiques</i>				
Q = Si/3 - (K + Na + 2 Ca/3)	174	174	220	211
P = K - (Na + Ca)	-144	-91	-49	-15
A = Al - (K + Na + 2 Ca)	28	46	23	57
B = Fe + Mg + Ti	78	< 29	< 54	< 17
F = 555 - (Q + B)	302	> 352	> 281	> 327
Na + K	202	232	196	202
K/(Na + K)	0,23	0,32	0,39	0,47
Q } %	31,4	31,4	39,6	38,0
B } %	14,1	5,2	< 9,7	< 3,1
F } %	54,5	63,4	> 50,7	> 58,9

Teneurs en éléments traces (en ppm)

N° éch.	Li	Be	B	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Y	Zr
SC 3	35	-2	-10	33	41	-10	25	9	46	-20	235	-10	88
CH 6	132	-2	-10	-20	29	-10	15	5	51	-20	17	-10	27
CH 15	-10	-2	-10	-20	35	-10	18	9	95	41	42	81	448
CH 18A	-10	4	24	-20	28	-10	15	5	32	20	16	32	53
	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Ba	La	Ce	W	Pb	Bi	
SC 3	22	-2	-0,2	-2	-10	7	303	-10	18	-10	19	0	
CH 6	26	-2	-0,2	-2	20	7	26	-10	-10	-10	13	0	
CH 15	31	3	-0,2	-2	-10	11	824	-10	36	-10	31	0	
CH 18A	29	-2	-0,2	-3	-10	8	27	-10	24	-10	51	0	

Tableau 3. Teneurs en éléments majeurs multicationiques et teneurs en 25 éléments en traces de 4 roches éruptives acides de la région de Chemillé