



ANCENIS

La carte géologique à 1/50 000
ANCENIS est recouverte par la coupure
ANCENIS (N° 105)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Nozay	St-Mars- -la-Jaille	Segré
Nort- -s-Erdre	ANCENIS	Chalonnas- -s-Loire
Nantes	Vallet	Chemillé

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

ANCENIS

XIII-22

Entre Loire et Erdre

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



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

PRÉSENTATION DE LA CARTE	2
SITUATION DE LA CARTE DANS LE DOMAINE LIGÉRIEN	4
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES ATTRIBUÉES AU PRÉCAM-</i> <i>BRIEN</i>	15
Roches d'origine plutonique	15
Autres roches cristallophylliennes	19
TERRAINS PALÉOZOÏQUES	23
MAGMATISME HERCYNIEU	35
TERRAINS PLIOCÈNES	37
TERRAINS QUATERNAIRES	39
PÉDOLOGIE	44
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	45
HYDROGÉOLOGIE	45
GÎTES MÉTALLIFÈRES	47
SUBSTANCES MINÉRALES. HOUILLE	47
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	49
SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES	49
COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES	50
BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE	52
DOCUMENTS CONSULTABLES	56
AUTEURS	56

PRÉSENTATION DE LA CARTE

À l'exception de faibles surfaces situées en Maine-et-Loire (Sud de la Loire et angle nord-est de la carte), le territoire couvert par la feuille Ancenis à 1/50 000 appartient entièrement au département de la Loire-Atlantique.

Le trait morphologique le plus remarquable est représenté par la plaine alluviale de la Loire, qui traverse l'angle sud-est de la carte sur une longueur de 16 km et dont la largeur diminue régulièrement d'Est en Ouest, passant de 2,5 km à 1 km. Les escarpements rocheux qui l'encadrent sont particulièrement vigoureux à l'Ouest du méridien de Liré (rive gauche) et de celui de Saint-Géréon (rive droite).

La zone cartographiée se présente par ailleurs comme un fragment de la pénéplaine armoricaine, entaillée par d'étroites vallées dont les principales sont celles de l'Erdre, du Donneau et du ruisseau de Pouillé. Le cours de l'Erdre traverse l'angle nord-ouest de la carte entre Riaillé et Joué. Le Donneau draine la zone médiane du Nord au Sud, entre Pannecé et Couffé, localité à partir de laquelle il change de nom pour devenir le « ruisseau du Hâvre », qui reçoit lui-même, sur sa rive droite, le ruisseau de la Loge aux Moines avant de déboucher dans la plaine de la Loire à Oudon. Plus à l'Est, la vallée du ruisseau de Pouillé (ou de la Motte), également orientée nord-sud, s'élargit dans sa partie en aval pour former les marais de Grée. Les versants de ces différents cours d'eau ou de leurs affluents peuvent procurer de bonnes coupes géologiques. Mais la surface de la pénéplaine, où les altitudes oscillent entre 83 m (point culminant, au Nord-Est) et une vingtaine de mètres, est soumise à une altération intense, qui ne permet que rarement l'observation directe du substratum rocheux. Les altérites superficielles n'ont toutefois été représentées sur la carte qu'au Nord-Ouest d'Ancenis, où elles sont suffisamment épaisses pour avoir donné lieu à l'ouverture de petites argilières. On mentionnera d'autre part les témoins d'une ancienne couverture de sables pliocènes, particulièrement développés dans la partie septentrionale du territoire de la feuille.

Les formations anciennes (Précambrien et Paléozoïque) appartiennent au domaine ligérien (de *Liger*, la Loire) du Massif armoricain. Elles peuvent être regroupées en un certain nombre d'unités lithologiques ou structurales, dont le développement harmonieux et la brusque juxtaposition le long de grands accidents linéaires est-ouest constituent, à l'échelle de la carte, des faits particulièrement frappants.

Les paragraphes suivants seront consacrés à une présentation sommaire, surtout lithologique et morphologique, de ces différentes unités, en procédant du Sud-Ouest au Nord-Est.

Le domaine métamorphique méridional est constitué par un matériel essentiellement précambrien. Il peut être subdivisé en deux ensembles d'extension bien différente, inégalement affectés par le métamorphisme régional et dont les relations sont toujours faillées.

● **Le noyau mésozoonal, à reliques catazonales**, occupe la plus grande surface. On y distinguera deux zones principales, de même orientation W.NW—E.SE.

La zone du Nord-Est, traversée par le Hâvre entre Couffé et Oudon, est formée surtout de micaschistes et d'amphibolites tectonisés et rétromorphosés. Bien exposé dans la vallée du Hâvre, dont le cours « en baïonnette » est guidé par la lithologie et par un réseau de failles N.NE—S.SW, cet ensemble détermine les escarpements de la rive droite de la Loire en amont d'Oudon. Il n'occupe plus, au Sud du fleuve, que de faibles surfaces en lisière méridionale de la carte (falaises de Drain et de Liré).

La zone du Sud-Ouest est centrée autour de Saint-Mars-du-Désert. On y observe un matériel beaucoup plus feldspathique (orthogneiss), dont les niveaux leptynitiques forment les crêtes, assez peu distinctes, d'une région doucement mamelonnée.

● *La série épimétamorphique des Mauges* est représentée par des schistes phylliteux à intercalations de métagrauwackes albitiques, typiquement développés plus à l'Est, dans les Mauges. Elle forme ici, au Sud de la Loire, les hauteurs de Bouzillé et bute, à l'Ouest, le long d'une faille nord-sud, contre les roches mésozonales du noyau métamorphique. Sur la rive droite, elle affleure médiocrement, au Nord des micaschistes, sous forme d'une bande W. NW—E. SE, individualisée entre deux failles, large de quelques centaines de mètres et affectée par l'important décrochement de Couffé, à l'Ouest duquel elle détermine une zone légèrement déprimée.

Le synclinal d'Ancenis traverse d'Ouest en Est le territoire de la feuille, dont il constitue un élément paléogéographique et structural majeur. On distinguera commodément deux flancs étroits, convergeant vers l'Ouest, et un « cœur synclinal », largement développé.

● *Le flanc méridional.* C'est dans cette position qu'affleurent les Schistes et quartzites de Pierre-Meslière, rapportés à un complexe paléozoïque anté-frasnien, renfermant vers sa base une belle faune ordovicienne. Au moins sur la rive gauche, des lentilles calcaires montrent que le complexe atteint la zone de passage du Dévonien inférieur au Dévonien moyen (carrières abandonnées de Sainte-Catherine, en Bouzillé, et des Fourneaux, en Liré). Sur l'autre rive, cet ensemble silto-gréseux, dont les contacts, nord et sud, paraissent systématiquement faillés, détermine une zone en léger relief, d'orientation W. NW—E. SE, jalonnée par le moulin des Rochers, la Roche en Ligné, la Hardetenière, l'Ousselière, la Roche en Couffé, la Rillouse, le moulin d'Ombledier et le rocher de Pierre-Meslière en Saint-Géréon.

● *Le cœur synclinal* est occupé par le Complexe grésopélitique frasno-dinantien, qui correspond au remplissage sédimentaire du « Bassin » d'Ancenis. Il s'agit d'une puissante série détritico-terrignone, localement conglomératique, dont les horizons inférieurs admettent de minces intercalations calcaires à faune marine du Frasnien (l'Écochère au Sud, Cope-Choux au Nord), mais qui ne contient plus, dans sa masse principale, que de rares fossiles continentaux attribuables à un Dinantien *sensu lato*. Représenté, sur la rive gauche, par l'affleurement très limité du Fossé-Neuf (Nord de Bouzillé), ce « Frasnio-Dinantien » couvre en revanche d'importantes surfaces au Nord du fleuve, où sa largeur, supérieure à 9 km au méridien d'Ancenis, diminue brusquement à l'Ouest de la vallée du Donneau pour n'être plus que d'un kilomètre en bordure occidentale de la carte. Dans tout ce domaine, les altitudes demeurent généralement inférieures à 40 m et n'atteignent ou ne dépassent 55 m qu'autour de Saint-Herblon et aux environs de Mésanger. Pour cette dernière région, l'existence de reliefs un peu plus prononcés est liée à celle d'un petit batholite granitique (Granite de Mésanger) et à son cortège filonien (microgranites); quant à la colline de Saint-Herblon, elle coïncide avec une zone où les intercalations gréseuses ont été affectées préférentiellement par une tourmalinisation d'origine pneumatolytique.

● *Le flanc septentrional* est constitué par des dépôts silteux et quartzitiques identiques aux schistes et quartzites du flanc sud, et ayant livré la même faune ordovicienne, mais dépourvus d'intercalations calcaires. Étroite et sinueuse, cette bande septentrionale ne joue pas dans le paysage un rôle comparable à celui de son homologue du flanc sud. Elle forme cependant, sur la rive gauche du Donneau, à l'Est du château de Cope-Choux (3 km au Sud-Ouest de Teillé), une ligne de crête orientée W. SW—E. NE, armée par des quartzites subverticaux, et atteignant son point culminant à la Butte des Tertres. On notera à ce propos que l'expression, consacrée par l'usage, de Schistes et quartzites de l'Angellerie n'apparaît pas très heureuse si l'on considère la situation nettement septentrionale de la ferme de l'Angellerie (2,5 km au S. SW de Teillé) par rapport à la bande en question; celle-ci eût sans doute été mieux nommée si l'on avait fait référence à la Butte des Tertres.

Le Horst de Pouillé-les-Coteaux, ou par abréviation « Horst de Pouillé », est une unité

tectonique relativement étroite (1800 m dans sa plus grande largeur) et très disloquée, qui succède ici vers le Nord au synclinal d'Ancenis. Il ramène au jour un complexe de schistes phylliteux (Série du Horst de Pouillé), de faciès comparables à ceux de la Série des Mauges, rapportée, on le sait, au Précambrien. Le contact faillé qui sépare, vers le Nord, cet ensemble du Sillon houiller est souligné, sur quelques kilomètres, entre les Hommeaux (4 km au Sud-Ouest de Teillé) et la Transonnière (2 km au Nord de Mésanger), par une rupture de pente relativement nette.

Le Sillon houiller de la Basse-Loire se présente comme un fossé tectonique, occupé par des dépôts exclusivement continentaux à faciès de Houiller productif, et attribuables au Namurien. Il se réduit, à l'Ouest comme à l'Est du territoire étudié, à de simples écailles, souvent supprimées par laminage le long de failles directionnelles. Entre le méridien de Ligné et celui de Mésanger, sur une longueur de 16 km, le Namurien productif occupe toutefois une zone d'orientation W. SW—E. NE, étirée en fuseau à ses deux extrémités, atteignant 1800 m dans sa plus grande largeur et coincée tectoniquement entre le Horst méridional et le Complexe de Saint-Georges-sur-Loire. Les affleurements y sont rares, sauf dans la région traversée par le Donneau en aval du plan d'eau de Teillé, de sorte que le Sillon houiller n'est le plus souvent jalonné que par d'anciennes exploitations minières et leur déblais charbonneux.

Le Complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire forme à lui seul le substratum ancien pour le tiers septentrional du territoire représenté sur la carte. Des formations argilo-silteuses, plus ou moins schistosées et dont l'aspect satiné témoigne d'un léger métamorphisme, y jouent le rôle essentiel, mais n'affleurent guère qu'à l'aplomb des vallées. Les reliefs un peu plus accentués de l'angle nord-est de la feuille correspondent à des zones gréseuses. Des passées gréseuses déterminent de même, dans la région occidentale, une ligne de hauteurs W. NW—E. SE allant de l'étang de Vioreau au hameau du Bourg-Chevreuil, par Bel-Air et la Vallée. Les intercalations de phanites, fréquentes dans certaines zones, mais très discontinues, peuvent cependant former relief dans le paysage (le Haut-Rocher au Sud-Ouest de Riaillé, carrière de la Floquerie au Nord de Pannecé). Les termes volcaniques (laves et tufs) sont de type spilitique ou trachytique (reliefs du Mont-Juillet, à l'Ouest des Touches) ou rhyolitique. L'âge de ce complexe, dont l'épaisseur est assurément considérable, serait compris entre l'Ordovicien supérieur et le Dévonien inférieur.

SITUATION DE LA CARTE DANS LE DOMAINE LIGÉRIEN

Deux ouvrages fondamentaux, où les observations personnelles des auteurs tiennent la plus grande place, regroupent les connaissances acquises antérieurement à 1914 sur la géologie des environs plus ou moins immédiats d'Ancenis : la « Notice sur la Géologie de la Loire-Inférieure », par Louis Bureau (1900) et la monographie du Bassin houiller de la Basse-Loire, par Edouard Bureau (1910—1914). C'est à ces deux frères que l'on doit également la première édition de la feuille Ancenis à 1/80 000 (1890), d'emblée remarquable par la précision des contours, ainsi qu'un livret-guide et un compte rendu d'excursions (1908, 1910), rédigés avec la collaboration de L. Davy et de A. Dumas.

Depuis la fin de la première guerre mondiale, des précisions nouvelles, acquises pour l'essentiel récemment, à l'occasion de levés détaillés à 1/25 000, ont fait l'objet de nombreuses publications, dont les plus importantes figurent dans la liste bibliographique jointe à la présente notice. Dans le texte qui va suivre, où l'on se propose de situer le territoire cartographié au sein d'un plus vaste ensemble, dit « ligérien », on s'efforcera de préciser la part qui revient à tel chercheur ou telle équipe dans l'évolution des idées sur la constitution géologique de la région.

Le domaine ligérien (J. Cogné, 1976) peut être limité vers le Nord à l'aplomb de l'*anticlinal Landes de Lanvaux — les Ponts-de-Cé* (bibliographie in L. Chauris et G. Lucas, 1966; voir aussi : J.-J. Chauvel, 1960, J.-L. Bouchez et J. Blaise, 1976, contours de L. Chauris sur la feuille Ancenis, 2^e édition, à 1/80 000, 1967, et sur la feuille Chalennes à 1/50 000, 1970; contours de L. Chauris et J. Blaise sur la feuille Angers à 1/50 000, 1976). Cette étroite structure hercynienne, entièrement située hors du domaine de la présente carte, s'allonge sur 200 km de l'W.NW à l'E.SE depuis le Morbihan jusque dans le Maine-et-Loire. L'attribution au Précambrien des orthogneiss des Landes de Lanvaux (à l'Ouest) et de Saint-Clément-de-la-Place (à l'Est), qui jalonnent son axe, prête encore à discussion. Sur les deux flancs, en revanche, les Schistes et arkoses de Bains, dont les contacts avec les orthogneiss en question paraissent systématiquement faillés, mais qui passent en continuité aux Schistes d'Angers (Llanvirn à Caradoc), peuvent être rapportés à un Ordovicien inférieur *sensu lato*.

Le *synclitorium de Saint-Georges-sur-Loire* succède au Sud, sans hiatus stratigraphique ou structural, à l'unité précédente (G. Lucas, 1960; A. Arnaud, 1966; H. Lardeux, 1968; P. Maillet, 1977; B. Pivette, 1978; P. Maillet, B. Pivette et J.-J. Chauvel, 1977; J. Cogné, 1976; levers et commentaires de A. Arnaud et P. Cavet sur les feuilles Chalennes et Angers à 1/50 000). Il est occupé par une puissante série volcano-sédimentaire subsidente, discrètement affectée par le métamorphisme hercynien et d'âge ordovicien supérieur à dévonien inférieur. Très développé à l'Est (feuilles Angers et Chalennes-sur-Loire à 1/50 000), cet ensemble traverse, on le sait, toute la partie nord de la feuille Ancenis, pour se prolonger vers l'W.NW jusque dans la région de Saint-Gildas-des-Bois et Béganne, où sa terminaison pérclinale a été figurée sur la feuille Saint-Nazaire à 1/80 000 (1897).

D'après ce dernier document, et comme l'a rappelé J. Cogné (1960), un grand accident directionnel (*faille de Nort-sur-Erdre*) limiterait brusquement vers le Sud le synclitorium de Saint-Georges-sur-Loire sur les feuilles Savenay et Nort-sur-Erdre à 1/50 000 (inédites). Mais au-delà, et à l'Est du méridien de Nort-sur-Erdre, cette limite méridionale coïncide plus précisément avec une très longue zone de dislocation cicatrisée par les dépôts à faciès de houiller productif, localement étirés, voire supprimés par laminage, du *Sillon houiller de la Basse-Loire*. Ce fossé tectonique traverse d'Ouest en Est, puis de l'W.NW à l'E.SE, les territoires des feuilles Ancenis, puis Chalennes, où son parcours souterrain coïncide sur une quinzaine de kilomètres avec la plaine de la Loire, et finalement Thouarcé, où il suit très exactement, sur plus de 20 km, le cours inférieur du Layon. C'est seulement en 1931 que A. Carpentier devait rapporter explicitement au Namurien les dépôts qui constituent cette unité, pour laquelle on avait jusqu'alors utilisé l'expression stratigraphiquement imprécise de « Grauwacke supérieure du Culm ». Plus récemment, P. Cavet, H. Lardeux et L.-M. Rivière (passim) ont souligné l'indépendance stratigraphique et structurale du « Sillon houiller de la Basse-Loire » et du « Synclinal d'Ancenis », séparés par le Horst de Pouillé ou par un grand accident directionnel.

Au Sud de cette longue zone faillée, à travers le Pays nantais, la région d'Ancenis et les Mauges, s'étend la partie méridionale du domaine ligérien, qui bute au Sud-Ouest contre la branche principale (NW—SE) de la Zone broyée sud-armoricaine. Cette nouvelle région, que nous limiterons conventionnellement vers le Sud à l'aplomb de l'alignement granitique du Haut-Bocage vendéen, est principalement constituée par un substratum précambrien dont les déformations et le métamorphisme témoignent d'une évolution beaucoup plus complexe que celle qu'a connue, au Nord, le « Briovérien *stricto sensu* » (domaines centre-armoricain et mancennien de J. Cogné, 1976). Quant à la couverture paléozoïque anté-frasnienne de ce vieux socle (telle qu'on peut l'observer dans le synclinal d'Ancenis), sa faible épaisseur et l'absence de métamorphisme l'opposent selon nous tout aussi nettement

à la puissante série, pénécotemporaine, qui occupe le synclinorium plus septentrional de Saint-Georges-sur-Loire.

Sans quitter cette zone ligérienne méridionale, nous allons chercher à y prolonger, du Nord au Sud, les différents ensembles définis plus haut dans le cadre de la présentation générale de la carte.

Le Horst de Pouillé n'est typiquement représenté que sur le territoire cartographié ici. À l'Est, la feuille Chalennes-sur-Loire ne lui attribue plus qu'une petite écaille tectonique, faisant buter directement, en son absence, les terrains productifs du Sillon houiller contre le Complexe grésopélique frasno-dinantien.

Synclinal d'Ancenis. La convergence vers l'Ouest des deux flancs du synclinal d'Ancenis confère à sa terminaison occidentale, sur le territoire contigu de la feuille Nort-sur-Erdre (inédiée), une allure en biseau très aigu. Toutefois, le grand développement des sables pliocènes dans la région considérée, immédiatement à l'Est de Nort-sur-Erdre, s'oppose habituellement à l'observation : si la bande de schistes et quartzites du flanc sud peut effectivement être suivie en parfaite continuité d'une carte à l'autre, l'amenuisement progressif vers l'Ouest des unités ou ensembles septentrionaux (Frasno-Dinantien, flanc nord du synclinal, Horst de Pouillé, Sillon houiller) et leur cisaillement par l'accident du Nort-sur-Erdre demeurent en partie conjecturaux.

La terminaison orientale du synclinal, telle qu'elle se présente sur les territoires de la feuille à 1/80 000 Ancenis (1967) ou des feuilles à 1/50 000 Chalennes-sur-Loire (1970), Chemillé et Thouarcé (inédiées), présente la même allure générale, étirée en fuseau, que sa terminaison occidentale. Elle témoigne toutefois d'une plus grande complexité structurale. On soulignera en particulier l'amenuisement progressif vers l'Est du Frasno-Dinantien et sa disparition définitive au méridien de Chaudfond, au-delà, le « Complexe paléozoïque anté-frasnien du flanc sud » se prolonge seul, en direction du Sud-Est, jusqu'aux environs de Saint-Lambert-du-Lattay, sous forme d'une étroite bande, séparée du Sillon houiller par le Horst d'Ardenay, qui ramène au jour le Briovérien des Mauges dans une position tectonique analogue à celle qu'occupe le Horst de Pouillé sur la feuille Ancenis.

L'interprétation stratigraphique et structurale actuellement admise pour le Paléozoïque anté-frasnien, au Sud de la Loire (feuille Chalennes à 1/50 000, 1970), repose sur les travaux de J. Blaise, P. Cavet et H. Lardeux (1970), et de P. Cavet, H. Lardeux et A. Philippot (1971). L'affleurement principal de cet ensemble sédimentaire est partout séparé vers le Sud du « Briovérien » épimétamorphique par un contact anormal, orienté approximativement est—ouest. Localement, toutefois, au Sud de cet accident majeur, de minces témoins, à peine basculés, de la série détritique de base du Paléozoïque régional, exempte de tout métamorphisme, reposent en nette discordance sur les schistes phylliteux briovériens. Cette Formation du moulin de Châteaupanne a livré de petits Brachiopodes inarticulés et de gros Conodontes qui permettent de la rapporter à l'Arenig (Ordovicien inférieur). Au Nord de l'accident signalé plus haut, les formations anté-frasniennes n'appartiennent pas, en toute rigueur, à un flanc de synclinal, mais constituent deux unités indépendantes. L'unité méridionale, dite assez improprement Synclinal de Châteaupanne—Chaudfond, montre un développement notable de pélites schisteuses et de grès quartzitiques ou micacés, rappelant les Schistes et quartzites de Pierre-Meslière, et dont l'âge serait surtout ordovicien : le Silurien n'y jouerait qu'un rôle insignifiant ; plus au Nord, les nombreuses lentilles, parfois volumineuses et régulièrement alignées, du Calcaire de Chalennes ont livré une faune récifale de la zone de passage du Dévonien inférieur au Dévonien moyen (D. Le Maître, 1934) ; ceci conduit à envisager un âge eifélien inférieur pour les Grès à Psilophytes qui les surmontent immédiatement, et où l'on peut voir le plus récent des horizons représentés ici. Au Nord, le Horst du

Tombeau-Leclerc correspond à une étroite unité tectonique, nettement individualisée entre deux failles NW—SE qui le séparent de l'unité précédente (au Sud) et de la zone frasno-dinantienne (au Nord) ; le Silurien, paradoxalement complet et fossilifère, et le Dévonien inférieur y joueraient le rôle essentiel. Au Nord de la Loire, sur le territoire de la présente feuille, la découverte, dans des nodules, d'une faune trilobitique d'âge Ilanvirnien (P. Cavet et J. Pillet, 1961, 1964, 1968 a et b) au sein du Paléozoïque anté-frasnien silto-gréseux des deux flancs du synclinal d'Ancenis permet d'affirmer que le régime marin a été inauguré, ici encore, dès l'Ordovicien inférieur, et non pas seulement au Silurien, comme on le pensait généralement. La présence de ce dernier système, bien que non attestée paléontologiquement, n'en paraît pas moins probable. Quant à l'hypothèse selon laquelle la sédimentation se serait poursuivie, sous des faciès indifférenciés, jusqu'à la fin du Dévonien inférieur, elle repose sur l'assimilation, à nos yeux très plausible, des minces lentilles azoïques du Calcaire des Brûlis (en Saint-Géréon, sur le flanc sud) aux calcaires fossilifères des Fourneaux (Liré) et de Sainte-Catherine (Bouzillé), qui représentent eux-mêmes, dans l'angle sud-est de la feuille Ancenis (environs du Fossé-Neuf), l'équivalent exact du Calcaire de Chalonnnes (D. Le Maître, 1934).

C'est en 1970 (notice de la feuille Chalonnnes à 1/50 000) que P. Cavet, H. Lardeux et L.-M. Rivière ont utilisé pour la première fois l'expression de *Culm frasno-dinantien* pour désigner la Grauwacke inférieure du Culm des anciens auteurs, c'est-à-dire le complexe gréso-pélitique occupant le cœur du synclinal d'Ancenis. Ce faisant nous souhaitons mettre fin à des discussions stériles et à des schématisations cartographiques abusives en renonçant à distinguer au sein de ce puissant complexe, monotone et fort peu fossilifère, un ensemble litho-stratigraphique basal, attribuable en tant que tel au Dévonien supérieur (ou au seul Frasnien), et à le séparer de la masse principale, tenue pour dinantienne (ou « famenno-dinantienne »). Il n'en reste pas moins que la présence du Frasnien vers la base de la série est attestée par des fossiles marins, nombreux et variés, provenant de minces intercalations lenticulaires, qu'il s'agisse des calcaires de l'Ecochère, sur le flanc sud (J. Péneau, 1930, 1932, 1933), ou du Calcaire de Cope-Choux, sur le flanc nord (D. Le Maître, 1931, 1932 ; Y. Milon, 1932) (bibliographie complète in P. Cavet et H. Lardeux, 1967). De même, la flore récoltée à Sans-Besoin en Montjean (feuille Chalonnnes), apparemment au cœur du complexe, est considérée par C. Beaupère (1973) comme typique du Dinantien, voire plus précisément du Viséen. En partie masqué, sur la feuille Chalonnnes, par les alluvions de la Loire, le « Frasnio-Dinantien » y présente un développement important au Nord du fleuve, pour s'étaler plus largement encore, ainsi qu'il a été dit plus haut, sur le territoire de la feuille Ancenis. Ces affleurements de rive droite, de beaucoup les plus développés, viennent de faire l'objet d'une monographie géologique détaillée de la part de L.-M. Rivière (1978). On y trouvera en particulier l'étude pétrographique et sédimentologique du Poudingue d'Ingrandes, typiquement développé dans le cadre de la feuille Chalonnnes, et dont le dépôt aurait mis fin à la sédimentation du « Culm ». À propos de ce dernier terme, il est temps d'indiquer que nous croyons devoir renoncer à l'utiliser désormais pour désigner le remplissage sédimentaire du Bassin d'Ancenis, qui présente beaucoup plus nettement les caractères d'un ensemble molassique que ceux du véritable Culm. Ce dernier faciès n'est d'ailleurs vraiment bien défini que dans le Massif schisteux rhénan ; il y témoigne, d'après E. Paproth (citations communiquées par A. Pelhâte), de conditions « géosynclinales », et occupe des « régions couvertes par la mer depuis au moins le Dévonien inférieur ».

Complexes métamorphiques méridionaux. L'étude des complexes métamorphiques du domaine ligérien ne devait entrer dans sa phase moderne qu'après la définition et la description, par J. Cogné (1966), de la « nappe » de Champtoceaux et de l'anticlinal de la Chapelle-sur-Erdre. L'interprétation cartographique proposée pour ces struc-

tures par ce même auteur sur la feuille Ancenis à 1/80 000, 2^e édition (1967) a été confirmée et précisée, d'abord sur la feuille à 1/50 000 Vallet (F.-H. Forestier, B. Lasnier, J. Marchand (Géotechnip) et G. Weecksteen), puis ici même par J. Marchand (Université de Nantes).

• *La Série des Mauges* a été décrite de manière détaillée par J. Blaise dans la notice de la feuille Chalennes à 1/50 000 (1970). Principalement développée à l'Est du méridien d'Ancenis et au Sud de la Loire, elle forme le socle des ensembles paléozoïques méridionaux du domaine ligérien dont elle borde les flancs, ou qu'elle ceinture périclinalement, suivant des contacts habituellement faillés : au Nord, le synclinal d'Ancenis, au Sud, les synclinaux du Choletais, où un puissant complexe rhyolitique surmonte une formation détritique de base datée du Cambrien moyen.

Cette série constitue par ailleurs l'enveloppe épimétamorphique du « noyau mésozonal à reliques catazonales », décrit ci-dessous. L'ensemble a été finalement plissé en une vaste antiforme plongeant vers l'Est (anticlinorium de la Chapelle-sur-Erdre), qui détermine la forme et l'extension des affleurements du complexe épimétamorphique.

Peu différenciée lithologiquement, la Série des Mauges est composée de schistes phylliteux à fins rythmes grés-grauwackeux et de métagrauwackes albitiques en bancs métriques à décamétriques. Le métamorphisme atteint la zone à biotite, ce minéral n'étant d'ailleurs visible qu'à l'état de reliques au sein d'une paragenèse chlorito-sériciteuse, due à une rétro-morphose généralisée.

L'âge anté-paléozoïque, au moins pour l'essentiel, du métamorphisme et des plissements qui ont affecté cet ensemble est attesté par la nature nettement discordante de ses relations avec la Formation du moulin de Châteaupanne (Ordovicien inférieur), au Nord (J. Blaise, P. Cavet et H. Lardeux, 1970), et avec les Pérites à Paradoxidés de Cléré-sur-Layon (Cambrien moyen), au Sud (P. Cavet, M. Gruet et J. Pillet, 1968). Il est donc raisonnable de rapporter ces événements à des mouvements « cadomiens », et l'on peut de même tenir pour légitime l'attitude traditionnelle qui a conduit à assimiler ces formations épimétamorphiques à un Briovérien *sensu lato*.

• *Noyau mésozonal à reliques catazonales*. Cette nouvelle unité pétrographique et structurale, connue également sous le nom de « nappe » cristallophyllienne de Champtoceaux (J. Cogné, 1966), est en contact à l'Ouest et au Sud-Ouest avec la Série des Mauges.

Au Nord de la Loire, ce contact a été tectonisé par des mouvements cisailants, probablement hercyniens, qui pourraient expliquer le hiatus existant, pour le degré du métamorphisme, entre la série épimétamorphique des Mauges, au Nord, et les Micaschistes du Havre, plus ou moins rétro-morphosés, au Sud.

Au Sud du fleuve, à Liré, une faille méridienne juxtapose ces deux mêmes ensembles, dont le contact est souligné, sur le territoire de la feuille Vallet à 1/50 000, par la zone mylonitique le Fuilet—la-Remaudière, orientée SW—NE (inédit). Ce même contact se trouve jalonné, sur les feuilles Vallet, Ancenis (Couffé, les Mazeries) et Nort-sur-Erdre, par la présence de petits massifs de péridotite serpentinisée au sein de la série mésozonale. Celle-ci renferme en outre de nombreuses intercalations de schistes verts et d'amphibolites où l'on peut voir l'équivalent rétro-morphosé des métagabbros et métadolérites de Drain.

Au Sud-Ouest des micaschistes, les gneiss anatectiques des environs d'Oudon représentent, sur la rive droite de la Loire, la terminaison de la puissante masse des Anatexites de Champtoceaux. De même, les Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert, fortement tectonisés suivant une direction W.NW—E.SE, affleurent en parfaite continuité avec les gneiss leptyniques de la bande de Loroux-Bottereau—la Varenne — Clermont-sur-Loire (feuille Vallet), et se prolongent en direction du Nord-Ouest à travers la feuille Nort-sur-Erdre.

Le complexe orthodérivé du Cellier est séparé, vers le Sud, des orthogneiss précédents par une zone gneissique tectonisée. Connue également au Sud de la Loire (« arc éclogitique Saint-Julien-de-Concelles — le Cellier », sur la feuille Vallet), il peut être suivi vers l'W.NW jusqu'aux environs de Pontchâteau. Il est caractérisé par la présence de nombreux boudins d'éclogite disséminés dans des leptynites blastomylonitiques. Ces dernières ont été interprétées, au moins pour leur masse principale, comme le terme ultime de l'évolution tectonique et métamorphique d'un ancien granite (granite de la Picherais); de rares reliques montrent que le granite en question avait déjà été métamorphisé une première fois, avant sa déformation, dans le faciès granulite (B. Lasnier, A. Leyreloup et J. Marchand, 1973).

Ces formations catazonales chevauchent du Nord au Sud la puissante série épizonale des Micaschistes de Mauves-sur-Loire, qui n'occupe ici que de très faibles surfaces, dans l'extrême Sud-Ouest de la feuille, mais s'étend très largement vers le Sud-Ouest, jusqu'à la zone broyée sud-armoricaine.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les temps précambriens

La rareté des données géochronologiques relatives aux ensembles antépaléozoïques des environs plus ou moins immédiats d'Ancenis, nous oblige à faire surtout appel aux données de la chronologie relative pour tenter de reconstituer les événements les plus lointains qui aient laissé des traces dans la région. On évoquera d'abord l'histoire du « noyau mésozonal à reliques catazonales », qui représente assurément l'unité la plus ancienne, puis celle de son enveloppe épimétamorphique, la Série des Mauges. Une discussion permettra ensuite de conclure à une évolution métamorphique en partie commune aux deux ensembles, et apportera des précisions sur le comportement probable du domaine métamorphique de la Basse-Loire aux temps hercyniens.

● Le noyau mésozonal

La présence de reliques catazonales, conservées exclusivement au sein d'anciennes roches plutoniques acides (granites) ou basiques (gabbros et dolérites), témoigne seule, à l'échelle régionale, de l'intervention d'un épisode métamorphique précoce, de nature granulitique. Dans le cadre de la feuille Ancenis, ces roches catazonales sont localisées dans le « complexe orthodérivé du Cellier », et appartiennent ainsi au flanc inverse de la « nappe de Champtoceaux »; mais plus au Sud, sur les territoires de la feuille Vallet, le flanc normal de cette vaste structure se trouve lui-même jalonné par de telles reliques, représentées en l'occurrence par des gabbros coronitiques (Pont-de-Louen, butte de la Roche, moulin du Pé). Les paragenèses successives montrent que les roches en question ont été soumises, antérieurement aux événements tectoniques évoqués plus loin, à un métamorphisme granulitique de haute température et haute pression capable de provoquer l'éclogitisation des gabbros (éclogites du type « le Cellier ») et la granulitisation des granites (granite de la Picherais). Cet épisode, considéré tantôt comme métamorphique prograde, tantôt comme purement magmatique, présente la particularité de s'être développé en climat statique, comme en témoigne l'absence de déformation des couronnes réactionnelles.

L'évolution post-granulitique du complexe orthodérivé s'est effectuée dans la mésozone, et s'est traduite par une rétro-morphose. Mais pour la masse principale du noyau mésozonal, ce même métamorphisme doit être considéré comme un phénomène prograde, ayant affecté une série détritique et volcano-détritique (Micaschistes du Havre, Amphibolites d'Oudon), au sein de laquelle s'étaient préalablement mis en

place le batholite granitique de Saint-Mars-du-Désert, ainsi que les petits massifs gabbroïques et doléritiques de la région de Drain. Cet épisode métamorphique, accompagné d'une intense déformation en plis isoclinaux couchés, a induit une schistosité « s1 » subhorizontale, qui serait liée à la mise en place de la structure majeure de la région, la « nappe de Champtoceaux », orientée N 120° E et déversée vers le Sud-Ouest. C'est au même événement tectono-métamorphique que l'on peut également rapporter la gneissification, et localement la mobilisation, des orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert et des gneiss anatectiques de Champtoceaux^(*).

Par la suite, et sans qu'il ait lieu de faire appel à un nouvel épisode métamorphique, les paragenèses mésozonales ont évolué dans le sens d'une rétro-morphose, atteignant ainsi localement le domaine du faciès schistes verts (métamorphisme polyphasé). Cette évolution rétrograde a été accompagnée par une reprise des structures antérieures, intervenant sous la forme d'un plissement d'axe orienté approximativement est-ouest et plongeant vers l'Est. Cette phase de déformation, qui a donné la « voussure antiforme de la Chapelle-sur-Erdre », a induit localement une schistosité « s2 », où l'on verrait plus volontiers le résultat d'un « serrage » suivant une direction méridienne de contrainte qu'une structure en dôme d'origine diapyrrique; c'est du moins ce que suggère le sens de cisaillement inverse dont témoignent les plis en chevrons observés sur les flancs de cette structure (J.-L. Lagarde, 1976).

● La Série des Mauges

L'épisode sédimentaire auquel correspond la Série des Mauges a été marqué par des dépôts à la fois épais, étendus et très uniformes, dépôts dont la lithologie et le caractère rythmique soulignent par ailleurs, à toutes les échelles, la nature flyschoidé. Bien qu'on la considère habituellement comme un équivalent métamorphique du Briovérien d'Armorique centrale et septentrionale, cette série en diffère nettement, sous l'angle sédimentologique, par la nature souvent grauwakeuse de ses dépôts, ainsi que par l'origine volcanique probable de certains éléments des grauwalkes en question (albite), et par l'absence de formations grossièrement détritiques.

La série a été affectée par le métamorphisme régional, et c'est au faciès schistes verts que se rapportent la majorité des affleurements; mais le faciès amphibolite (à biotite, grenat et staurotide) a été atteint au plus profond de la série, à proximité de ses contacts avec le noyau mésozonal. La foliation cristallophyllienne alors acquise (« s1 ») paraît liée à un plissement isoclinal en petits plis couchés, rendus difficilement visibles par les déformations ultérieures, mais que l'on pourrait mettre en rapport avec une déformation tangentielle de plus grande ampleur. Plus apparent est un plissement en chevrons d'axes subhorizontaux, associé à un fin gaufrage, qui a repris la foliation antérieure « s1 », et a pu induire localement une seconde schistosité, « s2 ». On serait tenté d'associer à ce second épisode tectonique une rétro-morphose généralisée, responsable de la chloritisation de la biotite dans les zones initialement les moins métamorphiques de la Série des Mauges.

● Discussion

Les considérations précédentes tendraient à montrer que le noyau mésozonal et la Série des Mauges ont connu, postérieurement à un « épisode granulitique », une seule et même succession d'événements métamorphiques et structuraux. Dans cette hypothèse, et compte tenu par ailleurs des relations nettement discordantes décrites

(*) Le fait qu'aucune relique granulitique n'ait encore été signalée dans le noyau mésozonal en dehors du complexe du Cellier pose le problème de l'origine, de l'histoire et de la signification géologique du complexe en question. Compte tenu de sa nature orthodérivée, de sa lithologie (association intime de roches basiques et acides) et de son histoire métamorphique (présence de reliques granulitiques), ce complexe rappelle beaucoup, par son aspect et son évolution, les « groupes leptyno-amphiboliques » connus dans tout le domaine varisque. Les recherches actuellement en cours en Bretagne méridionale et dans le Massif Central français devraient permettre de mieux mettre en évidence la signification, métamorphique et structurale, de tels ensembles.

aux environs de Chalennes et de Cléré-sur-Layon entre le Paléozoïque inférieur, non métamorphique, et la Série des Mauges, il y a lieu d'attribuer un âge précambrien (cadomien ?) aux deux plissements majeurs évoqués plus haut, ainsi qu'aux métamorphismes qui leur sont liés. Cette interprétation n'est pas infirmée par l'isochrone (Rb-Sr) obtenue sur roches totales dans le noyau mésozonal et la Série des Mauges, isochrone qui a donné 537 ± 24 M. A. (P. Vidal et *al.*, 1970). On notera d'ailleurs que cette datation concerne vraisemblablement le seul métamorphisme mésozonal, laissant en suspens le problème de l'âge du métamorphisme épizonal rétro-morphique.

Quitte à anticiper sur des développements ultérieurs, il convient d'ajouter ici que des événements hercyniens, voire post-hercyniens, ont marqué de leur empreinte le socle métamorphique des Mauges et du pays nantais. Ce fut en particulier le cas pour de nombreux accidents cisailants, d'âges divers, mais ayant affecté à la fois ce socle précambrien et sa couverture paléozoïque, qu'il s'agisse de fractures obliques par rapport aux directions hercyniennes, comme c'est le cas pour le grand décrochement de Couffé, ou d'accidents directionnels. Parmi ces derniers, on citera les longs contacts anormaux W. NW—E. SE qui encadrent le Paléozoïque anté-frasnien du flanc sud du synclinal d'Ancenis, ou encore l'accident de même orientation qui, un peu plus au Sud, isole du noyau mésozonal l'étroite bande formée par la Série des Mauges. De manière générale, il convient d'imputer à des serrages tectoniques hercyniens un rejeu des schistosités, en général finement cataclasées, ainsi que des torsions et basculements d'anciennes surfaces, selon les lignes directrices des structures déjà développées dans les ensembles paléozoïques, et en particulier le long des plans de cisaillements et de chevauchement. De tels rejeux tectoniques, qui pourraient avoir accentué la voussure antiforme de la Chapelle-sur-Erdre, se traduisent, dans les niveaux les plus incompetents, par l'apparition de plis d'entraînement à axes plongeant vers le Nord (Sud de Ligné et Sud de Couffé, dans les Micaschistes du Hâvre ; Vauvressix et « île » de la Pierre, dans la Série des Mauges). Le sens de déversement de ces plis indique un cisaillement dextre (J.-L. Lagarde, 1976). Il est plus difficile de se prononcer nettement sur un métamorphisme qui aurait pu affecter aux temps hercyniens le matériel précambrien de la région d'Ancenis. De telles manifestations seraient le plus souvent restées inaperçues ; encore conviendrait-il d'expliquer la présence de grenats automorphes, nettement post-tectoniques, dans les Micaschistes du Hâvre et de Mauves-sur-Loire. On remarquera, dans le même ordre d'idées, que la datation absolue des biotites et des feldspaths potassiques des gneiss de Champtoceaux indique un rajeunissement « hercynien » à environ 340 M. A. (P. Vidal et *al.*, 1970).

Parmi les nombreux problèmes qui restent à résoudre relativement au domaine métamorphique étudié ici, le plus important pourrait bien être celui que pose l'âge du complexe granulitique du Cellier. Une hypothèse a priori satisfaisante consisterait à voir dans cet ensemble, transformé préalablement à l'intervention du métamorphisme qui devait affecter son encaissant actuel, le témoin d'un vieux socle « antécadomien ». Mais des datations absolues ne confirmeraient pas cette interprétation : les échantillons du granite de la Picherai s'alignent en effet sur une isochrone (Rb-Sr) définie par les gneiss mésozonaux de Champtoceaux (525 ± 26 M. A., P. Vidal, 1976). On ajoutera à ce propos que des doutes d'élèvent actuellement quant à l'autochtonie du complexe du Cellier au sein de l'ensemble allochtone de la « nappe » de Champtoceaux.

Les temps paléozoïques

• Paléozoïque anté-frasnien

Vers le début de l'Ordovicien (Arenig), une mer peu profonde s'est avancée en transgression sur le vieux môle précambrien des Mauges, préalablement arasé. Mais

ses dépôts discordants, gréso-pélitiques, voire conglomératiques (Formation du moulin de Châteaupanne, Poudingue de la Hubaudière) n'ayant été que très sporadiquement respectés par la tectonique hercynienne cassante, et seulement au Sud de la Loire, toute tentative de reconstitution paléogéographique intéressant le territoire couvert par la feuille, et pour la période considérée, serait vouée à l'échec.

On peut tenir en revanche pour établi que, dès le Llanvirn, le régime marin franc, marqué par des dépôts silto-gréseux de plate-forme, régnait dans une mer épicontinentale occupant à peu près l'emplacement actuel du synclinal d'Ancenis (« mer ancénienne »). Les coupes relevées sur le flanc sud de cette unité synclinale ne permettent de déceler aucune discontinuité évidente au sein du complexe anté-frasnien, et donnent au contraire l'impression que la sédimentation marine se serait poursuivie, sans interruption notable, jusqu'au Dévonien inférieur, marqué lui-même par l'apparition de faciès carbonatés, localement récifaux. Mais la réalité fut assurément complexe. C'est ainsi que des considérations d'ordre stratigraphique et structural ont montré, plus à l'Est (environs de Montjean et Chalonnes, voire déjà, pour le territoire étudié ici, aux environs du Fossé-Neuf, en Bouzillé), que la sédimentation anté-frasnienne a été commandée par des mouvements verticaux du socle ancien, le long de flexures est-ouest ayant déterminé une morphologie de rides et sillons, et préfigurant les futurs accidents directionnels hercyniens. De même, il semble bien que la mer ancénienne se soit trouvée séparée dès l'origine du « Sillon » subsident de Saint-Georges-sur-Loire par une portion de socle précambrien demeurée en saillie à l'emplacement approximatif actuel du Horst de Pouillé. Dans le même ordre d'idée, on attirera l'attention sur le fait que les faunes trilobitiques d'âge Llanvirnien récoltées sur les deux flancs du synclinal témoignent d'affinités « bohémiennes », qui les opposent nettement aux faunes qui proliféraient à la même époque dans les parties plus septentrionales du Massif armoricain.

Trop de problèmes, tant stratigraphiques que pétrographiques ou structuraux, se posent encore relativement aux puissantes séries volcano-sédimentaires accumulées, au Paléozoïque inférieur, dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, pour que l'on puisse se faire une idée précise des conditions paléogéographiques qui ont présidé à leur genèse. On soulignera du moins que les commentaires récents font sans exception appel à une forte subsidence du fond sous-marin, allant pour certains jusqu'à invoquer, faute de terme mieux approprié, l'instauration de conditions « géosynclinales ». Plus récemment, des considérations d'ordre géochimique ont conduit à l'hypothèse selon laquelle certaines manifestations effusives pourraient être liées à des phénomènes de distension et d'amincissement de la croûte continentale.

● **Frasno-Dinantien**

L'hypothèse d'une émergence générale de tout le domaine ligérien pendant la majeure partie du Dévonien moyen repose, entre autres arguments, sur le fait qu'aucun fossile plus récent que la zone de passage de l'Emsien à l'Eifelien et plus ancien que le Frasnien n'a été signalé dans le synclinal d'Ancenis, non plus que dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire. On peut invoquer dans le même sens la nette indépendance cartographique qui existe, dans le synclinal d'Ancenis, entre le complexe frasno-dinantien et le Paléozoïque anté-frasnien. Ici encore, les relations faillées mises en évidence par nos levés entre ces deux ensembles sédimentaires pourraient bien avoir oblitéré une discordance originelle plus ou moins discrète. Quoi qu'il en soit, l'histoire du Complexe gréso-pélitique frasno-dinantien n'est autre que celle du comblement progressif, par des dépôts molassiques, d'un bassin subsident, individualisé au terme d'une période d'émergence, liée elle-même à une phase hercynienne précoce dont on ne saurait dire, en l'état actuel des connaissances, si elle fut exclusivement de style épeirogénique, ou si elle a été accompagnée par des déformations de style souple. La transgression frasnienne a été marquée ici par des

dépôts silto-gréseux, où la présence de lentilles calcaires à Brachiopodes, Polypiers et Goniatites, et celle de minces intercalations de radiolarites, indique, pour la dernière fois dans l'histoire du Bassin d'Ancenis, l'instauration de conditions franchement marines. Plus haut, de puissantes accumulations grauwacko-péltiques, localement conglomératiques, montrent que le régime est devenu d'abord laguno-saumâtre, puis continental. De tels dépôts n'ont pu être alimentés que par l'érosion de reliefs sans cesse rajeunis, parmi lesquels le Horst de Pouillé a dû jouer, vers le Nord, un rôle de première importance. L'ultime épisode sédimentaire, lié au paroxysme « fini-dinantien » d'une longue série de déformations, aurait été le dépôt, en légère discordance, d'une puissante formation torrentielle sous-lacustre, à galets énormes, le Poudingue d'Ingrandes.

En l'absence de tout dépôt discordant attribuable au « Frasno-Dinantien » dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, il est difficile de décider si le léger métamorphisme et les déformations intenses qui affectent le matériel sédimentaire et volcanique contenu dans cette vaste unité ont été acquis dans le cadre de « mouvements dévono-dinantiens », contemporains de ceux dont il vient d'être question, mais d'un tout autre style, ou si ces événements se sont produits à une époque plus récente. La présence dans les poudingues dinantiens, à l'état de galets, de schistes plissottés susceptibles d'être rapportés sans ambiguïté au Complexe de Saint-Georges-sur-Loire constituerait évidemment un excellent argument en faveur de la première hypothèse. Faute de pouvoir se prononcer sur ce point, on notera que la présence, à nos yeux presque aussi démonstrative, de tels galets dans les poudingues du Namurien ne fait en revanche aucun doute.

● Houiller productif

On pourrait attribuer à une nouvelle série de déformations, tardi-dinantiennes ou immédiatement post-dinantiennes, l'individualisation, au Nord et en contrebas du Horst de Pouillé, toujours en proie à l'érosion, d'une étroite zone subsidente qui serait venue en quelque sorte relayer le Bassin d'Ancenis, et où se cantonnera désormais la sédimentation continentale molassique du Namurien (ou du « Namuro-Westphalien »). Cette sédimentation s'est effectuée sous un climat de type tropical humide, favorable au développement d'une riche végétation, et dans un contexte de grande instabilité tectonique; il en résulte que les dépôts correspondants présentent typiquement les caractères du « Houiller productif » (silts, grès et grauwackes à végétaux, poudingues, cinérites, veines de houille). En dépit du fait que tous les contacts, observables ou supposés, entre ce Namurien et les formations plus anciennes ont été fortement tectonisés, il semble que le substratum du Houiller productif soit exclusivement représenté par les formations volcano-sédimentaires, préalablement plissées et indurées, du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire.

● Fin du Paléozoïque

Au cours du Westphalien, une phase majeure de l'orogénèse hercynienne aurait provoqué, simultanément, d'une part le plissement de l'ensemble des formations paléozoïques anté-namuriennes qui occupaient le Bassin d'Ancenis, et d'autre part le violent serrage du contenu, demeuré plus plastique, du « Bassin houiller » de la Basse-Loire.

Cette phase de plissement a dû être par ailleurs accompagnée ou suivie par des manifestations de style cassant, plus ou moins cisailantes et entraînant d'importants laminages tectoniques. Ces diverses manifestations peuvent être tenues pour responsables des grands accidents directionnels qui juxtaposent brusquement, à l'échelle régionale, les différents ensembles ou unités sédimentaires et métamorphiques, accidents dont certains au moins pourraient être interprétés comme un simple rejeu, à l'époque hercynienne, de failles ou flexures beaucoup plus anciennes.

Quant à la mise en place du granite de Mésanger, clairement intrusif dans un Dinantien déjà plissé et induré, elle peut être raisonnablement mise en rapport avec

la période de relaxation consécutive au paroxysme orogénique qui vient d'être évoqué.

Les temps post-hercyniens

L'essentiel des connaissances actuellement acquises sur l'histoire post-hercynienne des environs d'Ancenis est dû à M. Gruet, qui a poursuivi sur le territoire de la présente feuille les recherches qu'il avait entreprises sur les formations superficielles de la feuille Ancenis à 1/80 000 (1967), et des feuilles à 1/50 000 Chalennes (1970), Angers (1976), Thouarcé, le Lion-d'Angers, Saint-Mars-la-Jaille (inédites).

● Mésozoïque et Éocène

Aucun dépôt à la fois plus récent que le Westphalien et antérieur au Pliocène n'a été identifié sur le territoire couvert par la feuille. C'est ainsi que l'on n'y connaît pas le moindre lambeau qui puisse justifier l'hypothèse, d'ailleurs très contestable, d'une mer s'étalant sans discontinuité, au Crétacé supérieur, de la Vendée à l'Anjou. De même, aucun bloc quelque peu volumineux, attribuable aux grès continentaux de l'Éocène (Grès à *Sabalites andegavensis*), n'a été observé. On soulignera également l'absence de tout témoin du Golfe des Faluns helvétiques de la Touraine et de l'Anjou, qui a pourtant dû recouvrir la région considérée.

● Pliocène

La dernière transgression qui ait laissé ici des traces a été celle de la mer pliocène, dont les dépôts fossilifères (argiles et marnes redoniennes) sont fort peu développés, alors que les Sables rouges de Basse-Loire et de Haute-Bretagne, pénécotemporains, occupent de grandes surfaces dans toute la partie septentrionale du territoire étudié.

● Quaternaire

La plus ancienne manifestation du creusement du val de Loire a été le dépôt d'une belle terrasse, bien conservée entre Bouzillé et Liré, et que l'on rapporte hypothétiquement au Mindel. D'importants dépôts de déserts froids, battus par le vent, de la fin du Würm sont connus sur les feuilles voisines; ils ne jouent ici qu'un rôle effacé, marqué par l'imprégnation en grains ronds-mats des formations les plus superficielles, ainsi que par la présence de cailloux éolisés, particulièrement fréquents sur les coteaux de rive droite du fleuve. D'importantes solifluxions adoucissent presque partout les pentes de rive gauche et comblent fréquemment, par ailleurs, les têtes de vallons. D'autres phénomènes locaux, mais n'ayant laissé que des traces non représentables sur la carte, tels que fentes en coin, involutions ou cailloux dressés, témoignent également, un peu partout, de conditions climatiques périglaciaires.

Un gisement paléolithique superficiel, avec industries moustériennes et aurignaciennes, a été découvert au pied du rocher de Pierre-Meslière en Saint-Géréon.

La remontée du niveau marin qui caractérise l'Holocène, et qui s'est prolongée jusqu'à la fin de l'époque gallo-romaine, voire jusqu'au Moyen Âge, s'est traduite par le dépôt des puissantes alluvions flamandaises qui recouvrent complètement les plus basses terrasses. Ces alluvions ont par ailleurs envasé la partie inférieure de certains mégalithes néolithiques, édifiés à une altitude particulièrement basse, comme ce fut le cas pour le dolmen d'Ancenis. Légèrement en aval de ce dernier, des dragages et des travaux d'aménagement ont ramené au jour des haches polies, des poteries et silex néolithiques, des poteries et armes du Bronze, une pirogue gallo-romaine ainsi que de très nombreux fragments de céramique sigillée.

● Actions anthropiques

Le dépôt des sables blonds qui forment les grèves de Loire est généralement mis en corrélation avec des déboisements effectués en amont. Les *turcies* médiévales, complétées par les *levées*, puis par les *épis* du début du XX^e siècle, ont

contribué à soulever le fleuve au-dessus de son ancien lit majeur. Les façons culturales ont aplani le sol; les derniers terrils houillers sont en cours de démantèlement et servent à l'empiérement des chemins. D'innombrables petites carrières, ouvertes au siècle dernier, ont été remplies d'immondices. Leur disparition et l'extension des pâturages, préjudiciables à l'observation de la roche en place, ne sont que très partiellement compensées à cet égard par la création de mares-abreuvoirs ou de réserves d'eau plus importantes.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES ATTRIBUÉES AU PRÉCAMBRIEN

Roches d'origine plutonique

Complexe orthodérivé du Cellier. Ce complexe contient d'une part des roches acides, de l'autre des roches basiques, ces dernières n'étant représentées que par des éclogites plus ou moins amphibolisées. Les roches acides, qui constituent une bande dont la puissance et l'extension ont été définies plus haut, sont principalement formées de leptynites blastomylonitiques; toutefois, au lieu-dit la Picherais (2 km au Sud-Ouest de Saint-Mars-du-Désert), on observe quelques lentilles métriques d'un granite métamorphique passant insensiblement, en quelques décimètres, et par l'intermédiaire de gneiss œillés de plus en plus étirés, aux leptynites en question.

$\zeta\gamma^2$. *Granite métamorphisé dans le faciès granulite.* Cette roche se présente comme un granite bleuté, taché par des oxydes de fer, à texture porphyroïde équante ou peu orienté. La biotite a tendance à former des cloisons centimétriques limitant des domaines leucocrates. L'origine magmatique est attestée, entre autres critères, par de rares petites enclaves grano-dioritiques à texture microgrenue. Le quartz, opalescent et parfois bleuté, se présente en cristaux fragmentés à leur périphérie, et cela même dans les échantillons les plus équants. Aucun des plagioclases présents ne peut être attribué à la paragenèse primaire; seules subsistent, du plagioclase initial, des plages rectangulaires occupées par un oligoclase polycristallin, lui-même envahi par des cristaux bacillaires, enchevêtrés, de phengite et par des granules de zoïsite. Le feldspath potassique forme des phénocristaux centimétriques (15 mm en moyenne), d'un gris rosé, à structure rapakiwi complexe: on observe, en effet, non seulement une auréole externe d'oligoclase, mais aussi un liséré interne d'albite pure passant insensiblement, vers le cœur du cristal, à un feldspath potassique perthitique qui juxtapose des plages d'orthose et différents microclines. La biotite, relativement abondante (17 % en volume), se présente en paillettes subautomorphes, fortement pléochroïques dans les tons brun-rouge. La paragenèse primaire comporte en outre les minéraux accessoires suivants: rutilé en grains, zircon, apatite, allanite, tourmaline et minéraux opaques. Le grenat (almandin riche en grossulaire) est systématiquement localisé entre la biotite et le plagioclase primaire. Il détermine ainsi une structure coronitique qui témoigne d'une origine réactionnelle; la réaction invoquée en l'occurrence, à savoir: « plagioclase + biotite \rightarrow grenat + orthose + quartz + eau », implique pour le granite en question une évolution dans un domaine métamorphique de faciès granulite. Une telle réaction est connue sous le nom de « charnockitisation »; on notera toutefois que, dans le cas du Granite de la Picherais, le chimisme global révèle une teneur en Al_2O_3 trop forte pour que l'hypersthène ait pu apparaître: il s'est formé de l'almandin. Les épisodes métamorphiques postérieurs à cette charnockitisation ont permis la formation d'un certain nombre de minéraux secondaires: biotite, phengite, zoïsite, chlorite, ilménite et sphène.

λ. **Leptynites blastomylonitiques.** Les affleurements du Granite de la Picherais sont entourés d'une « écorce de gneiss œillés » qui forme transition, sur environ un mètre, entre la roche à texture équante et les leptynites blastomylonitiques, ces dernières constituant, on le sait, l'essentiel du Complexe orthodérivé du Cellier.

La roche qui constitue l'écorce gneissique est de teinte jaunâtre ; sa foliation est bien soulignée par les micas, ainsi que par les quartz et les plagioclases, ces minéraux se moulant autour des phénocristaux feldspathiques. Une telle roche résulte manifestement de l'« orthogneissification » du granite décrit plus haut ; on ne relève en effet aucune différence pour les paragenèses qui caractérisent les deux faciès ; les seules modifications mises en évidence par l'étude des gneiss œillés concernent la structure et les proportions relatives des minéraux primaires par rapport aux minéraux secondaires. Ainsi, les cristaux de quartz apparaissent fragmentés en plages amiboïdes, et l'on voit se manifester une nette tendance à l'orientation de ce minéral au contact des phénoclastes. Quant aux autres minéraux primaires du granite, ils soulignent plus ou moins clairement la tectonisation ; les anciens plagioclases sont étirés, les biotites ont été tordues, les phénoclastes feldspathiques « décortiqués » et fracturés.

Ces gneiss œillés passent en quelques centimètres à des leptynites à foliation nette, se débitant en lits décimétriques réguliers. Cette formation à grain fin et de couleur brun jaunâtre est parsemée de phénocristaux, particulièrement nombreux au contact des gneiss œillés. La foliation est surchargée en minéraux phylliteux et, surtout, en grandes paillettes de phengite. La composition minéralogique de ces leptynites est localement identique à celle des gneiss œillés ; mais les analogies peuvent être masquées par la recristallisation. La structure est finement granoblastique, les cristaux de quartz, engrenés, parfois allongés, moulant les phénoclastes feldspathiques ; de taille modeste (5 mm), ces derniers ont une structure en mortier ; leur périphérie montre un agrégat de petits cristaux de microcline limpide, de quartz et de plagioclase, formés aux dépens des résidus d'auréoles et des perthites. Le plagioclase est rarement maclé ; le mica blanc, en grandes paillettes flexueuses, est plus abondant que la biotite, qui est toujours chloritisée. Le grenat se présente en amas de granules, ou en cristaux poecilites globuleux. Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans le Granite de la Picherais.

La déformation intense et les recristallisations plus ou moins poussées qu'ont subies ces leptynites blastomylonitiques leur ont, certes, conféré un aspect bien différent de celui du granite dont elles proviennent ; une telle filiation est néanmoins confirmée par la mise en évidence de stades intermédiaires et par la parfaite identité que présentent, du point de vue de leur composition chimique globale, le granite, les gneiss œillés et les leptynites.

Ψ. **Éclogites du type le Cellier.** Beaucoup moins remarquables, sur le plan de l'esthétique, que les éclogites du Sud de la Loire-Atlantique et de la Vendée, ces roches se présentent en boursouflures métriques, ou plus rarement décamétriques, dites « boudins », affectant les surfaces structurales des leptynites encaissantes. Leur seul bon affleurement, sur le territoire de la feuille, se trouve au lieu-dit la Goulière, dans une petite falaise dominant un ruisseau. Leur histoire métamorphique et tectonique a été tout aussi complexe que celle du Granite de la Picherais et elles ne se montrent que rarement exemptes de rétro-morphose (amphibolitisation). À l'état frais, ces roches à grain fin ont une patine brune, et une cassure d'un gris verdâtre. Le pyroxène (omphacite) y coexiste avec de grands cristaux d'amphibole brune (barroisite) ; le grenat, peu visible à l'œil nu, est disposé selon un réseau maillé (structure « en nid d'abeilles »). Ce type de structure permet d'interpréter ces éclogites comme l'un des stades d'une longue lignée évolutive : gabbros → gabbros coronitiques → éclogites à structure « en nid d'abeilles » → éclogites.

L'évolution de ces anciens gabbros et celle du Granite de la Picherais, qui leur est associé, témoignent d'une même histoire thermodynamique, dans un même contexte métamorphique de haut degré. On retrouve ce parallélisme dans la rétro-morphose dynamique qu'ont subie ces diverses roches ; les niveaux éclogitiques ont été boudinés en même temps que se produisait l'orthogneissification et ces roches ont été dispersées dans les formations acides encaissantes ; le grenat s'est alors auréolé d'une fine association de cristaux d'amphibole et de plagioclase (kélyphite) ; le pyroxène a recristallisé en kélyphitoïde, pendant que les barroisites se transformaient en glaucophane, puis en horblende verte ; enfin, dans la mesure où la roche initiale contenait du disthène, ce minéral s'est lui-même transformé en paragonite.

Dans les zones où tectonisation et hydratation ont été particulièrement intenses, l'ancienne éclogite a pu atteindre la limite entre le faciès amphibolite et le faciès schistes verts. La roche présente alors l'aspect d'une amphibolite banale, à oligoclase-andésine, horblende verte, zoïsite, sphène, etc.

ζγ. **Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert.** Ce nouvel ensemble, très développé ici, mais passablement hétérogène en raison de la complexité de son évolution métamorphique et structurale, n'avait pas été distingué en tant que tel sur la seconde édition (1967) de la feuille Ancenis à 1/80 000. Il convient de rapporter le phénomène de gneissification qui lui a donné naissance à la première phase de déformation enregistrée dans la région, celle qui a induit la schistosité « s1 ». La déformation serait plus précisément liée à un phénomène de cisaillement, de direction actuelle N 110° E. Les modalités de la tectonisation permettent d'expliquer l'alternance selon une même direction de zones très schistosées et de secteurs moins déformés. Il semble d'ailleurs que cette hétérogénéité première se soit trouvée encore accentuée par des rejeux hercyniens. Les conditions de métamorphisme qui régnaient à l'époque de la première déformation étaient celles de la mésozone ; c'est ce que montrent bien la réorientation et la recristallisation de la biotite, et le fait que ce mica n'a pas été chloritisé au cours de cet événement tectonique. En quelques points (Petit Mars, la Pommeraie), un début de différenciation anatectique a pu être mis en évidence au sein de l'ancien batholite ; ce phénomène a permis l'individualisation d'un leucosome d'aspect leptynitique, alternant avec les reliques surmicacées du paléosome. De telles leptynites, souvent exploitées en carrières, ne peuvent être rapportées au complexe orthogneissique de Saint-Mars-du-Désert que si l'on prend en considération leur contexte cartographique et la présence de reliques granitiques.

Les faciès d'orthogneiss francs ne sont que rarement observables à l'affleurement, leur nature surtout feldspathique et leur grain relativement grossier favorisant beaucoup l'arénisation. Localement toutefois (Saint-Mars-du-Désert, la Bistièrre, la Bosse, la Bouffetière,...), on peut constater qu'il s'agit d'une roche claire, jaunâtre, à cristaux pluri-millimétriques et à structure fortement orientée, où les linéations minérales, subhorizontales, estompent habituellement la schistosité, ce qui entraîne un débit « en crayons ». La composition minéralogique est celle d'un granite à deux micas, dont le feldspath potassique, en cristaux parfois centimétriques, est plus ou moins perthitique, orienté, cataclasé, et a pu recristalliser en une fine mouture de cristaux limpides. Le plagioclase est un oligoclase (An 18), souvent séricitisé ; le quartz, à extinction roulante, présente une structure engrenée qui moule les phénocristaux. Les micas, très orientés, soulignent bien la linéation à l'échelle de l'échantillon ; il s'agit de biotite et d'un mica blanc ; l'abondance de ce dernier minéral augmente avec le degré de tectonisation de la roche ; il proviendrait, en bonne partie, de la déferritisation des biotites. Les minéraux accessoires sont bien ceux des granites, encore que l'on puisse noter localement un développement tardi- ou post-tectonique de petits grenats automorphes, généralement bien conservés au sein des feldspaths, mais le plus souvent chloritisés dans les lits phylliteux.

• **Orthogneiss mylonitisés.** Sous l'effet d'une tectonisation intense, probablement hercynienne, et de la rétro-morphose qui l'a accompagnée, les roches précédemment décrites prennent un aspect micaschisteux qui se traduit par l'acquisition d'un débit feuilleté, encore accentué par la prolifération des phyllites aux dépens des minéraux feldspathiques. Ces « tectonites » sont particulièrement sensibles à l'altération météorologique, et l'on observe à leur aplomb, sur toute la surface occupée par l'ancien batholite, la présence de zones déprimées. On notera également que les contacts de l'unité de Saint-Mars-du-Désert avec les Micaschistes du Hâvre (au Nord) et avec des gneiss plagioclasiques (au Sud) se font par l'intermédiaire de telles mylonites; cette particularité rend les limites entre les deux ensembles passablement confuses.

θ. **Métagabbros et métadolérites de Drain.** Les escarpements de la rive gauche de la Loire entre Drain et Liré sont constitués par une association de roches basiques dont la variété tient à la fois à la diversité du matériel originel et à la complexité de son évolution tectono-métamorphique. Dans les secteurs les moins affectés, on reconnaît un ancien complexe basique associant intimement des euphotides, des gabbros, des dolérites et, vraisemblablement, des tufs basiques. Nous n'avons remarqué aucune relique de gabbro à structure coronitique ou d'éclogite qui puisse suggérer l'intervention d'un métamorphisme catazonal identique à celui qui a affecté les gabbros du Pont-de-Louen (feuille Vallet à 1/50 000), localisés eux aussi sur le « flanc inverse de la nappe de Champtoceaux ». On peut penser, dans ces conditions, que la mise en place du « Groupe de Drain » a eu lieu postérieurement à celle des gabbros coronitiques, à moins qu'elle ne se soit effectuée à un niveau plus superficiel de l'écorce terrestre.

Les reliques gabbroïques ou doléritiques n'en présentent pas moins une structure fortement orientée (*flaser-gabbro*); les pyroxènes originels ont été presque entièrement ouralitisés en hornblende ou actinote; le plagioclase primaire a recristallisé en amas de néoplagioclases acides, zoisite et calcite. Dans les zones fortement tectonisées (selon une direction NW—SE), la rétro-morphose dynamique s'est trouvée accentuée; elle se traduit par la disparition de l'amphibole, remplacée par de l'épidote et de la chlorite. La roche se présente alors à l'œil nu comme un micaschiste, bien que l'on ait en réalité affaire à une roche basique rééquilibrée dans le faciès schiste vert.

σ. **Péridotites serpentinisées.** À l'exception du pointement visible sous la pile nord du viaduc grâce auquel la RN 23 franchit la vallée du Hâvre au Nord d'Oudon, tous les petits massifs de péridotites serpentinisées qui ont été représentés ici jalonnent le contact entre les Micaschistes du Hâvre et la Série des Mauges (les Mazeries, la Tonnerrie, le Bas Vieux-Couffé), soulignant ainsi la limite du « flanc normal de la nappe de Champtoceaux ». Cette particularité, déjà signalée sur la feuille Vallet à 1/50 000, se retrouve plus à l'Ouest, à l'Écobut, Quilly, l'Orgerais et autres points (feuille Saint-Nazaire à 1/80 000). La signification exacte de ces « péridotites de socle » n'a pas encore été élucidée; mais on peut penser que leur alignement n'est aucunement fortuit et que ces roches souligneraient une profonde cicatrice du socle précambrien.

D'un vert sombre, à patine claire ou brunâtre, ces péridotites apparaissent essentiellement constituées, dans leur état actuel, par de l'antigorite dont la structure maillée emprisonne de rares reliques d'olivine. La présence de quelques amphiboles, incolores en lame mince et souvent chloritisées, permet de supposer que la péridotite initiale contenait du pyroxène. La magnétite et les chlorites sont abondantes, mais nous n'avons jamais observé la présence de grenats, contrairement aux indications de la feuille Ancenis à 1/80 000 (1967).

De même que toutes les péridotites de la région, celles-ci présentent la particularité d'avoir été plus ou moins silicifiées. La silicification s'est propagée

suivant un réseau qui n'est autre que celui de la serpentinitisation, individualisant des cloisons plus résistantes que la serpentine vis-à-vis de l'érosion superficielle ; on est ainsi conduit, après dissolution de l'antigorite et des chlorites résiduelles, à la formation de « quartz cariés ».

Autres roches cristallophylliennes

ζλ. **Gneiss leptynitiques à mica blanc et à reliques de biotite.** Deux types de formations ont été regroupées sous cette appellation : les leptynites de Vauvressix (Est de Blanche-Lande) et les gneiss leptynitiques qui bordent les gneiss anatectiques de Champtoceaux. Quant aux leptynites de Saint-Mars-du-Désert, elles ont été étudiées ci-dessus, en même temps que l'orthogneiss dont elles dérivent par différenciation anatectique.

● **Leptynites de Vauvressix.** Bien exposées sur plusieurs centaines de mètres en bordure de la Loire, le long de la voie ferrée, ces roches de teinte claire et à débit typiquement parallélépipédique sont intimement associées à des amphibolites avec lesquelles elles alternent en bancs décimétriques. Dans un fond finement granoblastique d'oligoclase, accessoirement de quartz et de feldspath potassique, la biotite chloritisée forme de petits cristaux interstitiels ; le mica blanc, en paillettes allongées, souligne la foliation. Le grenat, en cristaux globuleux millimétriques, est abondant dans certains niveaux ; il est toujours gagné d'une écorce de biotite chloritisée.

● **Gneiss leptynitiques de Champtoceaux.** Ces gneiss appartiennent en fait au vaste ensemble des anatexites de Champtoceaux, qui s'étendent largement au Sud de la Loire (feuille Vallet à 1/50 000) ; ils en constituent un faciès de bordure, aux limites passablement indécisées. On les observe, par exemple, au Périnçais et au Buron (Ouest d'Oudon), ainsi que, plus au Nord, à la Gruère. Ces roches claires, en bancs massifs, présentent un aspect granitoïde, souvent arénisé, bien que ce type de matériel puisse alterner avec de minces passées phylliteuses. Essentiellement constitués de quartz, oligoclase, microcline, mica blanc, avec un peu de biotite chloritisée, ces gneiss leptynitiques peuvent être considérés comme des métatexites issues de roches essentiellement quartzo-feldspathiques (arkoses, grès arkosiques ou roches plutoniques acides).

ζΜ. **Gneiss anatectiques de Champtoceaux.** Seule la partie septentrionale de cette formation intéresse le territoire étudié, où elle affleure à Oudon et à ses environs immédiats (Ferry, la Briantière). L'anatexie s'est développée aux dépens d'un matériel très feldspathique au sein duquel elle a induit une structure nébulitique. Ces « diatexites » sont formées de microcline rose et d'oligoclase dont les cristaux, sub-automorphes, sont moulés par du quartz et de la biotite ; le grenat n'est pas exceptionnel et le mica blanc s'est développé préférentiellement dans les zones tectonisées.

ζ² **Gneiss plagioclasiques.** Des analogies pétrographiques et minéralogiques nous conduisent à regrouper sous ce nom d'anciennes roches feldspathiques tectonisées, plus ou moins recristallisées, et ayant pu appartenir aussi bien au Complexe du Cellier qu'à l'Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert ou aux leptynites et gneiss anatectiques de Champtoceaux. Ces roches à texture gneissique et de teinte claire sont composées de quartz en cristaux engrenés, à extinction nettement roulante, moulant de petits secteurs feldspathiques. Ces derniers apparaissent essentiellement constitués de néo-cristaux limpides d'oligoclase, mais montrent aussi des zones broyées et séricitisées (feldspaths potassiques ?), où se développent de grandes paillettes flexueuses de mica blanc. La biotite résiduelle, peu abondante, est le plus souvent déferritisée ou chloritisée. Le grenat ancien, pœcilitique, est rare ; mais on observe une génération post-tectonique de petits grenats automorphes, particuliè-

rement développés dans les affleurements situés au Sud-Ouest de l'Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert.

δ¹¹. **Amphibolites.** Nous réserverons cette appellation à des roches « banales », dont la composition minéralogique et le mode de gisement ne permettent pas de décider si elles dérivent, par rétro-morphose, d'anciennes roches plutoniques (gabbros, dolérites) ou si elles ont pris naissance, au contraire, à partir de volcanites basiques soumises à un métamorphisme mésozonal prograde. C'est à ce type qu'appartiennent les amphibolites d'Oudon et de Vauvressix, qui alternent, ainsi qu'il a été dit, avec les leptynites. Ces roches très sombres se présentent en lits réguliers et ont un débit parallélépipédique. Généralement biminérales, elles montrent en lame mince une association de plagioclase moyen et de hornblende verte aciculaire. Le grenat, la biotite et la zoïsite apparaissent localement, le sphène étant le minéral accessoire le plus fréquent. L'évolution rétro-morphique de la paragenèse primaire se traduit par le développement de chlorite et d'actinote, et par la recristallisation du plagioclase initial en albite-oligoclase et épidote. La roche présente alors un aspect prasinitique (entre Vauvressix et Oudon, par exemple) et il devient impossible, au terme de cette évolution rétro-morphique, de décider si la roche observée (« schiste vert » ou « prasinite »), dérive d'une amphibolite, d'un gabbro, d'une éclogite, ou de tout autre matériel basique.

ξ¹. **Micaschistes du Hâvre.** Ces micaschistes et les schistes verts qui leur sont associés reposent vers le Sud, en concordance apparente, sur l'Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert ou sur les leptynites et gneiss anatectiques de la région d'Oudon. Une bonne coupe est fournie par la vallée du Hâvre, au Sud de Couffé, jusqu'à la latitude de la Mabonnière. Ces micaschistes témoignent d'une sédimentation assez variée, soulignée par l'alternance de niveaux grésopélitiques, de grauwackes sodiques et de tufs basiques. Ils sont généralement très phylliteux et de teinte claire; leur paragenèse primaire (muscovite, biotite, grenat très poecilitique, à structure hélicitique) évoque un métamorphisme mésozonal lié à une intense déformation tangentielle (« s1 »). La répartition du grenat au sein de la série est assez irrégulière; quelques zones présentant une extension notable ont toutefois pu être distinguées sur la carte en tant que micaschistes grenatifères (ξ₁). La paragenèse a fréquemment été estompée par un second épisode métamorphique, auquel on peut rapporter l'apparition du chloritoïde dans les niveaux alumineux soumis à des contraintes cisailantes (la Verdrière), le développement de cristaux globuleux d'albite (la Théardière, la Lhorie, le Châtelier) ainsi que, vers la base de la série, l'apparition d'une seconde génération de grenat en petits cristaux automorphes. Une rétro-morphose générale, survenue dans l'épizone (chloritisation), a mis fin à l'évolution métamorphique.

Localement, les Micaschistes du Hâvre se chargent en graphite. Un de ces niveaux graphiteux, décalé par un réseau de failles NW—SE, a pu être suivi depuis la vallée de la Loire, à l'Est d'Oudon, jusqu'au Bas-Chalonge, par la Mabonnière, la Lhorie et la Métellerie. Il s'agit en fait de simples passées charbonneuses décimétriques, mais répétées sur plusieurs dizaines de mètres, sans que la roche cesse de présenter un aspect de micaschiste. Localement toutefois, de très minces intercalations, centimétriques, de microquartzites graphiteux ont été assimilées à des phthanites (ph).

Cette même série admet également de nombreuses intercalations, parfois puissantes, de schistes verts, plus ou moins amphibolitiques ou prasinitiques (ξδ¹¹). Ces roches, à débit très schisteux, sont bien représentées dans la vallée du Hâvre, notamment à l'aplomb du château de Bougon. A cassure habituellement terne, de teinte verdâtre, elles sont formées de chlorite, d'albite-oligoclase et d'épidote. La présence de reliques de hornblende verte dans certains horizons plus compacts

laisse à penser que ces termes basiques, de même que les micaschistes encaissants, ont subi une rétomorphose. Le développement des pustules d'albite a pu conduire localement à de véritables « micaschistes prasinitiques ».

ξ_{a1}^2 . **Micaschistes de Mauves-sur-Loire.** Dans le cadre très restreint des affleurements qui la représentent ici (angle sud-ouest de la feuille, aux environs de Longrais), cette série se rapproche davantage, par sa cristallinité prononcée, des Micaschistes du Hâvre que des schistes phylliteux de la Série des Mauges. Elle diffère toutefois de ces deux ensembles par une lithologie plus monotone et par l'absence d'intercalations basiques ou graphiteuses. Ce sont des roches à quartz, albite et mica blanc, dont les niveaux plus phylliteux sont riches en biotite chloritisée et petits grenats automorphes. Une étude plus approfondie de ces micaschistes mésozonaux rétomorphosés, chevauchés, on le sait, par le complexe catazonal du Cellier, sera présentée dans la notice explicative de la feuille Nort-sur-Erdre.

$b\xi^2$. **Série des Mauges.** Des schistes phylliteux, plus ou moins clairs ou sombres et généralement plissotés, à intercalations ou simples passées de métagrauwackes albitiques, forment relief aux environs de Bouzillé, dans l'angle sud-oriental de la feuille; ils y prolongent des affleurements beaucoup plus étendus, mais lithologiquement et structuralement identiques, occupant toute la partie méridionale de la feuille Chalonnnes, où ils ont été rapportés à la Série des Mauges. Ce même ensemble est bien exposé dans l'« île » de la Pierre, isolée au milieu de la plaine alluviale, au Sud d'Ancenis. Comme le montre la carte, il est possible, grâce au jalon fourni par ce pointement rocheux, et grâce à la proximité, vers le Nord, des anciennes carrières des Fourneaux (Dévonien inférieur), de localiser à 200 m près, sous les alluvions, le contact Paléozoïque—Briovérien.

Sur la rive droite, le talus nord de la ligne de chemin de fer Paris—Nantes recoupe, immédiatement à l'Est du vallon du Pont Moricaud, des schistes luisants et plissotés très caractéristiques; leur contact avec les schistes et quartzites du Paléozoïque inférieur est bien souligné, vers le Nord-Est, par un brusque changement dans la nature des débris rocheux épars dans les vignes situées entre la voie ferrée et le rocher de Pierre-Meslière. Ce même contact peut être touché du doigt un peu plus à l'Ouest, et cela en deux points, dont le premier est situé à 30 m à l'Est de la ferme de Bohardy (2,75 km à l'W.SW de Saint-Géréon), au départ d'un chemin descendant vers le fond du ruisseau d'Omblepied; le second point se trouve à un kilomètre plus en amont, sur l'autre rive du même ruisseau, le long d'un petit chemin nord—sud, à 0,5 km au Nord-Ouest du château d'Omblepied.

Plus à l'Ouest encore, aux environs de Rozay, le contact faillé avec les Micaschistes du Hâvre, jalonné par des brèches limoniteuses, a été approximativement localisé. Immédiatement au-delà du décrochement de Couffé, de bonnes coupes peuvent être étudiées dans la Série des Mauges, tant sur la route menant de Couffé au Bas-Vieux-Couffé, que dans le parc du château de la Ville-Jégu, sur les deux rives du Hâvre. Ici encore, un mince horizon bréchiq ue à concrétions limoniteuses sépare les Micaschistes du Hâvre des schistes phylliteux « briovériens », assez peu déformés et renfermant leurs habituelles intercalations de métagrauwackes albitiques.

Dans l'étroite zone déprimée qui, au-delà des Mazerieries, longe au Sud, en direction de l'W.NW, la ligne de reliefs formée par les schistes et grès du Paléozoïque inférieur, les affleurements sont rares et médiocres; du moins aucun d'entre eux ne nous a-t-il montré d'autres faciès que des schistes phylliteux à petits rythmes microgréseux et des grauwackes verdâtres, à petites albites, parfois grossièrement détritiques, et plus ou moins schistosées. De manière générale, les contacts avec les unités encadrantes n'ont pas pu être observés dans ce secteur. Cette remarque vaut

surtout pour le contact Briovérien—Paléozoïque ; en revanche, le passage de la faille, éventuellement soulignée par des minerais de fer, qui sépare la Série des Mauges et les micaschistes méridionaux a été constaté aux points suivants : virage à 450 m au N.NE du Bénéfice (2,25 km au Sud-Est de Ligné), abreuvoir à 100 m au Sud-Est du carrefour de la côte 44 (1,05 km au Sud de Ligné) et lisières méridionale du hameau de la Chauvelière (1,6 au Sud-Ouest de Ligné).

Aucun argument, lithologique, métamorphique ou structural, ne nous permet, en définitive, de séparer de la Série des Mauges l'étroite zone comprise, au Nord de la Loire, entre les Micaschistes du Hâvre et le Paléozoïque anté-frasnien. Il y a donc lieu de renoncer à l'interprétation proposée par la seconde édition de la feuille Ancenis à 1/80 000 (1967), où a été figurée dans cette position, à l'Ouest du méridien de Couffé, une « série intermédiaire » volcano-détritique (**x-s**), interprétée comme post-briovérienne et anté-ordovicienne et où l'on voyait, plus précisément, le témoin du remaniement infra-paléozoïque d'un volcanisme tardi-cadomien, voire cambrien.

En lames minces, les schistes phylliteux de la Série des Mauges apparaissent plus ou moins riches en séricite et chlorite, ou au contraire en quartz, ces divers minéraux s'orientant suivant le litage sédimentaire, généralement plissé, et suivant la schistosité de plan axial, laquelle a dû jouer, on le sait, comme surface de glissement privilégiée lors des reprises tectoniques hercyniennes.

Les méta-grauwackes albitiques sont des roches grisâtres ou verdâtres où le litage sédimentaire est souligné par de très nombreux petits feldspaths blancs, millimétriques et infra-millimétriques, et d'aspect détritique ; il s'agit généralement d'albite. De nombreux cristaux de quartz résiduels apparaissent également, dans une fine matrice quartzo-micacée ; certains présentent des golfes de corrosion imparfaitement estompés par la recristallisation métamorphique. La présence de ces quartz et l'abondance des albites résiduelles suggèrent une origine volcanique pour une partie des éléments détritiques des grauwackes ; certains échantillons du Sud de Couffé (parc de la Ville-Jégu) ont même pu être interprétés comme des grès cinéritiques (notice explicative de la feuille Ancenis à 1/80 000, 2^e éd., 1967).

bξ². Série du horst de Pouillé. Aucune étude pétrographique et structurale détaillée n'a encore été entreprise dans ce nouvel ensemble, dont l'individualité cartographique ne fait toutefois aucun doute et qui diffère très nettement par ses faciès et son degré de métamorphisme aussi bien du Frasn-Dinantien d'Ancenis que du Namurien de la Basse-Loire ou du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire. La meilleure coupe serait celle de la tranchée de la ligne de Segré, à l'aplomb du pont qui franchit la voie ferrée à quelques centaines de mètres du Nord du village du Boulay. Mais de bons affleurements sont également visibles çà et là entre l'ancien moulin des Hommeaux (3 km au Sud-Est de Mouzeil) et la Gréhondière (2 km au Sud-Est de Teillé). On observe le plus souvent, en ces divers points, des schistes phylliteux, légèrement gréseux et irrégulièrement fissiles, d'aspect satiné, voire scintillant, d'un brun verdâtre à jaunâtre assez sombre. Les passées grauwackeuses verdâtres n'y sont toutefois pas exceptionnelles (400 m à l'Ouest de Roche Blanche) et rappellent les méta-grauwackes albitiques de la Série des Mauges ; mais on ne retrouve pas nettement ici les alternances rythmiques schistes—grauwackes qui caractérisent cette dernière série.

En lame mince, les échantillons « moyens » présentent une structure finement granoblastique, avec de petits « yeux » d'albite aux contours souvent anguleux. Le quartz et l'albite occupent le fond de la roche. La muscovite et surtout la biotite forment des cloisons flexueuses autour des domaines quartzo-feldspathiques ; les micas en fines paillettes allongées sont relativement abondants. Le minéral accessoire le plus répandu est la tourmaline.

TERRAINS PALÉOZOÏQUES

05-d2. Complexe de Saint-Georges-sur-Loire. On n'observe sur le territoire de la feuille Ancenis que la partie méridionale, rapportée à un complexe volcano-sédimentaire, du vaste synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire dont les affleurements plus septentrionaux correspondent à un ensemble qui a été désigné sous le nom de « Complexe des Schistes de Bouchemaine et d'Érigné » (feuille Angers à 1/50 000). Aucune observation relevée sur le territoire étudié ici n'est venue éclairer, si peu que ce soit, le problème posé par l'âge de ces puissantes et monotones séries, où les seuls fossiles sont des Graptolites du Silurien inférieur, fournis par les alignements septentrionaux de phanites (Joué-sur-Erdre, Riaillé, Pannecé, Maumusson). La seule lentille calcaire, d'ailleurs minuscule et actuellement inaccessible, qui soit connue dans ce contexte sur le territoire de la feuille, celle de la Grasserie (ou la Grâcerie), en la Rouxière, à 2,5 km au Sud de Maumusson, n'a pas livré de fossiles. C'est dire que l'attribution du Complexe de Saint-Georges à un ensemble stratigraphique englobant l'Ordovicien supérieur, le Silurien et le Dévonien inférieur ne peut se justifier que dans un cadre régional débordant largement celui de la présente carte.

● **Faciès argilo-silteux (« schistes »).** Ces faciès jouent assurément le rôle essentiel dans le complexe, mais sont ordinairement masqués sous un placage plus ou moins épais d'altérites, ces dernières emballant généralement des débris anguleux de quartz blanc, provenant eux-mêmes des nombreux filons ou filonnets qui traversent la roche en place. Le faciès « moyen » est celui de schistes satinés fissiles, tendres, à délits savonneux. La teinte, le plus souvent beige, passe de manière très capricieuse, à l'échelle de l'affleurement comme à celle de l'échantillon, au gris, au vert-amande, au verdâtre et au rouge violacé. Les passées violacées semblent particulièrement développées dans la partie septentrionale de la carte, aux environs de l'étang de Vioreau, Joué-sur-Erdre, Trans-sur-Erdre, la Barre-Théberge et Riaillé; on constate alors que leur teinte persiste dans les argiles d'altération superficielle. Au microscope, les roches de ce faciès accusent un léger métamorphisme; on y voit surtout de la séricite et de la chlorite, et autres minéraux phylliteux, ainsi qu'un peu de quartz; la biotite fait défaut. Par augmentation des grains de quartz détritique, on passe insensiblement à des schistes gréseux, largement représentés dans la série. Cet ensemble schisteux se montre fréquemment affecté par des petits plis métriques à centimétriques, déformant la schistosité et s'accompagnant d'une fine linéation d'allongement. Localement, toutefois, et en particulier au Sud de la carrière de la Vallée (4,3 km au Nord-Est de Joué-sur-Erdre), l'intervention du métamorphisme est moins évidente, du moins à l'œil nu; les schistes présentent alors un aspect terne et de fines paillettes de muscovite détritique y sont visibles à l'œil nu.

● **Faciès gréseux.** Les limites proposées ici pour ces faciès gréseux délimitent en fait, habituellement, de simples zones plus gréseuses en contexte schisteux, et non pas des intercalations ou des lentilles bien individualisées. La longue bande qui joint l'étang de Vioreau au Bourg Chevreuil se prête bien à l'étude des différents types lithologiques, grâce à un certain nombre de pointements rocheux ou à d'anciennes carrières, actuellement abandonnées, dont la plus importante était celle de la Vallée (4,3 km au Nord-Est de Joué-sur-Erdre). En ce point, de même que, un peu plus à l'Ouest, à l'ancienne carrière du moulin de Bel-Air, ces grès, tantôt quartzeux et à grain plus ou moins grossier, tantôt argileux et à grain fin, tantôt se débitant en minces plaquettes surmicacées, sont de teinte généralement claire; ils forment des bancs réguliers de 10 à 40 cm, à faibles pendages sud, alternant avec des schistes plus ou moins gréseux. Les grès feldspathiques sont partout assez fréquents; on y observe du quartz et des plagioclases plus ou moins altérés (albite), dans une matrice quartzo-phylliteuse. On mentionnera également dans cette rubrique la présence en

de nombreux points de minces intercalations discontinues, non représentables à l'échelle de la carte, d'une roche plus ou moins « jaspé » ou quartzitique, souvent veinée de quartz blanc, à cassure esquilleuse et dont la teinte rouge ou violacée est due à une forte teneur en hématite. Il s'agirait, au moins en certains cas, de silice hydrothermale, liée au volcanisme.

● **Phtanites (ph).** L'appellation traditionnelle de « phtanites » peut être conservée, au moins dans le contexte du Paléozoïque inférieur ligérien, pour désigner des roches siliceuses d'origine non détritique terrigène (cherts), très nettement stratifiées bien que peu fissibles, à cassure esquilleuse et de teinte plus ou moins sombre. Ces caractères pourraient évoquer ceux des lydiennes (radiolarites grises ou noires) ; mais au microscope, les phtanites se présentent comme des microquartzites à pigment graphiteux, et l'on n'y a jamais observé de sections de Radiolaires. La richesse en graphite est parfois considérable ; la roche est alors franchement noire et tache abondamment les doigts (ancienne carrière de la Floquerie, à 0,750 km au Nord de Pannecé) ; le plus souvent, les teintes vont du gris sombre au gris pâle. Une forte teneur en graphite va généralement de pair avec un excès en pyrite finement divisée. Cette particularité explique les efflorescences « alunifères » observées en carrières et se trouve à l'origine de certaines sources ferrugineuses (environs de la station de pompage de Riaillé, à 1 km au Sud-Ouest de l'agglomération). De même que sur les feuilles voisines, ces roches déterminent ici, en contexte schisteux ou schistogréseux, de nombreuses intercalations tantôt homogènes, tantôt constituées par des alternances décimétriques ou centimétriques de schistes et de phtanites. La puissance de ces intercalations n'est, fréquemment, que de quelques mètres et a donc été alors exagérée. Comme le montrent aussi bien la présente carte que les feuilles voisines, ces intercalations sont particulièrement nombreuses dans la zone septentrionale des affleurements du Complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire ; elles y déterminent plusieurs alignements, orientés approximativement W. NW—E. SE. D'autres intercalations, moins nombreuses, sont visibles plus au Sud, en bordure plus ou moins immédiate du Sillon houiller. Aucune différence ne paraît exister, du point de vue lithologique, entre les phtanites du Nord et ceux du Sud. Il se trouve, cependant, que seuls les premiers sont fossilifères ; on y récolte la faune classique de Graptolites de Loire-Atlantique et du Maine-et-Loire, dite faune à *Monograptus lobiferus*, qui indique la partie moyenne du Llandovery (Silurien inférieur).

● **Roches volcaniques.** De même que sur les territoires des feuilles voisines (Angers, Chalonnes et Nort-sur-Erdre), les roches volcaniques ou hypovolcaniques présentent un développement important au sein du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire. On peut les répartir en deux groupes : les roches basiques (spilites et leurs tufs) et les roches acides (microgranites rhyolitiques et leurs tufs).

— **K3. Spilites et tufs basiques.** Le mauvais état des affleurements n'a pas permis de faire la distinction entre le matériel effusif et les produits pyroclastiques correspondants. Ces différentes roches présentent d'ailleurs un certain nombre de caractères qui facilitent leur identification en tant que représentants du volcanisme basique régional. On citera d'abord la fréquence des teintes vertes de toutes nuances sur les cassures fraîches, dues à la présence de chlorite finement divisée. Par oxydation des éléments ferro-magnésiens, le matériel tuffacé, plus ou moins schistosé, prend habituellement un aspect finement vacuolaire et montre des teintes d'altération ferrugineuses, bien révélatrices d'un tel contexte à la surface des champs fraîchement labourés (environs du Vivier, du Vernay, de la Coudraie et de la Bernardière, au Nord des Touches).

Les spilites franches présentent fréquemment la structure doléritique. L'albite (An 5 à 10 %), plus ou moins saussuritisée ou séricitisée, joue le rôle essentiel, en

association avec l'augite, ce pyroxène étant lui-même partiellement transformé en chlorite, qui est très abondante; les minéraux accessoires sont l'épidote, la calcite, le quartz, l'ilménite et le leucoxène. D'après les études récentes de P. Maillet (1977), ces roches pourraient être considérées comme des basaltes tholéiitiques de rides océaniques.

La lave exploitée à la grande carrière du Mont-Juillet (500 m à l'W.SW des Touches), bien qu'appartenant à un contexte cartographique riche en roches et tufs basiques, ne saurait être assimilée à une spilite. C'est une roche porphyrique d'un gris légèrement violacé, à texture trachytique, montrant des phénocristaux de plagioclase dans une mésostase constituée par un feutrage de gros microlites plagioclasiques; les ferro-magnésiens sont très mal représentés; l'ilménite est abondante et s'exprime même macroscopiquement, en grosses lamelles écailleuses.

— *p. Microgranites et rhyolites.* Ce sont des roches dures et compactes, formant souvent relief, de teinte claire, blanches ou plus ou moins verdâtres. Certaines sont aphanitiques (rives nord de l'Erdre, aux environs de la Colle, à 2,8 km au Nord-Est de Trans-sur-Erdre), ou ne montrent que de rares phénocristaux de quartz (la Rigaudière, à 2,5 km au Nord-Est des Touches) et sont alors difficiles à distinguer de tufs acides. D'autres sont au contraire très riches en quartz automorphes de un à deux millimètres de section (pointement entre la Mercerie et le Bas-Friloux, à 3,5 km à l'E. NE de Joué-sur-Erdre; la Gicquelière, à 1,5 km au Nord-Est de Joué-sur-Erdre). La recristallisation de ces roches peut rendre délicate la distinction entre structure microgrenue et structure hyaloporphyrique. En lame mince, les minéraux essentiels sont le quartz (en cristaux sub-automorphes, corrodés et craquelés), l'albite, des feldspaths alcalins séricitisés et la biotite, toujours chloritisée; il s'y ajoute accessoirement des oxydes de fer, de l'ilménite, du leucoxène et de l'épidote; chlorite et séricite sont très fréquentes comme produits d'altération.

o2-d2. Complexe paléozoïque anté-frasnien du synclinal d'Ancenis

● **Affleurements du Nord de la Loire.** Les deux flancs du synclinal d'Ancenis sont constitués, on le sait, par un complexe essentiellement schisto-gréseux, non métamorphique, puissant de quelques centaines de mètres seulement, et dont les caractères lithologiques sont suffisamment tranchés pour qu'il soit possible, sur le terrain, de le distinguer sans ambiguïté des ensembles plus anciens (« Briovérien » des Mauges ou du Horst de Pouillé) ou plus récents (Complexe gréséo-pélique frasno-dinantien).

— *Faciès schisteux.* Le complexe anté-frasnien est formé, dans une proportion d'au moins 80 %, par un matériel quartzo-phylliteux où la schistosité se confond habituellement avec la stratification. À l'état frais, tels qu'on peut les observer à la faveur du creusement des puits, ces schistes sont d'un noir bleuté intense; mais cette teinte, due à des inclusions graphiteuses, passe rapidement par altération à un gris très clair, parfois nuancé de bleu-ciel, avec apparition de taches ocreuses. La fissilité est en général irrégulière et la roche ne présente en tous cas jamais le clivage ardoisier. Les délits offrent typiquement un aspect scintillant, dû à la présence de paillettes infra-millimétriques, mais discernables en tant que telles à l'œil nu, de mica blanc détritique, réparti en plages irrégulières. Le très fin litage est bien souligné, en lame mince, par des lamines quartzo-phylliteuses et par la présence de très minces lentilles sableuses où les quartz ont des dimensions de l'ordre de 0,1 millimètre. On observe fréquemment, sur les délits schisteux, des tubulures hémicirculaires plus ou moins ramifiées, dont l'origine organique ne fait aucun doute et que l'on pourrait rapprocher des Fucoides (ou Chondrites). Mais un seul gisement a jusqu'à présent livré des empreintes utilisables à des fins stratigraphiques; il s'agit de celui qui a été récemment découvert par M. Dubreuil à 350 m au Nord-Ouest de la Gazillardière

(900 m au Nord-Ouest de Couffé), soit à une trentaine de mètres seulement au Sud de la grande faille qui, sur le flanc méridional du synclinal d'Ancenis, sépare le Paléozoïque anté-frasnien du Frasn-Dinantien. De nombreuses empreintes entrecroisées de rhabdosomes de Graptolites, longues de plus de 10 cm et larges de plusieurs millimètres, ont été récoltées en ce point ; le mauvais état du matériel ne permet pas de prendre nettement position relativement au genre auquel appartiennent ces spécimens ; s'il s'agissait réellement, comme on peut le penser, du genre *Monograptus*, on aurait là une bonne confirmation de la présence du Silurien dans le complexe anté-frasnien.

Ces faciès schisteux sont particulièrement bien exposés, sur le flanc sud du synclinal d'Ancenis : de part et d'autre de la Gazillardière (900 m au Nord-Ouest de Couffé, sur la rive droite du Donneau), au Sud de Couffé (environs de Launay et du Bois-Brûlé), sur la rive nord du ruisseau d'Omblepied entre la Luctière et la Robinière. Les affleurements sont beaucoup plus rares sur le flanc septentrional, où les schistes peuvent cependant être observés dans de bonnes conditions sur la rive sud du Donneau, immédiatement en amont du château de Cope-Choux.

— *Les nodules fossilifères, en contexte schisteux, et leur faune.* Il s'agit de nodules de forme ellipsoïdale aplatie, excédant rarement 6 cm dans leur plus grande dimension, de teinte sombre, très durs, à texture quartzitique et finement micacés. Depuis leur découverte en 1961, de tels nodules ont été récoltés en de nombreux points, dans des vignes ou à la surface des champs cultivés, sur les deux flancs du synclinal, et toujours au voisinage plus ou moins immédiat du contact avec la Série des Mauges (flanc sud) ou le Horst de Pouillé (flanc nord). Le meilleur gisement, pour le flanc méridional, se trouvait dans une vigne, aujourd'hui remplacée par un pré, et située à 200 m au S. SW du carrefour de Beau-Soleil (2,1 km au S. SW des Touches) ; mais sur ce même flanc, entre les marais de Petit-Mars (un peu plus à l'Ouest, feuille Nort-sur-Erdre) et Pierre-Meslière (en bordure de la Loire), une quinzaine d'autres points ont livré des nodules de même type, bien que moins nombreux et fort peu fossilifères. Sur l'autre flanc, un gisement situé dans une ancienne vigne, à 250 m au Sud-Ouest de la Fouquelière (2,25 km au Nord-Est de Ligné), constitue le pendant exact de celui de Beau-Soleil pour l'abondance des nodules et la richesse de leur faune ; mais des nodules analogues ont également été trouvés, non loin de là, aux hameaux du Tremblay et du Grand Belland (à 2,750 km et 4,250 km, respectivement, au Nord-Est et à l'E. NE de Ligné).

Les nodules de Beau-Soleil et de la Fouquelière ont livré les éléments d'une faune essentiellement trilobitique, d'abord étudiée par J. Pillet, et qui vient de faire l'objet d'une révision de la part de J.-L. Henry (1979) ; c'est à ce dernier auteur que sont dues les précisions suivantes.

Parmi les Tribolites les mieux représentés dans les gisements de Beau-Soleil et de la Fouquelière, on peut citer : *Pricyclopogyne synophthalma* (Klouček) ?, *Placoparia* (*Placoparia*) *camabriensis* Hicks, *Colpocoryphe inopinata* (Novak in Perner), *Ormathops* cf. *atavus* (Barrande). L'appartenance de quelques spécimens à *Colpocoryphe bohémica* (Vanek) et à *Pricyclopogyne binodosa binodosa* (Saiter) est possible, mais elle n'est pas certaine, le matériel étant conservé sous forme de moules internes ; les rares moules externes recueillis n'ont pas permis l'observation de certains détails, trop ténus, de la carapace. Malgré ces réserves, on peut dire que la ressemblance que présente cette faune avec les associations *llanvirniennes* (Formation de Šarká) de Bohême est troublante. À l'exception de *Pl. (Placoparia) camabriensis* Hicks, les Tribolites découverts dans l'Ordovicien du synclinal d'Ancenis n'ont jamais été, à notre connaissance, signalés dans le Llanvirn de Bretagne et de Normandie. Les analogies, pour ne pas dire l'identité, avec les faunes de Bohême sont encore renforcées par l'absence apparente, dans les gisements de Beau-Soleil

et de la Fouquelière, de *Neseuretus (Neseuretus)*, sous-genre inconnu en Bohême, mais abondant dans le Llanvirn ibéro-armoricain. Signalons enfin la présence, dans le gisement de Beau-Soleil, de *Lagynocystis pyramidalis* (Barrande), Échinoderme *Mitrata* de la Formation de Šarká (J. Chauvel et J. Nion, 1977).

— **Faciès gréseux.** Les ensembles schisteux qui viennent d'être décrits admettent de très fréquentes intercalations gréseuses, d'allure nettement lenticulaire, dont la puissance n'excéderait jamais une quinzaine de mètres et reste généralement inférieure à ce chiffre. Certaines d'entre elles ont été représentées sur la carte, mais seulement sur le flanc sud; sur l'autre flanc, l'absence habituelle de bons affleurements se prête mal, en effet, à des levés détaillés. Ces grès forment souvent relief et leur trajet est fréquemment jalonné par des alignements d'anciennes petites carrières, aujourd'hui pleines d'eau. Ils forment par ailleurs de nombreux pointements rocheux, parmi lesquels on citera, sur le flanc nord, ceux du moulin de la Butte des Tertres et, sur le flanc sud, ceux du moulin des Rochers, de l'ancienne carrière de Basse-Roche, de la Théardièrre (aux environs de Ligné), celui du château de la Roche-Macé, en Couffé, et enfin, le plus remarquable, le pointement pyramidal du rocher de Pierre-Meslière (Saint-Géréon), en bordure presque immédiate de la plaine alluviale. Ces grès, clairement stratifiés, se présentent en bancs de 10 à 30 ou 40 centimètres. En dehors de vagues tubulures du type « Scolithes » ou de traces et pistes énigmatiques, ils n'ont encore fourni aucun fossile utilisable en stratigraphie. Les faciès lithologiques sont d'une grande monotonie, ne différant guère, d'une lentille à l'autre et à l'échelle de l'échantillon, que par leur teinte, plus ou moins sombre, et par la présence ou l'absence de paillettes de muscovite détritique. Les grès quartzeux, très purs et de teinte claire, passant à des grès quartzitiques plutôt qu'à de vrais quartzites, sont particulièrement fréquents. Au microscope, on y voit presque exclusivement des grains de quartz bien classés, arrondis ou fort peu anguleux, n'ayant pratiquement pas subi de recristallisation, et dont les dimensions extrêmes sont comprises, pour un échantillon provenant de la Butte des Tertres, entre 0,1 et 0,5 mm; le ciment, quartzo-phylliteux, est fort peu abondant. D'autres grès, d'un gris bleuté ou plus ou moins jaunâtre, se présentent en lame mince comme des roches bien classées, formées par un assemblage de petits quartz un peu plus anguleux que dans le cas précédent, de 0,2 mm en moyenne, réunis par une matrice phylliteuse plus abondante, riche en paillettes détritiques de mica blanc, avec grains opaques de pyrite et d'hématite.

— **Calcaire des Brûlis (C).** Les seuls affleurements calcaires qui aient été signalés au Nord de la Loire dans le Paléozoïque anté-frasnien appartiennent au flanc méridional du synclinal d'Ancenis, et sont connus depuis longtemps sous le nom de Calcaire des Brûlis. Ces calcaires, actuellement inaccessibles, ont été jadis exploités en bordure de la plaine de la Loire, au hameau des Brûlis (1,5 km au Sud-Ouest de Saint-Géréon et 0,5 km à l'Est du rocher de Pierre-Meslière), dans une carrière aujourd'hui pleine d'eau et devenue le lac Bleu. Une coupe relevée en 1856, alors que la carrière était en exploitation, a été reproduite par E. Bureau (1910, fig. 2, p. 345); on y voit les calcaires, dont la puissance a été très exagérée ici, former de très minces lentilles, voire de simples passées, au sein d'un monotone ensemble schisteux. Les schistes encaissants, encore bien visibles à la périphérie de l'excavation, ne diffèrent par aucun caractère de ceux qui emballent les lentilles gréseuses décrites au paragraphe précédent. Mais contrairement à une hypothèse présentée antérieurement (P. Cavet et J. Pillet, 1963), cette constatation n'entraîne pas automatiquement un âge ordovicien moyen pour le Calcaire des Brûlis, considéré comme azoïque, mais dont l'appartenance au Dévonien inférieur apparaît beaucoup plus probable. À en juger par des échantillons jadis récoltés en place et conservés en collections, ce calcaire présente en effet un faciès « gris-cristallin » analogue au faciès moyen des lentilles

carbonatées qui, sur la rive gauche de la Loire, contiennent la faune du Calcaire de Chalennes (passage Emsien—Eifelien). On notera, dans le même sens, que les passées lenticulaires des Brûlis occupent, au sein du complexe schisto-gréseux anté-frasnien, la même position axiale que la grosse lentille de Sainte-Catherine, en Bouzillé, dont l'âge dévonien ne prête pas à discussion.

— *Phtanites (ph)*. Aucun affleurement de phtanites n'a encore été observé en place, au Nord de la Loire, dans le Paléozoïque anté-frasnien. On signalera, à défaut, la présence de petits éléments phtaniques anguleux dans des intercalations bréchiques du Frasn-Dinantien, immédiatement au Nord du contact faillé qui, sur le flanc sud, sépare cet ensemble du Complexe anté-frasnien; de telles brèches sont visibles à 400 m au Nord-Ouest de la Gazillardière (900 m au Nord-Ouest de Couffé) ainsi qu'à Couffé même, immédiatement au Sud du cimetière, dans le parc du château de la Contrie. De même, en 1963, des travaux de terrassement entrepris en vue de la création d'un terrain de sport pour le Centre familial d'enseignement agricole de Ligné (250 m à l'Est du clocher, en bordure de la route de Mouzeil) ont recoupé ce même contact, amenant au jour, à la base du Frasn-Dinantien, des conglomérats à gros éléments anguleux de phtanites noirs.

● Affleurements du Sud de la Loire.

— *Ensembles schisto-gréseux*. Les schistes indifférenciés et azoïques qui affleurent de manière très discrète immédiatement au Sud des anciennes carrières de calcaires dévoniens des Fourneaux et des Garennes (1,7 km au Nord de Liré) ne doivent pas être confondus avec les Schistes de Liré, qui ont fourni jadis une faune de l'Emsien ou de l'Eifelien, mais ne sont connus actuellement que grâce à des échantillons fossilifères conservés en collections et dont la provenance est indéterminée.

On peut voir dans la zone déprimée, principalement schisteuse et pauvre en affleurements, qui se trouve comprise entre le Briovérien de Bouzillé et les affleurements frasn-dinantiens du Fossé-Neuf, la réapparition du flanc sud du synclinal d'Ancenis au-delà de la plaine alluviale de la Loire. Ce sont les mêmes schistes micacés, d'un noir bleuté à l'état frais (puits récents, à 250 m à l'E.NE de la Menantière), gris clair à taches ocreuses par altération, avec les mêmes Fucoides (carrefour de la cote 18, près de la Guichetière), admettant le même type d'intercalations gréseuses (Ouest de la Menantière, Est de la Guichetière); on n'y a pas, toutefois, observé de nodules fossilifères. La brusque juxtaposition de cet ensemble aux schistes satinés et plissotés de la Série des Mauges peut être constatée sur la route menant à la Pohuère, immédiatement au Sud de ce hameau, où les schistes bleus sont bien exposés en bordure de la plaine alluviale.

À propos de ce contact Paléozoïque—Briovérien, on ajoutera qu'il est jalonné ici, sur un replat planté en vigne situé à 250 m au Nord-Ouest de l'Hugaudière, par les débris d'un conglomérat formé d'éléments, pour la plupart infra-centimétriques, de quartz filonien et de schistes briovériens épimétamorphiques. On aurait là le seul témoin, sur le territoire de la feuille Ancenis, du Poudingue de la Hubaudière, où l'on voit un équivalent stratigraphique de la Formation du moulin de Châteaupanne, et qui est bien représenté à 16 km plus à l'Est (feuille Chalennes), au Sud de Montjean,

Un autre faciès détritique remarquable du Paléozoïque anté-frasnien des environs du Fossé-Neuf est caractérisé par la présence de grains de quartz bien arrondis, relativement gros (0,5 à 2 mm), d'origine très vraisemblablement éolienne. Certains échantillons sont riches en de tels grains (chemin creux à l'Est de la Championnière); dans d'autres cas, les quartz sphériques sont au contraire disséminés très sporadiquement dans des pélites schisteuses (bordure de la plaine alluviale, à 480 m au Nord du calcaire de Sainte-Catherine). Faute d'affleurements, il n'a pas été possible sur la carte de délimiter ce faciès, qui ne serait toutefois représenté, de part et d'autre du grand accident transversal N 60° E figuré ici, que

dans la zone septentrionale des affleurements anté-frasnien. Des grès à quartz sphériques tout à fait comparables sont très développés plus à l'Est, dans le Paléozoïque anté-frasnien, depuis Montjean (feuille Chalennes), jusqu'au-delà de Chaudfond (feuille Thouarcé), où J. Blaise (inédit) vient de les retrouver dans des affleurements appartenant à la terminaison orientale du synclinal d'Ancenis. Mais leur signification paléogéographique demeure obscure.

— **Phtanites (ph).** Par comparaison avec les affleurements anté-frasnien du Nord de la Loire, la présence de phtanites graphiteux fossilifères constitue une nouvelle particularité pour ceux des environs du Fossé-Neuf. Deux très minces intercalations ont été figurées ici; mais il en existe vraisemblablement d'autres, et toujours en position nettement septentrionale. La plus remarquable détermine la petite butte sur laquelle se dressent les ruines de la Motte (150 m au Nord-Ouest de la Championnière); les phtanites, nettement stratifiés, y sont redressés presque à la verticale (pendage 80° Nord). On y a identifié certains éléments de la faune graptolitique à *Monograptus lobiferus* des phtanites du Maine-et-Loire et de la Loire-Atlantique (Silurien inférieur). Ces intercalations siliceuses correspondraient au seul faciès qui soit connu à la fois dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire et le synclinal d'Ancenis, leur présence dans cette dernière unité pouvant être interprétée comme un écho lointain des manifestations volcaniques qui se sont produites plus au Nord au cours du Silurien. On rappellera à ce propos que les Phtanites à *M. lobiferus* sont connus non seulement dans le synclinal d'Ancenis (au Sud de la Loire, de la région du Fossé-Neuf à celle de Chaudfond), mais aussi dans le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes—Angers, en bordure septentrionale du domaine ligérien.

— **Calcaires de la zone de passage Emsien—Eifelien (C)**(¹).

Calcaire des Fourneaux et des Garennes, en Liré. Ces calcaires, qui émergeaient jadis des alluvions de la Loire, au Nord de Liré, étaient alors exploités en un certain nombre de carrières alignées d'Ouest en Est sur 1,3 kilomètre. La roche est encore bien visible dans l'agglomération des Fourneaux, surtout à l'Ouest de la RN 763. La grande carrière des Garennes, actuellement pleine d'eau, a été exploitée jusqu'en 1914. Plus à l'Est, on peut observer, dans d'assez bonnes conditions, un calcaire gris clair, se présentant au moins localement en bancs réguliers à faibles pendages sud. Des fouilles effectuées au cours de l'été 1976, en pleine période de sécheresse, ont rencontré la roche en place, sous un placage alluvial peu puissant, à environ 300 m à l'Est de l'affleurement le plus oriental; ceci pourrait suggérer l'existence d'une continuité, en profondeur, entre ces calcaires et ceux de Bouzillé (Sainte-Catherine). En lame mince, l'échantillon moyen se présente comme une micrite, à rares gravelles (inférieures à 2 ou 3 mm), parmi lesquelles on reconnaît de nombreux débris d'Échinodermes. Contrairement à ce qu'il en a été pour les autres lentilles du Calcaire de Chalennes, la faune de Polypiers de cette série d'affleurements calcaires n'a pas été étudiée par D. Le Maître (1934).

Calcaire de Sainte-Catherine, en Bouzillé. Les anciennes carrières de Sainte-Catherine (1,75 km au Nord-Ouest de Bouzillé) déterminent sur environ 700 m un alignement orienté de l'W.NW à l'E.SE. On y exploitait avant 1940, dans la plus grande, et la plus orientale, de ces carrières, aujourd'hui inondée, des calcaires identiques à ceux de Chalennes et Montjean. La roche est encore accessible à la périphérie de l'excavation; elle peut également être observée en place, plus à l'Ouest, sur la petite route menant au Fossé-Neuf, ainsi qu'immédiatement à l'Ouest. Nous empruntons à D. Le Maître (1934) les précisions suivantes, toujours actuelles, et qui concernent essentiellement la grande carrière: la roche est en partie dolomitique (surtout au Nord et à l'Est); les affleurements méridionaux sont formés d'un calcaire bleu noirâtre, à rares fossiles; le front de taille du Nord-Est montre des bancs, très

(¹) Paragraphe rédigé avec la collaboration de M. Dubreuil, Université de Nantes.

fossilifères, d'un calcaire récifal à gros Polypiers non coloniaux et rares Syringopores; plus haut viennent des calcaires massifs riches en Stromatoporoïdes.

— *Remarque structurale.* La présence de phtanites siluriens (phtanites du Pavillon), associés à des pélites sableuses à quartz sphériques au Nord du calcaire dévonien de Sainte-Catherine, suggère la réapparition du Horst du Tombeau Leclerc dans la région du Fossé-Neuf. Dans cette hypothèse, les schistes, grès à quartz éoliens et phtanites fossilifères de la Motte, situés au Sud-Est du grand décrochement N 50° E qui a été figuré sur la carte, seraient séparés par une faille directionnelle des affleurements schisto-gréseux de la Guichetière et de la Poutuère.

d5-h2. Complexe grésopélimitique frasno-dinantien du synclinal d'Ancenis

● **Affleurements du Nord de la Loire.** Nous décrivons d'abord les horizons qui, sur les deux flancs du synclinal d'Ancenis, sont immédiatement en contact avec les schistes et quartzites anté-frasnien, et qui de ce fait, peuvent être raisonnablement considérés comme les plus anciens; ces ensembles sont d'ailleurs les seuls qui aient fourni, sur les deux flancs, les éléments d'une faune marine frasnienne. La description de la masse principale du complexe molassique, d'origine lagunaire ou d'eau douce, fera l'objet d'un troisième paragraphe.

— *Affleurements méridionaux* (schistes, grauwackes, calcaires et lydiennes de l'Écochère). Une coupe synthétique de ces formations méridionales, d'après des observations faites aux environs des anciens moulins de l'Écochère, au Sud de l'ancienne route nationale n° 23, entre le bois Mouchet et Belphaget (1,6 km et 0,5 km, respectivement, au Sud-Est et au Sud de Saint-Géréon), peut être décrite de la manière suivante, du Sud au Nord et de bas en haut :

1. schistes plus ou moins gréseux et grauwackes à mauvaises empreintes végétales, surmontés par des schistes à rares passées calcaireuses avec Brachiopodes indéterminés et traces végétales (190 m);
2. schistes versicolores (gris, verts ou lie-de-vin), souvent très siliceux, avec intercalations décimétriques ou centimétriques discontinues de radiolarites grises (lydiennes) ou rouges, et renfermant toute une série de lentilles et passées calcaires ou du moins carbonatées (200-300 m);
3. masse principale du complexe grésopélimitique.

Le contact, vers le Sud-Ouest, de l'ensemble 1 avec les Schistes et quartzites de Pierre-Meslière n'a pas été observé. Les seuls repères dont on dispose pour l'interprétation stratigraphique de cette coupe sont représentés par les faciès carbonatés qui déterminent au sein de l'ensemble 2 un alignement W.NW—E. SE, reconnu sur 1,6 km au Sud de l'ancienne route nationale. Ces Calcaires de l'Écochère ont jadis été exploités dans une petite carrière aujourd'hui transformée en mare, mais encore visible en contrebas d'un tas de déblais, surmonté d'une croix et occupant lui-même l'emplacement d'un ancien four à chaux (0,6 km au Sud-Ouest de Saint-Géréon). Les faciès sont lithologiquement très variés, mais les fossiles proviennent essentiellement, semble-t-il, de calcaires argileux gris sombre, en minces plaquettes. La plus occidentale des intercalations figurées ici a fourni, à côté de Brachiopodes et de Polypiers simples ou branchus, deux spécimens de *Manticoceras* sp. À la carrière dont il a été question plus haut, J. Péneau (1922) a cité *Cyrtospirifer verneulli*, *Spirifer deflexus*, *Gypidula biplicata*, *Productella subaculeata*, *Cyathophyllum* cf. *vermiculare*. Cette faune appartient assurément au Frasnien. Toutefois, dans cette même carrière, les horizons supérieurs ont livré tout récemment une association de Conodontes typique du Famennien inférieur t o II : *Palmatolepis quadrantinosalobata* Sannemann, *P. minuta minuta* Branson et Mehl, *P. superlobata* Branson et Mehl, *Icriodus cornutus* Sannemann, *Scutula bipennata* Sannemann, *Palmatodella delicatula* Ulrich et Bassker, *Polygnathus procerus* Sannemann, etc. (déterminations de M. Weyant). Cette dernière précision d'ordre paléontologique, qui nous est

parvenue au moment où nous achevions la rédaction de cette notice, confirme l'hypothèse selon laquelle la masse principale du Complexe frasno-dinantien, au-dessus de ces schistes et calcaires d'âge dévonien supérieur *sensu lato*, appartiendrait essentiellement au Dinantien.

Quant aux lydiennes et autres radiolarites, parfois finement rubanées ou jaspées de rouge et de jaune, qui sont liées à ce même ensemble 2, elles ne montrent en lame mince que des sections indéterminables de Radiolaires; mais leur présence vient confirmer, s'il en était besoin, le caractère franchement marin de la sédimentation. Ajoutons, dans un autre ordre d'idées, que l'on pourrait voir dans ces lydiennes, de même que dans certains grès pyroclastiques qui leur sont associés sur le territoire de la feuille Chalonnès (1970), les seuls indices d'un volcanisme d'âge dévonien supérieur qui soient connus dans le synclinal d'Ancenis.

— Affleurements septentrionaux.

● *Environs de Cope-Choux* (3,2 km au Sud-Ouest de Teillé). Les deux profondes carrières où l'on exploitait avant 1914 le Calcaire de Cope-Choux sont actuellement pleines d'eau et leurs anciens fronts de taille, très escarpés, se prêtent mal à des observations nouvelles. La riche faune récoltée ici au moment où la roche était en exploitation a été revue par D. Le Maître (1932), qui a confirmé son appartenance au Frasnien; de son côté, Y. Milon (1931) parvenait à une conclusion identique au terme d'une rapide étude micropaléontologique. La macrofaune est essentiellement constituée par des Brachiopodes, parmi lesquels on citera : *Hypothyridina cuboides*, *Schizophoria resupinata*, *Leiorhynchus tumidus*, *Spirifer verneuili*, *Martinia inflata* et de nombreux Productidés. En ce qui concerne les relations du Calcaire de Cope-Choux avec le Paléozoïque anté-frasnien du flanc nord du synclinal, on doit convenir que l'interprétation proposée par E. Bureau (1910), selon laquelle cette formation contiendrait, tout à fait à sa base, des galets remaniés du Quartzite de l'Angellerie, demanderait à être confirmée par des observations nouvelles. Le passage progressif, vers le Sud, de ce même calcaire à un complexe gréséo-pélique « dinantien », plus ou moins conglomératique, avec rares et minces intercalations de radiolarites rouges, peut en revanche être considéré comme établi, et cela bien que E. Bureau ait admis l'existence de relations discordantes entre les deux ensembles.

● *Environs de l'Herbraire* (2,75 km à l'Est de la Roche-Blanche). La présence aux environs de l'Herbraire d'un petit pointement calcaire assimilable stratigraphiquement au Calcaire de Cope-Choux était connue depuis la première édition de la feuille Ancenis à 1/80 000 (1890). Une coupe visible à 300 m au Sud du hameau de ce nom et à 200 m à l'Est de la Dubrie a permis récemment de le retrouver; on relève en ce point, du Nord-Est au Sud-Ouest, et de bas en haut, la succession suivante :

1. schistes et quartzites de l'Angellerie (Paléozoïque anté-frasnien);
2. schistes vert-olive et grauwackes, avec passées microconglomératiques (une centaine de mètres);
3. après une petite lacune d'observation : schistes altérés emballant des masses noduleuses, de 5 à 30 cm, d'un calcaire cristallin à patine roussâtre, et d'un bleu sombre sur la cassure (Calcaire de l'Herbraire), à Conodontes (une quinzaine de mètres);
4. schistes siliceux à intercalations de lydiennes de teinte vert sombre, brune ou grise (environ 20 m);
5. nouvelle lacune d'observation, puis poudingue assimilable au Poudingue d'Ingrandes.

Le contact entre 1 et 2 ne semble pas avoir été tectonisé; les termes 2, 3 et 4, qui correspondent de manière satisfaisante aux ensembles 1 et 2 de la coupe de l'Écochère, décrite un peu plus haut, peuvent être attribués à un Frasnien *sensu lato*. En effet, les Conodontes récoltés en 3 indiquent le Frasnien supérieur (do1 γ -do1 δ) :

Palmatolepis subrecta Miller et Youngquist, *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp. (détermination M. Weyant).

— *Masse principale du complexe*. Une description des affleurements visibles immédiatement au Nord du Planty (1,25 km au Nord-Est d'Ancenis, sur la RN 23) et formant relief sur environ 200 m au débouché des marais de Grée dans la plaine alluviale donnera une idée moyenne de la constitution du Complexe frasno-dinantien à quelques centaines de mètres au-dessus de sa base stratigraphique présumée. On observe ici des alternances de schistes (*shales*) lie-de-vin à vert-olive, très fissiles, se débitant en minces plaquettes régulières, et de grès le plus souvent grauwackeux, parfois quartzitiques; il existe également de minces intercalations microconglomératiques, ainsi que des passées pélitiques non fissiles, légèrement calcareuses et de teinte ocreuse. Les schistes et pélites sont riches en quartz et en phyllites; les inclusions opaques, probablement ferrugineuses, y sont fréquentes; la matrice est plus ou moins imprégnée d'hématite ou de chlorite et le ciment peut comporter de la calcite microgranulaire. Les faciès gréseux apparaissent, en lame mince, riches en quartz anguleux, en feldspaths très altérés, et peuvent renfermer des débris lithiques; la muscovite détritique n'y est pas exceptionnelle; la matrice schisteuse est imprégnée de chlorite et d'hématite. Aucun rythme sédimentaire n'a été mis en évidence. La stratification, très régulière, n'est affectée que par des failles mineures. La direction des couches reste voisine de N 100° E, et leur pendage est proche de 45° N. Les fossiles sont représentés par de très minces lits à menus débris flottés de végétaux, et par de rares Ostracodes. Des empreintes de Bivalves à coquille peu ornée n'ont rien d'exceptionnel. Des récoltes effectuées dans ce même contexte, sur la RN 23, à l'entrée de l'ancien moulin de Juigné, ont été étudiées à l'Institut des sciences géologiques d'Édimbourg : le Dr R.-B. Wilson a reconnu : *Modiolus* sp., *Lithophaga lingualis* Phillips?, *Modiola* cf. *latus*, *Naiadites* cf. *obesus*. Ces Bivalves appartiendraient à un Dinantien *sensu lato*, et caractériseraient, du point de vue paléoécologique, une eau douce à saumâtre, à quelque distance de la mer ouverte. Quoi qu'il en soit, les faciès franchement marins, avec calcaires à Polypiers et Goniatites, et cherts à Radiolaires, ne sont plus représentés ici; mais aucun hiatus lithologique n'a été mis en évidence entre l'ensemble inférieur, daté du Frasnien, et les couches du Planty, plus élevées stratigraphiquement : le passage du faciès marin à des facies lagunaires ou laguno-saumâtres aurait été parfaitement progressif.

Il serait superflu de procéder ici à une énumération et une description détaillée des autres affleurements susceptibles de se prêter à une étude sédimentologique ou structurale de la masse principale du Complexe frasno-dinantien. On indiquera seulement que ces affleurements sont à la fois nettement moins rares, et plus caractéristiques, que ceux des séries schisto-gréseuses du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire. De même que dans ce dernier ensemble, les passées schisteuses de teinte lie-de-vin, tout en étant nettement subordonnées, attirent facilement l'attention dans les champs labourés. Les intercalations de conglomérats ou de microconglomérats, souvent verdâtres, à galets émousés de schistes et grauwackes, sont fréquentes dans toute l'épaisseur du complexe; leur puissance n'est le plus souvent que d'ordre décimétrique. Il convient, toutefois, de mettre à part les grosses accumulations conglomératiques figurées en lisière septentrionale du domaine frasno-dinantien et qui, bien que nettement séparées de la masse du Poudingue d'Ingrandes (feuille Chalonnais), doivent lui être rattachées au double point de vue lithologique et paléogéographique (dépôts torrentiels ayant marqué la fin du remplissage molassique du Bassin dinantien). Ces poudingues sont fort bien exposés au lieu-dit la Grotte de Lourdes (1 km au S. SW de Pouillé-les-Coteaux); une étude du spectre pétrographique effectuée en ce point a donné : 54 % de grauwackes, 18 % de schistes phylliteux « briovériens » (apparemment fournis par le Horst de Pouillé), 12 % de quartz, 9 % de quartzites et 7 % de lydienes.

En terminant, on indiquera que la puissance totale de l'ensemble frasno-dinantien ne saurait être inférieure à 2 000 mètres.

● **Affleurements du Sud de la Loire (le Fossé-Neuf).** Les talus de la route qui va de Bouzillé au Fossé-Neuf exposent, à partir d'une cinquantaine de mètres au Nord du calvaire situé au carrefour de la route menant à la Championnière, une série de schistes calcaireux à fort pendage vers le Nord-Est, de direction N 110 à 120° E, et visible sur une cinquantaine de mètres.

Ces schistes beiges à bruns, parfois finement micacés, renferment par place des nodules calcaires aplatis, d'une dizaine de centimètres de diamètre pour une épaisseur centimétrique. Un banc de calcaire argileux noir, épais d'une vingtaine de centimètres, observé vers la base de la série s'est révélé azoïque. En revanche, des calcschistes durs, bien exposés sur le talus oriental, à 75 m au Nord du calvaire, ont livré à J. Péneau (1933) une faune de Brachiopodes frasniens.

À ces schistes calcaireux succèdent, en concordance, des schistes lie-de-vin à vert-olive, très fissiles, tout à fait semblables à ceux décrits ci-dessus et constituant la masse du complexe gréso-pélimitique frasno-dinantien.

Un autre gisement ayant livré quelques Brachiopodes se trouve sur le côté ouest de la route allant du Fossé-Neuf à la carrière de Sainte-Catherine, à 200 m au Sud du Fossé-Neuf.

h3. Houiller productif (Namurien, ou « Namuro-Westphalien » du Sillon houiller de la Basse-Loire). Les dépôts conservés dans la partie occidentale du Sillon de la Basse-Loire ne diffèrent aucunement, par leurs faciès, de ceux que contiennent les autres bassins limniques d'âge carbonifère d'Europe; ce sont, en première analyse, les mêmes schistes et grès grauwaqueux plus ou moins sombres, souvent micacés, les mêmes conglomérats intraformationnels et les mêmes veines de houille. On notera incidemment que la présence de grosses paillettes détritiques de mica blanc peut permettre ici, à l'échelle de l'échantillon et pour toutes les granulométries, de distinguer sur le terrain le Houiller productif, fréquemment psammitique, du Complexe frasno-dinantien, où le mica ne se présente jamais en grosses paillettes. Toutefois, le problème posé par la formation azoïque qu'E. Bureau (1910) a appelé la Grauwaque verte doit être traité à part, en raison de ses implications stratigraphiques et structurales.

● **La Grauwaque verte (G).** La première édition de la feuille Ancenis à 1/80 000 (1890) distinguait sous ce nom, au Sud de Mouzeil et de Teillé, entre la Morinière (à l'Ouest) et la Gréhondière (à l'Est), sur une longueur d'environ 9 km, une zone étirée en fuseau à ses deux extrémités et occupant une position axiale au sein du Houiller productif, dont elle ne constituait à l'époque, dans l'esprit des auteurs, qu'un simple faciès. Mais en 1910 E. Bureau a joint à sa carte à 1/200 000 du Bassin houiller de la Basse-Loire une petite esquisse géologique à 1/50 000 de la région située immédiatement au Sud de Teillé et Mouzeil. Ce document interprétait la Grauwaque verte comme déterminant, dans l'axe du Bassin houiller, un bombement d'allure anticlinale et l'attribuait au Gothlandien (c'est-à-dire à notre Complexe de Saint-Georges-sur-Loire); dans son commentaire (p. 30, p. 400), l'auteur n'excluait d'ailleurs pas l'hypothèse d'un rattachement de cet ensemble au « Précambrien » (c'est-à-dire à notre Série du Horst de Pouillé). Mais de nouvelles observations nous ont montré qu'il aurait été abusé par une ressemblance superficielle, à l'échelle de l'échantillon, entre la roche en question et certains tufs basiques du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire, voire certaines métagrauwaques albitiques de la Série des Mauges. Il faut donc en revenir à la première interprétation et considérer la Grauwaque verte comme un simple faciès du Houiller productif.

Grâce à un certain nombre de bons affleurements (environs de la station de Teillé—Mouzeil et de la Fournerie, Sud de la Plonnière) et à la faveur de débris épars

dans les champs, il est possible de décrire le faciès moyen de ces grès grauwackeux verdâtres à jaunâtres, assez peu cohérents et admettant des intercalations de schistes vert-amande peu fissiles. En lame mince, ces roches ne présentent aucune trace de recristallisation métamorphique; les faciès gréseux se montrent constitués par des grains anguleux, mal classés, de quartz (dominant) et de feldspaths, noyés dans une matrice phylliteuse riche en chlorite, épidote et séricite.

● **Autres faciès.** Les schistes noirs, plus ou moins charbonneux, souvent riches en empreintes végétales, et les grès psammitiques grisâtres, parfois très grossiers, qui sont habituellement associés aux veines de houille peuvent être observés dans les rares déblais jalonnant encore les anciennes exploitations souterraines (Sud de la Guérinière et de Mouzeil, Ouest de la Bourgonnière, environs immédiats de la Tardivière, Nord de la Richerais, environs de la Guibretièrre).

Des schistes plus ou moins gréseux et psammitiques, souvent assez fissiles et de teinte ocreuse, et pouvant contenir des débris végétaux, constituent un faciès bien caractéristique, mais n'affleurent que très médiocrement.

Des conglomérats, en lentilles trop minces et trop discontinues pour qu'elles aient pu être représentées sur la carte, paraissent surtout développées au Nord de l'affleurement de Grauwacke verte, depuis la Colichetièrre (à l'Ouest) jusqu'au-delà de la Milsandière (à l'Est). Ces roches grossièrement détritiques sont très variées : micro-conglomérats, poudingues monogéniques à éléments ovoïdes de quartz blanc, poudingues polygéniques et hétérométriques, à galets (de schistes, de grès, de phtanites et de quartz filonien) atteignant 10 ou 15 cm, ou encore brèches quartzoschisteuses, voire essentiellement schisteuses.

Les intercalations de « pierre carrée » (tuf cinéritique stratifié de teinte claire, généralement silicifié), très fréquentes au sein du Houiller productif sur le territoire des feuilles Chalonnnes (1970) et Angers (1976), sont ici d'une extrême rareté. E. Bureau (1910, p. 394) en a signalé une, avec doute, au Nord de la Rivière (1,7 km au S. SW de Teillé) et une autre à la Tardivière, dans la descenderie d'un puits de mine. Plus à l'Est, une intercalation bien typique, mais non représentable sur la carte, a été observée récemment dans son contexte habituel sur la rive nord du ruisseau de Saugères, à 0,5 km à l'Est de l'Herbraire.

● **Veines de Houille.** Le tracé des principaux faisceaux houillers, reporté sur la carte d'après les indications de la première édition (1890) de la feuille Ancenis à 1/80 000, doit être tenu pour très approximatif. On soulignera dans le même ordre d'idée que l'extrême irrégularité des veines de houille, où alternent étranglements et « bouillards », n'a pas permis l'établissement de corrélations, même à faible distance, lors de l'exploitation des différents centres.

Ici comme dans le reste du Bassin houiller (E. Bureau, 1910, p. 384 et suivantes), le combustible extrait était principalement un « charbon demi-gras » (12 à 25 % de matières volatiles). Mais les puits de la Transonnière (Mésanger) fournissaient surtout des « charbons maigres » (11,2 à 11,4 % de matières volatiles), et il convient par ailleurs de souligner la nette prépondérance des « charbons gras » (21 à 28,6 % de matières volatiles) dans la quasi-totalité des nombreux puits de la concession des Touches.

● **Considérations stratigraphiques.** E. Bureau (1914, p. 353-354) voyait dans la masse principale du Houiller productif du Bassin de la Basse-Loire un équivalent stratigraphique exact des Schistes d'Ostrau et de Waldenberg, en Silésie, formation que A. Carpentier (1931) devait mettre en parallèle avec le Namurien. Parmi les espèces végétales représentées à la fois en Silésie et dans la Basse-Loire, E. Bureau citait : *Dactylothecca aspera*, *Diplotmema elegans*, *D. schönknechti*, *Calymmatotheca dubuissonis* (sic), *C. var. linkii*, *brongniarti* et *divaricata*, *Nevropteris schlehani*, *Sphenophyllum tenerimum*, *Lepidodendron volkmannianum* et *Stigmaria ficoides*. Toujours

par comparaison avec la Silésie, le même auteur soulignait l'absence presque totale, en Basse-Loire, des Sigillaires, des *Pecopteris* arborescents et des *Nevropteris* à grandes folioles, ainsi que l'abondance des Lépidodendrées. Un certain nombre d'espèces, enfin, étaient citées comme n'ayant été rencontrées que dans le Bassin de la Basse-Loire : *Archaeopteris vireti*, *Nevropteris antecedens*, *Calymmatotheca tri-dactylites*, *Hymenophyllum antiquum*, *Caulopteris mammiger*, *Sphenophyllum davyi*, *Lepidodendron lycopodioides*, *L. selaginoides*, *Halonia tuberculata*, *Lepidodendron laricinus*, *L. fimbriatus*, *Sigillaria minima*, *Bornia pachystachia*, etc. Des récoltes systématiques d'échantillons en place, effectuées en cours d'exploitation aux mines de la Tardivière, n'ont pas permis la mise en évidence d'une zonation biostratigraphique.

Les considérations précédentes tendraient donc à faire rapporter globalement les dépôts conservés dans le Sillon houiller de la Basse-Loire à un Namurien *sensu lato*. Le problème est en réalité moins simple, comme le montre la présence d'une flore westphalienne, signalée par E. Bureau (1910, p. 397-398 ; 1914, p. 354-355), dans des affleurements très conglomératiques, occupant une étroite bande de terrain figurée, par la première édition de la feuille Ancenis à 1/80 000, en lisière tout à fait septentrionale du Bassin houiller, au Sud de Teillé, de part et d'autre de la vallée du Donneau et sur une longueur de 1,5 km. Cette flore comporte les espèces suivantes : *Dactylothea dentata* var. *delicatula*, *Eremopteris artemisiaefolia*, *Diplotmema schlotheimi*, *Alethopteris mantelii*, *A. serlii*, *Asterophyllites longifolia*, *Cordaites principalis*, *Artisia approximata*, *Cordianthus communis*. Mais aucun critère, lithologique ou structural, ne permet de séparer les couches à flore « westphalienne » de la masse principale du complexe, tenue pour namurienne. Dans ces conditions, et dans l'attente de précisions nouvelles sur la biostratigraphie du Bassin houiller, impliquant la révision de ses flores fossiles, il paraît préférable de rapporter globalement cette unité à un « Namuro-Westphalien » indifférencié. Cette attitude est d'ailleurs conforme à celle que préconisait A. Carpentier (1928), pour qui les assises productives de Basse-Loire atteindraient le Westphalien inférieur. A la suite d'une rapide révision de la flore contenue dans les Couches de Mouzeil, ce même auteur a considéré comme caractéristique l'association suivante : *Sphenopteris dubuissoni* Brgt. (aff. *Sph. stangeri* Stur.), *Sph. adiantoides* Schl. (= *Sph. elegans* Brgt.) *Archaeocalamites*, *Calamites*, *Sphenophyllum tenerrimum*, *Lepidophloios*, *Lepidodendron*, *L. veltheimianum*, *Ulodendron minus*, *Pecopteris aspera*?, *Sphenopteris dicksonioides* Goep., *Sph. dissecta*, Brgt., *Neuropteris antecedens* Stur., *N. schlehani*, *Mariopteris* (cf. *M. acuta*), etc.

MAGMATISME HERCYNIEN

γ¹. **Granite de Mésanger.** Intrusif dans le complexe frasno-dinantien, ce granite post-tectonique détermine, à l'Est et au Sud-Est de Mésanger, une butte qui domine d'une vingtaine de mètres le paysage. Si la carrière de la Queteraie est aujourd'hui comblée, celle du moulin de Saint-Père est toujours accessible ; mais on n'observe plus guère que des affleurements arénisés, au fond des fossés. Par de nombreux caractères, cette roche hololeucocrate, isogranulaire et à gros grains, s'apparente à la famille des granites tardiorogéniques, mis en place dans des conditions hypo-volcaniques. Les quartz, assez abondants, arrondis et comme corrodés, ont cristallisé en premier ; les feldspaths alcalins, très perthitiques, montrent parfois une combinaison des macles de Manebach et de Baveno ; ils appartiennent à la dernière génération et représentent les minéraux les plus abondants. Les plagioclases, à cœur séricitisé et bordure moins altérée et plus acide, sont moins abondants ; leur cristallisation se serait poursuivie pendant les deux étapes de formation de la roche. Les micas sont représentés par la biotite.

μγ. **Microgranites liés au Granite de Mésanger.** L'intrusion du Granite de Mésanger a été suivie par la mise en place d'un cortège filonien de microgranites. On retrouve dans ces roches, bien représentées dans la zone axiale du synclinal d'Ancenis, la même succession paragenétique, et souvent les mêmes macles, que dans le granite. Il en existe plusieurs types pétrographiques, reflétant des conditions différentes de mise en place. La roche jadis exploitée dans la grande carrière encore visible immédiatement au Sud de Saint-Géréon, d'un beige clair, très diaclasée, à mésostase très riche en séricite, appartient au type aphanitique. Les autres faciès, plus ou moins largement porphyriques, appartiennent à la catégorie des « porphyres à quartz globulaire » des anciens auteurs ; on y voit des phénocristaux de quartz automorphes et corrodés ainsi que des phénocristaux de feldspath, de dimensions très variables, formés de plagioclases acides, très séricitisés, et de feldspaths alcalins. La mésostase, grise ou rose, est essentiellement feldspathique et séricitique. La biotite ferait défaut dans la roche que l'on exploitait voici une dizaine d'années à la carrière des Montis (ou de la Ferlauderie) (5 km au Nord-Ouest d'Ancenis) et dans laquelle les phénocristaux, lorsqu'ils existent, sont de petite taille, et représentés seulement par du quartz. Ailleurs, la biotite est toujours très séricitisée, voire chloritisée.

Ces microgranites forment des filons de puissance très variable, et beaucoup d'entre eux n'ont pas pu être figurés ici. Comme on l'a vu, certains ont été exploités en de vastes carrières ; mais il s'agit le plus souvent de filons d'épaisseur métrique, tantôt injectés entre les assises du Frasn-Dinantien, tantôt recoupant ce complexe (*sills*). Un affleurement particulièrement remarquable est celui de l'ancienne petite carrière de Pied-Bercy (5 km au Nord d'Ancenis), où l'on peut voir un filon de microgranite à pâte rose, avec gros phénocristaux de quartz gris et de feldspaths roses et verts, injecter, suivant le litage sédimentaire, des schistes gréseux violacés et exercer sur ces derniers, au moins à son toit, un métamorphisme thermique très discret.

Métamorphisme de contact au voisinage du Granite de Mésanger.

● **Schistes tachetés.** Au contact du granite, les faciès schisteux du Complexe frasn-dinantien présentent d'innombrables taches sombres, ne dépassant guère un ou deux millimètres. Au microscope, dans un fond schisteux finement quartzeux et riche en paillettes de biotite très pléochroïque et de séricite, on voit de petits cristaux opaques, d'une centaine de microns, ainsi que des taches à contours elliptiques, riches en minéraux phylliteux (chlorite, biotite, séricite), et correspondant probablement à une pseudomorphose de cordiérite. Ces schistes tachetés forment autour du Granite de Mésanger une auréole d'au moins 500 m de largeur. Vers l'Est, la zone modifiée s'étale plus largement, sur 2 km, en direction du Grand-Boulay et de la Mortraie. Plus à l'Est, on retrouve ces mêmes schistes tachetés dans de petits secteurs isolés, au Nord de Saint-Herblon : la Bilière, le Pont de Saugères, la Salmonnière, la Copaire, la Bretonnière. Leur gisement le plus oriental se trouve à plus de 8 km du batholite de Mésanger.

● **Grès tourmalinisés de Saint-Herblon.** Des grès de teinte sombre, parfois noire, à grain généralement très fin, se rencontrent en débris sur toute la butte de Saint-Herblon, dans un rayon de 1 à 2 km autour de l'agglomération. Un bon affleurement se trouve dans une petite carrière abandonnée située elle-même dans un champ, près du calvaire de la Greslerie (600 m au Nord de la localité). Connus dans la région sous le nom de « pierre à feu de Saint-Herblon », ces grès montrent en lame mince une structure de quartzites et apparaissent formés principalement de quartz, avec de nombreux cristaux de tourmaline le plus souvent verte, parfois brune. Ce minéral se présente tantôt en grains disséminés dans la roche, tantôt en cristaux aciculaires, groupés en gerbes rayonnantes dans des filonnets de quartz. On sait que la tourmalinisation est un phénomène consécutif à la mise en place d'un magma

granitique et lié plus précisément à un stade pneumatolytique, boré et fluoré, ayant permis à la tourmaline de se constituer aux dépens des feldspaths et des micas de la roche initiale, représentée en l'occurrence par des grès grauwackeux du Frasn-Dinantien.

On remarquera que l'extension cartographique de la zone tourmalinisée, de même que la répartition des schistes tachetés, suggèrent un prolongement vers l'Est, à faible profondeur, du batholite de Mésanger. Cette hypothèse est en accord avec les données de la carte gravimétrique de France à 1/80 000 (feuille Ancenis), qui fait apparaître, en effet, un maximum d'anomalies négatives à l'aplomb de la partie affleurante du batholite et montre, au-delà, un net infléchissement des courbes isoanomales vers l'Est, c'est-à-dire en direction de Saint-Herblon.

Autres témoins d'un magmatisme hercynien. Les petits pointements granitiques figurés aux environs de la Poibelière et du Gibounet (2,5 et 3,7 km au Nord-Est, respectivement, de Mésanger) sont clairement intrusifs dans la série du Horst de Pouillé. Le plagioclase, en cristaux millimétriques, est zoné et présente un cœur fortement séricitisé, alors que la périphérie, plus acide (An 15), est demeurée fraîche. Ces cristaux sont envahis par de la myrmékite. Ce sont le quartz et les feldspaths potassiques (microcline) qui forment le fond de la roche; les micas, peu abondants, sont principalement représentés par de la biotite chloritisée.

Le minuscule pointement de la Cohue (0,8 km au Sud-Ouest des Touches) est constitué non pas par une roche granitique, mais par un microgranite tout à fait typique, et différant à la fois des microgranites liés au Granite de Mésanger et des microgranites-rhyolites du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire. On observe, au microscope, dans un fond finement grenu et exclusivement quartzo-feldspathique (quartz, plagioclase en lattes, feldspath potassique?), des phénocristaux de quartz sub-automorphe, de plagioclase zoné et de biotite brun pâle, plus ou moins chloritisée. La roche n'est ni déformée, ni altérée.

On signalera par ailleurs la présence de très minces filons pegmatitiques recoupant en plusieurs points les spilites et tufs basiques du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire aux environs de la Rognouse (2,8 km à l'Est des Touches).

Les relations mutuelles de ces différents types de roches demeurent énigmatiques, et l'on ne saurait se prononcer sur leurs rapports avec le granite de Mésanger.

TERRAINS PLIOCÈNES

pA. Argiles et marnes redoniennes. Contrairement à ce qui est le cas sur les feuilles voisines (Angers, le Lion-d'Angers, Chalennes), où il existe de nombreux petits îlots de sables coquilliers, plus ou moins consolidés, attribuables au Redonien, ce faciès, qui marquerait localement la base du Pliocène transgressif, est mal représenté ici, et par des dépôts ne rappelant aucunement les classiques Faluns redoniens. Le minuscule affleurement qui occupe l'angle de l'extrême Nord-Est de la feuille est constitué par des argiles grises, passant insensiblement à des marnes d'un gris verdâtre moucheté de calcaire blanc, qui ont livré à J.-P. Margerel des Foraminifères typiquement redoniens : *Pseudoeponides pseudotepidus* (V. Voorth.), *Bolivina laffitei* Marg., *Discorbitura cushmani* Marg., *Heterolepa frequens* Marg. Ces marnes se diluent vers le Sud-Ouest dans des graviers argileux; elles sont visibles, dans des fossés de drainage, à l'Ouest de la ferme de la Mouzaie (située sur le territoire de la feuille Chalennes). Ces formations argilo-calcaires sont riches en spicules d'Eponges tétractinellides, ce qui confirme leur origine marine. Les spicules en question ont généralement bien résisté au transport et on les retrouve intacts dans certains graviers argileux de même âge, comme c'est le cas pour ceux qui, un peu plus à l'Ouest, et en lisière nord de la feuille, affleurent aux environs de la Pironnière.

p. Sables rouges ou blancs de Haute-Bretagne et de Basse-Loire. Ces sables, qui pourraient souligner une seconde étape transgressive de la mer pliocène, présentent, on le sait, une grande extension dans toute la moitié septentrionale de la feuille, qu'ils traversent en écharpe du Sud-Ouest au Nord-Est, mais ne sont que parcimonieusement représentés à l'Est, dans la région de Saint-Herblon. Quoi qu'il en soit, l'extension qui leur a été attribuée ici pèche assurément par défaut. D'une part, en effet, les grandes surfaces occupées par les pâturages se prêtent mal à leur observation; d'autre part, comme l'ont montré de nombreux puits, ces sables sont souvent masqués par l'étalement d'un matériel soliflué riche en débris schisteux et difficile de ce fait à distinguer des altérites en place. Localement, et en particulier aux environs de Pannecé, l'importance du recouvrement est telle que les affleurements du socle paléozoïque ne forment plus que des pointements isolés perçant la couverture sableuse. La plus haute altitude occupée par cette formation sur le territoire étudié ici est de 70 m, à la Grande-Verrerie de Pannecé; signalons également une cote + 64 au Vieux-Mortier de Bonnœuvre, et trois cotes + 60, aux lieux-dits : Beauvais de Saint-Herblon, le bois de Maumusson et Saint-Jacques-de-Pannecé; le plus grand nombre de cotes se situe aux environs de + 40 à + 50. Les altitudes minimales sont plus difficiles à déterminer, ne serait-ce qu'en raison des lessivages du Quaternaire, responsables de l'entraînement de fortes masses sableuses au fond des thalwegs; on citera du moins une altitude de 14 m, à la Guillauminerie, en Ligné. Aucun argument n'autorise à penser que la sédimentation sableuse ait été piégée ici par un ou plusieurs grabens subsidents, comme c'est le cas plus à l'Ouest (feuille Nort-sur-Erdre). Le placage de ces sables argileux sur les flancs des vallées actuelles confirme l'interprétation de S. Durand et de Y. Milon (1963), à savoir la submersion, par la mer pliocène transgressive, d'un réseau hydrographique déjà proche du réseau quaternaire. Les interfluves ont d'ailleurs été eux-mêmes submergés, si bien qu'entre Teillé et Fossé-Loire, par exemple, on peut observer les témoins de la « pénéplaine » (surface paléogène), demeurés horizontaux et encore uniformément recouverts par ces dépôts pliocènes. Il ne faudrait pas, toutefois, se représenter cette transgression pliocène comme ayant submergé des reliefs aussi mous que les reliefs actuels, directement hérités du Quaternaire. La mer, dans sa montée, a dû au contraire laver et aviver des écueils résistants, avant de les ensabler sous de puissantes accumulations détritiques, dont la source est à rechercher dans l'altération climatique intense du Mésozoïque et de l'Éocène. De bons exemples de ces écueils aux parois verticales peuvent être observés, à la faveur de carrières, à Saint-Jacques-de-Pannecé, au Mont-Juillet (les Touches) et au moulin des Rochers, en Ligné.

Les « chapeaux » suroxydés des minerais de fer sédimentaires ordoviciens ayant pu suffire à colorer de leur ocre toute l'Armorique, on conçoit que ce fer, après passage par les latérites éocènes et par les glauconies transgressives, ait finalement pigmenté les sables rouges. Cette coloration disparaît fréquemment en profondeur, surtout au-dessous de la nappe phréatique. Les sables deviennent alors d'un beau blanc et peuvent même présenter un aspect crayeux, dû à leur richesse en argile à illite-kaolinite, dont la présence dans cette formation est considérée comme classique depuis les travaux de J. Estéoule-Choux (1967). Les feldspaths restent d'ailleurs souvent reconnaissables sous forme de mouchetures blanchâtres, même dans les faciès rubéfiés. La présence de glauconie paraît constante, mais ce minéral a pu avoir été en majeure partie détruit par oxydation. L'andalousite et la staurolite sont les plus communs des minéraux lourds. Contrairement à ce que laisserait supposer l'abondance des feldspaths, l'examen des grains de quartz montre que le matériel a subi une évolution morphoscopique très poussée. Ainsi, pour la taille optimale de 700 microns, on dénombre souvent plus de 70 % de grains émoussés-luisants, plus ou moins évolués; aux dimensions voisines de 300 microns, les proportions

d'émoussés-luisants excèdent toujours les 30 % qui, d'après A. Cailleux, caractérisent les formations marines. Les grains éolisés ne sont représentés qu'en infimes proportions. Les fronts de carrière montrent souvent des stratifications obliques et des chenaux entrecroisés, témoignant des courants rapides qui devaient régner dans ces vallées, submergées entre les écueils signalés plus haut et leurs falaises sous-marines contre lesquelles venaient s'appliquer les strates sableuses.

pG. Gravieres pliocènes. Les sables décrits ci-dessus renferment localement (N. NW de Joué-sur-Erdre, E. SE de Trans-sur-Erdre, Sud-Est de Teillé) des accumulations, parfois considérables (entre Fossé-Loire et Teillé), de graviers et galets quartzeux. Certains galets présentent des émoussés et des aplatissements franchement marins; d'autres sont beaucoup moins façonnés. Il n'y aurait pas de liens génétiques précis entre ces galets et les poudingues intra-formationnels du Namurien, connus à l'affleurement un peu plus au Sud.

TERRAINS QUATERNAIRES

Fx, RFx. Terrasses fluviales. Alluvions anciennes résiduelles. Bien que les petits cours d'eau soient habituellement dépourvus de terrasses, l'Erdre a déposé quelques lambeaux d'alluvions anciennes dans la partie septentrionale de la feuille, à proximité de Riaillé et de Joué. Ces témoins, formés de matériaux locaux, ne présentent pas de traces d'un transport prolongé : leur aspect est celui de solifluxions reprises par les eaux courantes et peu lavées de leur argiles.

En ce qui concerne la Loire, nous n'avons reconnu sur la rive droite qu'un seul et minuscule témoin des terrasses disparues, couvrant moins d'un demi-hectare, et situé à quelques mètres en contrebas du rocher de Pierre Meslière, en Saint-Géréon. Ferronnière (*in* du Plessis et Ferronnière, 1919) y aurait trouvé quelques instruments de silex, plus ou moins roulés, voire seulement éolisés. Il les assimilait à ceux que l'on rencontre encore en surface au pied du rocher pyramidal et en concluait, trop hâtivement, que les hommes moustériens, auteurs du gisement superficiel, auraient connu une Loire toute proche, établie au niveau de la terrasse en question. Mais on sait aujourd'hui que ce lambeau de graviers, compte tenu de son altitude (25 à 30 m NGF, soit 16 à 21 m « relatif ») ne saurait être wurmien; on sait, de même, que les industries, moustériennes et aurignaciennes, qui ont été récoltées au pied du rocher sont contemporaines du Mésio- et du Néo-Würm, et correspondent ainsi à des alluvions situées topographiquement beaucoup plus bas, comme on le verra plus loin.

Sur la rive gauche, une belle terrasse s'allonge sans interruption depuis le ruisseau de la Bourgonnière jusqu'à Liré; on en connaît également un important lambeau au Sud de Drain (les Greliers). Les graviers n'ont été conservés que sur une épaisseur n'excédant pas trois mètres. Les cotes d'altitude de la surface caillouteuse varient de 20 à 27 m NGF (18 m « relatif »), circonstance qui, par analogie avec des terrasses bien datées des environs d'Angers, conduirait à faire envisager un âge mindélien. Mais compte tenu du manque de jalons entre les deux sites et en l'absence d'outils préhistoriques, une telle assimilation demeure conjecturale. Et pourtant le silex, matériau privilégié pour l'instrumentation, est largement représenté, de même que les chailles à Spongiaires sénoniens. Chailles et silex sont ici d'origine longitudinale lointaine et se présentent associés à de nombreux apports latéraux amenés par solifluxion.

S. Dépôts soliflués. Un important épandage soliflué s'étend parallèlement à la terrasse dont il vient d'être question et la domine sur toute sa longueur. Au droit de Bouzillé, les rapports existant entre les deux ensembles sont de simple contiguïté. Mais aux Greliers (Sud de Drain), la coupe d'un chemin montre qu'une solifluxion argileuse anarchique s'est écoulée par-dessus les graviers, bien lités et très propres,

de la terrasse. Aux environs de la Fraperie (Est de Liré), des observations ont pu être faites grâce à une carrière et à des puits nouvellement forés, ainsi qu'à l'occasion d'une petite campagne de sondages. Elles nous ont montré une « bouillie » de micaschistes altérés, superposés ici encore à la terrasse, mais cette fois par l'intermédiaire d'une puissante couche d'argile grise. Cette argile témoigne de conditions de tranquillité que ne présentent ni l'alluvion périglaciaire sous-jacente, ni la coulée de solifluxion qui la surmonte : l'analyse pollinique en cours confirmera peut-être l'hypothèse selon laquelle il s'agirait d'un cas, assez exceptionnel, de conservation d'un dépôt interglaciaire. Cette formation, jadis exploitée comme terre à foulon, l'est actuellement comme terre à brique.

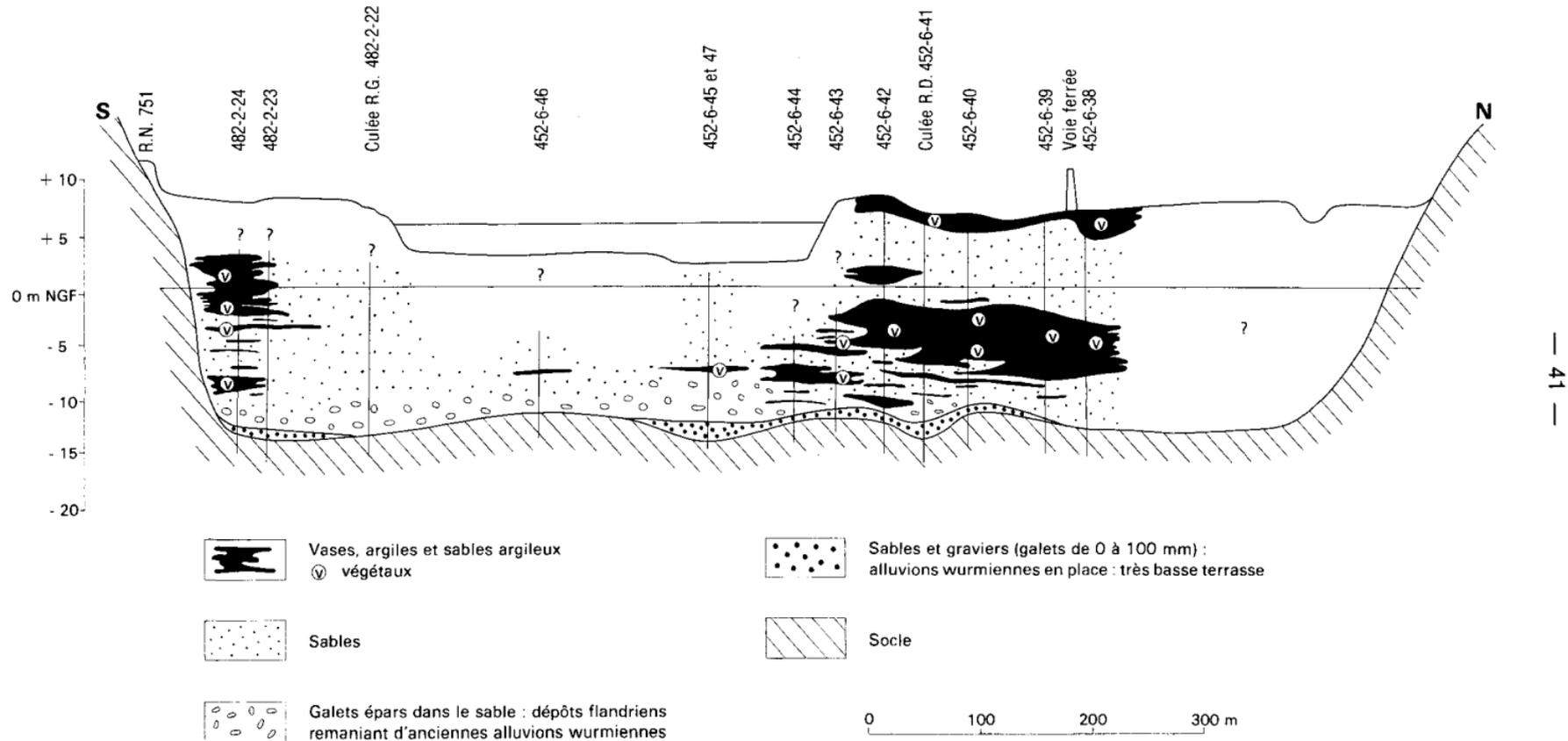
Mais les solifluxions ne sont pas seulement cantonnées sur la rive sud ; elles abondent un peu partout, de préférence dans les cuvettes de tête de vallons et sur les grandes pentes exposées au Nord (les Tesnières, Saint-Mars-la-Jaille, Riailé). Dans l'état actuel des connaissances, l'hypothèse d'un âge wurmien est la plus vraisemblable.

Parmi les manifestations des froids quaternaires non représentables sur la carte, les fentes en coin (chemin de la Bolinière, près de la Bourgonnière, sur la rive gauche) et les involutions en festons (l'Ousselière en Couffé, la Greslerie en Saint-Herblon) sont fréquentes un peu partout, au front des carrières et des tranchées de routes. L'imprégnation des terres superficielles par les sables éoliens est un phénomène général et les galets éolisés abondent dès que la nature de la roche s'y prête (grès) ; on citera, en autres points : Bel Orient et la Ragolière, en Saint-Géréon ; la Pouletière, en Oudon ; agglomération de Saint-Herblon ; moulin de la Lande, en Pouillé ; le Plessis, en Mésanger ; Omblepied et les Rochettes, en Couffé.

Alluvions wurmiennes et lit préflandrien de la Loire. Le lit rocheux de la Loire, profondément enfoui sous les alluvions, est à -6 m NGF à Ingrandes (feuille Chalennes) et à -20 m à Thouaré (feuille Vallet). Des cotes intermédiaires de -10 m à Saint-Géréon (sondage 452-7-14) et de -14 m à Oudon (fig. 1) conduisent à envisager une pente régulière de 0,37 % pour le profil en long du lit rocheux, dans la partie de la feuille drainée par la Loire, soit sur une longueur d'une quinzaine de kilomètres. On notera à ce propos qu'il y a lieu d'imputer à une erreur d'échelle, en partie rectifiée par le texte, la forte dépression du lit rocheux figurée dans ce même secteur par le profil longitudinal joint en hors-texte à la note de F. Ottmann et *al.* (1968) sur le cours inférieur de la Loire. Les coupes transversales établies d'après les sondages montrent que le bed-rock peut présenter une allure sensiblement plane (fig. 1 : pont Oudon—Champtoceaux) ; mais on décèle le plus souvent des chenaux profondément surcreusés, enserrant des flots de socle ancien, ces derniers pouvant émerger au-dessus de la surface des alluvions holocènes (« île » des Fourneaux—les Garennes et « île » de la Pierre, en Liré). L'existence d'un chenal fossile contournant ces flots par le Sud a pu être mise en évidence grâce à des sondages ayant atteint le socle rocheux à -9 m NGF, voire à une plus grande profondeur (sondages 452-8-33 et 452-8-27).

La Loire préflandrienne, contemporaine du niveau le plus bas atteint par l'Océan au cours du paroxysme du froid wurmien, n'a guère fait qu'égratigner le fond rocheux d'un lit préexistant ; mais elle a dû déblayer son substratum d'une masse, sans doute considérable, de matériaux grossiers ; ces derniers, dont il subsiste de nombreux témoignages, soit sur le fond, soit latéralement, forment la base graveleuse du remblaiement. Nous rapportons ces graviers à une « très basse terrasse » de l'Eowürm. D'une part, en effet, ils supportent à Roc-en-Pail (feuille Chalennes à 1/50 000) des loess éo- et mésowurmiens ; d'autre part, leur grossièreté et la présence de blocs démesurés, révélant l'intervention de radeaux de glace, conduit à les interpréter comme une *alluvion torrentielle* climatique froide. Par ailleurs, la grande fraîcheur

Fig. 1 - Coupe de la vallée de la Loire au pont d'Oudon-Champtoceaux



Coupe Y. Herrouin (B.R.G.M.), d'après des sondages des Ponts-et-Chaussées. Interprétation M. Gruet

des minéraux volcaniques originaires du Massif Central, et en particulier de l'augite, conduit à envisager pour ces graviers un âge plus récent que celui des terrasses topographiquement plus élevées (M. Ters et *al.*, 1968). Enfin, les résultats de deux analyses polliniques effectuées par L. Visset (1973) sur deux carottes, en provenance de Montoir et de Mindin, ont confirmé, grâce au caractère « froid modéré et très humide » de la flore, l'hypothèse d'un âge éowurmien. Sur le territoire étudié ici, ces mêmes graviers sont toujours riches en silex d'apports longitudinaux lointains. Toujours masqués, dans la partie en aval du cours de la Loire, par les alluvions flandriennes (fig. 1), ils n'affleurent véritablement qu'en amont de Saumur, aux environs du confluent de la Vienne.

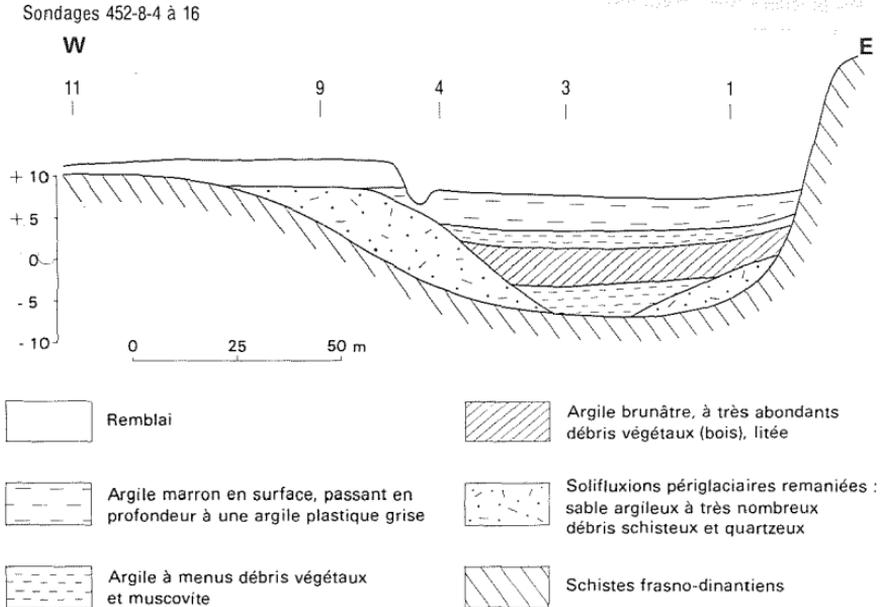
Fz. Alluvions flandriennes. Les sables qui forment la base du remblaiement flandrien de la Loire reposent sur les alluvions grossières dont il vient d'être question. Ils en contiennent d'ailleurs, épars dans leur masse à l'état remanié, certains éléments (silex, quartz), parfois d'assez grandes dimensions. Si l'on néglige quelques récurrences plus grossières, ces dépôts présentent une granulométrie décroissante vers le haut, reflétant une diminution progressive de la pente à mesure que s'effectuait la transgression flandrienne. L'ensemble de ces sables holocènes et graviers anciens est perméable et constitue l'Aquifère inférieur des hydrogéologues.

La partie médiane de l'alluvionnement est connue, surtout depuis les travaux de Dion, sous le nom de *jalle*, qui désigne une formation typiquement constituée par des argiles sombres, à débris végétaux. En fait, la *jalle* proprement dite détermine de simples lentilles, diversement superposées et intriquées au sein de sables fins, sans former de couches véritablement homogènes. Il existe même fréquemment, dans la partie centrale du fleuve, un chenal exclusivement sableux où le courant a toujours été trop fort pour que des sédiments silteux aient pu s'y déposer (fig. 1). C'est dire que la *jalle*, au sens large, n'est que semi-perméable et ne scelle que très imparfaitement l'Aquifère inférieur. La palynologie n'a pas permis, du moins entre Saint-Nazaire et Nantes, de faire la part pouvant revenir, dans ces dépôts, aux périodes préboréale et boréale; mais par sa flore, la *jalle* serait essentiellement atlantique et subboréale (M. Ters et *al.*, 1968; L. Visset, 1973).

L'horizon supérieur des dépôts flandriens est constitué par les sables blonds des grèves et des îles de la Loire. À la surface du lit majeur, ces sables sont fréquemment recouverts par de minces placages silteux, qui correspondent à des limons d'inondation (fig. 1). Ce matériel sableux, très propre, fait l'objet de dragages pour la construction aux environs d'Ancenis. Sa granulométrie est nettement supérieure à celle des sables sous-jacents, emballant la *jalle*. Ce retour à une sédimentation moins fine peut être attribué, en l'absence de tout indice de variation de pente, à un accroissement de l'érosion consécutif à des déboisements. Un âge subboréal à actuel apparaît probable pour ces horizons supérieurs. Les recherches archéologiques apportent à cet égard d'intéressantes précisions. Ainsi, le dolmen d'Ancenis (D. Prigent, 1977), édifié sur les lambeaux d'une basse terrasse anté-holocène à la cote 6,5 m NGF, soit à 1,30 m au-dessus de l'étiage actuel, se trouve donc de nos jours fréquemment sous les eaux. Or, si l'on ignore la date exacte de construction de ce mégalithe, on sait du moins qu'il a été occupé au Campaniforme (environ 2000 ans avant J.-C.), puis au Bronze final (environ 1000 ans avant J.-C.), époque à laquelle des inhumations ont été pratiquées. Les dépôts témoignant de ces occupations ont été scellés, à la fin du Moyen-Âge, voire un peu plus récemment, par des limons d'inondation puissants d'environ un mètre. On peut ainsi considérer le dolmen d'Ancenis comme témoignant, au moins jusqu'à l'époque médiévale, d'un niveau de la Loire inférieur au niveau actuel. C'est d'ailleurs ce qu'ont confirmé les trouvailles archéologiques effectuées lors de la construction du pont d'Ancenis, puis à l'occasion de dragages (armes et poteries néolithiques et de l'âge du Bronze; pirogue datée

au ¹⁴C du 1^{er} siècle ; cargaison de céramiques sigillées du 2^e siècle). Ces travaux ont montré que l'ensablement a d'abord été faible, jusqu'à l'époque gallo-romaine, puis plus rapide, pour s'accélérer encore aux 17^e et 18^e siècles, pour lesquels les cartes fluviales dénotent un net accroissement des surfaces occupées par les îles.

Fig. 2 - Coupe de la vallée du ruisseau du Marais de Grée, au Planty (N E d'Ancenis)



Coupe Y. Alix, B.R.G.M. (1968), d'après des sondages des Ponts-et-Chaussées. Interprétation M. Gruet

Le remblaiement flandrien ne s'est pas fait sentir bien loin dans les vallées des petits affluents de la Loire. En ce qui concerne le marais de Grée, son altitude (6 à 8 m) suggère un comblement au moins partiel en liaison avec cette remontée des eaux ; mais on ne dispose d'aucun sondage capable de nous renseigner sur l'importance du remblaiement, qui pourrait atteindre une dizaine de mètres. Une coupe au débouché de ce marais dans la plaine alluviale, relevée au Planty (fig. 2), montre que le chenal n'était pas complètement déblayé de ses dépôts périglaciaires

lors de son comblement par les argiles flandriennes, lesquelles comportent ici une épaisse couche de débris végétaux. Dans le marais lui-même, on note localement la présence d'une tourbe noire assez évoluée et atteignant 80 centimètres.

La vallée du Hâvre, dans laquelle le remblaiement flandrien a presque atteint Couffé, n'a pas montré de témoignages périglaciaires à l'aplomb du viaduc de la N 23, où l'on a observé un comblement argileux homogène. D. Sellier (1976) a reconnu, un peu plus en amont dans cette basse vallée du Hâvre—Donneau, plusieurs cônes d'épandage dont le rayon dépasse parfois une centaine de mètres. Ces cônes, dont la plupart ont été figurés ici, se composent de minces strates argileuses et de cailloux non émoussés, ou simplement écornés; ils proviennent pour l'essentiel du dégorgeement des colluvions qui ont empâté les vallons affluents. La mise en place de ces cônes a pu débiter au Würm; leur partie supérieure s'intercale toutefois avec les apports plus récents du comblement alluvial du Hâvre et pourrait se rapporter au tardi- ou au post-glaciaire. En amont de Couffé, le Donneau, et comme lui tous les autres cours d'eau de la feuille, n'ont qu'une faible capacité de transport: après leurs crues, ils restituent aux prés inondés, sous forme d'une pellicule limoneuse, toutes les parties fines arrachées au remblaiement périglaciaire, ou enlevées par lessivage aux champs cultivés.

PÉDOLOGIE

Si l'on excepte les sols alluviaux des fonds de vallée, et particulièrement ceux de la plaine de la Loire, ainsi que les tourbes noires des marais de Grée (Nord-Est d'Ancenis), tous les profils étudiés appartiennent à la classe des sols brunifiés (sous-classe de climat tempéré). Les roches-mères sont le plus souvent acides. Leurs variations granulométriques sont très atténuées en surface (au niveau des altérites) et les sols présentent habituellement une texture limoneuse à limono-argileuse. Sur roche-mère schisteuse (Complexe de Saint-Georges, Sillon houiller, Série de Pouillé, Complexe frasno-dinantien), il se forme des sols «bruns» à «bruns faiblement lessivés», dont la profondeur (40 à 80 cm) varie avec la topographie, les plus faibles profondeurs étant habituellement observables au sommet des pentes. L'hydromorphie varie, de même, avec la topographie (drainage externe et latéral inexistant sur les plateaux ou dans les bas-fonds), ainsi qu'avec la perméabilité du substrat (liée elle-même, entre autres circonstances, à la présence éventuelle d'altérites imperméables). L'hydromorphie a pu induire localement la formation d'abondantes concrétions ferro-manganésifères (450 m à l'W. SW du Fouinay, en Pouillé; 250 m au S. SW de la Buchetière, en Mésanger). Des «pseudo-gleys» sont visibles dans les bas-fonds. Le rôle pédologique des grès du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire est surtout lié aux reliefs qu'ils déterminent: on retrouve en haut des pentes des sols bruns superficiels, dont la profondeur varie de 20 à 40 centimètres. À l'aplomb de la bande des Schistes et quartzites de l'Angellerie, au lieu-dit les Plessis, en Mésanger, des sols présentent une texture argileuse. Dans l'angle sud-ouest de la feuille, les micaschistes ont donné des sols «lessivés» à «lessivés-dégradés», avec pseudo-gley de surface. Sur le Granite de Mésanger, où la profondeur des sols est généralement faible, un profil typique de «sol brun sur arène granitique» est bien exposé à 350 m à l'E. SE du château de la Queteraie, près de la route D 25.

En définitive, la vocation actuelle des sols occupant le territoire de la feuille est tournée surtout vers la prairie et vers les cultures fourragères aussi bien que céréalières; les superficies occupées par la forêt sont réduites.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les alluvions de la Loire constituent le seul réservoir aquifère important, capable de subvenir à l'alimentation de grandes agglomérations. Sur le territoire couvert par la feuille Ancenis, cependant, le grand développement des formations tertiaires laisse espérer que puissent y exister des aquifères, actuellement non reconnus, susceptibles de présenter un intérêt local. Enfin, on sait maintenant que les terrains paléozoïques et les roches cristallophylliennes, sous certaines conditions de fissuration, peuvent fournir des débits limités mais utilisables pour certains types de besoins ou en appoint aux adductions publiques.

Alluvions ligériennes

Du point de vue hydrogéologique, on distingue habituellement deux niveaux aquifères, séparés par un horizon d'argile intermédiaire (*jalle*) : d'une part, les alluvions inférieures, constituées de sables grossiers de couleur grise, souvent très perméables et contenant une nappe semi-captive, d'autre part, les alluvions supérieures, de couleur fauve, en général plus fines et limoneuses, dans lesquelles circule une nappe libre. Cette représentation du système est très schématique et souffre de nombreuses exceptions. En particulier, la *jalle* lenticulaire peut être totalement absente; localement, les alluvions supérieures sont plus perméables que les alluvions inférieures; parfois, l'horizon alluvial est homogène dans son ensemble.

Si la distinction entre aquifère inférieur semi-captif et aquifère supérieur libre n'existe pas toujours, la qualité de l'eau peut être fonction de l'horizon où on la capte : dans les alluvions inférieures grises, l'eau est déficiente en oxygène; fer et manganèse se trouvent à l'état réduit (Fe^{++} et Mn^{++}) et sont en partie dissous. L'eau captée dans ces niveaux a des teneurs en fer et manganèse dépassant presque systématiquement les normes de potabilité ($Fe + Mn \leq 0,3$ mg/l) et doit de ce fait être traitée. Par contre, dans les alluvions supérieures, où les conditions de saturation en oxygène et de potentiel d'oxydo-réduction sont différentes, fer et manganèse sont précipités dans le terrain sous forme d'hydroxydes (couleur fauve des sables) et l'eau extraite peut en être dépourvue. Ainsi, lorsque les conditions permettent d'en obtenir un débit suffisant, il peut être avantageux de ne capter que l'horizon des alluvions supérieures. Cependant, si l'épaisseur totale des alluvions est de l'ordre de 17 à 20 m, les sables fauves n'ont en moyenne que 7 à 10 m de puissance ce qui, en étiage, peut ne laisser qu'une tranche d'eau insuffisante.

L'aquifère alluvial est subordonné à la Loire; tout prélèvement dans les alluvions se traduit par un préjudice (par manque à gagner ou par soutirage) au débit du fleuve. Dans ces conditions, parler des ressources en eau des alluvions serait sans objet; c'est l'ensemble du système Loire—alluvions (et apports depuis les coteaux) qu'il convient de prendre en compte. A la limite, la quasi-totalité du débit d'un captage implanté à proximité du lit vif provient de la Loire, les alluvions ne jouant alors qu'un rôle de filtre interposé entre l'eau libre et les pompes d'exhaure.

Les formations sableuses ont un pouvoir d'épuration organique et bactériologique certain, mais seraient sans effets vis-à-vis d'une pollution chimique.

Les débits qui peuvent être extraits des alluvions sont très variables et reflètent l'hétérogénéité de cette formation. Ils dépendent également du type d'ouvrage réalisé et du soin apporté à sa réalisation. Ils peuvent aller d'une dizaine de m^3/h à 1 000 m^3/h (puits à drains rayonnants situé en bordure de Loire à Montjean, feuille Chalennes).

On notera enfin que, quelle que soit sa facture, s'il est mal exploité, un ouvrage peut être rapidement colmaté par des précipitations d'oxydes de fer au niveau de sa partie crépinée.

Sables pliocènes

Les formations sablo-graveleuses du Pliocène peuvent, localement, constituer des réservoirs aquifères intéressants. Les sables, souvent très perméables, sont en général dénoyés lorsqu'ils se trouvent sous forme de placages peu épais en sommet de butte ou à flanc de coteau ; par contre, si leur dépôt est suffisamment puissant, ils sont capables de fournir des débits importants. On ne connaît pas l'épaisseur des sables pliocènes dans le domaine de la feuille Ancenis. L'existence de grabens subsidents ayant piégé les sables, comme dans la région de Nort-sur-Erdre, est peu probable ; il resterait à vérifier que des remplissages de plusieurs dizaines de mètres ne subsistent pas dans ou à proximité de certaines vallées. De tels dépôts sont connus plus au Nord-Est, à Candé par exemple (feuille Segré), où dans les vallées de l'Erdre et de son affluent, le ruisseau des Grands Gués, on peut traverser jusqu'à 25 m de sables avant d'atteindre le substratum, ce qui autorise des débits de 100 à 200 m³/heure par forage. Il faut noter que, pour être performants, les forages s'adressant au Pliocène sableux doivent être munis d'un équipement adapté à la nature du réservoir (sables souvent assez fins) et être très soigneusement développés.

Par ailleurs, les aquifères pliocènes ont une extension plus ou moins grande, mais toujours limitée. Leurs ressources (volumes exploitables annuellement entre les recharges hivernales par les précipitations efficaces) dépendent de leurs conditions d'alimentation naturelle (ou/et induite si un cours d'eau exogène les traverse) et peuvent également être limitées.

L'eau est en général légèrement agressive et moyennement à faiblement minéralisée (résistivité comprise entre 3 000 et 5 000 Ω /cm). Sa teneur en fer peut être supérieure aux normes de potabilité (0,2 mg/l).

Terrains paléozoïques et roches cristallophylliennes

L'évolution récente des techniques de forage a permis d'infirmer la réputation d'imperméabilité quasi totale de ces formations. Elles constituent des systèmes aquifères particuliers et encore très mal connus, où les fonctions de réservoir et de conducteur sont séparées : l'eau est contenue dans les niveaux supérieurs altérés, mais ne peut circuler relativement facilement qu'à la faveur de fissures développées dans la roche saine. La fissuration peut être due aux phénomènes de décompression : elle sera alors sensible jusqu'à 30 à 50 m de profondeur ; elle peut aussi avoir été provoquée par des contraintes tectoniques et affecter les roches jusqu'à des profondeurs plus importantes. L'accident lui-même (faille) peut être stérile, car recristallisé ou complètement rempli d'argile, mais une fissuration secondaire propre, parfois très dense, se développe souvent à son approche.

Il faut distinguer entre le débit instantané d'un forage, d'une part, fonction de l'ouverture des fissures rencontrées, de leur densité sur la verticale explorée et de l'état de leur remplissage et le débit d'exploitation possible, d'autre part, qui dépend de l'extension de la zone fissurée formant drain conducteur et de ses liaisons avec une zone supérieure capacitive.

Sur le territoire de la feuille Ancenis peu de forages s'adressant au Paléozoïque ou aux roches cristallophylliennes sont connus. On citera deux forages dans les orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert, l'un à Saint-Mars même, qui a donné 35 m³/heure, l'autre, hors des limites de la feuille, au Cellier qui a donné près de 50 m³/heure.

Dans l'ensemble du Massif armoricain, les forages, dont la profondeur moyenne est voisine de 50 m, fournissent en moyenne environ 5 m³/heure dans les roches

cristallophylliennes et de 5 à 10 m³/heure dans les formations schisteuses. 14 % des forages donnent moins de 1 m³/heure dans les granites et 6 % dans les schistes. Lorsque les conditions favorables de fissuration sont rencontrées, soit par hasard, soit à la suite de recherches cohérentes, les débits instantanés sont le plus souvent supérieurs à 20 m³/heure avec des extrêmes hauts de l'ordre de 50—60 m³/heure dans les granites et voisins de 150 m³/heure dans les formations schisteuses. Les débits exploitables en permanence sont très mal connus et il semble actuellement que des valeurs voisines ou supérieures à 1 000 m³ par jour puissent être considérées comme relativement rares.

Si on en juge par les diverses failles portées sur la feuille Ancenis, on peut penser que les secteurs sud (Ancenis—Ligné—Saint-Mars-du-Désert) et central (de l'Herbraire aux Touches) seraient assez favorables aux recherches d'eau souterraine.

On notera enfin que dans toutes ces formations, l'eau est en général peu minéralisée, agressive, et qu'elle peut contenir du fer en excès.

GÎTES MÉTALLIFÈRES

Le territoire de la feuille Ancenis est très pauvre en gîtes métallifères. Quelques indices d'antimoine et d'ilménite ont toutefois été cités dans la littérature de la fin du siècle dernier, mais aucun n'a justifié des travaux de recherche.

Antimoine. Dubuisson (1830) a signalé la présence d'antimoine sulfuré sur quartz dans la commune d'Oudon. De son côté Ch. Baret (1898) dit avoir découvert de la stibine en longues aiguilles convergentes et à structure fibreuse au lieu-dit la Contrie, à Couffé, dans des psammites.

Plomb. Des anomalies géochimiques Pb-As ont été décelées dans le Complexe frasno-dinantien à Mésanger, Saint-Herblon et au Nord-Ouest de cette dernière localité.

Ilménite. L'ilménite lamellaire est connue dans des filonnets quartzeux traversant les micaschistes des environs d'Oudon ainsi que dans la roche volcanique exploitée au Mont-Juillet (Sud-Ouest des Touches).

SUBSTANCES MINÉRALES — HOUILLE

Amiante. Ch. Baret (1898) a décrit des indices d'amiante formant de petits amas au sein des amphibolites et « psammites » (sic) des environs d'Oudon, et en particulier immédiatement à l'Est de l'agglomération (moulin de Beauvais), ainsi qu'à Vauressix (4 km à l'est d'Oudon).

Phosphates d'alumine de Pannecé. L'exploitation, abandonnée depuis peu, de la carrière de la Floquerie (0,8 km au Nord de Pannecé), ouverte dans des phtanites à *Monograptus* graphiteux, sub-verticaux, appartenant au Complexe de Saint-Georges-sur-Loire, a permis la découverte de plusieurs espèces de phosphates d'alumine, tapissant certaines surfaces de fractures ou de diaclases. Ces espèces ont fait l'objet d'une étude minéralogique détaillée de la part de B. Lasnier, in F. H. Forestier et al. (1976). Ce sont, énumérées dans leur ordre d'apparition probable : la minyulite : $(\text{PO}_4)_2(\text{OH}, \text{F}), 4 \text{ H}_2\text{O}$, orthorhombique; la crandallite : $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5, \text{H}_2\text{O}$, quadratique; la wavellite : $\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5, 5 \text{ H}_2\text{O}$, orthorhombique; la variscite : $\text{Al PO}_4 \cdot 2 \text{ H}_2\text{O}$, orthorhombique. Ces différents minéraux sont représentés par des échantillons très remarquables, à la fois par les dimensions de certains spécimens (orbicules de minyulite atteignant un diamètre de 20 cm), par la diversité de leurs

teintes (jaune, vert vif et bleu) et par leur mode d'association. Il s'agirait, au moins pour la minyulite, du gisement le plus important qui soit actuellement connu, et cela à l'échelle mondiale. La variscite se présente en encroûtements ou en amas réniformes pouvant atteindre plusieurs kilogrammes. La genèse de ces phosphates peut être mise en rapport avec la forte teneur en matière organique du sédiment originel, particularité dont témoigne par ailleurs l'abondance de graphite et de pyrite. On notera cependant qu'en dehors de la carrière de Pannecé, aucun des innombrables affleurements des « Phtanites siluriens du Maine-et-Loire et de la Loire-Atlantique » n'aurait encore fourni le moindre indice de la présence de ces espèces minérales.

Houille. L'extraction de la houille dans la partie du Sillon houiller située sur le territoire étudié ici s'est faite au 19^e siècle et au début du 20^e siècle dans le cadre de deux concessions : les Touches et Mouzeil-Montrelais.

La concession des Touches, instituée par ordonnance royale du 28.04.1839, est limitée à l'Ouest par une ligne N. NE—S. SW dont le tracé suit approximativement la route départementale 31 au Sud de l'agglomération des Touches. Cette ligne la sépare de la concession de Languin qui, plus à l'Ouest (feuille Nort-sur-Erdre), intéresse essentiellement les anciennes exploitations de Languin (3,7 km au Nord-Ouest de Nort-sur-Erdre), ouvertes au milieu du 19^e siècle dans des formations productives de même faciès, et apparemment de même âge que celles qui constituent le Sillon houiller. Vers l'Est, la concession des Touches s'étend jusqu'à une ligne orientée approximativement nord—sud, passant à 1,750 km à l'Est (*sic*) de Mouzeil, et joignant la Chapelle-Breton à la Bourgonnière. Les principaux puits de mine ouverts ici étaient : le puits des Touches (au Sud-Est du bourg), celui du Gressin (Est du hameau), le puits de la Noë Blanche, celui de la Gicquelière (au Nord-Est, et tout près, du village), ceux de la Guérinière, le puits Saint-Eugène (entre la Bourgonnière et la Guérinière), les puits de la Croix Perrine (au Nord de la Morinière), le puits Guiton (au Sud de la Colichetière), le puits Saint-Auguste (au Sud-Est de la Guérinière), les nombreux puits du village de la Bourgonnière et de ses abords immédiats. L'exploitation, entreprise en 1839, a cessé vers 1875, après avoir été presque constamment déficitaire. Des tentatives infructueuses de reprise ont eu lieu en 1890, 1895-97, 1906 et 1917-19. Une demande de renonciation a été déposée le 17-10-1932.

La concession de Mouzeil-Montrelais, instituée par décret impérial du 18-08-1807, et dont la limite occidentale a été définie plus haut, s'étend vers l'Est jusqu'à la Loire, qu'elle atteint à Ingrandes, intéressant ainsi, pour toute sa partie orientale, le territoire de la feuille Chalennes à 1/50 000 (1970), avec les anciens centres d'exploitation des Mines et des Bertauderies. Pour la région cartographiée ici, les nombreux puits jadis ouverts dans le périmètre de cette concession peuvent être regroupés en trois centres principaux d'exploitation : la Tardivière, en Mouzeil (2,5 km au Sud-Est de l'agglomération), avec une quinzaine de puits ; la Richelais, en Mouzeil (3,75 km au Sud-Est de l'agglomération), avec deux puits ; la Guibretière, en Teillé (1,75 km au S. SE de l'agglomération), avec deux puits. Les deux puits de la Transonnière, en Mésanger (2,5 km au N. NW de l'agglomération) dépendaient de la Tardivière, mais peuvent néanmoins être considérés comme ayant constitué un quatrième centre. Pour cette partie occidentale de la concession, la production a atteint 50 000 tonnes entre 1906 et 1909. Des travaux de recherche ont été entrepris de 1918 à 1921 à la Guibretière. À la suite d'une relance, en 1940, par le Service des Mines, l'exploitation a repris entre 1941 et 1949, avec une production annuelle de 5 à 6 000 tonnes. Une demande de renonciation présentée le 04-09-1963 pour l'ensemble de la concession de Mouzeil-Montrelais a été acceptée par arrêté du 08-07-1966.

Carrières. La principale carrière actuellement exploitée sur le territoire de la feuille est celle du Mont-Juillet (les Touches), où l'on extrait, pour empierrement, une lave trachytique assez homogène, appartenant au Complexe de Saint-Georges-sur-Loire.

Un peu plus au Sud-Ouest, mais hors des limites de la carte (lisière orientale de la feuille Nort-sur-Erdre), la carrière de la Bidoyère (ou de la Grée), plus importante encore, est ouverte dans les faciès leptynitiques liés à l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert.

De nombreuses carrières abandonnées existent par ailleurs, au Sud de la Loire, dans la zone d'affleurement du Groupe de Drain (métadolérites et métagabbros).

Les anatexites de Champtoceaux ont été exploitées à Oudon même, non loin de la gendarmerie.

Rappelons l'existence d'un très grand nombre d'anciennes petites carrières jalonnant les lentilles gréseuses des Schistes et quartzites de Pierre-Meslière et de l'Angellerie.

Les grès du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire ont jadis été exploités entre Joué-sur-Erdre et Riaillé (anciennes carrières de la Vallée et du moulin de Bel-Air).

La carrière de la Floquerie, au Nord de Pannecé, ouverte dans des phanites siluriens, n'est plus exploitée depuis 1975.

Les calcaires des Fourneaux et des Garennes (Liré) et ceux de Sainte-Catherine (Bouzillé), d'âge dévonien inférieur, ainsi que les calcaires frasniens de Cope-Choux (Teillé) ont alimenté sur place d'importants fours à chaux.

Les argilières de la Cherpraie (Nord-Ouest d'Ancenis) exploitent comme terre à brique des argiles provenant de l'altération de schistes dinantiens.

Les microgranites du cortège filonien du Granite de Mésanger (lui-même non exploité depuis longtemps) ont donné lieu à l'ouverture de nombreuses carrières : Saint-Géréon, la Ferlauderie, le Pied-Bercy, les Fourcins. La roche exploitée en ce dernier lieu-dit aurait été utilisée pour la construction de l'église de la Roche-Blanche.

Mentionnons enfin l'extraction, par dragage, de sables blancs, dans la plaine alluviale de la Loire et l'utilisation de matériaux soliflués à l'Est de Liré.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier des itinéraires d'excursions géologiques dans le *Guide géologique régional : Bretagne* (1977), Masson et Cie, éditeurs :

- itinéraire n° 13. Le Paléozoïque du domaine ligérien en Anjou d'Erbray à Angers et à Ancenis, par P. Cavet et H. Lardeux ;
- itinéraire n° 14. Le Pays nantais et la nappe de Champtoceaux, par J. Marchand.

Coupes résumées de quelques sondages

N° d'archivage au S. G. N	Coordonnées Lambert			Prof. ^r (m)	Coupe sommaire	Stratigraphie	z toit arrondi au m
	x	y	z arrondi au m				
452-6 — 48 Vallée du Hâvre, Oudon	325,80	268,12	+ 6	14,5	— Terre végétale — Argile compacte — Rocher friable	Alluvion holocène Socle	+ 6 +5 - 7
452-7 — 14 Ile Mouchet, St Géréon	332,86	268,24	+ 8	18,5	0 à 1,5 Limon sableux brun 1,5 à 14,50 Sable, moyen à grossier Niveaux fins avec vase de 5 à 7 m environ 14,50 à 18,20 Vase argileuse grise de 14,50 à 15,20 puis sable fin argileux micacé jusqu'à 18,20 18,20 à 18,40 Graviers et galets roulés (silex, quartz) 18,40 à 18,55 Schiste noir friable	Alluvions de Loire-Holocène Alluvions anciennes (*) Socle	+ 8 + 7 - 6 - 9,8 - 10
452-7 — 15 Ile Mouchet, St-Géréon	333,24	268,56	+ 8	9,1	0 à 8,40 Sable fin ou moyen ou grossier à niveaux vaseux ou argileux A partir de 7,50 : fragments de socle (grès) 8,40 à 9,10 Schiste noir friable	Alluvions de Loire-Holocène Socle (**)	+ 8 0
452-7 — 16 Ile Mouchet Ancenis	333,25	268,40	+ 8	16,4	0 à 1,10 Limon argilo-sableux brun 1,10 à 9,70 : sable moyen à grossier propre 9,70 à 12 : vase avec quelques graviers, puis à la base débris végétaux 12 à 16,25 : graviers avec silex blonds et sable grossier gris 16,25 à 16,45 Schiste noir	Alluvions de Loire-Holocène Alluvions anciennes (*) Socle (**)	+ 8 - 4 - 8

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

N° d'archivage au S.G.N	Coordonnées Lambert			Prof.r (m)	Coupe sommaire	Stratigraphie	z toit arrondi au m
	x	y	z arrondi au m				
452-8 — 35 Ile Delage Ancenis	335,5 approx.	264,2 approx.	+ 9	19	0 à 4,70 Sable argileux 4,70 à 13,40 Sables moyens puis plus fins 13,40 à 17,60 : vase argileuse 17,60 à 17,70 : alluvions grossières, galets 17,70 à 19 : schistes	Alluvions de Loire. Holocène Alluvions anciennes(*) Socle	+ 9 + 4 - 4 - 8,6 - 8,7
452-8 — 33 Ouest du Fossé-Neuf, Liré	337,717	267,888	+ 9	25,55	0 à 3,10 : limon sableux, puis sable fin 3,10 à 7,40 : argile vaseuse, avec deux intercalations sableuses 7,40 à 11,50 : sable moyen à très grossier 11,50 à 13,10 : argile et sable fin argileux micacé 13,10 à 18 sable passant à gros graviers roulés, vers le bas 18 à 19,70 : grès-quartzites 19,70 à 22,50 : schistes lie- de-vin	Alluvions récentes historiques. Holocène Alluvions périgla- ciaires remaniées Socle paléozoïque(**)	+ 9 + 6 - 4 - 9
452-8 — 27 SE des Fourneaux, Liré	336,199	267,523	+ 8	16,40	0 à 1 : limon argileux 1 à 2,70 : sable fin argileux 2,70 à 9 : sable gris 9 à 13,50 : sable argileux gris 13,50 à 16,40 : argile à petits galets 16,40 : argile compacte	Alluvions récentes historiques. Alluvions holocènes Socle altéré ?	+ 8 + 7 - 1 - 6 - 9

(*) Eowurmien selon M. Gruet (1978) (**) Paléozoïque anté-frasnien, selon P. Cavet, 1978

(*) Eowurmien selon M. Gruet (**) Frasn-Dinantien, selon P. Cavet, 1978.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ARNAUD A. (1966) - Une série spilite-kératophyre dans le Silurien du Massif armoricain : la Série de Saint-Georges-sur-Loire. Dipl. ét. sup., Fac. sci. Nantes, p. 1-68.
- BARET C. (1898) - Minéralogie de la Loire-Inférieure. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France*, t. 8, 175 p.
- BEAUPÈRE C. (1973) - Contribution à l'étude de la flore fossile du «Culm» du synclinal d'Ancenis. Thèse 3^e cycle, Paris VI.
- BLAISE J., CAVET P., LARDEUX H. (1970) - Les relations entre Paléozoïque et Briovérien sur la rive gauche de la Loire, entre Saint-Floré-nt-le-Vieil et Chalonnes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 5-14.
- BOUCHEZ J.-L. et BLAISE J. (1976) - Une structure hercynienne liée à un accident ductile : l'anticlinal de Lanvaux — les Ponts-de-Cé, aux environs d'Angers (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 145-157.
- BUREAU E. (1910-1914) - Bassin houiller de la Basse-Loire. Fasc. I (1910) : histoire des concessions, pièces justificatives, description géologique du Bassin (443 p.). Fasc. II, tome 1^{er} (1913) : description des flores fossiles (texte, 417 p.); tome 2^{ème} (1914) : description des flores fossiles (atlas de 80 pl.). Études des gîtes minéraux de la France, Impr. nationale, Paris.
- BUREAU E., BUREAU L., DAVY L., DUMAS A. (1908) - Livret-guide de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Nantes et à Châteaubriant, *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, 1908 (2), 8, p. 117-181.
- BUREAU E., BUREAU L., DAVY L., DUMAS A. (1910) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Nantes, Chalonnes et Châteaubriant. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1908, (4), 8, p. 594-680.
- BUREAU L. (1900) - Notice sur la géologie de la Loire-Inférieure. *In* Nantes et la Loire-Inférieure, 3, p. 99-522, Impr. Grimaud, Nantes.
- CARPENTIER A. (1928) - Le Carbonifère inférieur du bassin de la Basse-Loire; ses rapports avec le Westphalien du Nord de la France. Congr. Avancement Et. Stratigr. Carbonif., Heerlen, 1927, p. 135-139.
- CARPENTIER A. (1931) - Note sur des empreintes de fructifications du Carbonifère de l'Ouest. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, sér. 5, t. 1, p. 1-6.
- CAVET P., GRUET M., PILLET J. (1966) - Sur la présence du Cambrien à Paradoxidés à Cléré-sur-Layon, dans le Nord-Est du Bocage vendéen (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 263, p. 1685-1688.
- CAVET P. et LARDEUX H. (1968) - Le Dévonien supérieur dans le Sud-Est du Massif armoricain. Intern. Sympos. Devonian System, Calgary, 1967, vol. I, p. 143-148.

- CAVET P., LARDEUX H., PHILIPPOT A. (1971) - Ordovicien et Silurien aux environs de Montjean et Chalonnes (M. et L.), Sud-Est du Massif armoricain. *Mém. B. R. G. M.* n° 73, Paris, p. 199-212.
- CAVET P. et PILLET J. (1961) - Sur la découverte d'une faune de l'Ordovicien moyen ou supérieur en bordure méridionale du synclinorium d'Ancenis (Loire-Atlantique). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 252, p. 1636-1638.
- CAVET P. et PILLET J. (1964) - Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du synclinal d'Ancenis (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1963, (7), 5, p. 318-329.
- CAVET P. et PILLET J. (1968, a) - Sur l'existence du genre *Ormathops* Delo 1935 (*Zeliszkeellinae*, Trilobite) dans les schistes à nodules ordoviciens du synclinal d'Ancenis (Massif armoricain). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1967, p. 300-301.
- CAVET P. et PILLET J. (1968, b) - Contribution à l'étude de la faune des schistes à nodules ordoviciens du synclinal d'Ancenis. *Bull. Soc. Et. sci. Anjou*, 1965-1966, 6, p. 49-58.
- CHAURIS L. et LUCAS G. (1964) - Les environs de Bécon-les-Granits (M. et L.) (feuille Ancenis à 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 277, t. LX, p. 525-533.
- CHAUVEL J.-J. (1960) - Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bains-sur-Oust (Bretagne méridionale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 12.
- COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale; le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, 382 p.
- COGNÉ J. (1966) - Une « nappe » cadomienne de style pennique : la série cristallophyllienne de Champtoceaux, en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis. *Bull. Serv. Carte géol. Als. -Lorr.*, t. 19, n° 2, p. 107-136.
- COGNÉ J. (1976) - Les grandes lignes structurales du Massif armoricain. *Nova Acta Leopoldina*, Neue Folge, N. 224, Bd., p. 177-192.
- DENIZOT G. (1921) - Les alluvions du bassin de la Loire. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. 2, 4, p. 430-477.
- DENIZOT G. (1926) - Les sables de la Basse-Loire. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 1924, t. 5, 2-4, p. 158-196.
- DUBUISSON (1830) - Catalogue de la collection minéralogique du département de la Loire-Inférieure, Nantes, 319 p.
- DU PLESSIS et FERRONNIÈRE G. (1919) - *Bull. Soc. arch. et hist. de Nantes et de la Loire-Inférieure*, LIX, p. 143.
- DURAND S. et MILON Y. (1963) - Influence de la morphologie et de la tectonique sur

la localisation du Pliocène en Bretagne. *Mém. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.*, 6, 1962, p. 126-136.

- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 14, 319 p.
- FORESTIER F.-H., LASNIER B., L'HELGOUACH J. (1973) - Découverte de myniulite en échantillons spectaculaires, de wavellite et de variscite dans des phanites siluriens près de Pannecé (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, t. 96, p. 67-71.
- GRUET M., GUILCHER A., GIOT P. R. (1969) - Livret-guide de l'excursion C 6, Bretagne - Anjou. Public. VIII^e Congr. I. N. Q. U. A, Paris.
- HENRY J.-L. (1979) - Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. Thèse Université de Rennes.
- KERFORNE F. (1920) - L'antimoine dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. 1, fasc. 2, p. 82-90.
- LACROIX A. (1901) - Minéralogie de la France, tome III.
- LAGARDE J.-L. (1976) - Mécanismes de déformation dans les domaines à foliation horizontale; application à la « nappe de Champtoceaux ». Dipl. ét. sup. Rennes.
- LARDEUX H. (1968) - Présence du Dévonien inférieur dans le synclinal de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain, Anjou). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 341.
- LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973) - Découverte d'un granite « charnockitique » au sein de gneiss œillés. Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif armoricain méridional (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, p. 131-144.
- LE MAÎTRE D. (1932) - Observations sur la faune du Calcaire de Cope - Choux (Loire-Inférieure). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 10-109.
- LE MAÎTRE D. (1934) - Études sur la faune des calcaires dévoniens du bassin d'Ancenis. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. 12, p. 1-267, pl. I-XVIII.
- LUCAS G. (1960) - Quelques remarques préliminaires sur le Silurien de la feuille d'Ancenis. *Bull. Soc. Et. sci. Anjou*, Angers, nouv. sér., (1959), II, p. 64-77.
- MAILLET P. (1977) - Étude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif armoricain. Implications géotectoniques. Thèse 3^e cycle, Université de Rennes.
- MAILLET P., PIVETTE B., CHAUVEL J.-J. (1977) - Données nouvelles sur les volcanites du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain). 5^e réun. ann. Sci. Terre, Rennes, p. 326.

- MILON Y. (1932) - Étude préliminaire de la microfaune des calcaires de Cope-Choux (L.I.). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 68-69.
- OTTMANN F., ALIX Y., LIMASSET J.-C., LIMASSET O. (1968) - Sur « Le lit ancien » de la Loire dans son cours inférieur. *Bull. B.R.G.M.*, sect. I, n° 2, p. 27-56.
- PÉNEAU J. (1933) - Observations sur le Dévonien et le Dinantien du pli d'Ancenis. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1932, 5^e sér., t. II, fasc. 8-9, p. 615-621, fig. 1-4.
- PÉNEAU J. (1933) - La faune du Dévonien supérieur de l'Ecochère, près d'Ancenis (Loire-Inférieure). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 33-34.
- PIVETTE B. (1978) - L'extrémité occidentale du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : analyse stratigraphique, volcanisme, évolution métamorphique et structurale. Thèse 3^e cycle, Université de Rennes.
- PRIGENT D. (1977) - Contribution à l'étude de la transgression flandrienne en Basse-Loire. Apport de l'archéologie. Études préhistoriques et protohistoriques des Pays de la Loire, t. 5.
- RIVIÈRE L.-M. (1977) - Les modifications du Culm au contact du Granite de Mésanger (synclinal d'Ancenis, SE du Massif armoricain). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France*, Nantes, t. 75, p. 69-74.
- RIVIÈRE L.-M. (1978) - Le Culm frasno-dinantien du synclinal d'Ancenis (Sud-Est du Massif armoricain) au Nord de la Loire. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 1977.
- SELLIER D. (1976) - Contribution à l'étude des formations superficielles de la région nantaise : les cônes d'épandage du Hâvre et du Gobert. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, t. 74, p. 109-112.
- TERS M., PLANCHAIS N., AZEMA C. (1968) - L'évolution de la basse vallée de la Loire à l'aval de Nantes à la fin du Würm et pendant la transgression flandrienne. *Bull. Assoc. fr. Et. Quatern.*, n° 16, p. 217-246.
- VIDAL P. (1978) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes, 1976, et *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*.
- VIDAL Ph., COGNÉ J., BONHOMMÉ M. (1970) - Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 271, p. 1737-1740.
- VISSET L. (1973) - Étude palynologique des sondages « Al » Montoir et « CX » Saint-Nazaire — Mindin (Loire-Atlantique). Présence probable de sédiments wurmiens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 277, p. 2469-2472.

Cartes géologiques (et notices explicatives)

- Feuille *Ancenis* à 1/80 000, 1^{re} édition (1890), par E. Bureau et L. Bureau ; 2^e édition (1967), par P. Cavet, J. Cogné et M. Gruet, avec la collaboration de A. Arnaud,

L. Chauris, H. Lardeux, G. Lucas, A. Nicolas, J. Péneau et J. Pillet.

- Feuille *Vallet* à 1/50 000 (1969), par F.-H. Forestier, B. Lasnier, J. Marchand, J. Perrin et G. Weecksteen.
- Feuille *Chalonnnes-sur-Loire* à 1/50 000 (1970), par P. Cavet, avec la collaboration de A. Arnaud, L. Barbaroux, J. Blaise, R. Brossé, L. Chauris, M. Gruet, H. Jourdain, H. Lardeux et L.-M. Rivière.
- Feuille *Angers* à 1/50 000 (1976), par P. Cavet, avec la collaboration de A. Arnaud, J. Blaise, R. Brossé, L. Chauris, M. Gruet, H. Jourdain et H. Lardeux.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B. R. G. M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S. G. R. Pays de la Loire, rue Henri Picherit, 44000 Nantes, soit au B. R. G. M., 6-8, rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par P. CAVET, professeur à l'Université de Nantes, département des sciences de la Terre, avec la collaboration de :

- A. ARNAUD, principal du Collège de Baugé, Maine-et-Loire (Complexe de Saint-Georges-sur-Loire),
- J. BLAISE, chargé de recherches au C. N. R. S., département des sciences de la Terre, Université de Nantes (Série des Mauges),
- M. GRUET, directeur du Musée de paléontologie d'Angers (Pliocène et Quaternaire),
- H. LARDEUX, professeur à l'Institut de géologie de l'Université de Rennes (Paléozoïque anté-frasnien, Complexe frasnio-dinantien),
- J. MARCHAND, assistant au département des sciences de la Terre de l'Université de Nantes (complexes métamorphiques du Sud-Ouest de la feuille, magmatisme hercynien),
- A. NICOLAS, professeur au département des sciences de la Terre de l'Université de Nantes (Granite de Mésanger et son cortège filonien),
- L.-M. RIVIÈRE, chef de travaux à l'École nationale d'ingénieurs des travaux agricoles, option horticulture, d'Angers (Complexe frasnio-dinantien, métamorphisme de contact du Granite de Mésanger, pédologie)
- J.-C. ROSSIGNOL, chef de travaux à l'E. N. I. T. A. H., Angers (pédologie), et le concours :
- de la Banque des données du sous-sol (B. R. G. M.),
- du Service géologique régional Pays de la Loire : H. TALBO, ingénieur géologue au B. R. G. M. (hydrogéologie).