

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

# NOZAY

## NOZAY

La carte géologique à 1/50 000  
NOZAY est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : REDON (N° 90)
- au nord-est : CHÂTEAU-GONTIER (N° 91)
- au sud-ouest : ST-NAZAIRE (N° 104)
- au sud-est : ANCENIS (N° 105)

La Gacilly	Bain- -de-Bretagne	Châteaubriant
Redon	NOZAY	St-Mars- -la-Jaille
Savenay	Nort- -s-Erdre	Ancenis

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
DES P et T ET DU TOURISME  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
NOZAY A 1/50 000**

**par**

**F. TRAUTMANN**

**1988**

## SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>5</b>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>5</b>
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>7</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>10</b>
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES</i>	<b>10</b>
<b>Formations paléozoïques</b>	<b>10</b>
<b>Formations tertiaires et quaternaires</b>	<b>25</b>
 <i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	<b>33</b>
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	<b>34</b>
<i>ROCHES VOLCANIQUES</i>	<b>35</b>
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	<b>35</b>
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>35</b>
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	<b>35</b>
<i>MÉTAMORPHISME</i>	<b>39</b>
<i>RELATIONS ENTRE MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION</i>	<b>41</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>42</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>42</b>
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	<b>43</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>46</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>46</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>47</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>47</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>52</b>
<b>ANNEXES :</b>	
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	<b>53</b>
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	<b>54</b>

## INTRODUCTION

### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La cartographie du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes est due à M. Donnot et F. Trautmann (BRGM), celle de l'anticlinorium de Lanvaux à D. Lemaire (Faculté d'Orsay). Le flanc nord du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire a été levé par F. Trautmann (BRGM) avec la collaboration de M.P. Cagnet-Mawhin (docteur de 3ème cycle, Strasbourg) pour l'analyse structurale. Les auteurs ont bénéficié des levés détaillés de D. Rabu (BRGM) pour les formations ardoisières de la région de Vay. L'abondante documentation détenue à la Division minière Massif armoricain du BRGM à Nantes, concernant le gîte d'étain d'Abbaretz et ses prolongements, a été compilée par J. Guigues. L'étude pétrographique a été assurée par J. Chantraine (BRGM).

Les levés, commencés partiellement en 1981, ont été poursuivis de 1982 à fin 1985. Le creusement, en mai 1982, d'une tranchée de gazoduc partant de la station GDF de Nozay en direction de Donges a permis de remarquables observations en continu, valables pour la partie sud de la feuille.

Des travaux de remembrement dans la région de Saint-Vincent-des-Landes et le creusement des tranchées de la déviation de Derval en 1985 ont éclairé d'un jour nouveau la structure de ce secteur proche de l'accident Malestroit — Angers.

Les découvertes et les résultats inédits issus des levés sont les suivants :

- découverte d'un nouveau témoin de Lutétien marin à faciès "biarritzien" à la Grigonnais,
- présence reconnue par sondages, d'argiles de l'Eocène supérieur dans le petit graben de Bréhain situé sur le grand accident N 130°E, Saint-Brieuc — Nort-sur-Erdre,
- mise en évidence, par sondage, d'argiles du Reuvérien final sur "sables rouges" à Tréffegan-en-Marsac,
- confirmation de l'existence, sous forme réduite, des trois membres classiques de la Formation du Grès armoricain sur le flanc sud de la ride de Lanvaux,
- confirmation du caractère syntectonique du leucogranite de Nozay,
- il n'y a pas de discordance cartographique nette entre le Groupe de Bains et l'Ordovicien inférieur.

### Remerciements

Les auteurs remercient, pour leur collaboration, l'ONF (Forêt domaniale du Gâvre), la DDE de Nantes, GDF (gazoduc Nozay — Donges), ainsi que A. Allon, H. Etienne, Y. Herrouin, P. Laville, O. Limasset, B. Mullot, C. Monciardini, G. Farjanel du BRGM, H. Lardeux (Université de Rennes), D. Teffo de Nozay.

### PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Nozay est située aux confins des Pays de Vilaine, en Pays gallo. Le paysage comporte une succession de crêtes dues aux affleurements de schistes ardoisiers, de quartzites et de dépressions schisteuses, dont l'orientation W.NW — E.SE est le trait dominant.

L'altitude moyenne est de 50 m ; le point culminant est à la cote +97 m à l'Ouest du Creuset, au niveau du leucogranite du Houx ; le point le plus bas est à la cote +7 m dans la vallée de la Chère à l'Ouest de Pierric.

La rivière du Don traverse la carte d'Est en Ouest en un parcours sinueux entre Issé et Jans, rectiligne ensuite, puis elle franchit l'obstacle non négligeable de la grée(\*) de Guémené-Penfao.

Quatre domaines géologiques différents s'inscrivent dans le cadre de la feuille Nozay.

Au Nord, le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes termine le domaine des "synclinaux du Sud de Rennes" qu'oblitére l'important linéament Malestroit — Angers dont l'influence se manifeste par des cisaillements sur 5 à 6 km de large. Dans cette unité structurale, la série paléozoïque reste classique et monte jusque dans le Dévonien. La bande ardoisière de Derval matérialise le linéament Malestroit — Angers et constitue dans le même temps le flanc nord de l'anticlinorium de Lanvaux, dont l'extension couvre le tiers de la feuille.

Les sédiments du Groupe de Bains-sur-Oust forment l'enveloppe du granite de Lanvaux qui n'affleure pas sur la carte. Faute d'observations suffisantes, la série est considérée comme compréhensive du Briovérien à l'Arénigien, or, des éléments permettent de distinguer plusieurs faciès dont les plus élevés pourraient correspondre à du Cambrien et du Trémadocien.

La partie médiane de la feuille est occupée par une structure synclinale complexe à caractère chevauchant constituée par des niveaux ordoviciens à siluriens métamorphisés au Sud de Marsac-sur-Don par le leucogranite du Houx. Le granite n'affleure qu'en de rares endroits entre Gatines et Hingué.

A l'Est de la faille de Saffré, qui s'amortit au Nord de Nozay, le synclinal s'élargit en conservant toutefois des caractères chevauchants. Le granite du Houx réapparaît dans ce secteur vers la Ville-Foucré, où il se trouve décalé par le décrochement dextre de Saffré. Il développe un champ filonien quartzeux minéralisé en cassitérite ainsi qu'un halo d'altérations pneumatolytiques et hydrothermales, que des travaux de prospection ont pu suivre jusqu'au-delà d'Abbaretz. La géophysique a décelé au Sud-Est de cette localité la présence de plusieurs lames granitiques parallèles orientées E-W.

La partie sud de la carte est occupée par une vaste dépression bocagère coupée parfois de faibles reliefs : c'est le domaine de la série de Saint-Georges-sur-Loire, essentiellement schisteuse, dans laquelle apparaissent des niveaux gréseux ou phanériques. De grands placages de sédiments détritiques tertiaires occupent les dépressions où ils atteignent leur développement maximum plus au Sud, dans la région de Nort-sur-Erdre.

La forêt domaniale du Gâvre est installée sur ces sédiments.

(\*) Le terme de grée désigne une hauteur en général boisée, schisteuse ou gréseuse

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

### Paléozoïque

L'histoire géologique de la région débute au Cambrien moyen avec la mise en place du leucogranite de Lanvaux (phase I). Une sédimentation détritique succède à cette émergence (Groupe de Bains-sur-Oust) avec des caractères épicontinentaux à cachet cambrien ; toutefois la présence de sédiments briovériens en profondeur n'est pas exclue. L'enveloppe ordovicienne de cette série semble concordante, bien que la plupart des contacts soient tectonisés. La deuxième phase de mise en place du granite de Lanvaux (phase II) à l'Ordovicien moyen ne se traduit pas par un changement fondamental de la sédimentation qui conserve son caractère épicontinental. Toutefois, la présence locale de conglomérats à la base du Grès armoricain peut être en relation avec des paléoreliefs liés à cette deuxième phase. A partir de l'Arénigien et pendant tout l'Ordovicien, la transgression s'est développée avec des caractères analogues à ceux connus au Sud de Rennes.

Ces caractères sont plus ou moins oblitérés au Sud de la ride de Lanvaux par la tectonique et le métamorphisme hercyniens, sans que l'on puisse observer un changement dans les conditions de sédimentation, au moins jusqu'au Silurien. Le rôle de haut-fond joué par le granite de Lanvaux ne s'est pas prolongé au-delà du Cambrien : l'enveloppe sédimentaire externe de la ride de Lanvaux montre clairement par la présence des grès de l'Arénigien et des schistes d'Angers que la région est restée immergée jusqu'à l'Ordovicien moyen.

La Formation de Riadan marque un retour à la sédimentation argileuse, de part et d'autre de l'axe de Lanvaux.

Le Silurien débute par des sédiments arénisés ("Grès de base" de la Formation de la Chesnaie au Nord, "grès d'Abbaretz" et de "l'Eclys" au Sud) sub-contemporains d'une dernière phase magmatique du granite de Lanvaux (phase III).

La série se poursuit classiquement au Nord par les "Schistes moyens" et la formation gréseuse de Poligné. A l'approche de l'accident directionnel de Malestroit - Angers, certains de ces termes sont occultés ; au Sud, les écaillages, les failles inverses chevauchantes ne permettent pas non plus une distinction fine de ces différentes formations.

Cependant, au Nord comme au Sud, les ampélites et les phthanites à faune graptolitique constituent un repère important : on remarque l'absence des premières zones de Graptolites du Llandovérien, le Llandovérien inférieur pouvant être représenté par la Formation de la Chesnaie ou ses équivalents. Dans le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, les sédiments siluriens les plus récents sont datés du Wenlockien et du Ludlowien *pro parte*, alors que dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, les phthanites livrent une faune de la partie moyenne du Llandovérien, le Wenlockien et le Ludlowien paraissant constamment absents.

La présence, au Nord, d'une écaille de Dévonien inférieur à la Bodinais en Pierric constitue le témoin le plus récent du Paléozoïque de la région (grès à *P. monnieri* du Lochkovien). Dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, une sédimentation argilo-gréseuse (Formation de Fégréac) succède aux

sédiments lagunaires ou marins carbonés du Llandovérien (phtanites et ampélites) ; quelques rares indices volcano-sédimentaires (lamprophyres, tuffites) apparaissent au-dessus des phtanites, traduisant un retour à l'instabilité et à l'ouverture du domaine.

L'âge du toit du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire est mal connu, il ne dépasse pas le Silurien (Ludlowien ?) dans la région de Nozay. Plus à l'Est (feuille Angers), des calcaires associés à des roches volcaniques ont livré une faune du Ludlowien ; d'autres affleurements carbonatés contiennent des fossiles du Dévonien inférieur (Praguien). On observe d'ailleurs la même succession dans la partie orientale du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes (région d'Angers et d'Erbray), celle-ci montant jusqu'au Famennien.

La tectogenèse régionale est marquée par une suite d'événements dont le principal serait une phase tangentielle du Sud vers le Nord qui pourrait se situer au Silurien final ; cette phase compressive ferait chevaucher la série de Saint-Georges-sur-Loire dont la base est d'âge Llandovérien, sur un autochtone auquel on attribue un âge Ordovicien supérieur (P. Ledru *et alii*, 1986). Une phase distensive succéderait à ce charriage (tufs rhyolitiques de Rieux d'âge Famennien), cette phase étant scellée par un cisaillement ductile senestre précédant la compression hercynienne majeure (phase bretonne) accompagnée par des intrusions syntectoniques de leucogranites. Un cisaillement ductile dextre déforme l'ensemble des structures antérieures (y compris les filons de quartz stannifères du granite de Nozay datés à  $325 \pm 10$  M.A.) : ce dernier événement est contemporain du cisaillement dextre sud-armoricain daté à  $316 \pm 10$  M.A.

La compression hercynienne engendre au Nord de la ride de Lanvaux des plis en relais déversés ou faillés du Nord vers le Sud, certains plis n'étant que légèrement déjetés. L'orientation moyenne de ces structures varie de N 80 à N100°E. Elles forment localement un angle de 20° par rapport à l'axe de l'anticlinorium de Lanvaux, grande structure renversée du Sud vers le Nord, dont le flanc nord est cisailé à l'Est de Derval jusqu'à Baud dans le Morbihan.

Au Sud de l'axe de Lanvaux, une compression du Sud vers le Nord est accompagnée dans le synclinal de Nozay, par la montée syntectonique du granite de Nozay dont l'auréole de métamorphisme et le champ filonien sont sensiblement parallèles aux axes des structures hercyniennes.

Le flanc nord du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire est affecté de plis déversés du Sud vers le Nord, ce qui explique la répétition des niveaux gréseux et phtanitiques.

Une phase de fracturation subméridienne postérieure a provoqué un décrochement dextre de toutes les structures. Certaines de ces fractures ont une importance régionale et sont jalonnées par des petites anomalies gravimétriques et des grabens tertiaires (alignement Quessoy - Vallet, passant par Bréhain, Nozay, Saffré). Au niveau de Nozay, le décrochement semble avoir une composante verticale : le granite de la Ville-Foucré à l'Est de la faille est abaissé de 40 mètres par rapport au granite du Houx à l'Ouest.

## Tertiaire

La région est restée émergée pendant les transgressions secondaires ; elle a cependant été, durant la même période, le siège d'actions latéritiques qui se sont prolongées pendant tout le Paléogène (kaolinisation du leucogranite de Nozay, formation de cuirasses silico-ferrugineuses, profonde altération des niveaux schisteux tendres du Paléozoïque).

Au Paléogène, la mer lutétienne a atteint la région comme l'atteste le témoin inédit d'argile à faune littorale biarritzienne découvert lors des levés à la Grigonnais. Cette découverte remonte la limite du bassin de Saffré de 4 km vers le Nord-Ouest.

La position élevée du lambeau lutétien de la Grigonnais (+ 55 m) par rapport au reste du bassin et en particulier à la base des argiles à attapulгите (+ 30 m), s'explique par la fracturation post-stampienne qui a affecté le bassin.

Le rôle de la tectonique post-hercynienne se manifeste au niveau de Bréhain, où des sédiments marins de l'Eocène supérieur, de l'Oligocène ainsi que du Miocène lacustre sont piégés dans un petit graben situé dans l'axe de l'alignement d'anomalies gravimétriques N 140°E lié à plusieurs bassins tertiaires (J.L. Jaeger, 1967).

La présence de l'Eocène supérieur était inconnue à Bréhain ; on peut remarquer que le sondage le plus profond exécuté sur le gîte a atteint la cote -5 NGF, tout en restant dans des niveaux argilo-sableux attribués à l'Eocène supérieur.

Le Miocène supérieur signalé autrefois par L. Davy en forêt du Gâvre n'a pas été retrouvé ; la présence, dans des sables rouges attribués au Pliocène, d'une faune miocène peut s'interpréter comme un remaniement, ou signifier que les sables rouges représentent le Miocène décalcifié.

Les dépôts détritiques marins couvrent des surfaces importantes dans le secteur sud de la carte, principalement dans les dépressions schisteuses, mais comblent aussi d'étroites vallées d'origine tectonique (ruisseau de la Roche en Marsac) ; la position élevée de certains affleurements (+ 85 NGF au Sud de la Rouillais en Marsac) par rapport au point culminant actuel du secteur (+ 93 NGF à l'Ouest de Mérel en Nozay) indique que la mer pliocène a presque entièrement recouvert une paléomorphologie bien différenciée. Des faciès fluviaux de piedmont accompagnent le retrait de la mer pliocène et leur dépôt se poursuit sans doute durant le Pléistocène.

Un seul témoin inédit de l'épisode marin Reuvérien est conservé dans la petite vallée encaissée du ruisseau de la Roche, à Treffégan en Marsac. Reconues en sondages, des argiles fossilifères ravinent les sables pliocènes qui comblent le fond de la vallée, mais qui en tapissent également les versants. Cette disposition, tout-à-fait comparable à celle du gisement de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan), confirme que les réajustements tectoniques post-helvétiques se sont poursuivis tardivement à la fin du Pliocène.

## Quaternaire

Mises en place au début et à la fin des phases froides, des nappes fluviatiles, surtout développées le long de la Chère et du Don, se répartissent en deux phases pléistocènes et une phase holocène.

Compte tenu du faible degré d'altération et de l'absence d'induration des alluvions des terrasses, il ne semble pas qu'elles soient plus anciennes que le Pléistocène moyen. Un éclat de silex trouvé à Caratel dans des colluvions recouvrant des alluvions holocènes Fz indique que la phase ultime de dépôt de ces alluvions ne dépasse pas la période atlantique et qu'en conséquence elles pourraient encore appartenir au cycle pléistocène. Ceci serait confirmé par l'étude des pollens recueillis dans les alluvions argileuses du ruisseau de Treffégan en Marsac, dont l'association appartiendrait soit à une phase tempérée du Pléistocène inférieur, soit à une phase holocène remaniant des formes à affinité tertiaire.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### ROCHES SÉDIMENTAIRES

#### Formations paléozoïques

#### Synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes

La série stratigraphique de la partie nord de la feuille Nozay est en tous points identique à la série classique des "Synclinaux du Sud de Rennes", mais se caractérise toutefois par la présence d'un lambeau dévonien fossilifère.

La position apparente de ce Dévonien (Lochkovien), en continuité, semble-t-il, avec le Silurien sous-jacent, laisse entrevoir le caractère non compréhensif de la série paléozoïque dans une unité structurale complexe où se conjugent les effets d'une compression Nord-Sud (chevauchements, écaillages) et d'un important cisaillement dextre le long du flanc nord de la ride de Lanvaux. L'oblitération locale, au Nord de Saint-Vincent-des-Landes, de la Formation de la Chesnaie est liée à une faille. Entre le flanc nord déversé de l'anticlinorium de Lanvaux et cet accident une série de plis droits en relais, plus ou moins cisailés, montre une succession lithostratigraphique normale et classique (synclinal de Saint-Vincent-des-Landes).

02c. **Arénigien. Formation du Grès armoricain. Grès armoricain supérieur.** Tout à fait dans le coin nord-est de la feuille, des quartzites blancs à muscovite affleurent dans les labours ; de par leur position très près d'affleurements de schistes de la Formation d'Angers, ces grès représentent la partie supérieure de la Formation du Grès armoricain, et le flanc nord du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes.

03-4. **Llanvirnien — Llandeilien. Formation d'Angers — Traveusot** (puissance : 330 m). A l'exception de la bande schisteuse de Derval, décrite plus loin, cette formation affleure peu dans le secteur nord de la feuille Nozay : elle est composée essentiellement de *siltstones* fins micacés contenant localement des nodules gréseux fossilifères.

A Amézeul-en-Pierric, les *siltstones* bleu-noir situés à la partie supérieure de la formation ont livré une faune de Trilobites comprenant d'abondants exemplaires de *Neseuretus tristani*, un *Illænus giganteus* et des bivalves (C. Babin, 1958) contenus dans des nodules pyriteux étirés. A la Biochais en Saint-Aubin-des-Châteaux (gisement dit de la Chapelle), un affleurement de *siltstones* gris-noir contient des nodules gréseux fusiformes à *Neseuretus tristani* (E. Bureau, 1900) ; la faune trilobitique de ces gisements caractérise le Llandeillien qui succède aux faciès silto-gréseux de la base de la formation affleurant un peu plus au Nord sur le territoire de la feuille Bain-de-Bretagne. Sur cette feuille, la découverte de Chitinozoaires dans les faciès ardoisiers fins du sommet de la Formation de Traveusot montre que celle-ci peut se poursuivre jusque dans l'extrême base du Caradocien (Y. Herrouin, F. Paris, 1984). Les schistes gris-bleu de Pierric n'ont pas livré de faune ; ils sont surmontés par une formation gréseuse assimilée à la Formation du Châtellier.

o5a. **Caradocien inférieur. Formation du Châtellier** (puissance : 0 à 120 m ?). Aux *siltstones* micacés sombres de la Formation d'Angers, succèdent des grès-quartzites blancs micacés, en petits bancs décimétriques, à interlits ampélitiques noirs ou silteux de couleur ocre ; la base n'est pas visible dans la tranchée de la déviation de Derval, toutefois, les schistes subardoisiers de la Formation d'Angers affleurent à proximité, à la faveur d'un repli anticlinal.

La tranchée montre de magnifiques plis métriques dysharmoniques déversés vers le Sud que soulignent les niveaux ampélitiques. L'affleurement se situe sous le pont du CD 46, au niveau de la sortie vers Pierric.

Ce faciès inhabituel occupe la position de la Formation du Châtellier, entre les Schistes d'Angers et les Schistes de Riadan. Au microscope, les grès montrent une texture engrenée légèrement foliée ; les grains de quartz sont homogométriques, recristallisés et déchiquetés. On observe de nombreux fragments lithiques (microquartzite) et d'abondantes paillettes de muscovite.

Le faciès blanc quartziteux est connu dans la Formation du Châtellier (C. Le Corre, 1978) ; les intercalations ampélitiques à sphéroïdes aplatis sont moins courantes mais cependant pas inconnues (C. Babin *et al.*, 1968).

Le faciès typique du Grès du Châtellier a été reconnu en un point, à la Tangouais en Pierric : il s'agit d'un grès fin verdâtre à grains de quartz anguleux engrenés, nombreux plagioclases et rares fragments anguleux de chert, la matrice est chlorito-micacée et les grains arrondis de zircon abondants.

Le faciès de grès blancs micacés à interlits ampélitiques à sphéroïdes a été et est encore confondu avec les Grès culminants. Grâce aux conditions exceptionnelles d'observation de la déviation de Derval, le doute en ce point n'est pas permis. La Formation de Riadan repose en concordance sur ce faciès grés-ampélitique ; il ne peut donc pas y avoir confusion avec les grès siluriens. La Formation du Châtellier n'affleure que dans le secteur de Pierric ; elle est par ailleurs très altérable et peut de ce fait passer inaperçue, si elle n'est pas recoupée par des tranchées profondes.

o5b-6. **Caradocien supérieur — Ashgillien ? Formation de Riadan** (puissance : 345 m). La seule coupe complète de cette formation a été également livrée par la tranchée de la déviation de Derval. On peut la suivre en partant de la base, à partir de la bretelle de raccordement de la route de Pierric, jusqu'à la jonction

avec la RN 137. La base repose sur des grès blancs à interlits ampélitiques très plissés attribués à la Formation du Châtellier.

La coupe détaillée permet de distinguer du sommet vers la base :

- 70 mètres de *siltstones* argileux micacés jaune verdâtre à débit anarchique,
- 45 mètres de *siltstones* grossiers micacés jaune-vert à noirs, noduleux, à lamines contournées,
- 45 mètres de *siltstones* fins micacés noirs, peu bioturbés,
- 35 mètres de *siltstones* micacés noirs, rubanés,
- 15 mètres d'argilites grises,
- 30 mètres d'alternances d'argilites micacées grises ou jaunes,
- 25 mètres de *siltstones* grossiers gris-vert bioturbés,
- 80 mètres de *siltstones* rubanés micacés noirs.

La Formation de Riadan, aisément reconnaissable par ses *siltstones* micacés à stratification oeuillée dans la région de Derval, devient argiliteuse vers Lusanger et Saint-Vincent-des-Landes ; plus à l'Est, elle représente une partie de la Formation des Schistes du Grand-Auverné (cf. feuille Saint-Mars-la-Jaille). Localement, on observe des niveaux fins micacés rose verdâtre, particulièrement nombreux dans l'angle nord-est de la feuille.

Le microfaciès principal est une siltite à lamines alternativement quartzueuses et silteuses ; la matrice quartzo-phylliteuse est abondante ; les grains de quartz sont anguleux et sont parfois concentrés en nodules fusiformes. La muscovite est abondante et les plagioclases rares.

51a-b. **Llandovérien. Formation de la Chesnaie** (puissance : 145 à 205 m). Définie par C. Le Corre (1969), cette formation fait suite à celle de Riadan dans les synclinaux du Sud de Rennes. Elle comprend deux membres : un membre inférieur gréseux ou "Grès de base" et un membre supérieur silteux ou "Schistes moyens", bien exposés dans la tranchée de Derval.

51a **Grès de base** (puissance : 35 m). Succédant à des argilites micacées bariolées attribuées à la Formation de Riadan, le membre inférieur de la Formation de la Chesnaie est constitué de grès feuilletés blanc jaunâtre micacés, d'argilites bariolées et de quartzites blancs, plus ou moins massifs, à interlits d'argilite blanche, pouvant être confondus avec les grès de la Formation de Poligné.

En lame mince, ces quartzites montrent une texture finement engrenée, peu de matrice siliceuse et de nombreux grains arrondis de zircon. C'est surtout la présence des "Schistes moyens" qui permet de différencier sur la carte les "Grès de base" des "Grès culminants".

51b. **Schistes moyens** (puissance 110 à 170 m). Le membre supérieur de la Formation de la Chesnaie est constitué essentiellement de siltites homogènes bariolées, pouvant se confondre avec certains faciès argiliteux de la Formation de Riadan. Ces schistes n'ont jusqu'à présent livré aucune faune.

51c. **Llandovérien moyen. Formation de Poligné** (puissance 85 m). Cette formation correspond aux "Grès de Poligné", aux "Grès supérieurs" définis par G. de Tromelin et P. Lebesconte (1875, 1876) et aux "Grès culminants" (A. Philippot, 1950). Elle surmonte en continuité la Formation de la Chesnaie. Elle est constituée principalement par des grès blancs quartziteux très recristallisés, à texture engrenée. Certains niveaux sont plus psammitiques et

contiennent parfois de nombreux fragments lithiques (microquartzites), des grains arrondis de zircon et des fragments de tourmaline. Le sommet de la formation peut contenir des intercalations d'argilites bariolées plus ou moins puissantes, d'un flanc de structure à l'autre comme on peut l'observer à Guinret, dans la tranchée de la déviation de Derval. A la base, les grès peuvent être plus argileux, l'altération les colorant en rouge ou ocre, ce qui peut les faire confondre avec les "Grès de base" de la Formation de la Chesnaie.

D'après C. Le Corre (1978), l'ensemble de la Formation de Poligné appartient au Llandovérien ; à Poligné comme à Derval, celle-ci est surmontée par la Formation de Renac d'âge Llandovérien supérieur à Wenlockien. Un âge Llandovérien moyen peut donc être envisagé pour la Formation de Poligné dans la région de Derval.

La Formation de la Chesnaie et la Formation de Poligné comprennent trois horizons caractéristiques, en principe aisément repérables sur le terrain ; cette trilogie a été reconnue dans le synclinal de Guinret — moulin de Quibut au Nord de Derval, dans le synclinal de Saint-Vincent-des-Landes et dans la terminaison complexe de Mouais.

Les éléments de datation corroborent l'âge Llandovérien moyen de l'ensemble des deux formations.

s1. **Silurien basal indifférencié.** En de vastes secteurs du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, autour de Lusanger et au Nord de Saint-Vincent-des-Landes, les Schistes de Riadan sont surmontés par une masse gréseuse indivise sur laquelle reposent les sédiments carbonés siluriens, par exemple, les ampélites de Caratel et les schistes à sphéroïdes de la Tréffiache. Ces gisements étant datés respectivement du Llandovérien supérieur et du Wenlockien, les grès peuvent représenter le Llandovérien inférieur à moyen. Il semble toutefois que l'absence de la Formation de la Chesnaie dans ces secteurs soit d'origine tectonique et non pas paléogéographique, car la trilogie classique se retrouve immédiatement au Sud, dans le synclinal de Saint-Vincent-des-Landes.

s1-3. **Llandovérien à Ludlowien ? Formation de Renac** (puissance > 40 m ?). Cette formation très altérable couvre d'assez vastes surfaces et constitue en particulier le sous-sol de la forêt de Domnaiche.

Sporadiquement, des tranchées de drainage réalisées pour le remembrement permettent d'observer des alternances de grès sombres à lamines entrecroisées avec des pélites schisteuses grises ou bariolées. Localement et principalement vers la base de la formation, on observe soit des ampélites à sphéroïdes, soit des phtanites noirs ou gris, ce dernier faciès ayant été repéré au cœur du synclinal de Saint-Vincent-des-Landes et sur le flanc déversé sud de la structure de la Bodinais — Cavareux-en-Pierric, à l'Ouest de l'oratoire des Yaux où il est associé à des faciès tuffitiques.

Les travaux de la déviation de Derval, en cours au moment des levés, ont recoupé au Sud de Guinret une structure synclinale dont la charnière, très pincée, permet toutefois d'étudier la base de la Formation de Renac (du sommet à la base) :

— grès fins gris-noir à fines lamines noires	sur	10 m
— schistes gris-noir feuilletés à sphéroïdes alternant avec des grès fins violets à verts, lamines entrecroisées		20 m
— ampélites à Graptolites, nodules ou terriers pyriteux		5 m
— grès gris noirâtre à fines lamines, absents sur le flanc sud		2,5 m

Sur le flanc sud, les ampélites reposent directement sur des quartzites blancs en gros bancs (Formation de Poligné : Llandovérien) ; sur le flanc nord, la Formation de Poligné se termine par des argilites bariolées à intercalations de quartzite blanc.

La présence, dans les ampélites, de *Monograptus turriculatus* indique un âge Llandovérien supérieur, la suite de la coupe, avec des faciès à sphéroïdes étant vraisemblablement d'âge Wenlockien, pourrait monter dans le Ludlowien (?) bien qu'en ce point il semble que la suite de la série manque et soit moins complète qu'à Renac.

Citons pour mémoire divers gisements "d'ampélites" fossilifères. Au moulin de Quibut (les Couères en Derval), ont été trouvés, dans des calcaires ampéliteux, un Cardiacé, *Silurina robusta* Barr., *Athyris compressa* Sow. sp. ainsi que des Crinoïdes (G. de Tromelin et P. Lebesconte, 1875). Les anciens auteurs (*op. cit.*) mentionnent également sans autres précisions, entre Derval et Lusanger : *Monograptus jaculum*, *Ceratiocaris cenomanensis*, *Bolbozoe anomala* Barr., *Bolbozoe bohémica* Barr., *Entomis migrans* Barr., *Orthoceras styloideum* Barr., *Cardiola interrupta* Sow., Cardiacé indéterminé, *Mytilus* sp.

Au Val de Caratel en Louisfert, la faune des schistes ampéliteux a été décrite par C. Barrois (1892) : *Monograptus halli* Barr., *Monograptus colonus* Barr. Dans la tranchée du chemin de fer de la Treffiache en Saint-Vincent-des-Landes, des schistes à sphéroïdes calcaires ont livré : *Monograptus priodon* Bronn., *Monograptus dubius* Suess et des Orthocères (A. Phillipot, 1950).

Durant les levés, deux nouveaux gisements ont été découverts ; le premier à la Fétissais-en-Pierric, dans les fondations d'une maison où des schistes bariolés à sphéroïdes gréseux noirs ont livré des fantômes de Monograptidés, des petits Orthocères et *Cardiola*. Le second gisement provient d'une ancienne carrière de grès à Mouais, où l'un des fronts de taille montre, en contact faillé, des grès massifs attribués à la Formation de Poligné et des schistes ampélitiques altérés à fins niveaux silto-micacés contenant les Graptolites suivants : *Climacograptus* eg. *rectangularis* M. Coy, *Climacograptus* sp. associés et *Climacograptus* sp. associé à *Monograptus* sp. et *Rastrites* sp.<sup>(\*)</sup>. Ces ampélites reposent également sur les grès de la Formation de Poligné, attribués au Llandovérien supérieur.

Le tableau suivant récapitule les âges de chacun des gisements décrits dans le cadre de la feuille Nozay et situés dans le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes ; à titre comparatif, le gisement de la Délinais en Louisfert, situé sur la feuille voisine Saint-Mars-la-Jaille, est indiqué :

(\*) Déterminations de Ph. Legrand (CFP) que nous remercions



Ce tableau montre que la sédimentation carbonée s'est déposée durant une période assez longue allant du Llandovérien inférieur au Wenlockien et peut-être jusqu'au Ludlowien. A Poligné, les ampélites reposant sur les Grès culminants sont datées par A. Philippot (1950) du Llandovérien supérieur.

d1. **Lochkovien. Grès de la Bodinais à *Platyorthis monnieri*** (puissance inconnue). Signalé la première fois par de Tromelin et Lebesconte (1876) au hameau de la Bodinais-en-Pierric (Loire-Atlantique), ce gisement dévonien était à nouveau décrit par C. Babin (1958) qui en complétait la liste paléontologique, caractéristique des grès à *Platyorthis (Dalmanella) monnieri* Rouault du Lochkovien. D'après ces auteurs, le grès fossilifère est jaunâtre, un peu argileux et ferrugineux. Les rares échantillons fossilifères trouvés lors des levés montrent en lame mince que ce grès est constitué de grains de quartz fins, subanguleux, liés entre eux par une phyllite fibreuse ; on y observe des grains subarrondis de zircon et de la tourmaline. La roche est traversée par des filonnets de quartz recoupés par la schistosité. Le grès est gris bleuâtre ou rosâtre, les fossiles sont teintés en rouge rosâtre par des oxydes de fer. Le niveau fossilifère vraisemblablement très mince n'a pas été trouvé en place, mais en "pierres volantes" dans un labour situé au point culminant de la butte de la Bodinais, en bordure du front de taille d'une carrière envahie par la végétation. En contrebas, au niveau de l'étang, une petite excavation montre sur 1 mètre un grès verdâtre, d'aspect carié ou gris feuilleté alternant avec des lits centimétriques d'argilites blanchâtres, pentés à 45° vers le Sud. Bien que les contacts ne soient jamais visibles, il apparaît toutefois que ce Dévonien repose en continuité sur une formation plissotée, constituée par des alternances de schistes gris-noir luisants et de grès gris noirâtre en plaquettes : cette formation pourrait représenter l'équivalent des "Schistes et quartzites de Plougastel" de la rade de Brest d'âge Siluro-Dévonien. Ce faciès succède à des grès micacés blancs en plaquettes et à laminations entrecroisées de la Formation de Renac d'âge imprécis Wenlockien - Ludlowien.

La faune de la Bodinais décrite par les différents auteurs comprend des Trilobites : *Dalmanites rouaulti* Trom., Lebesc., des Gastéropodes : *Platyceras boblayei* Rou. sp., des Brachiopodes : *Spirifera rousseaui* Rou., *Platyorthis monnieri* Rou. abondants, *Strophomena rouaulti* Dav., *Camarotoechia thebaulti* Rou., *Spirifer* cf. *hystericus* Schl., *Stropheodonta* sp., *Trigeria* sp., d'abondants fragments de Crinoïdes et de tiges d'Encrinura.

### Anticlinorium des Landes de Lanvaux

Au Sud de l'accident directionnel Malestroit - Angers, l'orthogneiss de Lanvaux est situé par les interprétations géophysiques à 350 m de profondeur au niveau du méridien de Nozay (C. Weber, 1967). Les sédiments qui l'enveloppent appartiennent *pro parte* au domaine sédimentaire centre-armoricain (Grès armoricains, Schistes d'Angers) pour les niveaux les plus récents ; les sédiments infra-aréniens appartiennent au domaine des "Schistes et arkoses de Bains" des anciens auteurs, dont l'extension cartographique paraît strictement limitée à l'axe de Lanvaux et dont l'histoire paléogéographique reste encore discutée.

L'anticlinorium de Lanvaux constitue une unité structurale originale ; ses flancs sont oblitérés par des accidents sub-directionnels cisailants tardifs recoupant indistinctement les "Schistes et arkoses de Bains" et les niveaux ordoviciens sus-jacents, ce qui a longtemps donné l'illusion d'une discordance

tectonique entre ces formations. L'analyse structurale confirme l'inversion du flanc nord de l'anticlinorium. Les formations infra-aréniennes du flanc sud paraissent concordantes : il est donc probable qu'une partie d'entre elles correspondent à du Trémadocien et à du Cambrien.

A l'appellation "Schistes et arkoses de Bains" qui ne reflète guère la réalité dans la région, nous préférons le terme de "Groupe de Bains" qui n'a pas de sens stratigraphique et lithologique précis et qui permet de rassembler les formations concernées par la structure de Lanvaux.

**k. Cambrien ? Grès microconglomératiques** (puissance inconnue). Située en concordance sous les alternances bigarrées silto-gréseuses, une formation gréseuse plus ou moins grossière affleure, en particulier à la chapelle de Limerdin, au Nord de Nozay, où elle forme un petit dôme anticlinal dissymétrique à flanc nord faillé. Cette formation comprise dans l'enveloppe interne de l'anticlinorium de Lanvaux réapparaît localement sous forme de bandes elliptiques ayant le même aspect cartographique que les quartzites blancs à muscovite sus-jacents.

A la chapelle de Limerdin, deux petites carrières permettent d'observer des grès séricitiques jaunâtres feuilletés, à grains de quartz étirés, reposant sur des bancs massifs de grès microconglomératiques jaune rosâtre, à grains de quartz arrondis, hétérogranulaires, et débris de quartzite, à matrice siliceuse à grain fin abondante où se développe de la muscovite (métamorphisme de contact) ; dans l'axe de la structure de Lanvaux, les microconglomérats sont mylonitisés, les quartz sont anguleux à déchiquetés, les éléments lithiques abondants (cherts, microquartzites). On peut voir ces faciès dans les fossés du carrefour de la Justice, au Sud de Derval, entre la RN 137 et le CD 29.

Leur position subordonnée par rapport aux alternances bigarrées et aux quartzites à muscovite les placerait au niveau du "poudingue du Dreneuc", dont ils présentent le faciès. Un âge Cambrien est envisagé pour ces niveaux détritiques.

**k-o1. Cambro-Trémadocien ? Alternances gréso-argiliteuses** (puissance : 100 m). Constituant l'élément le plus important en volume et en surface des formations du Groupe de Bains, des alternances d'argilites noir verdâtre ou rougeâtres feuilletées et de bancs de grès séricitiques gris à jaunâtres ou rosâtres, à quartz étirés, sont observables en quelques rares points caractéristiques : au carrefour de la RN 137 et du chemin de Jans à Beausoleil, sur un coteau dominant le Don, entre Tréguely et Conquereuil (piste de trial) et dans le chemin descendant de la chapelle de Juzet en Guémené au Don.

Les argilites noires présentent une texture très fine pratiquement opaque en lumière polarisée ; des niveaux silteux très fins donnent un aspect rubané à la roche constituée presque uniquement d'un feutrage quartzo-phylliteux (muscovite).

Ces faciès gréso-pélimitiques existent sur les deux flancs de l'anticlinorium de Lanvaux. Leur position subordonnée et concordante par rapport au Grès armoricain du flanc sud, en particulier dans la région de Conquereuil, permet d'assigner à cette formation un âge Cambrien ou plus vraisemblablement Trémadocien.

k-02. **Cambro-Aréngien ? Quartzites blancs à muscovite.** L'axe géométrique de l'anticlinorium de Lanvaux est jalonné par une série de buttes elliptiques plus ou moins étirées et sub-parallèles à la linéation d'étirement N 120°E. Ces buttes sont essentiellement constituées par des quartzites blancs à texture mylonitique : les grains de quartz sont amygdalaires à fusiformes et ont parfois l'aspect de ruban ; ils sont presque jointifs et sont parfois séparés par une mouture de quartz pelliculaire associée à de la muscovite, formant des ombres de pression parallèles à la schistosité sur les gros grains de quartz. Malgré la texture mylonitique, un granoclassement apparaît nettement en lame mince. La roche est traversée de filonnets de quartz anté-schisteux.

Ces quartzites ont un faciès analogue à celui du Grès armoricain ; toutefois, leurs relations avec les bandes des flancs nord et sud de l'anticlinorium de Lanvaux ne sont pas clairement établies. Un âge Cambrien est malgré tout possible pour ces quartzites, certains auteurs (D. Berthé *et al.*, 1977) envisageant une probable contemporanéité du Groupe de Bains avec des éruptions volcaniques acides cambriennes.

o3-4. **Llanvirnien — Llandeilien. Formation d'Angers — Traveusot** (puissance : 330 m). Le flanc nord de la structure déversée de Lanvaux est jalonné par une bande ardoisière étroite de 300 à 400 mètres de large en moyenne, dite bande de Derval. Un important accident directionnel oblitère localement sa partie supérieure, mais il semble que la base soit en concordance avec les formations subordonnées. Les discordances angulaires observées ponctuellement semblent liées à un dédoublement de l'accident directionnel.

La déviation de Derval recoupe les faciès de base de la Formation d'Angers près de l'oratoire du Boschet, à 1 km à l'Ouest du bourg ; ce sont d'abord des grès verdâtres, argileux, feuilletés, auxquels succèdent de fines alternances de grès blancs et de lamines schisteuses noires. Ces faciès ont une puissance apparente de 35 mètres. Leur succèdent immédiatement des schistes ardoisiers gris-noir à bleutés, lardés de filonnets de quartz contenant des nodules pyriteux à leur sommet.

Les faciès gréseux de base ne sont visibles qu'en de rares points le long de la bande de Derval : à la Grée Gadessaud en Pierric, dans des carrières à Rohel et à Brémédoux en Derval.

Les schistes exploités anciennement en de nombreuses carrières ont livré une faune llandeilienne dans les faciès ardoisiers de Pierric et de Derval (G. de Tromelin et P. Lebesconte, 1875) ; ce sont des Trilobites : *Neseuretus tristani*, *Calymene aragoi* Rouault, *Dalmanites dufouri* de Trom., *Uralichas riberoi* Delgado, *Asaphus ? desmaresti*, *Asaphus nobilis* Barrande, *Illaenus giganteus* Burm., *Placoparia tourneminei*, *Cheirurus ? claviger* ; des Brachiopodes : *Orthis miniensis* Sharpe, et des Crinoïdes indéterminés.

Plus à l'Ouest, à Beslé (feuille Redon), les schistes ardoisiers contiennent des Graptolites du Llanvirnien (C. Babin, 1958).

Les Schistes de Derval sont des méta-argilites très homogènes, constituées essentiellement de muscovite et de chlorite en paillettes très fines ; il n'y a pratiquement pas de grains de quartz.

La terminaison périclinale de Beaumont-en-Issé montre dans une ancienne carrière des grès à lamines schisteuses identiques à ceux de la base

de la bande de Derval. Deux petites écailles de schistes sub-ardoisières, l'une à la Bourdaudais, l'autre au Pâtis Genêt en Tréffieux prolongent l'axe de la terminaison de Beaumont.

### Synclinorium de Nozay

La limite entre le flanc sud de l'anticlinorium de Lanvaux et le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire *l.s.* est marquée par une succession d'accidents directionnels inverses à tendance chevauchante, provoquant un empilage de la série où l'absence de critères paléontologiques rend difficile l'établissement de la lithostratigraphie initiale.

Cette zone, que l'on suit de Guémené-Penfao à Candé présente une allure globalement synclinoriale ; son caractère original tient à la présence d'un massif leucogranitique syntectonique ayant développé une auréole de métamorphisme thermique et d'un champ filonier minéralisé.

o2. **Arénigien. Formation du Grès armoricain** (puissance max. : 120 m). Le flanc nord du synclinorium de Nozay est jalonné par des grès-quartzites attribués au Grès armoricain (1ère édition de la feuille Saint-Nazaire à 1/80 000). La tranchée du gazoduc Nozay — Montoir nous a permis d'étudier ce niveau qui se distingue nettement des formations du Groupe de Bains, qui, au niveau du contact, sont très altérées et ne permettent pas des mesures structurales précises.

Le Grès armoricain débute par des grès-quartzites jaunâtres feuilletés à grain fin, à structure engrenée entièrement recristallisés ; la roche contient d'abondants zircons dispersés ou disposés en lits fins et des taches formées par des aiguilles de rutile à tendance fibro-radiée.

A ces grès succèdent sur quelques dizaines de mètres, des alternances de siltites à muscovite et de psammites gris-blanc ; la partie supérieure de cet ensemble est essentiellement psammitique. Ces faciès à zircon-rutile auxquels succèdent des psammites se retrouvent dans les synclinaux du Sud de Rennes, dans le Grès armoricain supérieur. Il y a donc oblitération des deux membres inférieurs de la Formation du Grès armoricain. Toutefois, un peu plus à l'Ouest, dans le bois de la Croix-Merhan en Nozay, des passées conglomératiques ont été repérées sur des blocs de grès : la partie inférieure de la Formation du Grès armoricain existe donc sur le flanc sud de l'anticlinorium de Lanvaux.

Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser davantage l'existence continue des trois membres du Grès armoricain.

o3-4. **Llanvirnien — Llandeilien. Schistes de Nozay et de la Meilleraye** (puissance > 25m). Succédant au Grès armoricain en concordance, une formation schisteuse affleure assez largement autour de Nozay. Elle débute par des alternances grésoschisteuses fines grisâtres plissées (plis métriques déversés vers le Nord), dont les charnières en fuseau sont appelées "coeurs de pierre" par les carriers, passant progressivement à des *siltstones* sub-ardoisières bleu-noir jalonnés par de nombreuses carrières à l'Ouest de Nozay (Beau-Soleil, la Mérais en Marsac). A l'Est de Nozay, les schistes ont un faciès différent : ce sont des *siltstones* micacés noir verdâtre à chloritoïdes, d'aspect massif, contenant de nombreuses taches graphiteuses ainsi que des Graptolites très étirés dans l'axe de la linéation d'étirement (Monograptidés). Ils s'étalent largement dans le secteur des Grées où ils sont encore exploités artisan-

lement comme pierre de construction (pierre verte de Nozay), mais ce faciès ne dépasse pas vers l'Est, la Touche de Boissaie.

Les taches graphiteuses, connues et décrites par L. Davy (1890), pourraient être des reliques de cristaux de chialstolite altérée, particulièrement abondants à l'Ouest de Nozay. En plusieurs points, on peut observer les termes de base des Schistes de Nozay, par exemple au pied des escarpements du moulin de la Vallée, à l'Ouest de Juzet en Guémené : sous les *siltstones* ardoisiers, on trouve environ 50 mètres d'argilites micacées tendres noires (muscovite, chlorite et rutille), puis 50 mètres de grès gris à fines lamines silteuses noires.

Le microfaciès du schiste de Nozay est une méta-argilite à grain très fin, constituée essentiellement de phyllites bien cristallisées (muscovite et chlorite) imprimant une schistosité très pénétrative. La trame contient des lentilles de quartz et des grosses muscovites détritiques. On trouve également dispersés dans le schiste des petites lattes de chloritoïde post-schisteux et des granules d'oxydes.

Plus au Sud, une deuxième bande de siltites (Schistes de la Meilleraye) plus ou moins altérées se suit de manière sporadique depuis Mézillac en Guémené jusqu'à la Jahotière en Abbaretz et se prolonge avec des caractères plus affirmés jusqu'au-delà de la Meilleraye. De Mézillac à Nozay, ces siltites sont oblitérées par des chevauchements ou des failles inverses ; à l'Est de Nozay, les affleurements sont masqués par des formations superficielles et n'apparaissent qu'à la faveur de tranchées sous forme d'une argile bleu-noir où l'on reconnaît parfois un débit schisteux. C'est à la Jahotière que les schistes affleurent nettement avec des caractères lithologiques typiques : ce sont des méta-argilites entièrement constituées de phyllites (muscovite, chlorite) et de pigments opaques ; la recristallisation est modérée, on reconnaît encore très bien les phyllites détritiques.

Il n'a jamais été trouvé de fossiles dans les Schistes de la Meilleraye ; les Schistes de Nozay ne sont pas totalement azoïques : à Guémené-Penfao, ils ont livré *Serpulites letellieri* Trom. (G. de Tromelin, P. Lebesconte, 1875).

C'est surtout par leur position sur le Grès armoricain que les Schistes de Nozay sont attribués au Llanvirnien — Llandeilien ; les Schistes de la Meilleraye sont en contact faillé inverse sur les grès d'Abbaretz (cf. "grès de la Forêt d'Ancenis à *Calymenella bayani*") auxquels on attribue un âge Caradocien à Silurien.

o5b-6. **Caradocien — Ashgillien. Formation de Saint-Perreux** (puissance : plus de 200 m). Disposée géométriquement entre les grès d'Abbaretz et les premiers niveaux grésophtanitiques du Llandovérien, cette formation correspond cartographiquement aux schistes définis par C. Barrois (1897) à Saint-Nicolas-de-Redon que cet auteur plaçait au niveau des Schistes de Riadan, sous les grès de Redon.

L'âge de ces schistes reste discuté dans la mesure où aucune trouvaille paléontologique n'est venue éclairer le problème. Tout repose en effet sur la présence ou l'absence du Grès du Châtellier et des Grès de base de la Formation de la Chesnaie. Suivant l'âge que l'on donne aux différents niveaux gréseux de la région de Nozay, la Formation de Saint-Perreux peut aussi bien représenter la Formation de Riadan d'âge Caradocien — Ashgillien, que les schistes moyens de la Formation de la Chesnaie, d'âge Llandovérien.

Le faciès dominant de la Formation de Saint-Perreux est une argilite schisteuse très tendre faite d'un feutrage phylliteux très fin (chlorite, muscovite ou vermiculite) ; ce feutrage contient de très fines esquilles de quartz, disséminées ou lenticulaires. Les schistes alternent fréquemment avec des siltites vertes ; localement, ce faciès peut dominer (Créviac, au Sud de Nozay). Ce sont des siltites micacées à grain fin, constituées de quartz, chlorite, muscovite, à pigments opaques abondants ; les minéraux accessoires sont des zircons. On y observe souvent un début de recristallisation métamorphique accompagnée de filonnets et de lentilles de quartz. Sur le terrain, tous ces faciès ont une teinte généralement verte, quelquefois bariolée superficiellement de rouge (les Fosses Rouges en Vay).

La formation est très déformée (plis dissymétriques déversés vers le Nord) et très homogène.

05-s1G. **Caradocien à Llandovérien. Grès d'Abbaretz** (puissance : plus 10 m ?). Trois barres de quartzites blancs se succèdent dans le synclinorium de Nozay. Chacune de ces barres est en contact faillé avec les formations sous- et sus-jacentes et aucun critère paléontologique sûr ne permet de les distinguer les unes des autres.

Le niveau le plus au Nord est en contact faillé avec les Schistes de Nozay ; il est visible ponctuellement au hameau des Calonnes dans un talus de la route près des maisons : c'est un grès blanc-gris feuilleté séricitique, en petits bancs ; le microfaciès montre un grès fin homogène, à grains de quartz recristallisés, engrenés ou séparés par une pellicule micacée. Des paillettes de muscovite et de biotite naissantes abondantes sont dispersées ou concentrées en lits fins sinueux ; les minéraux accessoires sont de la tourmaline et des zircons. La muscovite et la biotite traduisent un thermo-métamorphisme épizonal proche de la mésozone, indice d'une masse granitique relativement proche, mais non affleurante.

La tranchée du gazoduc Nozay – Montoir a permis de constater que ce grès en petits bancs alternait à sa partie supérieure avec des niveaux de schistes ampélitiques noirs et passait ensuite aux ampélites dites du Houx. Ceci permet d'attribuer à la première barre gréseuse un âge au moins Llandovérien, les ampélites étant situées en principe dans le Wenlockien.

Une seconde barre gréseuse, recoupée par la tranchée au lieu-dit le Maire-en-Nozay, présente le même faciès ; ses relations avec les formations encaissantes, en particulier les ampélites sont anormales (chevauchement, faille inverse, dédoublement du même niveau ?). Ce niveau gréseux est visible sporadiquement à la Guénais-en-Abbaretz, dans les fossés de la route menant de ce hameau à la Rainais, ainsi qu'aux abords des fermes du Bran et du Cerisier-en-Nozay. Ce niveau a été rencontré par les travaux miniers du Maire, où il est encadré par de puissants filons de quartz, l'ensemble dessinant une petite structure anticlinale hectométrique (P. Kornienko, 1961).

En contact par faille avec les Schistes d'Abbaretz, une longue et étroite barre de quartzites supportant le bourg d'Abbaretz constitue le repère le plus important du secteur. C'est une roche à grain très fin contenant de gros grains de quartz (500  $\mu$  à 1 mm) et des zircons parfois abondants. Les pigments ferugineux peuvent colorer la roche en rouge mais le plus souvent (tranchée SNCF d'Abbaretz) ce sont des quartzites blancs en bancs parfois massifs, localement fortement recristallisés, présentant une foliation blastomylonitique :

quartz fusiforme engrené, rubans siliceux finement granulés. De très fines paillettes de muscovite sont disséminées ou en pellicules flexueuses entre les grains.

On constate une fois de plus l'analogie de faciès de ces grès avec tous les niveaux gréseux subordonnés. La plus extrême confusion règne au sujet de la position stratigraphique de ces grès qui sont tour à tour dénommés "Grès d'Abbaretz" (feuille Saint-Nazaire à 1/80 000, 1987), "Grès de la forêt d'Ancenis à *Calymenella bayani* (E. Bureau, 1900), "Grès de Redon" (feuille Saint-Nazaire à 1/80 000, 2<sup>e</sup> édition, 1949). Les différents auteurs sont au moins d'accord sur leur âge Ordovicien supérieur (*cf.* Caradocien).

Afin d'éviter des assimilations abusives, en particulier concernant les grès de Redon qui se situent immédiatement sous les ampélites du Llandovérien moyen (feuille Redon à 1/50 000), nous préférons garder l'appellation d'origine des "Grès d'Abbaretz" en leur assignant un âge Caradocien à Llandovérien.

Du point de vue structural, la tranchée SNCF d'Abbaretz et celle du gazoduc Nozay – Montoir à Beaulieu permettent de constater que les grès d'Abbaretz ne constituent pas un synclinal très pincé, mais un niveau monoclinale fortement penté vers le Sud (direction N 75°E, plongement 50° vers le Sud), plissoté et faillé sur son parement nord. Dans la tranchée SNCF d'Abbaretz, on peut observer le contact très penté entre le parement sud des quartzites et les schistes séricitiques gris-bleu très altérés de la Meilleraye. Des blocs centimétriques de grès sont emballés dans les schistes fortement plissotés au contact, qui paraît tectonisé.

o5-s15. **Caradocien à Llandovérien. Schistes d'Abbaretz** (puissance inconnue). La dépression située au Nord d'Abbaretz et dans laquelle est encaissé le leucogranite de la Ville-Foucré et son champ filonien est occupée par une formation silteuse que les anciennes cartes géologiques (feuilles Saint-Nazaire) attribuaient aux "Schistes rouges de Saint-Perreux" d'âge Ordovicien moyen. Les affleurements sont rares et généralement très altérés ; on y observe des argillites bariolées et des siltites micacées à séricite, chlorite et quartz (bord sud de la carrière du Bois Vert), contenant une proportion importante de rutile (*cf.* analyses chimiques en annexe) et quelques lits gréseux. Lorsqu'ils sont altérés, les schistes ont des teintes gris-bleu à blanches, en particulier à proximité des filons de quartz stannifères.

La position stratigraphique et l'âge de ces schistes sont délicats à établir. Ils surmontent la deuxième barre gréseuse de "Grès d'Abbaretz" *l.s.* et sont subordonnés à la troisième barre de grès que l'on suit depuis Beaulieu-en-Nozay jusqu'à la Meilleraye et à laquelle est attribuée un âge Caradocien à Llandovérien. Les contacts entre les schistes et les grès d'Abbaretz étant faillés, le problème de l'âge de ces schistes reste entier.

s2. **Wenlockien ? Ampélites du Houx et de Mérel.** Une formation ampélitique, visible partiellement dans deux petites carrières au Houx-en-Abbaretz et que la tranchée du gazoduc Nozay – Montoir a traversé, pourrait être l'équivalent de la Formation de Renac des synclinaux du Sud de Rennes.

Des alternances ampélitiques dans les grès d'Abbaretz, passant à des siltites micacées graphiteuses à grain très fin, à lentilles fusiformes de quartz ont pu être observées aux Calonnes-en-Nozay. Au Houx, ces "ampélites" sont

affectées de plis métriques dont les plans axiaux sont orientés N 120°E et plongent vers le Sud-Ouest de 25°.

Les ampélites du Houx contiennent des minéraux (pyrite) ou des fragments lithiques (grains de siltite) présentant des "ombres de pression" et parfois des "queues de cristallisation" sigmoïdes contenues dans le plan de schistosité S1, ce qui implique un cisaillement simple combiné à un aplatissement syntectonique.

La zone ampélitique, que l'on peut suivre depuis Nozay (labours noirs bien visibles après une pluie), jusqu'au Nord de Riaillé, est localement mylonitisée (chemin creux à la Chauvalais-en-Abbaretz, feuille Saint-Mars-la-Jaille à 1/50 000).

A l'Ouest de Nozay, au lieu-dit Mérel, une tranchée de drainage montre, dans un contexte métamorphique, une formation de schistes ampélitiques bleuâtres, alternant avec de fines passées gréseuses.

Dans la branche est du synclinorium de Nozay, la zone ampélitique est en contact normal avec les grès sous-jacents (les Calonnes) ; plus à l'Est, les contacts sont anormaux et mylonitisés, la largeur d'affleurement des ampélites se réduisant à une bande de moins de 400 mètres.

Les ampélites du Houx n'ont jamais livré de fossiles. Un âge Wenlockien leur est attribué (G. Lucas, 1960) sur la foi de petits affleurements de schistes noirs à sphéroïdes contenant des Cardioles, à l'Ouest de Freigné, dont il n'est pas certain qu'ils appartiennent à la même bande ampélitique. Toutefois, les alternances gréséo-ampélitiques des Calonnes pourraient indiquer que les grès d'Abbaretz seraient l'équivalent des Grès de Poligné (L. Glemarec, 1929), en contact anormal avec les Schistes de Nozay : ainsi tout l'Ordovicien supérieur manquerait sur tout le flanc nord du synclinorium de Nozay.

### **Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire**

Les termes de base du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire n'affleurent que dans la partie méridionale de la feuille Nozay. Leur cartographie est rendue difficile par la présence de vastes épandages détritiques pliocènes masquant un substrat souvent très altéré. Le flanc nord de l'aire synclinoriale de Saint-Georges-sur-Loire est jalonné, depuis le massif granitique d'Allaire jusqu'aux abords de Nozay, par une série d'anomalies magnétiques compartimentées (C. Weber, 1967) que l'on pense liées à des écailles granitiques ou à leur encaissant paléozoïque chevauché.

L'existence, sur le flanc nord, d'un important accident dû à la tectonique tangentielle explique l'oblitération de certains niveaux. La série sédimentaire débute par des niveaux plissés gréséo-phthanitiques datés du Llandovérien ; elle se poursuit par une sédimentation essentiellement schisteuse dans laquelle apparaissent quelques faciès volcano-sédimentaires.

### **Complexe de Saint-Georges-sur-Loire**

s1G. **Silurien basal indifférencié. Grès de l'Eclys** (puissance : 10 m). Succédant à la Formation de Saint-Perreux, des faciès gréseux francs apparaissent en bandes bien individualisées, tronçonnées et plissées. Ces grès correspondent aux grès de l'Eclys décrits dans la région de Redon par B. Pivette (1978).

Ce sont des grès à gros grains hétérogranulaires (100 µ à 1 mm) anguleux à arrondis presque jointifs ; le ciment est quartzo-phylliteux pelliculaire ; on trouve comme minéral accessoire du zircon. A l'affleurement, les grès sont gris-blanc, feuilletés et en petits bancs, parcourus de filonnets de quartz ; leur masse n'est pas homogène car il s'y intercale des niveaux d'argilites violacées essentiellement constituées de phyllites en lamines très fines avec quelques grains de silt et des niveaux silteux bien lités, bariolés de rouge, jaune ou verdâtre. Les bons affleurements sont rares et d'accès difficile (carrières dans propriétés privées ou dépôts d'ordures) ; citons pour mémoire les carrières du moulin de Clégreuc-en-Vay où l'on voit des phtanites en petits bancs plissés et boudinés chevaucher des grès jaunâtres altérés et eux-mêmes plissés (plan de chevauchement : direction N 138°E, pendage 38° SW). Ces grès sont totalement azoïques, aussi leur âge Llandovérien inférieur n'est-il attribué que par rapport aux phtanites qui les surmontent et parce qu'ils occupent la place des "Grès culminants" du Sud de Rennes. Ils peuvent être localement très recristallisés et lardés de filonnets de quartz (Bourruen-en-Vay).

s1. **Llandovérien**. Succédant normalement aux Grès de l'Eclys, des formations phtanitiques ou ampélitiques à faune de Graptolites du Llandovérien constituent le seul repère chronologique de la base du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire.

● s1 (Ph). **Phtanites de Clégreuc**. Ce sont des microquartzites d'origine biochimique à pigment graphiteux pouvant passer à de véritables ampélites. Ils se présentent en bancs décimétriques bien stratifiés séparés par des joints séricitiques. Les teintes vont du noir au gris pâle par altération. Lorsque ces roches sont plissées, l'abondance des filonnets de quartz et les recristallisations font disparaître presque totalement la texture initiale. L'aspect cartographique des phtanites est lié à la disharmonie de ces niveaux par rapport aux bancs de grès.

Les bons affleurements en place sont rares : citons les anciennes carrières de Clégreuc-en-Vay, de part et d'autre de la digue de l'étang, dans lesquelles A. Philippot (1950) signale *Monograptus lobiferus* M'Coy du Llandovérien moyen à supérieur.

● s1 (Am). **Ampélites, schistes noirs de Malville**. Des ampélites vraies, tachant les doigts, alternant avec des schistes argiliteux noirs sont connues dans les anciennes carrières de Malville en Saffré, à l'extrême limite sud de la feuille Nozay ; C. Barrois (1892) y a décrit la faune graptolitique suivante : *Monograptus* sp. cf. *tenuis* Portl., *Monograptus convolutus* var. *spiralis* Gein, *Cephalograptus folium* His., *Rastrites linnaei* Barr., dans le Llandovérien moyen. D'après C. Barrois (*op. cit.*), les ampélites seraient subordonnées aux phtanites en ce point.

s2-3. **Wenlockien à Ludlowien ? Formation de Fégréac** (puissance : plus de 150 m). Une puissante série schisteuse à influence volcanique, dont la partie inférieure a été décrite par B. Pivette (1978) à Fégréac, dans la région de Redon, n'a pu être reconnue que grâce à la tranchée du gazoduc Nozay - Montoir.

Une assise d'argilites schisteuses jaunes à lie-de-vin contenant des alternances silteuses à quartz, muscovite, chlorite succède aux phtanites du Llandovérien. La roche prend ensuite une structure convolutive et amygdalaire (lentilles de quartz, nodules étirés de grès verdâtres) et un aspect caractéristique de schiste verdâtre luisant à enduit noir.

Localement, des fragments de lydienne (Ly) rouge très recristallisée ont été réperés à la Rinais-en-Puceul, dans des argilites lie-de-vin solifluées. La formation contient également quelques rares niveaux métriques à texture microconglomératique à éléments amygdalaires emballés dans une matrice tuffitique très fine ; la trame phylliteuse (muscovite) est sinueuse et orientée, les éléments sont soit de type tuffite, soit de type chertite.

Au lieu-dit la Glérésie en la Grigonnais, la tranchée du gazoduc a rencontré un niveau interstratifié métrique de lamprophyre altéré : la roche est constituée d'une trame dense de chlorite brune associée à d'abondants fragments ferrugineux et à des amygdales de quartz. La trame chloriteuse orientée matérialise une foliation mylonitique qui traverse également les filonnets de quartz parcourant la roche ; les amygdales de quartz sont moulées et réorientées par la foliation.

Un peu plus haut dans la série, la tranchée a traversé, dans un contexte de schistes séricitiques et chloriteux bariolés, plusieurs niveaux de quartzites séricitiques feuilletés jaunâtres (quartzites de Fégréac), horizon-repère ( $\chi$ ) reconnu dans la région de Redon par B. Pivette (1978). La série continue enfin avec des siltites chloriteuses verdâtres.

La foliation est bien exprimée dans tous les niveaux, la crénulation (S2) apparaît vers la Garaudais en la Grigonnais et disparaît rapidement : elle semble disposée en "couloirs" plus ou moins transverses sur la stratification.

La répétition des niveaux de quartzites de Fégréac n'est pas due à des plissements. Les plans de stratification (S0), observés dans la tranchée du gazoduc, montrent que la série plonge régulièrement vers le Sud de 20 à 30°, les directions N 105 à 120°E étant conformes à l'orientation générale des structures.

Les schistes sont de plus en plus altérés à l'approche de la dépression du Gâvre ; ils sont remaniés par les actions périglaciaires (guirlandes de cryoturba-tion, coulées de solifluxion) puis s'ensouvent sous les sédiments détritiques plio-pléistocènes.

Sur la feuille Nozay, les termes supérieurs du "Complexe de Saint-Georges-sur-Loire" ne sont pas atteints. Ils sont représentés dans la région d'Angers par des calcaires à faune dévonienne (Praguien). L'âge proposé pour la Formation de Fégréac dans la région de Nozay est donc post-Llandovérien (Wenlockien) à Ludlowien, cette limite supérieure étant hypothétique.

### Formations tertiaires et quaternaires

**e5c. Lutétien supérieur marin (faciès "biarritzien"). Argile smectitique de la Grigonnais.** Lors du creusement en 1982 d'une tranchée de gazoduc, pendant les levés de la carte, un petit lambeau d'argile verte fossilifère a été mis à jour (x : 297,10 ; y : 2 288,45 ; z : 55 m) au moulin de Bautrais en la Grigonnais, sous un recouvrement de 1 à 2 mètres de sables rouges pliocènes.

Des sondages de contrôle effectués par le BRGM ont permis de constater les dimensions décamétriques de ce gisement. Il est encadré par des schistes séricitiques très altérés de la série de Saint-Georges, qui, dans ce secteur, sont ravinés par les sables rouges. Les sédiments pliocènes recouvrant une

paléomorphologie liée à des failles (J.P. Clément, 1974), il est probable que ce lambeau de Lutétien marin a été "piégé" dans un petit graben anté-Pliocène.

La composition minéralogique de l'argile est la suivante : smectite 8, illite 2, kaolinite en traces (pour 10). La fraction sableuse est hétérométrique, composée de quartz (0,5 à 5 mm), de très nombreux tests de Lamellibranches ornés et de rares Echinides. La microfaune est peu diversifiée(\*) : *Protoelphidium laeve* communs, gros *Rotalia* gr. *guerini-suessonnensis* abondants, *Arenagula kerfornei* (1 exemplaire), *Nummulites* sp. (1 exemplaire de petite taille). La présence d'*Arenagula* marque le Lutétien supérieur marin (faciès "biarritzien") ; les gros Rotalidés se retrouvent associés à une microfaune assez diversifiée, dans le gisement de Bois-Gouët (bassin de Saffré). Dans le gisement de la Grigonnais, le biotope serait plus littoral qu'au Bois-Gouët.

**e6-7. Eocène supérieur. Argiles du gîte de Bréhain.** Décrit la première fois par G. Vasseur (1881), le gisement tertiaire de Bréhain en Conquereuil est situé précisément au lieu-dit la Ville Effondrée. D'après G. Vasseur, la carrière occupée actuellement par une piste de moto-cross aurait exploité deux formations calcaires. La partie nord du gîte est occupée par l'étang Coisma. C. Barrois et L. Bochet figuraient le lambeau tertiaire sur la 1ère édition de la feuille Redon à 1/80 000 (1890). Par contre, en 1938, ce gisement disparaissait de la 2ème édition de la même carte pour être remplacé par un placage de P<sup>b</sup> (sables roux pliocènes). Il est vrai qu'à l'époque, les descriptions de G. Vasseur étaient déjà rendues incertaines par les mauvaises conditions d'affleurement. Il mentionnait néanmoins une assise inférieure de calcaires marins à Archiacines (Oligocène = Stampien), surmontée par des fragments de calcaires lacustres blancs et compacts à *Bithynia dubuissoni* Bouillet (Miocène).

Les talus de la carrière ne montrent que 2,20 m de limon argileux rougeâtre à graviers roulés de quartz et hématite brune ; sur le plancher de la carrière, subsistent, en rares blocs épars métriques, des grès calcaires jaunâtres qui pourraient représenter le niveau à *Archiacina* décrit par G. Vasseur : c'est un grès à éléments de quartz anguleux, à ciment de silice fibreuse et de calcite, contenant une microfaune caractérisant un milieu marin infralittoral moyen à interne : rares Miliolidés (Quinqueloculines, Ophtalmidiidés), rares Rotaliformes, quelques Textulariidés - Verneuilinidés, rares Ostracodes, quelques Bivalves et Echinidés, Algues (Corallinacées). Il n'a pas été observé d'Archiacines (ou *Peneroplis*).

Durant les levés, deux sondages distants de 200 mètres l'un de l'autre ont été réalisés à la tarière B30 par le BRGM ; ils ont atteint respectivement les profondeurs de 35 mètres et de 17 mètres. Le sondage le plus profond a donné la coupe suivant, de haut en bas :

- 17 m — argile verte tachetée d'ocre
- 2,10 m — argile violacée à brunâtre, débris végétaux, microflore abondante
- 6,40 m — argile verte plus ou moins sableuse et grumeleuse, passages panachés de brun, gravillons de quartz à la base
- 1,50 m — argile verdâtre-marron grumeleuse tachetée de jaunâtre devenant brun-chocolat et sableuse à la base
- 5,50 m — argile vert-pistache grumeleuse, plus ou moins sableuse, passage brunâtre
- sur 2 m — sable argileux bariolé.

(\*) Déterminations de C. Monciardini du BRGM

Seul, le niveau d'argile violacée a fourni une microflore suggérant, par la présence d'*Ephedra*, l'abondance d'*Aglaoreidia cyclops* et la faible représentation des Conifères, un âge Eocène supérieur (déterminations de G. Farjanel du BRGM).

Compte tenu des faibles dimensions du bassin, les épaisseurs de sédiments sont très importantes ; il est à noter que les sondages n'ont pas atteint le substratum et qu'ils n'ont rencontré aucun niveau carbonaté. Ce bassin est situé dans l'alignement des anomalies gravimétriques légères liées au Tertiaire (J.L. Jaeger, 1967).

**e6-g1. Bartonien supérieur — Stampien inférieur. Argiles à attapulгите du bassin de Saffré.** La feuille Nozay recouvre l'extrême limite nord du bassin tertiaire de Saffré, constitué de sédiments marins à lacustres, les niveaux les plus récents étant situés au centre du bassin. L'épaisseur totale des sédiments a été reconnue sur plus de 300 mètres. Le bassin est limité par des failles d'âge post-Stampien supérieur. La série stratigraphique peut se résumer ainsi, de la base au sommet :

- *Lutétien supérieur* (e5c) : série détritique de base (sable de Bois-Gouët), graviers et argiles à végétaux,
- *Bartonien supérieur — Stampien inférieur* (e6-g1) : argiles
- *Stampien supérieur*, (g2a) : calcaires marins à Archiacines, (g2b) : marno-calcaires lacustres.

La limite nord du bassin passe entre le village de Puceul et le moulin Roty. Dans ce secteur, des sondages ont reconnu des argiles vertes devenant sableuses vers 7 mètres de profondeur, correspondant aux termes inférieurs de la série : Bartonien — Stampien (J.P. Margerel, 1983) ; elles sont recouvertes par 1 à 2 mètres de sables et graviers p-IVF.

La présence du Lutétien dans cette partie du bassin n'est pas reconnue, les argiles vertes reposant directement ou par l'intermédiaire de sables sur le substratum schisteux.

Du point de vue minéralogique, les argiles vertes montrent une dominante à illite + smectite et quartz ; on note toutefois l'apparition d'attapulгите (teneur 70-80 %) vers 8 mètres de profondeur.

Le dépôt des argiles s'est effectué en milieu laguno-lacustre (smectite + illite) après le retrait de la mer lutétienne. La sédimentation détritique à kaolinite + illite et quartz est issue du démantèlement des latérites continentales (J. Estéoule-Choux, 1968). La présence de l'attapulгите pourrait correspondre à la transformation des smectites sous l'action de solutions riches en magnésium (M. Trauth, 1977).

**A. Altérites ferruginisées para-autochtones du substrat supposées paléocènes : faciès "minières".** C'est un agglomérat à ciment hématitique brun (ferricrète) souvent à haute teneur en fer (entre 42 et 56 %) dont les éléments sont anguleux ou roulés, hétérométriques, polygéniques (quartz filonien, grès, grains de sable émoussés-luisants, fragments de silcrètes et de ferricrètes de cuirasses antérieures).

Ce minerai a été activement exploité dans la région de Nozay et d'Abbaretz jusqu'au début du XXème siècle. Toutes les exploitations sont actuellement

remblayées ou envahies par la végétation (minières de Launais, du Tertre, du Maire-en-Nozay, du Houx-en-Abbaretz) et il faut avoir recours aux observations de L. Davy (1911) pour identifier ces faciès comme étant issus de profils latéritiques cuirassés. En effet, toutes les coupes décrites par cet auteur mentionnent l'existence d'un niveau kaolinique à la base du profil, reposant sur un substratum diversifié.

Il convient de distinguer le faciès cuirassé du faciès "roussard" qui résulte d'une concentration par lessivage des oxydes de fer à la base des sables pliocènes, constituant ainsi un véritable alios. Les faciès latéritiques témoignent par contre d'une pédogenèse issue de conditions paléoclimatiques différentes (climat tropical, alternances de saisons sèches et humides) ayant entraîné une intense altération des roches du substratum puis une concentration du fer en surface par remontée capillaire des eaux. Ces phénomènes se sont étalés pendant une longue période allant du Crétacé à l'Eocène (S. Durand, 1960 et J. Estéoule-Choux, 1970).

Ces cuirasses sont en fait des vestiges de sols ferrallitiques dont les horizons superficiels ont été déblayés par l'érosion, ne laissant subsister que les horizons de départ kaoliniques et les horizons d'accumulation.

Dans la région de Châteaubriant, les travaux de C. Klein (1962), puis P. Laville (1983) ont mis en évidence plusieurs processus latéritiques que les mauvaises conditions d'observation sur la feuille Nozay ne permettent pas de retrouver.

Toutefois, la présence locale de cuirasses ferrugineuses à éléments de ferri-crètes antérieurs remaniés permet d'associer certains faciès à un terme tardif de ces processus continentaux, sans doute éocène.

Les lambeaux de cuirasses latéritiques en place sont rares ; le plus souvent, on trouve, sous forme d'épandages, des blocs plus ou moins arrondis de ferri-crètes associés à des sols rouges (R  $\mathcal{A}$ ) issus d'un démantèlement et d'un léger transport de type colluvial.

**e. Epandages et colluvions en dalles indurées, réputés éocènes.** Des grès siliceux parfois bréchiques, d'aspect lustré, de couleur jaunâtre à violacée se présentent en blocs volumineux entassés à la lisière des champs par les travaux agricoles ou de remembrement. En de rares points, ils sont observables en place : à la sablière de Cran en la Grigonnais sous les sables et graviers pliocènes, à la Cour de Trémé en Guéméné-Penfao, dans l'angle nord-ouest de la carte où ils reposent sur un substrat grésoschisteux paléozoïque.

Ces roches présentent souvent des structures colonnaires à cannelées d'origine pédogénétique. La mise en place de ces faciès est actuellement interprétée comme une accumulation de silice à la base d'un profil latéritique au contact de la roche-mère en voie d'altération (silcrètes). Ils sont considérés comme éocènes, par analogie avec les "grès ladères" du Chartrain. Certains blocs montrent des éléments siliceux et ferrugineux repris dans une matrice siliceuse ou ferrugineuse témoignant d'une histoire complexe de ces matériaux d'origine pédologique.

Des fragments épars sub-arrondis de silcrètes (Re) sont assez abondants dans la région nord de la feuille Nozay : ils témoignent d'un démantèlement et d'un transport relativement court de type colluvial.

pS. **Pliocène ? Faciès sableux.** Ce sont des sables marins homogènes et homogénéométriques fins à moyens, contenant une proportion notable de grains émoussés-luisants, souvent mal ou pas stratifiés : leur teinte est normalement jaune, mais ils sont fréquemment rubéfiés à leur partie supérieure.

Lorsque l'ensemble du profil est rubéfié, la base est concrétionnée par des oxydes de fer et forme un alios très résistant (roussard). C'est au contact des sables rouges meubles et de l'aliolite que L. Davy (1890) a rencontré, à l'Est de l'Épine-des-Haies, au Nord de la forêt du Gâvre, un niveau fossilifère de 0,20 m d'épaisseur et d'extension très réduite. Les fossiles tapissaient les parois de géodes d'hématite remplies de sable, d'argile et de cailloux roulés. La base de cette formation est constituée par un niveau irrégulier de graviers d'origine locale et d'hématite, de formes plus ou moins anguleuses, cimentés par de l'argile. L'ensemble reposait sur une argile issue de l'altération du substrat paléozoïque.

La faune publiée par L. Davy plaçait ce gisement dans le Miocène supérieur (Tortonien) qui figure d'ailleurs sur la carte géologique à 1/80 000 (feuille Saint-Nazaire, 1<sup>ère</sup> et 2<sup>ème</sup> éditions). La présence de cette faune miocène dans des sables communément attribués au Pliocène marin pose un problème. Pourtant le Redonien d'Anjou contient une faune présentant des affinités avec le Miocène terminal (feuille Chalonnais à 1/50 000) ; la microfaune est typique du Redonien, les rares espèces helvétiques étant liées au faciès, ou en voie d'extinction. La liste des espèces du Gâvre publiée par L. Davy mériterait une révision.

La puissance des dépôts pliocènes est variable et liée à l'irrégularité naturelle de la série aussi bien qu'à l'érosion : de moins de 1 mètre à 15 mètres à la butte de Cran. Ils reposent indifféremment sur une paléomorphologie pré-Pliocène bien différenciée avec des rias profondes comme celle du ruisseau de la Roche à Marsac où des sondages ont traversé 14 mètres de sables jaunes et d'argiles coquilliers (A. Allon *et al.*, 1969) et des zones en dépression plus larges où la tranche d'eau et les sédiments correspondants ont toujours été minces. Localement, l'érosion ne laisse subsister que des placages résiduels de sables (RpS).

Un sondage à la carrière a été effectué en 1985 par le BRGM, au lieu-dit Treffegan-en-Marsac (x = 294,725 ; y = 2 295,000 ; z = +39 m) à quelques mètres en aval des sondages réalisés en 1968 pour la recherche minière. Le substrat schisteux a été atteint à 23,5 mètres de profondeur. Sous 1,50 m d'argile noire à verdâtre à galets et débris ligneux que la microflore (\*) situe soit à une phase tempérée du Pléistocène inférieur soit à l'Holocène (absence totale de Conifères et remaniement de formes à affinité tertiaire), le sondage a traversé 1,50 mètre d'argile gris-beige fossilifère caractérisée par l'abondance de *Pinus* et d'herbacées suggérant une période assez fraîche pouvant se situer à la limite Reuvérien — Prétiglien. Sous cette argile, on trouve encore 2 mètres d'argile jaune sableuse fossilifère à fins niveaux d'argile verdâtre et débris de calcaire gréseux (V. Borne *et alii*, 1986). Ces faciès argileux reposent sur 18,5 mètres de sable roux à rouge à niveaux oxydés, se chargeant dans les sept derniers mètres de petits graviers anguleux de schiste noir.

(\*) Etude palynologique de G. Farjanel du BRGM

Ce sondage montre une fois encore la position subordonnée des sables rouges sous les argiles de la limite Reuvérien – Prétiglien comme cela a été démontré à Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan).

pG. **Pliocène ? Faciès sablo-graveleux.** Il correspond le plus souvent à la partie inférieure des "sables rouges" ; cependant, il pourrait également s'agir d'un faciès latéral de ces sables. On observe en effet localement un enrichissement des sables rouges en éléments grossiers de quartz, de grès ou de quartzites altérés et roulés. Dans ce cas, des lentilles sableuses s'intercalent dans ces cailloutis. Des cimentations par les oxydes et hydroxydes de fer consolident plus ou moins l'ensemble de la formation en se concentrant à la base pour former le "roussard". Une petite carrière située à l'Ouest du Sauzay-en-Puceul permet d'observer ce faciès dont l'épaisseur (vraisemblablement résiduelle) est de 2 mètres.

p-IVF. **Plio-Pléistocène ? Formations fluviales de piedmont.** Ces formations n'affleurent que dans la partie sud-ouest de la feuille, sous la forêt du Gâvre. Un petit lambeau subsiste dans la dépression de Bréchain en Conquereuil. Leur répartition montre qu'elles sont indépendantes du réseau hydrographique actuel ; on les trouve soit sur les sables pliocènes qu'elles ravinent, soit directement sur le substrat paléozoïque dont elles remanient des éléments très altérés.

La forêt du Gâvre ne livre pas de bonnes coupes et le matériel alluvial n'est visible qu'en surface. Toutefois, la grande gravière de la Herrouinai-en-Vay montre localement des cailloutis hétérométriques quartzeux emballés dans une matrice de sables rouges ; des nodules et des poches à remplissage d'argile blanche séricitique mélangée à des graviers quartzeux ravinent les sables jaunes homogènes sous-jacents. Leur épaisseur est variable, 2 mètres et plus ou réduite à l'état de lambeaux dans le secteur du Gâvre.

Ces alluvions portent l'empreinte des actions périglaciaires (fentes, cryoturbations) ; ce caractère, ajouté à leur mode de répartition, indique une mise en place au Quaternaire ancien ou à une phase régressive du Pliocène qu'elles remanient souvent.

● **Relations entre les faciès, interprétation.** Les faciès p-IVF reposent sur les faciès sableux qu'ils ravinent, mais se trouvent également en continuité ou en contrebas des pentes des buttes sableuses. De ce fait, il n'est pas toujours possible de les distinguer du faciès graveleux pliocène.

Des niveaux argileux fossilifères reuvériens – prétigliens rencontrés localement ravinent les sables marins rouges attribués au Pliocène mais pouvant représenter *pro parte* le Miocène décalcifié.

Les faciès sableux sont les plus répandus et sont presque toujours en continuité de sédimentation avec les faciès graveleux pG. Leur altitude maximum ne dépasse pas la cote + 70 mètres. Les dépôts sableux occupent aussi bien des rias étroites que des dépressions plus larges ou des points hauts ; les faciès graveleux sont situés à la base de la série et peuvent localement correspondre à des dépôts littoraux.

Cette disposition suppose une paléogéographie pré-Pliocène déjà différenciée ; les argiles du Reuvérien semblent correspondre à un cycle sédimentaire postérieur à celui des "sables rouges".

**Fx. Pléistocène moyen ou supérieur. Alluvions graveleuses de la moyenne terrasse.** Le Don et la Chère ont déposé une première nappe alluviale graveleuse dont l'altimétrie se situe de +20 à +30-35 m en amont. Les éléments sont généralement grossiers, pluri-centimétriques, gréseux et quartzeux, sub-arrondis, pouvant parfois être confondus avec des affleurements en "pierres volantes". L'épaisseur de ces alluvions varie de 1 à 4 mètres.

Au confluent du Don et du ruisseau du Cône, des colluvions argilo-graveleuses empâtent les vallées et les dépressions d'une zone par ailleurs au relief peu différencié. Ces colluvions (CFy-x) proviennent soit des alluvions Fx, soit des alluvions Fy ; leur épaisseur est de l'ordre du mètre.

**Fy. Pléistocène supérieur. Alluvions graveleuses de la basse terrasse.** Le Don et son affluent le Paradel développent un système de terrasses dont l'altimétrie se situe de +15 à +20 m à l'amont et de +5 à +10 m à l'aval. Les informations concernant l'épaisseur de ces alluvions sont rares : les alluvions du Paradel ont une épaisseur variant de 0,60 à 2,15 mètres. Sous un recouvrement de limon argileux pouvant atteindre 0,50 mètre, on trouve des graviers centimétriques à éléments quartzeux dominants et de rares éléments schisteux, emballés dans une matrice argileuse. Les grains de quartz sont émoussés et piquetés par le vent. Ces alluvions contiennent localement des concentrations de cassitérite à proximité des occurrences minéralisées.

**Fz. Holocène. Alluvions sablo-limoneuses parfois graveleuses.** On ne les observe pratiquement que dans la vallée du Don, seul cours d'eau vraiment notable traversant la carte d'Est en Ouest. Les rares observations permettent de constater la relative épaisseur de ces alluvions : 1,50 à 3 mètres dans la région de Marsac, où elles sont ravinées par un limon colluvial brun graveleux. Les éléments grossiers sont d'origine locale, sub-arrondis à émoussés, le sable limoneux est parfois encroûté par des oxydes. La stratification est fruste, les décharges grossières alternant brutalement avec les passages plus fins. La coupe du ruisseau de la Roche (op. cit.) associée à l'étude palynologique montre que l'Holocène débute par des sédiments grossiers autochtones arrachés aux versants lors de la phase de dégel post-würm.

**CA. Colluvions d'altérites du Paléozoïque.** Ces dépôts n'ont été représentés que dans la mesure où ils masquent totalement le substratum. Ils se rencontrent aussi bien sur les plateaux que sur les flancs des reliefs ou dans les dépressions. Ils sont indépendants du réseau hydrographique actuel, mais peuvent être remobilisés par celui-ci.

Ils dérivent du substratum local par altération mécanique (fragmentation) ou chimique (hydrolyse) : le matériau a ruisselé ou soliflué puis s'est redéposé après un transport très court lorsque le drainage est insuffisant. Lorsqu'elles trouvent un exutoire, ces colluvions évoluent en colluvions de fonds de vallons dont elles sont probablement synchrones ou légèrement antérieures. Ce sont généralement des dépôts fins, limoneux, qui localement emballent des blocs provenant des cuirasses démantelées, notamment de part et d'autre de la barre de grès d'Abbaretz.

A signaler un dépôt superficiel particulier, non représentable sur la carte parce que très dispersé : ce sont des blocs de quartz ou de grès émoussés, à patine rosâtre à jaunâtre d'origine éolienne ; leur taille dépasse rarement celle du poing. Ils semblent particulièrement abondants à proximité des affleurements de quartzites et de grès, ainsi que des principaux filons de quartz. Ils matérialisent une surface d'érosion dont l'âge n'est pas établi.

**CF. Colluvions de fonds de vallons.** Ces dépôts nappent les bas de versants et les fonds de vallons incisés indistinctement dans toutes les formations, y compris les alluvions pléistocènes. On remarque leur plus grand développement dans les dépressions schisteuses.

Ces colluvions sont des mélanges argilo-sablo-caillouteux dont les matériaux ont une origine locale variée suivant la nature du substrat. Leur mise en place s'est faite par ruissellement sur les versants, avec ou sans l'aide des phénomènes de solifluxion, par la mobilisation des altérites du Paléozoïque.

**X. Dépôts anthropiques.** Le cône de déblais de la mine d'étain du Bois-Vert en Abbaretz constitue le dépôt artificiel le plus spectaculaire de la région. Depuis la fermeture de la mine en 1958, c'est le seul vestige de l'exploitation avec l'immense carrière à présent noyée. Les déblais sont constitués de quartz à muscovite renfermant une proportion encore notable de cassitérite, de blocs de tourmalinite et des schistes blanc-gris altérés.

On note encore d'autres déblais de mine moins importants au puits du Bé, correspondants aux travaux souterrains entrepris entre 1911 et 1921. Entre le puits du Bé et le Petit Perray, une succession plus ou moins rectiligne d'ondulations couvertes de végétation matérialise les travaux miniers antiques. C'est leur étude par L. Davy en 1897 qui a suscité la reprise de l'exploitation de l'étain, au début du siècle.

Une reprise de la partie décantée des déblais du Bois-Vert a débuté en 1985 : après criblage-débouage, les sables sont utilisés comme sous-couche de chaussée, en particulier pour les aménagements de l'itinéraire Rennes - Nantes.

La tranchée du gazoduc Nozay - Donges a traversé, sur une largeur de 500 m, des dépôts stratifiés anthropiques entre le Maire et Beaulieu, dont l'aspect et la situation à proximité des travaux antiques du Bé suggèrent des résidus de décantation liés à l'exploitation de l'étain. Une ancienne digue subsiste entre la Ville-Foucré et la Tréonnais dans le prolongement de ces dépôts.

**X-Fe. Scories.** Ces restes de bas-fourneaux sont encore très abondants dans la région. Depuis la liste publiée par L. Davy en 1913, beaucoup d'entre eux ont été dispersés par les labours ou l'exploitation par les forges au XIXe siècle. Ceux qui ont été retrouvés lors des levés de la carte sont situés sur ou à proximité de cuirasses ferrugineuses en place ou remaniées. Cette observation est systématique, au point qu'elle a pu servir de guide de prospection pour la recherche des cuirasses latéritiques.

Toutefois, les ferrières de l'Epine-des-Haies en forêt du Gâvre sont en relation avec les grès ferrugineux (roussards) situés à la base des sables rouges ; des vestiges gallo-romains y ont été découverts (L. Davy, 1890). Ces vestiges sont rarement datés avec certitude : gallo-romains à la Vannerie-en-Abbaretz, médiévaux au Bois-d'Inde-en-Treffieux, au Maire-en-Nozay. Pour L. Davy,

certains amas de scories situés entre Nozay et Abbaretz seraient les témoins de l'exploitation simultanée du fer et de l'étain aux époques préhistoriques et gauloises. Des objets archéologiques trouvés dans les travaux souterrains de ce secteur montrent que cette exploitation s'est poursuivie jusqu'au Moyen-Age.

### ROCHES PLUTONIQUES

$\gamma^{1-2}$ . **Leucogranites du Houx et de la Ville-Foucré.** Le granite de Nozay est décalé en deux tronçons par le décrochement dextre de Saffré. Le tronçon ouest offre de mauvais affleurements au hameau de Gatines et au Nord du Houx ; il est le plus souvent arénisé et kaolinisé (Mérel, le Houx). Le tronçon est, dit de la Ville-Foucré ou de Beaulieu, est kaolinisé sur une profondeur de 40 à 60 mètres (L. Chauris, 1980) ; d'une largeur maximale de 550 mètres au Petit Perret, il se rétrécit progressivement vers l'Est en s'ennoyant sous les schistes. Seuls, les affleurements du Houx et de Gatines se prêtent à une étude pétrographique : ils montrent un granite à structure grenue porphyroïde, à phénocristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad craquelés, englobés dans l'albite. Le quartz est granulé et recristallisé dans une mésostase de débris. Les plagioclases (oligoclase) sont tordus et brisés, les micas (muscovite > biotite) sont déchiquetés. Les minéraux accessoires sont l'apatite en gros cristaux abondants et la tourmaline en cristaux automorphes fracturés. La roche est cataclasée et présente un début de foliation mylonitique. L'examen de ce granite permet donc de déceler les faits suivants : albitisation, tourmalinisation et persistance des mouvements tectoniques. Il est leucocrate à caractère alcalin dominant (cf. analyses chimiques en annexe).

Les caractères minéralogiques et chimiques du granite de Nozay sont tout à fait similaires à ceux de la bordure méridionale et des apophyses du granite de Questembert — Allaire (B. Charoy, 1970). Cependant, J. Cogné (1960) notait l'aspect circonscrit du massif d'Allaire, ce que les travaux de B. Charoy (*op. cit.*) et les levés récents (feuilles Questembert et Redon à 1/50 000) ont confirmé. On est donc conduit à considérer le granite de Nozay comme un massif indépendant de celui de Questembert — Allaire, bien que synchrone (les muscovites des filons d'Abbaretz ont donné  $325 \pm 10$  M.A.)(\*)).

Des prospections électriques (A. Allon, 1970) montrent la présence de plusieurs lames de granite orientées E-W, sous les grès d'Abbaretz, dans le prolongement de l'affleurement de la Ville-Foucré.

Un champ filonien quartzeux de haute température à cassitérite et un halo d'altérations pneumatolytiques et hydrothermales (tourmalinisation, kaolinisation) développés dans les schistes encaissants jalonnent, en surface, l'axe du granite en profondeur. A l'Ouest de Nozay, l'auréole de métamorphisme thermique et le champ filonien du tronçon du Houx ont une direction W.NW — E.SE, décalée d'au moins  $20^\circ$  par rapport au prolongement directionnel profond du massif d'Allaire, présumé par les données géophysiques régionales (C. Weber, 1967). Le granite de Nozay est donc nettement intrusif, mais sa mise en place présente des caractères complexes anté- à post-tectoniques.

(\*) L. Chauris, 1980

La tranchée du gazoduc Nozay — Montoir a recoupé, entre Beaulieu et la Garaudais, de nombreux filonnets d'hydrothermalites (roches silificifiées, micacées, à tourmaline abondante, à structure confuse mylonitique). On trouve de telles roches également à proximité du granite du Houx. Ceci veut dire que d'autres "lames" granitiques intrusives existent sous les sédiments paléozoïques à des profondeurs diverses.

### ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Elles occupent une superficie réduite autour du leucogranite du Houx et sont relayées vers le Nord-Ouest par un champ filonien quartzeux à tourmaline et muscovite. La zone métamorphisée ne dépasse pas 800 mètres de largeur mais s'étire sur 7 km. L'auréole thermique du tronçon de la Ville-Foucré n'apparaît pas en surface, le leucogranite est jalonné par un champ filonien quartzeux minéralisé.

02X. **Arénigien. Formation du Grès armoricain. Quartzites à tourmaline.** Au Sud de Marsac-sur-Don, à l'Ouest de la Mérais, le Grès armoricain est transformé en quartzites à gros cristaux de quartz fusiformes, la matrice étant composée de quartz granulé très fin ; la roche contient des phyllites (muscovite et chlorite) et de la tourmaline.

03-4K. **Llanvirnien — Llandeilienn. Schistes de Nozay. Cornéennes à andalousite.** Autour de Beausoleil, l'abondance des cristaux d'andalousite (variété chialstolite) étirés, tronçonnés, parfois sigmoïdes, en grands porphyroblastes contenus dans un micaschiste constitué de lits quartzo-micacés à muscovite et biotite avait déjà attiré l'attention de L. Davy en 1890. Les andalousites sont ici nettement anté-schisteuses et anté-tectoniques : elles sont contournées par la schistosité et présentent des ombres de pression quartzéuses.

05-s1GX. **Caradocien à Llandovérien. Grès d'Abbaretz. Quartzites à tourmaline.** Ce sont des quartzites de couleur verdâtre, dont la texture est marquée par de très forts étirements des quartz recristallisés. Le litage tectonique est souligné par de très fines paillettes de muscovite. Suivant l'abondance des tourmalines, la roche évolue en un agrégat à quartz rare, avec muscovite, dans lequel les granules de tourmaline sont prépondérants. On y observe également des zircons dispersés.

05-s1SK. **Caradocien à Llandovérien. Schistes d'Abbaretz. Cornéennes à andalousite.** Peu distinctes des Schistes de Nozay cornéifiés, ces roches ont une couleur violacée à l'affleurement. Dans une fine trame phylliteuse, les porphyroblastes d'andalousite épigénisée en muscovite + chlorite matérialisent une linéation minérale syntectonique parallèle aux structures. On peut les observer dans une tranchée de drainage à l'Ouest de Mérel.

s2K. **Wenlockien. Ampélites. Siltites micacées graphiteuses, quartzites à chlorite.** A Mérel, on peut également observer en position horizontale, une formation constituée par de fines alternances silto-gréseuses grisâtres à faciès ampélitique. Les lamines silteuses sont micacées ; le litage est souligné par un pigment noir (graphite ?) ; les lamines quartzitiques sont recristallisées, à grain fin homogène. Des lits plus fins sont chargés en pigments opaques ferrugineux associés à des chlorites. Cette formation est en contact subvertical avec une apophyse leucogranitique entièrement kaolinisée.

## ROCHES VOLCANIQUES

$\eta^1$ . **Microdiorite quartzique du Bran.** C'est une roche à grain fin, à structure grenue engrenée, essentiellement constituée de quartz et feldspath non identifiable, à trame isotrope de paillettes de phyllites (muscovite surtout). On note la présence de phénocristaux de biotite chloritisée. La roche est mylonitisée et silicifiée.

On la rencontre en débris sur la butte du Bran-en-Nozay où elle est mélangée à des débris de quartzites phylliteux (grès d'Abbaretz) et à des blocs de ferricrète, vestiges d'une cuirasse latéritique démantelée. Il est impossible de déterminer le mode de gisement de cette roche. Certains débris de microdiorite ont une forme sigmoïde traduisant ainsi une composante rotationnelle de cisaillement, postérieure à la mise en place de cette roche. Celle-ci serait donc anté- à péné-contemporaine de la déformation majeure hercynienne (B. Pivette, 1978).

## ROCHES FILONIENNES

**Q. Quartz filonien.** Le quartz filonien blanc laiteux, à éclat gras, est abondant dans toute la région. Les filons qui peuvent être cartographiés soulignent des failles (prolongement de la faille de Saffré, au Sud-Est de Marsac-sur-Don : quartz à blende et pyrite (C. Baret, 1898)). Par contre, le champ filonien stannifère associé au granite de Nozay s'est mis en place parallèlement à la direction linéamentaire majeure. Il forme un système de filons subparallèles, de pendage moyen de l'ordre de 45° Sud, fréquemment anastomosés (stockwerk), étranglés et boudinés.

Les filons de quartz à tourmaline sont localisés en bordure du champ filonien. Les structures stannifères sont composées de quartz blanc mat, laminé, avec feutrage de muscovite, sans tourmaline, dans lesquelles la cassitérite se présente en amas pluricentimétriques isolés dans le quartz, ou au coeur des concentrations de muscovite.

Des anciennes aurières jalonnent à l'Est de Vay (les Fosses Rouges), un filon de quartz blanc laiteux parallèle aux structures linéamentaires (renseignement B. Mullot du BRGM) et encaissé dans la Formation de Saint-Perreux.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### GÉOLOGIE STRUCTURALE

La structure régionale est dominée par la présence au centre de la carte de l'axe orthogneissique de Lanvaux, recouvert par son enveloppe sédimentaire et qui sépare la région en deux domaines :

● Au Nord, c'est le domaine centre-armoricain, dans lequel la couverture paléozoïque a été soumise à des déformations hercyniennes, essentiellement des plis à grands rayons de courbure, interrompus par un faisceau de failles directionnelles cisailantes (linéament Malestroit - Angers) qui tronquent le flanc sud du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes.

● Au Sud, c'est le domaine ligérien, qui se caractérise par une évolution polyphasée complexe mais continue, due à une tectonique tangentielle, à la migration diapirique de corps granitiques et à plusieurs épisodes métamorphiques.

Des travaux très récents (P. Ledru *et alii*, 1986) tendent à montrer que l'unité de Saint-Georges-sur-Loire serait une nappe charriée au Dévonien moyen, sur le domaine centre-armoricain ; les deux ensembles (autochtone et allochtone) étant ensuite déformés au Dinantien par la phase bretonne.

Des hypothèses récentes (J.P. Cogné, P. Gourlay, 1981) suggèrent l'existence d'un cisaillement ductile senestre, antérieur au cisaillement dextre sud-armoricain. Les marques d'un cisaillement senestre sont observables à Nozay, dans des schistes attribués à l'Ordovicien moyen, de part et d'autre de l'axe de Lanvaux. La chronologie relative des deux cisaillements est toutefois impossible à déterminer.

Enfin, plusieurs phases cassantes s'échelonnant depuis l'époque finihercynienne jusqu'aux limites du Cénozoïque affectent la région.

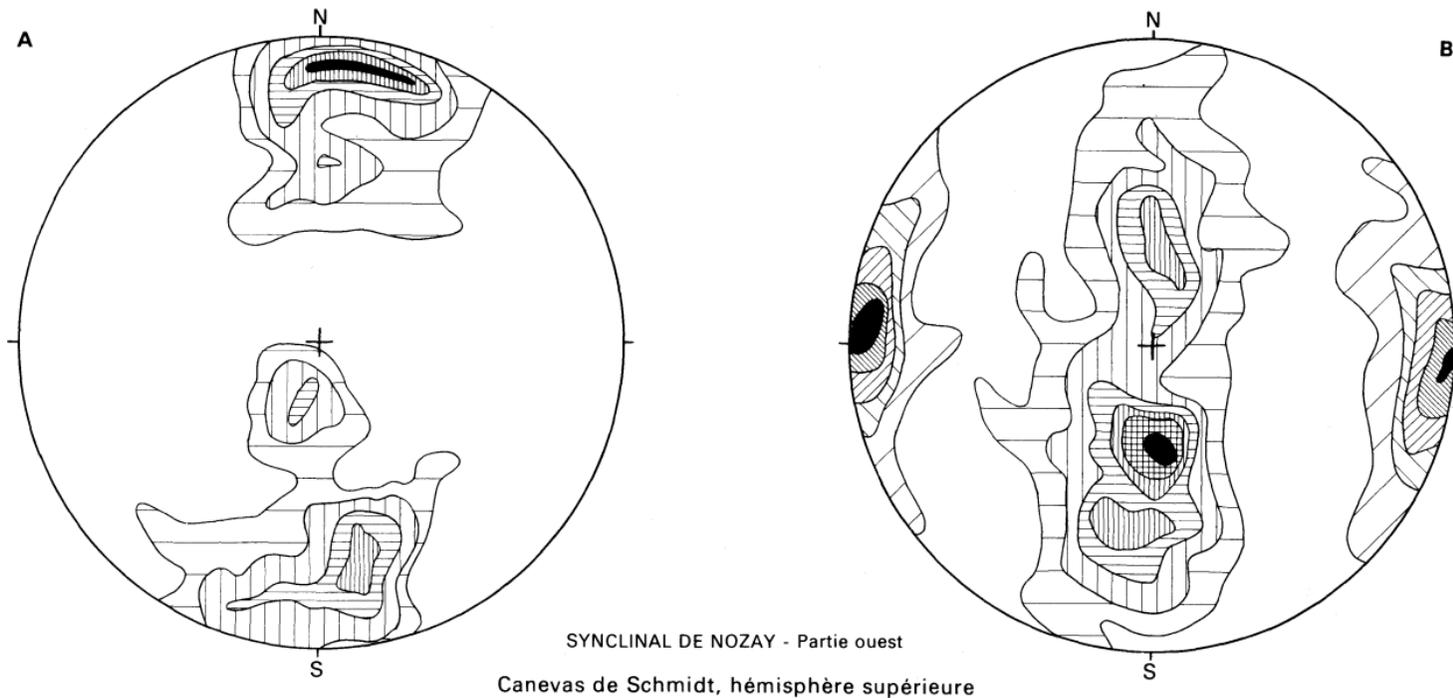
### Domaine centre-armoricain

Il se prolonge dans la structure synclinoriale de Saint-Julien-de-Vouvantes dont la série paléozoïque, identique à celle des synclinaux du Sud de Rennes, monte jusqu'au Dévonien. Le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes fait suite à l'unité subtabulaire de Châteaubriant : assez brutalement, des cisaillements directionnels se manifestent au Nord de Mouais (feuille Bain-de-Bretagne), perturbant la série sur une largeur moyenne de 4 km, de sorte que le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes apparaît comme un vaste couloir de cisaillement.

Cette unité est interrompue au Sud par l'accident Malestroit — Angers qui est le flanc inverse faillé de l'anticlinorium de Lanvaux, compliqué par des cisaillements locaux sub-directionnels prolongeant la branche nord de la Zone broyée sud-armoricaine (Z.B.S.A.).

A l'intérieur de cette zone, des structures synclinales ou anticlinales très redressées, de direction moyenne N 75°E, sont conservées (synclinal droit de Quibut, anticlinal déversé vers le Sud de Pierric, synclinal droit de Saint-Vincent-des-Landes). La direction de ces structures est oblique par rapport à la direction générale de l'accident Malestroit — Angers qui est N 90°E, sauf le synclinal de Saint-Vincent-des-Landes dont la direction s'accorde avec celle de l'unité de Lanvaux.

La schistosité (S1) est disposée en éventail par rapport aux plis ; par contre sur le flanc nord de Lanvaux, la schistosité de flux (S1), bien exprimée dans les schistes ardoisiers est moins pentée que la stratification ; elle est constamment à pendage sud ; la direction des plans de S1 s'organise selon des trajectoires courbes avec une forme en "S" soulignant ainsi le sens d'un cisaillement tardif dextre (M. Lopez-Munoz, 1983).



A - Pôles des plans de schistosité S1 (145 mesures); contours à 0,7 - 2 - 4 - 6 - 8 %

B - Pôles des plans de stratification SO (248 mesures); contours à 0,4 - 2 - 4 - 6 - 8 - 10 %

Pôles des linéations d'intersection des axes de plis et de microplis (115 mesures); contours à 0,9 - 4 - 8 - 12 - 16 %

**Fig. 1 - Stéréogrammes statistiques de répartition de mesures structurales**

La schistosité (S2) de crénulation ne déborde le flanc nord de l'Unité de Lanvaux qu'à l'Ouest de Derval. Elle se superpose à la schistosité S1 avec laquelle elle est parallèle en direction. Très localement, le plan de schistosité S1 est affecté par des *kink-bands* limités par des plans sub-méridiens très pentés. Ces déformations sont associées à la tectonique cassante tardive.

L'existence d'un épimétamorphisme faible est connue à l'intérieur de la zone de cisaillement : au Nord de cette zone, le chloritoïde synschisteux disparaît (C. Le Corre, 1978).

### Domaine ligérien

L'axe orthogneissique de Lanvaux n'affleure pas sur la carte, mais sa continuité est attestée par la gravimétrie (C. Weber, 1967). L'âge radiométrique de sa mise en place correspond au Cambrien inférieur, mais ses faciès orientaux présentent des âges s'échelonnant de l'Ordovicien moyen au Silurien inférieur (P. Vidal, 1980), de sorte que le rôle structural et paléogéographique de cet axe apparaît comme déterminant pour toute la région.

Pendant toute la durée du cycle hercynien, l'axe de Lanvaux va se comporter comme un môle plus ou moins inerte qui déterminera néanmoins la direction générale N 100°E de tous les phénomènes syntectoniques. Ceci explique que l'enveloppe sédimentaire du granite de Lanvaux (Groupe de Bains-sur-Oust) présente des déformations identiques à celles des autres unités structurales :

- développement d'une schistosité régionale (S1) dont l'intensité varie localement en fonction de la lithologie, et qui correspond en moyenne à une schistosité de plan axial des plis (P1), avec toutefois et localement une disposition en éventail,
- plis synschisteux (P1) déversés vers le Nord, orientés N70 à N100°E, évoluant en plis renversés sur le flanc nord de l'anticlinorium de Lanvaux ou en plis failles sur le flanc sud (synclinal de Nozay),
- existence d'une linéation d'étirement (Le) remarquable dans les niveaux de quartzites et de schistes des formations du Groupe de Bains-sur-Oust ainsi que dans les niveaux ordoviciens du synclinal de Nozay (carrière du Tahun-en-Guéméné-Penfao) ; cette linéation est subhorizontale, de direction N 100°E parallèle aux axes des plis moyens et à l'orientation générale des structures. Il n'a pas été observé de foliation horizontale dans l'enveloppe sédimentaire liée à l'axe de Lanvaux.

Le domaine ligérien est marqué en outre par la présence du granite de Nozay dont l'histoire est essentiellement hercynienne. La texture cataclastique de ce granite, visible au hameau de Gatines, présente encore la direction N 100°E régionale, ce qui confirme le caractère syntectonique de sa mise en place. Celle-ci s'accompagne d'un métamorphisme thermique syn- à post-schisteux et se poursuit par le développement d'un système filonien dans la couverture à la faveur de la fissuration au toit du granite. La tourmalinisation se propage à partir de ces fissures, accompagnée par la venue de quartz stannifère à muscovite (Abbaretz).

L'âge de la mise en place du granite de Nozay, déterminé à partir des muscovites du quartz filonien, se situe à  $325 \pm 10$  M.A. (L. Chauris, 1980), correspondant à la fin du Dinantien.

L'allure lenticulaire et boudinée des filons de quartz témoigne d'une déformation postérieure qui affecte également toutes les formations paléozoïques encaissantes de la région. Cette déformation correspondant à un mouvement cisailant dextre serait l'expression superficielle de la branche nord de la Zone broyée sud-armoricaine (C. Le Corre, 1978), qui scelle, dans la région, la fin de la phase majeure caractérisée par la foliation *Se* et des plis synschisteux.

Cette foliation *Se* est reprise par une crénulation *S2* qui n'est visible que localement dans les faciès peu métamorphisés ; elle est cependant bien exprimée au niveau de l'auréole de métamorphisme de contact du leucogranite de Nozay. A la Mérais-en-Marsac, les micaschistes sont repris par une schistosité *S2* de direction subparallèle dans laquelle des chloritoïdes ont tendance à cristalliser. On peut noter également l'existence d'une linéation minérale et d'étirement marquée par des cristaux de chialstolites épigénisés en muscovite + chlorite et disposés le plus souvent parallèlement à l'intersection des deux plans de schistosité *Se* et *S2*.

Des plis métriques à décimétriques déversés vers le Nord ainsi que de petits chevauchements du Sud vers le Nord sont associés à la crénulation *S2*. On peut observer localement des chevauchements de phanites sur des grès culminants au moulin de Clégreux-en-Vay ; dans les quartzites séricitiques feuilletés du Groupe de Saint-Georges-sur-Loire, se développent de véritables "couloirs de crénulation" parallèles aux structures.

### Fracturation tardi- et post-hercynienne

Plusieurs phases cassantes tardives découpent les structures antérieures ; parmi les grandes familles de failles, on peut distinguer :

- des failles subverticales méridiennes (N 0° à N 20°E) à rejet vertical,
- des faisceaux de failles N 130° à 180°E jouant surtout en décrochement dextre ou délimitant des petits graben (bassins de Bréchain et de Saffré) à remplissage tertiaire. Ces accidents sont nettement mis en évidence par la gravimétrie,
- des failles sub-directionnelles N 80° à 100°E à mouvements variables ; certaines sont sub-verticales et ont cartographiquement un jeu apparent senestre, mouvement comparable à celui des *kink-bands* que l'on peut observer dans les Schistes de Nozay,
- des failles de direction N 50° à 75°E à rejet vertical ou décrochant senestre.

Certaines familles de fractures s'inscrivent dans le cadre de l'orogénèse hercynienne, d'autres sont plus tardives ou même récentes, en particulier les décrochements dextres N 130°E (failles de Saffré) ont un âge post-Stampien supérieur.

### MÉTAMORPHISME

Dans l'ensemble, les terrains couverts par la feuille Nozay présentent des caractères qui les situent dans le domaine de l'épizone ; on observe un net gradient du Nord vers le Sud des indices de cristallinité des micas dioctaédriques, les moins élevés se situant dans la région de Nozay, à proximité du granite (C. Le Corre, 1978).

Le minéral index le plus représentatif, présent dans toute la région, est le chloritoïde synschisteux ; sa répartition coïncide avec un métamorphisme régional BP-HT en relation avec la présence des granites syntectoniques.

Autour de l'occurrence granitique du Houx, une auréole de contact se superpose au métamorphisme régional et se manifeste dans les schistes par la présence de l'andalousite variété chialtolite, en cristaux abondants étirés et déformés (cf. § précédent) ; les niveaux gréseux contiennent de la tourmaline noire ferrifère en petits cristaux de 2 à 3 mm de long, tronçonnés parallèlement à l'étirement régional, visibles à la Rimbaudais-en-Marsac.

Le leucogranite du Houx disparaît vers le Nord-Ouest, mais son prolongement est jalonné en surface par un champ filonien quartzeux à tourmaline-muscovite, puis, vers Guémené-Penfao, à tourmaline seule et chlorite seule. Il semble s'interrompre au niveau de l'extrémité est du synclinal de Redon.

Le tronçon de leucogranite de la Ville-Foucré ne développe pas d'auréole de contact en surface. Le métamorphisme a cependant été reconnu en sondages à Abbaretz (Division minière du BRGM) : la biotite néoformée apparaît vers 200 mètres de profondeur, elle est précédée depuis la surface par un champ filonien de quartz à tourmaline et cassitérite associé à des sulfures.

Très abondante dans les Schistes de Nozay à l'Ouest de la faille de Saffré - Nozay, l'andalousite disparaît brutalement à l'Est ; elle fait place à du chloritoïde syn-schisteux (C. Le Corre, 1978) et à des "taches" noires étirées dans le plan de schistosité de flux S1. Ces taches ont été signalées par L. Davy (1890) qui remarquait qu'on ne les trouvait que lorsque les andalousites n'existaient pas. Elles sont composées de très fines particules de graphite et pourraient correspondre à une phase "pré-chialtolitique". Elles sont particulièrement abondantes au Paradel-en-Abbaretz, dans une ancienne carrière en bordure nord du ruisseau. Latéralement, elles passent vers l'Est aux "ampélites" du Houx qui sont en fait des méta-siltites micacées à grain très fin, montrant des lenticules fusiformes de quartz plus ou moins carié. Ces roches sont très riches en pigment carboné et sont intensément schistosées et mylonitisées. Elles forment un gisement d'allure lenticulaire dans des méta-argilites noires à muscovite-chlorite et rutile (Schistes de Nozay).

On connaît une lentille d'ampélite métamorphisée dans les schistes de la Formation de Rochefort-en-Terre (Llanvirnien - Caradocien inférieur ?) à Larré, dans la région de Malestroit (J. Plaine, 1981).

Ponctuellement, on observe la présence de minéraux néoformés dans les faciès quartziteux (muscovite ou biotite) à Grand Jouan-en-Nozay et à la chapelle de Limerdin.

La tranchée du gazoduc Nozay - Montoir a traversé entre Beaulieu et la Grigonnais une zone argilo-silteuse (Formation de Saint-Perreux) parcourue de filons de tourmalinite, d'hydrothermalites et de brèches mylonitiques silicifiées ; la présence d'une phyllite orange (stilpnomélane ?) néoformée y a été décelée.

Ces indices sporadiques attestent de l'existence en profondeur d'autres masses granitiques, dont les auréoles thermiques sont à peine effleurées par le niveau d'érosion.

## RELATIONS ENTRE MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

La schistosité régionale S1 constitue un repère chronologique à partir duquel peuvent être situés les différents événements tectono-métamorphiques. Un certain nombre de datations radiométriques permettent également de préciser l'âge absolu d'une partie de ces événements.

*Les minéraux anti-schisteux* sont très rarement observables ; néanmoins au contact immédiat du leucogranite du Houx, dans des schistes cornéifiés, des cristaux d'andalousite épigénisée en muscovite sont contournés par la schistosité de flux S1 et présentent des ombres de pression quartzéuses. Cette figure conduit à supposer l'existence d'une première génération d'andalousites I anti-schisteuses.

*Les minéraux syn-schisteux* sont essentiellement des phyllosilicates qui dessinent une trame orientée correspondant à la schistosité de flux S1. La paragenèse minérale est constituée de quartz + muscovite + chlorite + biotite + chloritoïde ; ce dernier minéral apparaît un peu avant, pendant et un peu après le paroxysme syn-schisteux. De même l'andalousite, liée à l'auréole de métamorphisme de contact du leucogranite du Houx, apparaît à différents stades de la schistogenèse S1 et durant la crénulation S2, mais on observe aussi des chistolites altérées dont l'orientation linéaire subhorizontale très marquée est parallèle à l'étirement général et à l'intersection des deux schistosités S1 et S2 (andalousite III).

*Les minéraux post-schisteux* apparaissent en relation avec la fin de la phase majeure syn-schisteuse : localement on observe de la muscovite, de la biotite et du chloritoïde cristallisés à l'emporte-pièce sur la schistosité S1. Du chloritoïde 2 cristallise dans le plan de la crénulation S2, en particulier dans les Schistes de Nozay. Aucun de ces minéraux n'est déformé par la crénulation ; le doute subsiste néanmoins pour l'andalousite III. D'une manière générale, ces minéraux sont postérieurs à la schistosité de flux S1 et synchrones de la crénulation S2.

L'ensemble des données confirme les observations régionales de C. Le Corre (1978) ; l'évolution sans discontinuité d'un métamorphisme de basse pression contemporain de la montée syn-tectonique des leucogranites peut être suivie grâce à ses diverses manifestations : minéraux "précoces" liés à l'anomalie thermique précédant le granite dans son ascension, puis recristallisations orientées syn-tectoniques, contemporaines du raccourcissement régional (paroxysme syn-schisteux), enfin minéraux "tardifs" liés semble-t-il à la crénulation qui accompagne la fin de la mise en place des granites.

La mise en place du champ filonien minéralisé d'Abbaretz s'inscrit dans le cadre de cette évolution : sa paragenèse (L. Chauris, 1980) illustre la complexité des phénomènes et leur enchaînement dans le cadre de la déformation majeure syn-schisteuse.

Les phénomènes postérieurs : cisaillements, fracturations, hydrothermalisme, montrent l'instabilité de la région jusqu'à la fin du Cénozoïque.

Des données géochronologiques permettent de préciser l'âge absolu de tous ces événements :

- à  $418 \pm 4$  M.A. (\*), fin de la mise en place du granite alcalin de Lanvaux (phase III) au Silurien inférieur,
- à  $316 \pm 10$  M.A. (\*), mise en place du leucogranite de Questembert — Allaire au Namurien et de la plupart des leucogranites hercyniens ; la mise en place du leucogranite de la Ville-Foucré, dont les muscovites du champ filonien quartzeux stannifère ont donné un âge à  $325 \pm 10$  M.A. (\*\*) se situe à la fin du Dinantien, cela situe la déformation majeure syn-schisteuse vers la limite Viséen — Namurien, cette phase étant scellée à  $315 \pm 8$  M.A. (\*\*\*) par les cisaillements liés à la ZBSA,
- phases cassantes tardi-hercyniennes et hydrothermalisme,
- jeux de fractures (faille de Nozay — Saffré) : post- Stampien supérieur.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Les ressources aquifères dans le périmètre de la feuille Nozay sont relativement diversifiées. Il semble, d'après les rares informations ponctuelles dont nous disposons, que les meilleurs débits soient obtenus dans les zones où le substrat paléozoïque est faillé et parcouru de filons de quartz. Des débits jusqu'à  $20-25$  m<sup>3</sup>/h sont obtenus dans la région de Derval, vers 50 m de profondeur à proximité de l'accident Malestroit — Angers. Les nappes contenues dans le manteau d'altération sont mal connues ; localement et en l'absence de drains naturels, les débits sont faibles (de l'ordre de 2 à 3 m<sup>3</sup>/h).

Dans la zone de passage de la faille de Saffré, les débits sont plus variables : 3 m<sup>3</sup>/h en surface au Perray-en-Nozay, 36 m<sup>3</sup>/h à la source du Frêne qui fait l'objet d'une exploitation comme eau de table. Il est vraisemblable que de meilleurs débits et une meilleure qualité de l'eau seraient obtenus en réalisant des forages profonds, mettant ainsi les captages à l'abri des pollutions agricoles de surface.

La présence du leucogranite, du train de filons de quartz associé et de nombreuses failles dans la dépression du Maire explique les forts débits rencontrés dans cette zone.

Pendant la durée de l'exploitation de la mine du Bois-Vert, la carrière a drainé une partie importante de la nappe. Celle-ci affleure d'ailleurs en permanence dans l'excavation abandonnée.

Aux contacts grès d'Abbaretz - schistes, les débits sont faibles et les eaux ferrugineuses sont de mauvaise qualité. Les alluvions du Don et de ses affluents, peu épaisses et de nature argilo-graveleuse, ne peuvent fournir que des ressources en eau limitées. Le Pliocène contient des réserves aquifères d'importance variable suivant l'étendue et l'épaisseur des placages sablo-graveleux. Tel est le cas au Sud de Vay où les sables pliocènes contiennent une nappe de faible importance.

(\*) P. Vidal, 1980

(\*\*) Leutwein, in L. Chauris, 1980

(\*\*\*) D. Berthé, 1980

## RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

### Gîtes métallifères

#### Minéralisations filoniennes

● **Abbaretz.** Ce gîte d'étain est connu dès l'époque gauloise. Les vestiges d'exploitations antiques jalonnent les filons minéralisés en cassitérite. Entre 1911 et 1921, la Société nantaise des minerais de l'Ouest (SNMO) entreprenait des travaux souterrains à l'Est de Nozay : au Bois-Vert (exploitation à ciel ouvert de 1951 à 1957), au Bé, au Maire, à Beaulieu et à la Bertellerie à l'Ouest de Nozay. En moins de 6 ans, la production du Bois-Vert a été d'environ 4 000 t de concentrés de cassitérite à 65-70 % Sn. Les réserves du gîte de Beaulieu ont été estimées à 9 000 t. D'autres reconnaissances ont été effectuées à la Ville-Foucré et à la Chênaie. Des concentrations en cassitérite ont été reconnues dans les placages éluvionnaires et dans des placers alluvionnaires au Nord et au Sud d'Abbaretz.

Le gisement d'Abbaretz est en relation avec le pointement leucogranitique de Nozay, dont la mise en place est située vers  $325 \pm 10$  M.A. (L. Chauris, 1980).

L'allure lenticulaire d'ensemble du champ filonien est très nette, notamment au Bois-Vert où l'on observe des filons de quartz subparallèles d'orientation E-W à N 80° E avec un pendage moyen de 45° Sud. Les filons sont boudinés et anastomosés, offrant un dispositif "en chapelet". Le champ filonien présente l'aspect d'un train de filons directionnels parallèles aux accidents linéamentaires majeurs.

Les filons sont essentiellement quartzeux. La muscovite forme souvent des concentrations. La tourmaline est très abondante dans les schistes, aux éponges des filons de quartz (tourmalinite). La cassitérite, brun-rouge, se présente en grandes plages dans le quartz et dans la muscovite. Le mispickel est sporadique dans les filons de quartz et abondant dans les tourmalinites. Béryl, molybdénite et chalcopyrite sont rares, la pyrite plus fréquente.

Un important halo d'altération hydrothermale (kaolinisation) s'est développé dans le secteur de la Ville-Foucré sur une profondeur moyenne de l'ordre de 40 mètres pour une largeur kilométrique ; ce gisement fait d'ailleurs l'objet d'un projet d'exploitation.

On trouvera une étude métallogénique et une bibliographie détaillées sur le district d'Abbaretz dans L. Chauris, 1980.

● **Vay.** Des anciennes aurières gauloises et gallo-romaines existent aux Fosses Rouges de Vay (L. Puzenat, 1939). A la Carduchère, on trouve des traces d'or frais dans le ruisseau de Pirudel (renseignement inédit, B. Mulot, 1982). Les filons de quartz aurifères sont encaissés dans les schistes de Saint-Perreux et ont une direction parallèle aux structures générales.

● **Le Houx.** Les "ampélites" graphitiques du Houx ont été exploitées jusque vers 1959 pour l'industrie des colorants (V. Charrin). Cet auteur en donne d'ailleurs l'analyse chimique suivante en indiquant toutefois qu'un essai d'enrichissement par voie gravitaire a permis d'obtenir une teneur double en carbone :

Silice	Alumine	Carbone	Chaux et magnésie	Oxyde de fer	Oxyde de titane	Alcalis	Perte au feu
49,00	18,00	17,00	1,00	5,00	1,00	4,00	2,00

### Minéralisations ferrifères sédimentaires

Le fer sous toutes ses formes a été exploité depuis au moins l'époque gallo-romaine. Ainsi, les grès "roussards" situés à la base des sables rouges pliocènes ont été exploités par puits vers l'Épine-des-Haies, au Nord de la forêt du Gâvre (L. Davy, 1889). Le fer des cuirasses latéritiques a été largement exploité ; on peut citer, parmi les minières les plus importantes, celles du Houx-en-Abbaretz, où le minerai atteignait une épaisseur de 4,50 mètres et dont la couche massive inférieure titrait 45 % de fer et 14 % de silice (L. Puzenat, 1939).

On trouve des traces d'exploitation à la Herminière et au Paradel-en-Abbaretz, où subsiste une "rue de la Ferrière", dans le parc du château de la Touche, au Petit Tertre, à la Brianderie (56 % Fe, 5,5 % SiO<sub>2</sub>), à la Tardivière, à la Ville-Fourcé. Les minières du Maire dont le minerai titrait 45,5 % de fer et 15 % de silice alimentaient les forges de Trignac. Du fer "interstratifié" dans les grès d'Abbaretz a été reconnu aux Nonneries, à l'Est d'Abbaretz. Enfin, dans la forêt de l'Arche, de nombreux trous montrent du minerai de cuirasse qui titre 46 % de fer et 20 % de silice ; ces exploitations ont alimenté jusque vers 1863 le four de la Jahotière-en-Abbaretz.

Vers Issé, on remarque quelques grattages sur la butte de Coëtreux ainsi qu'au moulin du Frétay.

D'autres indices jalonnent le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes : à Cavareux-en-Pierric, deux tranchées et un puits de 15 mètres ont recoupé du minerai de fer interstratifié, semble-t-il, dans des schistes gréseux de la Formation de Renac ; les teneurs varient de 47 à 51 % de fer, 5 à 18 % de SiO<sub>2</sub>, 6 à 8 % d'alumine avec une perte au feu de 11,3 % à 13,2 % (O. Horon, 1961). Des minières sont signalées à la Chaussée-en-Luzanger et en forêt de Domnaiche.

De nombreux amas de scories, témoins du traitement sur place ou à proximité du minerai, accompagnent les gisements des minières. Quelques rares vestiges archéologiques trouvés associés aux scories attestent que l'exploitation du fer existait déjà chez les Gaulois et sans doute avant ; mais c'est incontestablement au Moyen-Age qu'elle fut le plus développée (L. Davy, 1911).

Le seul indice de fer sédimentaire du Grès armoricain se situe dans le bois de la Croix-Merhan au Nord de Nozay, où une excavation de section carrée pratiquement comblée est creusée dans des grès feuilletés rosâtres pouvant représenter la base de la Formation du Grès armoricain : c'est en effet à proximité de ce point qu'ont été repérées des passées conglomératiques. L'oblitération partielle de la partie basale du Grès armoricain par des accidents directionnels peut expliquer l'absence d'indices de fer dans cette formation.

## Minéraux

Il ne paraît pas sans intérêt de rappeler les trouvailles minéralogiques signalées par C. Baret (1898) :

**La blende** est disséminée en petites masses cristallines noires, dans un quartz rougeâtre de filon dans les phyllades de Nozay, près le bourg ; elle est décrite également près du bourg de Marsac, associée à la pyrite, dans du quartz.

**La pyrite**, déjà signalée à Marsac, a été observée dans les phyllades de Pierric, disséminée en cristaux cubiques à surface terne, brun grisâtre ou irisée ainsi que dans la carrière des Couères-en-Derval où l'on trouve des petits cubes dans un quartzite ; les phyllades de Nozay en contiennent sous forme de cubes aplatis.

**Le quartz** cristallisé est signalé en de nombreuses localités : dans les schistes de Nozay et à Marsac, en cristaux bipyramidés, dans du quartz filonien et dans des lits d'argile des schistes de Nozay ainsi qu'à Pierric en cristaux prismés. D'autres gisements sont cités à Abbaretz, à Beaulieu près Nozay.

**L'oligiste** est observé à Nozay, dans les champs de la Brianderie, au Feu Geslin à l'Est de Nozay en incrustation sur des cristaux de quartz, en imprégnations sur les grès près du bourg d'Abbaretz, près de Marsac en lamelles gris bleuâtre sur des cristaux de quartz.

**La limonite** est citée aux environs immédiats de Nozay, à la forêt de l'Arche et au Houx-en-Abbaretz ; on rencontre de la limonite micacée au Maire-en-Nozay.

**L'halloysite** est signalée près de la station de Saint-Vincent-des-Landes, à Nozay, dans le champ Lerat, à 1 km au Nord-Est de Derval sur la route de Mouais et à la Morinais en Saint-Aubin-des-Châteaux.

## Roches

sgr. **Sables et graviers**. Signalons pour mémoire les sables rouges pliocènes que l'on ne trouve qu'à l'état de lambeaux résiduels dans la partie sud-ouest de la carte ; les alluvions plio-pléistocènes, en général assez argileuses, ne présentent que peu d'intérêt.

Par contre, les dépôts du Pliocène graveleux, notamment les gisements situés entre Vay et le Gâvre font l'objet d'importantes exploitations. Il s'agit de matériaux sablo-graveleux assez irréguliers dans le détail : lentilles sableuses ou argileuses, présence de blocs de roussards surtout à la base de la formation. L'épaisseur de la formation varie de 2 à 6 mètres en fonction, en particulier, d'accidents tectoniques du substrat, visibles par exemple dans une carrière à l'Est de la Place (commune du Gâvre). La découverte limoneuse varie de 0,50 à 1 mètre. Ces gisements alluvionnaires sont aquifères (débit d'exhaure de 1 à 2 l/s).

quz. **Quartzites**. Quelques rares carrières ont exploité ou exploitent les différents niveaux gréseux (le Tahun, la Jaunais dans la région de Marsac, la Blinais en Saint-Vincent-des-Landes, Mouais). La géométrie des gisements et leur tectonisation en rendent l'exploitation malaisée et les réserves aléatoires.

jas. **Phtanite**. Quelques trous implantés dans les rares niveaux phtanitiques de la région témoignent de l'utilisation de ce matériau pour l'empierrement des chemins.

sch. **Schiste**. La célèbre pierre verte (ou bleue) de Nozay a été utilisée en particulier en éléments décoratifs au château de Châteaubriant (marches d'escalier, colonnes) ; ce schiste peut se débiter en grandes plaques épaisses ou en monolithes taillables en tous sens. On le trouve mis en oeuvre partout dans la région sous forme d'auges, de calvaires, de "palis", d'échalas, etc... Vers 1914, les carrières de schistes, situées au Nord-Est de Nozay dans le quartier des Grées, employaient 300 ouvriers. Actuellement ne subsistent que deux ou trois carrières artisanales fournissant des échelas, des moellons et des dalles.

ard. **Ardoises**. Les schistes de la bande de Guémené, à l'Ouest de Nozay, ainsi que ceux de la bande de Derval ont été utilisés comme ardoises et moellons pour la construction des hameaux. Plus aucune carrière ne fonctionne, mais de nombreux trous parsèment les grées, attestant ainsi le large emploi local.

kao. **Kaolin**. La kaolinisation du leucogranite de la Ville-Foucré a déjà été évoquée au sujet des minéralisations. A l'occasion des recherches de cassitérite, un gisement exploitable a été découvert vers les années 1960. Les sondages ont montré deux types de kaolin ayant des caractères identiques : le kaolin blanc superficiel dont l'épaisseur varie de 0 à 10 mètres et le kaolin gris à teneur en matières organiques plus élevée, de 10 à 30 mètres d'épaisseur sous le kaolin blanc. En outre, les teneurs en mica et en cassitérite sont jugées suffisamment valables pour en faire des sous-produits exploitables. A l'heure actuelle, la mise en exploitation de ce gisement n'est toujours pas intervenue.

Entre le Houx et Mérel, à l'Ouest de Nozay, le leucogranite est kaolinisé à ses deux extrémités ; le recouvrement limoneux empêche de confirmer l'extension de l'altération hydrothermale. Dans le cas le plus favorable, cet indice fait 1 500 mètres de long sur 3 à 400 mètres de large ; sa profondeur et sa constance restent à contrôler par sondages.

On peut rappeler que des anciennes carrières de terres réfractaires existaient à la Martrie au Nord d'Abbaretz : il s'agit en fait de carrières de schistes illitiques altérés, bien que sur de vieux plans elles soient désignées comme "kaolinières".

arg. **Argiles**. Il n'y a aucune exploitation d'argile dans l'emprise de la feuille Nozay. Nous citerons toutefois pour mémoire, les argiles de Bréchain, reconnues par sondages sur 35 mètres d'épaisseur, ainsi que les argiles à attapulгите de la région de Puceul.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

Les documents cartographiques manuscrits, les échantillons pétrographiques et les lames minces sont conservés dans les locaux du BRGM à Orléans.

Des échantillons minéralogiques concernant la région de Nozay et en particulier la mine d'Abbaretz sont exposés au Muséum d'Histoire naturelle, 12 rue Voltaire à Nantes.

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au SGR Pays de la Loire, rue Henri-Picherit, 44000 Nantes, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires intéressant la région où se situe la feuille Nozay dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand et H. Lardeux, 1985, Masson, Paris.

*L'itinéraire 12*, le Pays de Redon, met en évidence les caractères qui différencient les formations paléozoïques et celles des synclinaux cambro-siluriens du Sud de Rennes.

### BIBLIOGRAPHIE

BABIN C. (1958) - Contribution à l'étude de l'axe du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes entre Renac (Ille-et-Vilaine) et Pierric (Loire-Atlantique). D.E.S. Fac. Sci. Rennes, février 1958, 56 p.

BARET C. (1898) - Minéralogie de la Loire-Inférieure. *Bull. Soc. Sci. nat. de l'Ouest*, t. 8, p. 3-175.

BARROIS C., BOCHET L. (1889) - Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000, feuille Redon, n° 90, 1ère édition. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 17, p. 16-28.

BARROIS C. (1892) - Mémoire sur la distribution des Graptolites en France. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XX, p. 75-191.

BARROIS C. (1896) - Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000, feuille Saint-Nazaire n° 104, 1ère édit. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXIV, p. 137-160.

BERTHÉ D. (1980) - Le cisaillement sud-armoricain dans la région de Saint-Jean-Brevelay (Morbihan). Analyse de la déformation cisailante. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Rennes, 150 p.

BORNE V., BREBION Ph., BUGÉ E., COURBOULEIX S., CHEVALIER M., ESTÉOULE-CHOUX J., FARJANEL G., LAURIAT-RAGE A., LIMASSET O., MARGEREL J.-P., SELLIER D. (1986) - Etude de trois gisements redoniens explorés par sondages en Pays nantais. Sédimentologie, palynologie, paléontologie. Colloque "tectonique récente, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain", Nantes, septembre 1986.

BOUCHAUD L. (1954) - Les mines d'étain d'Abbaretz. *Bull. Soc. Archéo. de Nantes*, t. 94, p. 107-109.

CAMPREDON (1928) - Commentaires de la séance du 4 novembre 1928. *Bull. Soc. géol. min. Bret.*, t. IX, p. 304.

CAVET P., LARDEUX H., PILLET J. (1965) - Notice stratigraphique sur les formations paléozoïques des synclinoria de Saint-Julien-de-Vouvantes et de Redon-Ancenis (S.E. du Massif armoricain) à l'Est du méridien de Châteaubriant. *Mém. BRGM*, n° 33, 1967, p. 301-320 et *Bull. Soc. Et. sci. Anjou* (n.s.), t. 5, p. 23-44, 1965.

CHAMPAUD C. (1957) - L'exploitation ancienne de cassitérite d'Abbaretz - Nozay (Loire-Inférieure). Contribution aux problèmes de l'étain antique. *Annales de Bretagne*, t. LXIV, n° 1, p. 46-96.

CHARRIN V. (1959) - Graphites et schistes graphiteux. Leurs gisements en France. *Chaleur et Industrie*, n° 408, juillet 1959, p. 226-228.

CHAROY B. (1970) - Le massif de Questembert (Morbihan) : variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas ; étude de la radioactivité. Thèse doctorat, Fac. Sci. Nancy, 315 p.

CHAROY B. et WEISBROD A. (1975) - Caractéristiques de la phase fluide associée à la genèse des gisements d'étain d'Abbaretz et de la Villeder (Bretagne méridionale). *Mineral Deposita* (Berlin), 10, p. 89-99.

CHAURIS L. et PARÉ B. (1959) - Nouvelles observations dans le district stannifère d'Abbaretz - Nozay (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 6<sup>e</sup> s., fasc. 4-5, p. 435-438.

CHAURIS L. (1965) - Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 31, 218 p., Paris.

CHAURIS L. (1980) - Les gisements d'Abbaretz et de Saint-Renan (Massif armoricain). 26e CGI, Paris, fasc. E1.

CLÉMENT J.-P. (1974) - Carrières et gisements de graves pliocènes dans la région de Blain (Loire-Atlantique). Rapport BRGM n° 74 SGN 050 BPL de février 1974.

COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cournouaille. *Mém. Carte géol. Fr.*, n° 19, 382 p.

COGNÉ J.-P. (1981) - Le granite gneissique de Lanvaux : structure et déformation. DEA, Rennes, 43 p.

DAVY L. (1889) - Etude du métamorphisme aux environs de Nozay (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. Et. scient. d'Angers*, n<sup>elle</sup> s., p. 193-212.

DAVY L. (1889) - Age des sables rouges de la forêt du Gâvre (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. Et. scient. d'Angers*, XIXe année, p. 183-192.

DAVY L. (1890) - Découverte de fossiles du Miocène supérieur dans les sables rouges de la forêt du Gâvre (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. 18, p. 632-640.

DAVY L. (1897) - Une ancienne mine d'étain entre Abbaretz et Nozay (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. Sci. nat. de l'Ouest*, t. 7, fasc. IV, p. 281-296.

DAVY L. (1911) - Les minerais de fer de l'Anjou et du Sud-Est de la Bretagne. *Bull. Soc. Indus. Minérale*, 4e s., t. 14, p. 19-110.

DAVY L. (1913) - Etude des scories de forges anciennes éparses sur le sol de l'Anjou, de la Bretagne et de la Mayenne, pour servir à l'histoire de la métallurgie. *Bull. Soc. Indust. Minér.*, avril 1913, p. 397-579.

DE TROMELIN et LEBESCONTE (1875) - Catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire-Inférieure et du Morbihan. AFAS, Congrès de Nantes, 4e session, p. 601-661.

DE TROMELIN et LEBESCONTE (1876) - Terrains primaires de Bretagne (extrait). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, t. IV, p. 623.

DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. min. Bret.*, t. XII.

ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse, Fac. Sci. Rennes.

ETIENNE H., DUCHÈNE R. (1981) - Ressources en eau souterraine du socle armoricain. Expérimentation dans les schistes et les grès de la région de Derval (Loire-Atlantique). Rapport BRGM n° 81 SGN 585 PAL du 30 novembre 1981.

GIOT P.-R., BRIARD J., PAPE L. (1979) - Protohistoire de la Bretagne. Ouest-France Université, édit., Rennes.

GOURLAY P. (1981) - Les enveloppes sédimentaires du massif granito-gneissique de Lanvaux : structure et déformation. DEA, Rennes, 55 p.

GRODNER Y. (1958) - Le gisement d'étain de Beaulieu. Note sur une campagne de sondages. *Annales des Mines*, mars 1958, p. 173-182.

JAEGER J.-L. (1967) - Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mém. BRGM*, n° 52, p. 91-102.

KLEIN C. (1962) - Roches "malades", minerais de minières et grès ladères dans la région de Châteaubriant (Loire-Atlantique). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 254, n° 12, 19 mars 1962, p. 2195-2197.

KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Bret. Occid., Fondation Baulig. t. I, II, III.

KORNIENKO P. (1961) - Etude documentaire du gisement de cassitérite d'Abbaretz. Rapport BRGM n° A 1797 du 4 mai 1961.

LE BERRE P. et coll. (1982) - Recherche de gisements d'attapulgitite et de bentonite dans le massif armoricain. Rapport BRGM n° 82 SGN 175 GMX, février 1982.

LE CORRE C. (1978) - Approche quantitative des processus synschisteux ; l'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Fac. Sci. Rennes, 381 p., 1 carte h.t.

LEDRU P., MAROT A., HERROUIN Y. (1986) - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre armoricain. Découverte de metabasite à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, série II, n° 10.

LE ROUX A. (1912) - Les buttes de Nozay et d'Abbaretz. *Bull. Soc. Archéo. de Nantes*, t. 53, p. 147-167.

LORIEUX E. (1875) - Ressources minéralogiques et salicoles de la Loire-Inférieure. AFAS, 4e session, Nantes, p. 47-76.

LE MAÎTRE (1919) - Géographie industrielle de la Basse-Loire : les forges et les ateliers fortifiés. *Revue archéologique*, 5e série, t. IX, p. 234-273.

NICOLAS J. (1957) - Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. *Mém. SFC*, 251 p.

PENEAU J. (1925) - Sur la stratigraphie et la tectonique du pli de Saint-Julien-de-Vouvantes. *Bull. Soc. Sci. nat. de l'Ouest*, 4e s., t. V, p. 261-267.

PHILIPPOT A. (1950) - Les Graptolites du Massif armoricain ; étude stratigraphique et paléontologique. *Mémoire Soc. géol. min. Bret.*, t. VIII.

PIVETTE B. (1978) - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain) : sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Fac. Sci. Rennes, 108 p.

PUZENAT L. (1939) - La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. min. Bret.*, t. IV, 399 p.

ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. Tome 1, Masson, édit.

SEYER P. (1957) - Les laveries gravimétriques françaises et les mines qui les approvisionnent (3e partie) VIII. Mine d'Abbaretz. *Annales des Mines*, janv. 1957, p. 1-13.

STANUDIN B. (1970) - Etude structurale de la région d'Abbaretz par prospection géophysique. Rapport BRGM n° 70 GPH 017 de juin 1970.

TANON J. (1961) - Note complémentaire à l'étude documentaire du gisement de cassitérite d'Abbaretz. Rapport BRGM n° A 1752 du 6 février 1961.

VASSEUR G. (1878) - Sur les terrains tertiaires de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, séance du 23 déc. 1878, p. 1048-1050.

VASSEUR G. (1891) - Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Thèse, Fac. Sci. Paris.

VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bret.*, n° 21.

WEBER C. (1967) - Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. *Mém. BRGM*, n° 52, p. 83-90.

### **Carte géologique de la France à 1/80 000**

Feuille *Ancenis* (105) : 1<sup>ère</sup> édition (1890), par E. et L. Bureau  
2<sup>ème</sup> édition (1967), par P. Cavet *et al.*

Feuille *Château-Gontier* (91) :  
1<sup>ère</sup> édition (1895), par L. Bureau et D.P. Oehlert  
2<sup>ème</sup> édition (1941), par L. Bureau et D.P. Oehlert  
3<sup>ème</sup> édition (1967), par E. Raguin et C. Le Corre

Feuille *Redon* (90) :  
1<sup>ère</sup> édition (1890), par Ch. Barrois et L. Bochet  
2<sup>ème</sup> édition (1938), par Ch. Barrois et P. Pruvost  
3<sup>ème</sup> édition (1964), identique à la 2<sup>ème</sup> édition.

Feuille *Saint-Nazaire* (104) :  
1<sup>ère</sup> édition (1897), par Ch. Barrois  
2<sup>ème</sup> édition (1949), par Ch. Barrois et G. Waterlot

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

Feuille *Nort-sur-Erdre* (1983), par L. Barbaroux *et al.*

Feuille *Ancenis* (1978), par P. Cavet *et al.*

Feuille *Redon* (1984), par F. Trautmann *et al.*

### **Carte gravimétrique de la France à 1/80 000**

Feuille *Redon* (90)

Feuille *Saint-Nazaire* (104)

### **Carte des isanomales du champ total à 1/50 000**

*Anjou, feuille A* (août 1960)

*Anjou, feuille B* (août 1960)

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

Feuille *Nantes* (1979), coordination par J. Méloux

### **Cartes géologiques anciennes**

*Carte géologique de la Loire-Inférieure* (1861), par F. Cailliaux. Notice explicative in *Annales de la Société académique de Nantes*, t. XXXII, 1861, p. 263-276.

### **AUTEURS DE LA NOTICE**

Cette notice a été rédigée par F. TRAUTMANN (géologue au BRGM) avec la collaboration de M.P. CAGNET-MAWHIN (docteur de 3<sup>ème</sup> cycle, Strasbourg) pour le chapitre sur les phénomènes géologiques.

**ANNEXES**  
**ANALYSES CHIMIQUES**

**District d'Abbaretz**

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	74.15	73.60	62.50	69.10	50.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.75	14.40	23.35	20.65	27.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	1.05	2.50	0.50	8.45
FeO	0.40		0.55	tr	
MnO	0.03	0.03	tr	tr	0.05
MgO	0.40	0.24	0.60	0.35	2.90
CaO	0.40	0.64	0.11	0.05	0.25
Na <sub>2</sub> O	3.60	3.84	0.25	0.18	1.15
K <sub>2</sub> O	3.70	4.23	2.75	2.50	0.40
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.13	1.00	1.05	0.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.26	0.06	0.05	0.04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.25	0.04	0.55	0.50	0.16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.15	0.87	5.30	5.05	2.70 (B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> non dosé)
Total	99.51	99.33	99.52	99.98	

- 1 - Leucogranite du Houx. 2 - Leucogranite de la Ville-Foucré (sondage).  
3 - Schiste rouge (exploitation du Bois-Vert). 4 - Schiste blanchi (id.).  
5 - Schiste tourmalinisé (id.).

L. Chauris : CGI, 1980

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

N° archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	z toit des formations arrondi au mètre	Coupe sommaire	Strati- graphie
	x	y	z (arrondi au m)				
420-1-1	294,45	2 305,60	+25	2,7	+25 +23	Argiles graveleuses Schistes altérés	Fz S1-3
420-1-3	291,92	2 303,32	+30	35	+30 +12 +10 -3	Argile verte Argile violacée Argile verte sableuse Sable argileux bariolé	- e6-7 - -
420-1-4	292,05	2 303,20	+32	17	+32 +27 +21	Sable argilo-graveleux Argile jaune ou verte Argile verte sableuse	p-IVF e6-7 -
420-2-1	299,32	2 303,58	+50	241	+50  -118	Alternances de grès altérés et de schistes Schistes bleus	k-o1  o3-4 ?
420-2-2	298,12	2 307,14	+45	35	+45 +41  +29	Limon argileux Alternances de grès bariolés et de schistes noirs ou bariolés Schistes bleus à noirs	C. A s1a  o5b-6
420-2-3	298,22	2 307,12	+46	51	+46 +43  +26	Limon argileux Alternances de grès altérés et de schistes bariolés Grès argileux gris jaunâtre	C. A s1a
420-2-4	298,23	2 307,02	+48	36	+48 +44	Limon rougeâtre Alternances de grès altérés et de schistes noirs ou bariolés	C. A s1a
420-2-5	298,00	2 306,71	+37	51	+37 +35	Limon jaunâtre Schistes bleus à noirs homogènes	C. A o5b-6
420-2-6	298,02	2 306,85	+41	33	+41 +38	Limon argileux brun Schistes bleu-noir homogènes	C. A o5b-6
420-2-7	298,27	2 306,57	+35	54	+35	Schistes gris à noirs micacés	o5b-6
420-2-8	298,28	2 306,50	+36	51	+36 +34 +25 +6	Limon Argile bariolée Schistes noirs altérés Filonnets de quartz	C. A o5b-6  Faille

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)

N° archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	z toit des formations arrondi au mètre	Coupe sommaire	Strati- graphie
	x	y	z (arrondi au m)				
420-2-9	298,19	2 307,19	+ 42	39	+ 42 + 40 + 30 + 24	Limon argileux Schiste gréseux noir Grès fin rosâtre Remplissage de faille	C. A s1b s1a
420-3-1	305,30	2 305,67	+ 65	2	+ 65	Argile gris-blanc et blocs de grès blancs	s1
420-4-1	315,77	2 306,86	+ 75	50	+ 75 + 72 + 35	Argiles bariolées Schistes bleus Schistes bleus à nodules, lamellibranches	C. A o3-4
420-4-2	315,35	2 306,56	+ 75	51	+ 75 + 72	Argile à minerai de fer Schistes bleus à noirs, nodules et fossiles pyriteux	F. A o3-4
420-4-3	315,30	2 306,37	+ 60	50	+ 60 + 53	Argiles bariolées et blocs de schistes et grès Schistes bleu-gris, esquilleux	C. A o5b-6
420-4-4	315,80	2 305,75	+ 55	48	+ 55 + 44	Argiles beiges et blocs de schistes Schistes péliques gris à noirs, micacés	C. A o5b-6
420-4-5	314,01	2 298,75	+ 25	7	+ 25 + 23	Argile sableuse à débris de schistes Sables argileux et galets	Fz Fy-x
420-4-6	299,02	2 314,22	+ 35	68	+ 35 + 33	Remblais argileux Schistes bleutés	X k-o1
420-4-7	314,15	2 299,20	+ 40	71	+ 40	Schistes bleutés et quartz	k-o1
420-4-8	314,38	2 299,32	+ 42	71	+ 42	Schistes tendres et filonnets de quartz	k-o1
420-4-9	311,38	2 302,12	+ 82	19	+ 82 + 80	Argile jaune Argile schisteuse bleue	s1-3
420-4-10	311,45	2 302,12	+ 82	15	+ 82 + 68	Grès blancs Schistes bleus altérés	s1-3
420-4-11	314,20	2 297,80	+ 27	19	+ 27 + 25	Argile sableuse et sable argilo-graveleux Schistes altérés gris-bleu	Fy-x k-o1

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)

N° archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	z toit des formations arrondi au mètre	Coupe sommaire	Strati- graphie
	x	y	z (arrondi au m)				
420-4-12	315,17	2 302,50	+ 45	8	+ 45 + 41 + 40	Argile schisteuse kaki Banc de grès Schiste gris-noir	s1b
420-4-13	315,40	2 303,00	+ 41	8	+ 41	Schistes gris-noir	o3-4
420-5-10	294,70	2 295,00	+ 40	14	+ 40 + 38 + 36  + 33	Argile et graviers Sable jaune Argiles jaunes ou gris-bleu à coquilles Sables jaunes	CF + Fz Fx ? Redonien  pS
420-5-12	294,72	2 295,00	+ 39	24	+ 39 + 38  + 34 + 15	Argile noire et galets Argiles grises ou jaunes sableuses fossilifères Sables roux, bruns ou rouges, graviers à la base Schiste noir altéré	CF Redonien  pS o5-s1S
420-5-13	292,47	2 294,40	+ 60	6	+ 60 + 56	Sable rouge argileux grossier Schiste vert altéré	pS o5b-6
420-5-14	292,80	2 293,90	+ 57	6	+ 57 + 54	Sable argileux rouge Schiste séricitique vert	pS o5b-6
420-6-8	296,65	2 289,25	+ 60	3	+ 60  + 58	Limon et argile bariolée graveleuse Schistes sériciteux	pG  s2-4
420-6-9	296,20	2 289,20	+ 60	5	+ 60 + 56	Argile, graviers, sables Schistes sériciteux	pG s2-3
420-6-10	296,00	2 289,90	+ 45	2	+ 45 + 44	Limon brun Schiste argileux	CF s2-3
420-6-11	296,07	2 289,52	+ 50	3	+ 50  + 48	Limon sableux et argile jaunâtre Schistes sériciteux	pG  s2-3
420-6-12	295,85	2 289,12	+ 52	6	+ 52 + 48	Argile jaune sableuse Sable argileux ocre à gravillons de quartz	pG  pG
420-6-13	296,50	2 288,95	+ 55	3	+ 55 + 53	Sable argilo-graveleux Schiste sériciteux jaune	pG s2-3

**COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)**

N° archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	z toit des formations arrondi au mètre	Coupe sommaire	Strati- graphie
	x	y	z (arrondi au m)				
420-6-16	296,70	2 288,45	+52	5	+52	Sable jaune à gravillons Schiste séricitique jaune	pG s2-3
420-6-17	296,92	2 288,52	+57	5	+57 +53	Sable rouge et graviers Schiste séricitique rose	pG s2-3
420-6-18	297,47	2 288,10	+52	2	+52	Schistes séricitiques roses	s2-3
420-7-10	303,79	2 290,70	+62	10	+62 +60 +54	Argile jaune et grès Grès jaunes ferrugineux Argile blanc-jaune	o5-s1G
420-7-12	304,00	2 290,70	+70	16	+70	Alternances d'argile et de grès blancs durs	o5-s1G
420-7-14	304,25	2 290,80	+65	6	+65	Argile jaune et blanche avec minerais de fer	C. <i>ℳ</i>
420-7-15	304,45	2 290,63	+70	12	+70 +67	Argile jaune à fragments de grès Grès gris altéré	C. <i>ℳ</i> o5-s1G
420-7-50	303,50	2 287,77	+40	8	+40 +38	Sable et graviers Argile verte	p-IVF e6-g1
420-7-51	304,02	2 287,92	+36	8	+36 +34	Sable argilo-graveleux Schistes séricitiques	p-IVF s2-3
420-8-1	310,68	2 293,17	+35	33	+35 +30 +24 +8 +7 +6	Puits maçonné Grès gris argileux Grès vert argileux bariolé Schiste dur Calcaire blanc Grès gris dur	o5- s1G ? ? ? ? ?
420-8-3	311,10	2 289,80	+50	12	+50 +47	Argile, sable, graviers Schistes bariolés	C. <i>ℳ</i> o5b-6
420-8-4	312,15	2 292,6	+39	5	+39 +36	Argile sablo-graveleuse Schistes bleus à rouille à filons de quartz	C. <i>ℳ</i> o5-s1S
420-8-5	312,50	2 294,05	+40	20	+40 +38	Sable, graviers, argile Argile gris-bleu	Fy-x k-o1