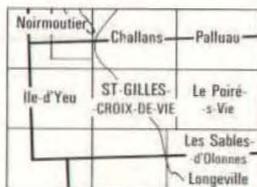




## ST-GILLES- -CROIX-DE-VIE

La carte géologique à 1/50 000  
ST-GILLES-CROIX-DE-VIE  
est recouverte par la coupure  
PALLUAU ILE-D'YEU (N° 129)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.



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

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# ST-GILLES- -CROIX-DE-VIE

*Pays de Monts et de Vie*



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

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SAINT-GILLES-CROIX-DE-VIE  
A 1/50 000**

**par**

**M. TERS et J.M. VIAUD**

**1987**

## SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<b>DESCRIPTION LITHO-STRATIGRAPHIQUE</b>	<b>7</b>
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	7
<i>FILONS</i>	24
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES</i>	24
Terrains paléozoïques	24
<i>Terrains siluriens</i>	24
<i>Terrains carbonifères</i>	44
Terrains secondaires	65
Terrains tertiaires	91
Terrains quaternaires, récents et actuels	97
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>106</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	106
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	108
<b>OCCUPATION DU SOL</b>	<b>108</b>
<i>VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	108
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE</i>	109
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>110</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	110
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	111
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	113
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	117
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	118
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>123</b>
<b>ANNEXE : PLANCHES I à VII</b>	<b>125</b>

## INTRODUCTION

### PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE SOMMAIRE

La carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie est un excellent exemple de marge continentale, au contact de l'Océan.

*La zone côtière* comprend des falaises rocheuses formant l'extrémité du continent, en blocs séparés par des zones effondrées ou basculées, au-dessus desquelles la régularisation s'effectue par des dunes côtières, formées depuis 7 000 ans environ jusqu'à nos jours.

Barrée de la mer par les dunes, *le Marais de Monts*, dont l'altitude ne dépasse pas celle des plus hautes mers, est constitué par des terrains argileux d'origine essentiellement marine : la flèche sableuse des Mattes marque une des étapes de sa formation.

Au Nord-Est, *le bassin crétacé de Commequiers-Challans* témoigne de la pénétration de la mer, à partir du Cénomaniens moyen jusqu'au Maastrichtien, seulement interrompue par quelques retraits de courte durée (recherches de J.-M. Viaud et J. Louail).

*Le socle ancien* constitue la terminaison occidentale du Bas-Bocage vendéen, plongeant en glaciaire vers la mer, depuis Chantonnay, à l'Est. Très faible à l'Est, la pente s'accroît sur le territoire de la carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie, illustrant le concept d'une "flexure continentale", avec plate-forme rocheuse plongeant sous la mer entrecoupée par des blocs basculés recouverts par le marais.

La surface du massif ancien est très polygénique, ayant été rabotée successivement par la grande pénéplation post-hercynienne, puis par le passage des mers du Jurassique (dont les restes subsistent à faible distance), du Crétacé supérieur, du Lutétien, du Miocène et surtout du Pliocène, qui l'a complètement recouverte. Une surface d'érosion bien caractérisée a eu le temps de se constituer, pendant la longue période d'émersion du Crétacé inférieur : c'est la *surface précénomaniens*, qui domine encore le paysage actuel, et qui est caractérisée par d'étroits plateaux séparés par de très larges vallées orientées d'Est en Ouest, comme la plate-forme post-hercynienne de Vendée littorale. Ces vallées furent tout à tour remblayées et déblayées par toutes les transgressions et régressions marines du Secondaire et du Tertiaire. Les traces de périodes de climat tropical humide (au Crétacé moyen et au début du Pliocène) sont encore perceptibles dans d'épais sols d'altération. Le climat actuel de la côte vendéenne est considéré comme un sous-secteur méditerranéen.

### LES GRANDES UNITÉS LITHOLOGIQUES DU SOCLE PALÉOZOÏQUE

Sur la bordure sud de la carte, le secteur de Brétignolles constitue l'extrémité occidentale du grand synclinorium paléozoïque de la Roche-sur-Yon — la Chaize-le-Vicomte. Il comprend des unités subautochtones (Silurien et Carbonifère) et des unités allochtones :

— la nappe des porphyroïdes de la Sauzaie (qui s'étend, par plis successifs, jusqu'à Saint-Michel-Chef-Chef — Piriac) ;

- la nappe des Schistes de Saint-Gilles ;
- les klippes des métarhyolites et prasinites du Fenouiller et de l'Aiguillon.

**BREF HISTORIQUE DES RECHERCHES ET IMPORTANCE  
FONDAMENTALE DES DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES ET  
STRUCTURALES FOURNIES PAR CETTE CARTE**

Les bassins éocènes et crétacés avaient déjà été étudiés par Vasseur, et le socle par Wallerant et G. Mathieu (feuille Palluau à 1/80 000, 1902). La découverte de nombreux fossiles et microfossiles dans les terrains du socle, considérés jusqu'alors comme précambriens (briovériens), a entraîné des conséquences considérables pour la datation des terrains et l'âge de leur structuration.

- 1937 : découverte des premiers Radiolaires à Brétignolles
- 1952 : découverte de *Cruziana furcifera*, de l'Ordovicien inférieur, aux environs de Vairé
- 1965 : découverte d'Acritarches ordoviciens, aux Reffes
- 1967 : découverte de Chitinozoaires siluriens à Brétignolles
- 1968 : découverte de Graptolites du Wenlockien à Brétignolles
- 1970 : découverte de Radiolaires, voisins de formes du Viséen, à Brétignolles (par G. Deflandre)
- 1984 : découverte de Conodontes du Tournaisien à Brétignolles (par Ch. Despaquis-Comble)

Toutes ces découvertes, dues à de persévérantes recherches, et surtout réalisées en plaques minces (plus de 3 000), ont permis de montrer l'inexistence du Précambrien dans cette région, de connaître l'âge des terrains, celui du métamorphisme et de la structuration éo-dévonienne, et de découvrir qu'une autre orogénèse lui avait succédé, au début de la phase sudète hercynienne.

Les conséquences des découvertes accomplies sur le site de Brétignolles ont entraîné une révision complète des connaissances sur l'âge des terrains, sur l'âge du métamorphisme et de la structuration d'une grande partie de la bordure méridionale du Massif armoricain qui fait partie du même ensemble, âges qui furent confirmés ultérieurement par des méthodes radiométriques (Vidal, 1974).

Dans les terrains secondaires, les nombreux fossiles, découverts par J.-M. Viaud, puis par J. Louail, ont permis d'établir une série crétacée beaucoup plus complète présentant quelques arrêts de la sédimentation. Au Tertiaire, l'Ilerdien a pu être identifié grâce aux analyses polliniques de C. Azéma, le Stampien grâce à l'étude des Foraminifères. Un nouveau gisement pliocène fossilifère a été découvert, permettant de confirmer l'âge redonien d'une grande partie des cailloutis azoïques, si abondants dans la région de Challans - Commequiers.

Nous remercions vivement tous les spécialistes qui nous ont apporté leur si précieuse collaboration.

## DESCRIPTION LITHO-STRATIGRAPHIQUE

## ROCHES MÉTAMORPHIQUES

## Formations allochtones des feuilles Saint-Gilles-Croix-de-Vie, Challans, Palluau, Machecoul, Paimboeuf, etc.

Ce complexe métamorphique est constitué par les métarhyolites et les métatufs  $\zeta^3_p$ , les micaschistes de Saint-Gilles  $\xi^2_m$ , les métarhyolites  $\rho$  et les prasinites  $\delta^{11}$ . Ces formations ont en commun un caractère essentiel : leur disposition planaire subhorizontale, à faible pendage nord-est (5 à 20°) (sauf dans les grands plis qui les affectent), leur disposition chevauchante et leurs contacts anormaux avec les autres formations ; les mêmes structurations éo-dévonienne et viséenne y sont développées. Mais elles se distinguent par leur origine, leur lithologie, leur degré de métamorphisme inégal à l'intérieur du faciès "schistes verts". Le passage de l'une à l'autre est brutal, souvent jalonné par des zones de broyage garnies d'épais filons de quartz (à Roche Biron, et au Sud de la Plaine (feuille Machecoul). La disposition relative de ces trois ensembles est visible à l'Ouest de Saint-Etienne-de-Mer-Morte (feuille Palluau), où ils s'empilent à la charnière d'une grande synforme orientée E-W, entre Saint-Etienne et Bois-de-Céné (feuille Challans) (cf. M. Ters, 1979, carte h.-t.). De haut en bas, l'ordre actuel de leur empilement est le suivant :

Feuille Challans	Feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie
Synforme de Bois-de-Céné	Synformes du Fenouiller et de l'Aiguillon
Micaschistes à glaucophane et phengite, glaucophanites et prasinites	Prasinites Métarhyolites et micaschistes à phengite
Micaschistes et métagrauwackes de Saint-Gilles, à quartz, albite, chlorite, localement biotite (le Pey)	Micaschistes et métagrauwackes de Saint-Gilles, à quartz, albite, chlorite
Porphyroïdes à muscovite (Saint-Etienne-de-Mer-Morte)	Porphyroïdes à muscovite (Brétignolles)
	Silurien plissé de Brétignolles

Dans ces trois synformes, le degré de métamorphisme croît du bas vers le haut ; mais seule l'unité de Bois-de-Céné comporte les vestiges d'un métamorphisme de haute température — basse pression. Ces faits suggèrent une mise en place sous forme de nappes ou d'écaillés superposées, ce qui aurait pu se produire à la fin de l'orogénèse éo-dévonienne, dont les caractéristiques structurales existent dans les trois séries. En outre, la même structuration carbonifère (viséenne) y est très développée.

$\zeta^3_p$ . Métarhyolites et méta-arkoses à muscovite ("Porphyroïdes"). Niveau de rhyolite à gros feldspaths.  $\xi^2$ . Micaschistes à muscovite. Les porphyroïdes n'occupent qu'une superficie réduite sur la feuille Saint-Gilles ; mais leur développement est considérable sur la bordure sud-est du Massif armoricain, en affleurements détachés les uns des autres, de Belle-Ile-en-Mer à Piriac, la

pointe Saint-Gildas, Apremont et Brétignolles et, plus à l'Est, à la Limouzière et Thorigny. Le long de la côte, de Saint-Michel-Chef-Chef à Brétignolles, cette formation dessine de grands plis kilométriques en S, à charnière arrondie (cf. M. Ters, 1979, carte h.-t. en couleurs à 1/320 000). L'écaille de Brétignolles — la Sauzaie se rattache très vraisemblablement, sous la mer, à l'îlot de Pilours, en Croix-de-Vie.

Les masses de la Chaize-Giraud et de la Siffloire font partie d'une bande de porphyroïdes allant de Brétignolles à Landevieille et Legé (feuille le Poiré-sur-Vie). A l'Ouest, au Sud et à l'Est, elles ceinturent les schistes de Saint-Gilles  $\xi^2_m$ , *sous lesquels elles plongent*, déterminant une sorte de cuvette ayant pour centre les rhyolites et prasinites de l'Aiguillon.

Les porphyroïdes sont un ensemble volcano-sédimentaire métamorphique, constitué de coulées de rhyolites bourrées de phénocristaux (quartz et orthoclase), alternant avec des bancs d'arkoses rhyolitiques, des tufs gréseux et des schistes micacés. Le dépôt s'est fait en milieu continental, avec remaniement et triage par l'eau. Un granoclassement est localement visible. La puissance de la formation est difficile à évaluer, en raison des innombrables plis et replis qui l'affectent ; elle est variable selon les gisements ; au Nord de Brétignolles, elle peut atteindre 500 m environ.

*Les faciès* de cette formation stratoïde sont aisés à observer le long de la côte.

● **Les coulées à gros phénoblastes** sont bourrées de cristaux de microcline et de quartz parfois jointifs, liés par une matrice sériciteuse plus ou moins abondante, provenant de la recristallisation de la pâte. Ceux de feldspath atteignent un à deux centimètres de longueur et ceux de quartz un centimètre, et ont un éclat bleuté. L'ensemble forme des nappes, de couleur rose ; plus résistantes que les autres faciès, elles forment les éperons de la falaise (par exemple à l'ancien corps de garde de la Sauzaie). Ces nappes, épaisses de 0,30 à 10 m, forment six masses importantes entre le Prégneau (au Nord du Silurien) et le Grand Rocher de la Sauzaie (= Roche Biron). Les phénoblastes de quartz et de feldspath, parfois automorphes, comportent des cavités en forme de doigts de gant ou en golfes, remplis de pâte feldspathique aphanitique, à inclusions dévitrifiées, ce qui permet de classer cette roche parmi les rhyolites, dont elles ont la composition chimique. Le microcline, maclé Carlsbad, est faiblement perthitique. Dans ces anciennes coulées, particulièrement riches en phénocristaux, ceux de microcline sont presque jointifs et s'alignent dans la direction d'étirement maximum de la roche ; soudés par du quartz fibreux orienté et un peu de pâte phylliteuse, ils constituent des baguettes, en relief à la surface des bancs, parfois fortement boudinées. Lorsque les rangées parallèles de gros feldspaths sont nombreuses dans un même plan, elles engendrent des nappes de boudins qui, superposées, atteignent plusieurs décimètres ou même plusieurs mètres d'épaisseur. La mésostase, presque exclusivement formée de très fine muscovite, est parsemée de grains de quartz bleuté et de quelques grains d'albite. La composition chimique de ce faciès est celle d'une rhyolite hyper-alumineuse potassique (cf. analyses 9774 et 7841).

● **Les coulées schisteuses à grands feldspaths** s'étendent en strates de 0,50 à 10 m d'épaisseur ; les phénoblastes de microcline y sont moins nombreux que dans le faciès précédent, et non jointifs ; les plus gros sont parfois parfaitement automorphes, sans déformation, mais la plupart sont étirés dans une trame schisteuse micacée, grise ou verdâtre. La biotite est très rare et déferritisée.

L'absence de matériel détritique ou brisé conduit à attribuer à ce faciès la même origine qu'au faciès précédent ; il ne présente aucun caractère ignimbritique.

● **Les arkoses granuleuses**, en bancs de 0,5 à 8 m d'épaisseur, alternent avec les coulées rhyolitiques ; elles sont bourrées de grains cassés, écaillés et anguleux de quartz et de microcline de 2 à 10 mm de longueur ; un grano-classement est parfois bien visible ainsi qu'un effet de triage qui aboutit à concentrer les grains de quartz, beaucoup plus abondants que ceux de feldspath. Le ciment est fait de minces lits séricitiques alternant avec des lits quartzeux pourvus de grains détritiques de zircon et d'apatite ; de nombreuses lentilles schisteuses pélitiques, noirâtres, de quelques centimètres d'épaisseur, y sont intercalées (à l'origine, ce devait être de petites cuvettes boueuses).

● **Les tufs gréseux** alternent avec les autres formations, en bancs et en lentilles de quelques centimètres à une dizaine de mètres de puissance ; le ciment quartzeux, en grains de 10 à 20 microns, renferme peu de phyllite ; il est criblé de débris de quartz bien classés (100 à 200 microns) ; le feldspath est rare, mais le zircon et l'apatite détritiques sont toujours présents.

● **Les schistes satinés et feuilletés**, gris ou noirâtres, comprennent des lits de séricite en feutrage épais, alternant avec des lits pélitiques à débris très fins ; ils peuvent atteindre 3 m d'épaisseur (Roche Biron), et renfermer des bancs peu épais de quartzite noir, qui évoquent des phanites.

En conclusion, l'abondance des anciens phénocristaux d'origine rhyolitique (microcline et quartz) inclus dans une matrice sériciteuse, concentrés dans des nappes de quelques mètres d'épaisseur, permet de considérer les faciès grossiers comme résultant de la mise en place répétée de coulées rhyolitiques, hypothèse déjà formulée par G. Mathieu (1937), séparées par des couches détritiques plus ou moins grossières provenant de leur remaniement par l'eau. Il s'agit bien d'une formation volcano-sédimentaire formée en milieu continental. Si d'éventuels caractères ignimbritiques avaient existé dans certains bancs, ils ont disparu par recristallisation, contrairement à ce qui a lieu dans les méta-ignimbrites de Mareuil sur le Lay, moins métamorphisées et déformées.

● **Les pegmatites**. Les porphyroïdes comportent deux séries de pegmatite, d'âge très différent.

Les unes sont métamorphiques et contemporaines de la foliation éo-dévotienne  $S_1$  ; épaisses de 1 à 10 cm, elles forment des feuillets parallèles au plan de foliation  $S_1$ , transposé dans  $S_2$  ; les plans de cisaillement subparallèles à  $S_2$  y sont bien visibles ; leur longueur peut atteindre plus de 10 mètres. Elles sont surtout abondantes dans le niveau grossier à baguettes où elles sont distantes de 0,5 à 1 m ; elles sont moins développées dans les porphyroïdes schisteuses à grands feldspaths ; dans les arkoses, grès et schistes, il s'est surtout formé des amygdales de quartz. Elles sont surtout riches en quartz, aplati et laminé en rubans, avec albite et microcline ; leurs épontes sont tapissées par de la séricite ou de la chlorite (analyse chimique n° 7322).

Les autres pegmatites sont sécantes et non métamorphiques, d'âge permien. Elles forment de petits filons subverticaux, épais de 1 à 2 cm, constitués de quartz et de microcline rose ; elles recoupent les porphyroïdes et traversent la surface de chevauchement des porphyroïdes sur le Silurien ; elles pénètrent même dans les schistes à Graptolites du Wenlockien, à la bordure nord de la

plage de Brétignolles (dans le couloir qui fait face à la grotte du Four à Ca-teau). Le microcline de cinq de ces filons a été daté au K /Ar par B. David (C.E.A., Saclay) ; les âges sont compris entre  $251 \pm 11$  et  $269 \pm 2$  Ma. La fer-meture des réseaux cristallins s'est donc achevée au Permien, vers la fin de la phase saalienne.

● **Métamorphisme et déformations.** La paragenèse des porphyroïdes est celle d'un métamorphisme épizonal à quartz-albite-séricite-chlorite. Sauf dans les pegmatites, le microcline est hérité de la roche éruptive initiale.

*La foliation S<sub>1</sub>, proche de la stratification et contemporaine de la formation des pegmatites, est transposée dans la foliation S<sub>2</sub>, qui est elle-même plan axial de plis couchés d'axe E-W, plissant les pegmatites. Le trait structural domi-nant de cette formation est l'existence de plans de cisaillement ductiles très développés, pénécotemporains de la phase des plis isoclinaux P<sub>2</sub>, et qui provoquent l'allongement des cristaux, et même leur rupture en nombreux fragments, dans le sens de l'étirement. Les phénoclastes de feldspath et de quartz sont étirés et souvent finement cisailés en rondelles perpendiculaires à leur allongement ; l'un d'entre eux, par exemple, est tronçonné en quinze tran-ches parallèles, qui s'égrènent sur 3 cm de longueur ; les fentes d'arrachement sont cimentées par du quartz mylonitique, orienté en bandes parallèles à l'étirement et par des débris de feldspath arrachés aux parois.*

*La direction d'étirement maximum est voisine de E-W et celle du tronçon-ement est voisine de N-S. Les phénoblastes de quartz rhyolitique sont sou-vent très aplatis (un cristal de 20 mm de long peut avoir 12 mm de largeur et 4 mm d'épaisseur : l'ellipsoïde de déformation n'est donc pas en cigare, mais caractérisé par le rapport  $x > y > z$ ). Ils sont cisailés comme les feldspaths, mais souvent aussi partiellement écrasés en une fine mouture mylonitique qui se fond dans la mésostase, elle-même laminée et fluidale. La rotation de cer-tains porphyroblastes et les figures sigmoïdes, parfois observées pendant le cisaillement, indiquent que celui-ci était dirigé d'Est en Ouest (au moment de leur formation).*

*Les queues de cristallisation, formées en ombres de pression, sont fréquentes surtout dans les faciès micacés ; remplies de quartz et de séricite, elles sont larges et souvent aplaties dans le plan x-y (et non toujours pointues) et peuvent atteindre 2 cm de longueur. La linéation minérale est très marquée par l'allongement des cristaux selon l'axe d'allongement maximal, par des veines de quartz parallèles à cet allongement ; dans les coulées, elle est particulièrement marquée par les "baguettes" formées par les porphyroblastes de microcline jointifs, se succédant dans la direction d'allongement maximal. La direction primitive, synmétamorphe, éo-dévonienne, de cet allongement contemporain des phases de schistosité S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>, est E-W ; les directions actuellement observées en de nombreux points sont des déviations dues aux multiples plis des phases viséennes, en particulier lors de la formation de la phase P<sub>4</sub>.*

*Des phases de plissement multiples affectent les porphyroïdes.*

*Pendant l'orogénèse éo-dévonienne, le plan de foliation S<sub>2</sub>, transposant S<sub>1</sub>, est plan axial de plis couchés isoclinaux très plats, fortement déversés au Sud (P<sub>2</sub>) ; ces plis sont bien visibles dans les pegmatites d'exsudation, elles-mêmes formées dans le plan S<sub>1</sub> ; les charnières y sont beaucoup plus visibles que dans le matériel des coulées et des arkoses, plus micacées.*

*Pendant l'orogénèse viséenne, l'ensemble des porphyroïdes a été replissé, à un niveau structural beaucoup moins profond que durant l'orogénèse éo-dévonienne, avec des plis ouverts ou en chevrons P4, d'axe dominant N 150°E, souvent courbe et plongeant tantôt au Nord-Ouest, tantôt au Sud-Est. Le plan axial est très redressé et accompagné d'une schistosité de fracture sans recristallisations métamorphiques ; des microplis couvrent souvent les flancs de ces plis. A l'échelle centimétrique et millimétrique, on observe localement des *strain-slips*, avec microlithons décalés les uns par rapport aux autres, comme dans les Schistes de Saint-Gilles  $\xi^2_m$  (Roche Biron). Ces plis, très nombreux, ont bouleversé la direction initiale des plis éo-dévonien (E-W) et la direction d'étirement maximum S1-S2. A l'échelle multi-kilométrique, l'ensemble des porphyroïdes de Vendée littorale est entraîné dans les grands plis en S de la phase P6, antérieure au grand cisaillement sud-armoricain contemporain de la phase sudète, de Sainte-Pazanne à Saint-Jean-de-Corcoué, etc.*

● **Age et mode de mise en place des porphyroïdes.** Le problème de leur mise en place sous forme de nappes de charriage sera discuté plus loin. Ayant subi les phases du métamorphisme éo-dévonien, les porphyroïdes lui sont donc antérieures. L'identité de leur composition minéralogique et chimique avec les rhyolites de la Chapelle-Hermier, d'âge wenlockien (feuille le Poiré-sur-Vie), ou de Mareuil-sur-le-Lay, datées du Silurien supérieur (405 Ma par M. Chalet (1985), permet de les attribuer, avec beaucoup de vraisemblance, à des venues volcaniques acides pénécotemporaines (siluriennes), survenues dans des lieux plus ou moins éloignés les uns des autres, mais toutes liées à une même phase de distension préluant à la grande orogénèse éo-dévonienne, au voisinage d'une zone de marge active.

$\xi^2_m$ . **Micaschistes et grès albitiques de Saint-Gilles. C. Lentilles calcaires.** Facile à étudier en falaise, entre Saint-Gilles et Sion, au Petit Rocher (situé au Nord de la vallée du Jaunay) et à Roche Biron (au Sud de cette vallée), cette unité comprend des schistes micacés, des grauwackes albitiques à niveaux calcaires ou calcareux et des schistes noirs. A l'intérieur des terres, des bancs de phtanite, épais de 5 à 10 m, sont visibles dans les schistes, à la Ludovicière. La puissance de cet ensemble est difficile à évaluer en raison des innombrables plis et ondulations qui l'affectent ; elle peut être de l'ordre d'un millier de mètres.

Sur le territoire de cette carte n'affleure qu'une petite partie de cette unité beaucoup plus vaste, allant de la presqu'île de Beauvoir jusqu'à Roche Biron (40 km en direction N-S), de Sion à Apremont (19 km) et de Beauvoir à Falleron (30 km) en direction E-W. Une branche de ces schistes, couplés avec des porphyroïdes, descend en direction du Sud-Est, le long du horst de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, vers Saint-Vincent-Puymaufrais, où ses relations avec le Silurien fossilifère sont encore mal élucidées (feuille la Roche-sur-Yon).

● **Pétrographie des Schistes de Saint-Gilles :**

*Les schistes sériciteux, plus ou moins siliceux, forment des bancs de 5 à 10 m d'épaisseur, ou des lentilles intercalées dans les grauwackes ; ils renferment de nombreux filons de quartz d'exsudation, parfaitement concordants avec la foliation. La foliation très nette est déterminée par de la très fine séricite.*

*Les métagrauwackes albitiques sont constituées de fines lamines d'épaisseur inframillimétrique à millimétrique, alternativement sombres et claires, facilement observables en contrebas du parking de la bibliothèque de Sion.*

*Les lits clairs*, plus siliceux, épais de 100 à 400  $\mu$ , renferment une matrice de grains détritiques de quartz et d'albite de 5 à 10  $\mu$  de longueur, criblée de clastes anguleux des mêmes minéraux, de 10 à 300  $\mu$  de longueur, couchés dans le plan de stratification. L'albite est finement maclée ; le litage est parfois souligné par une pellicule graphiteuse très mince et discontinue ; la séricite, rare, est extrêmement fine ; les zircons détritiques sont nombreux.

*Les lits foncés* sont formés de micas détritiques empilés sur 100 à 300  $\mu$  d'épaisseur, toujours couchés dans le plan S<sub>0</sub>-S<sub>1</sub> ; on y trouve de la séricite néoformée, de la muscovite détritique et surtout de la chlorite provenant de l'altération de fragments de biotite ; les minéraux lourds sont représentés par le zircon, la tourmaline (brune ou bleue), l'apatite. Les filons de pegmatite d'exsudation, à quartz et albite, formée dans le plan de foliation, sont très abondants.

Dans ces grauwackes, les *intercalations calcaires* existent sous deux formes :

- des couches de calcaire, épaisses de 2 à 20 cm au maximum, formées de grains très fins de calcite, homogènes ou parsemées de débris de mica blanc ou de parcelles graphiteuses remaniées, avec de très rares grains de quartz ou de feldspath de 50  $\mu$  de diamètre (falaise de Croix-de-Vie, au Sud du phare) ;
- des métagrauwackes calcareuses (jusqu'à 50 % de calcite) dont le litage est souligné par de fines intercalations chloriteuses ou sériciteuses, ou quartzo-feldspathiques, en grains de 10 à 50  $\mu$ , parsemées de clastes de 100 à 200  $\mu$  et des lits graphiteux très minces ;
- à quelques dizaines de mètres au Sud des Pineaux, on peut observer deux lentilles calcareuses, distantes de 10 m ; l'une d'elle, épaisse de 3 m et longue de 20 m, s'effile vers l'Ouest. La roche, à structure granoblastique, comporte des lits de clastes d'albite épais de 100 à 200  $\mu$ , dans une très fine trame d'albite et de calcite, des lits chloriteux, épais de 300  $\mu$  et des lits de granules d'ilménite. La calcite interstitielle peut atteindre 50 % de la masse.

*Les schistes noirs phylliteux* sont intercalés à divers niveaux dans les métagrauwackes ; leur épaisseur maximale est de 10 m environ, mais elle est généralement beaucoup plus faible (5 à 8 m en face du château d'eau de Croix-de-Vie). Au voisinage du phare, le schiste noir, d'aspect homogène, est constitué de très fines lamines graphiteuses séparées par des lamines de séricite orientée ou de grains de quartz, d'une épaisseur moyenne de 10 à 20  $\mu$ . La pyrite est abondante. Des lits et des lentilles de quartz d'exsudation, boudinés, épais de 1 à 2 cm, sont abondants dans les schistes noirs.

● **Le Petit Rocher.** Cet important affleurement, situé au Nord de l'ancienne embouchure du Jaunay, comprend les mêmes termes que l'ensemble de la formation de Saint-Gilles ; les méta-grauwackes, finement litées, y dominent ; elles sont parfois très siliceuses, d'aspect finement gréseux ; les schistes noirs sont représentés par des lentilles de 20 cm au maximum ; les pegmatites quartzo-albitiques y sont abondantes.

Le haut fond de Roche Bonneau a été identifié par plongée sous-marine comme appartenant aussi aux Schistes de Saint-Gilles.

● **Origine du matériel et mode de mise en place du dépôt.** Le matériel des Schistes de Saint-Gilles est complètement différent de celui des volcanites sous-jacentes (porphyroïdes) et sus-jacentes (rhyolites et metabasites). Les

schistes et métagrauwackes ne renferment que du matériel détritique très fin (10 à 400  $\mu$  au maximum) : quartz, albite maclée, biotite chloritisée, tourmaline, zircon, apatite, leucoxène, dans une matrice de séricite orientée. Vu leur finesse, ces minéraux ont une origine probablement lointaine et sont assez caractéristiques de la composition d'une roche éruptive telle qu'un granite. Les métagrauwackes, formées de très minces lits de 100 à 300  $\mu$  d'épaisseur, sont des *laminites*, typiques d'un dépôt sous-marin associé à des turbidites, vers le pied du talus continental. Leur granulométrie (10 à 400  $\mu$ ) résulte du vannage des matériaux grossiers d'une turbidite par les courants ; les niveaux graphiteux, entrecoupés de lamines siliceuses ou quartzo-feldspathiques, semblent bien résulter du remaniement de boues noires antérieurement déposées plus près du rivage. Les très fins granules calcaires pourraient, eux aussi, être remaniés de dépôts antérieurs.

● **Age du dépôt.** Une indication sur l'âge relatif des Schistes de Saint-Gilles et des porphyroïdes a été trouvée au Petit Rocher où la métagrauwacke remanie des phénoclastes de quartz rhyolitique à lacunes de cristallisation, de 0,5 à 1 mm de long, typiques de la formation des porphyroïdes. Les Schistes de Saint-Gilles semblent donc être d'âge plus récent que ces dernières, formation volcano-sédimentaire d'origine continentale et dont le matériel est tout différent.

Rappelons que les métagrauwackes situées entre le granite de Bournezeau et le horst des Essarts, de composition et de structure identiques à celles de Saint-Gilles, renferment quelques rares bancs de schistes sériciteux à lentilles de phtanite dans lesquelles ont été trouvés, à la Cambaudière, en 1967, des Radiolaires de grande taille, semblables à certaines formes rencontrées dans les phtanites siluriens des environs de la Mothe-Achard (la Cossonière) (à la limite sud de cette carte). *Les Schistes de Saint-Gilles, jusqu'ici non fossilifères, pourraient donc être d'âge silurien.*

● **Le métamorphisme.** Dans l'ensemble, le métamorphisme de l'unité de Saint-Gilles correspond à la partie tout à fait supérieure du faciès "schistes verts", à la limite de l'anchizone, avec une paragenèse quartz-albite-séricite-chlorite. Seule la séricite néoformée, rarement abondante, permet de placer cette série dans l'épizone. A Saint-Gilles, la roche renferme des lentilles de séricite en feutrage, très bien orientée partout, la foliation est très forte ( $S_1 = S_0$ ). Dans ce matériel si fin, aux éléments de taille inférieure à 0,4 mm, les cristallisations en ombres de pression - si fréquentes dans le Silurien de Brétignolles - sont rares : on en observe quelques-unes, aux extrémités de clastes de quartz de 200  $\mu$  de long.

Dans le plan de foliation  $S_1$  des schistes sériciteux, des lentilles de quartz seulement se sont formées, mais dans les métagrauwackes, les filons de pegmatites d'exsudation sont extrêmement nombreux, constitués de quartz, d'albite et tapissés de chlorite. Le quartz est laminé, en rubans ou en lanières. La surface des filons de pegmatite est couverte d'une très forte *linéation d'étirement*, correspondant à l'étirement et au cisaillement des cristaux de quartz et d'albite ; sa direction est E-W (ou ultérieurement déviée). Cette linéation, si caractéristique de la phase  $S_2$  éo-dévonienne, permet de connaître *l'âge éo-dévonien du métamorphisme des Schistes de Saint-Gilles.*

● **Les anomalies du métamorphisme dans la série de Saint-Gilles.** Généralement homogène entre la Sauzaie et la Garnache, le degré de métamorphisme

croît, cependant, vers le Nord et semble avoir des relations avec le voisinage des nappes sus-jacentes, plus métamorphiques.

Autour des cuvettes du Fenouiller et de l'Aiguillon, occupées par des écaïles de métarhyolites et de prasinites, la cristallisation de la roche augmente : le quartz et l'albite recristallisent en grains plus gros (50 à 300  $\mu$ ) ; cette albite n'a qu'une macle simple ; le mica blanc, très brillant, est recristallisé au Pas Opton (à 5 km au Nord-Est de Saint-Gilles) ou au Pin (à 2,5 km au Nord-Est de Saint-Révérend).

Plus au Nord (feuilles Challans et Machecoul), l'intensité du métamorphisme augmente encore : de la biotite et du grenat se forment, au contact des Schistes de Saint-Gilles et des Schistes à glaucophane de Bois-de-Céné (le Pey). Ces faits semblent suggérer que les nappes supérieures, plus métamorphiques que leur socle, ont exercé, à leur arrivée, un réchauffement des roches sur lesquelles elles se sont posées.

• **Les déformations, dans l'unité des Schistes de Saint-Gilles.** La structure plaine actuelle de cet ensemble fait illusion sur sa simplicité structurale ; en réalité, elle a été déformée par de nombreuses phases de plissement et de cisaillement, au cours de deux orogènes successives : éo-dévonienne et hercynienne.

*La structuration éo-dévonienne dans le Silurien de Brétignolles.* Les manifestations métamorphiques et structurales fondamentales de cette orogène, à l'échelle régionale, ont été étudiées en détail dans les terrains siluriens exposés sur l'estran de Brétignolles. *Elles n'existent pas dans les terrains carbonifères situés au contact du Silurien.* Elles se résument en la succession des phénomènes suivants, développés dans un climat métamorphique épizonal, à la limite de l'anchizone :

- une foliation  $S_1$ , parallèle à la stratification  $S_0$ , accompagnée par des filons d'exsudation de quartz ou de pegmatite, parallèles au plan de schistosité ;
- une foliation  $S_2$ , subparallèle à  $S_1$ , est plan axial de plis couchés  $P_2$  centimétriques à hectométriques. Leur direction axiale primitive est E-W, mais elle a souvent été déformée ultérieurement et déviée en  $N110^\circ-130^\circ E$  ;
- une linéation d'étirement  $L_2$ , transposant  $L_1$ , orientée E-W, accompagne les plis  $P_2$  ; elle affecte surtout les bancs compétents du Silurien (calcaires, radiolarites), avec cisaillement perpendiculaire à la direction d'étirement maximum, et les filons de pegmatites (dans les porphyroïdes et les Schistes de Saint-Gilles) ;
- un boudinage d'axe E-W est intense dans les faciès compétents (calcaires, radiolarites) ;
- des phases de cisaillement (c), légèrement obliques au plan de foliation  $S_2$ , impliquent un léger glissement des feuillettes les uns sur les autres (d'Est en Ouest).

*La structuration éo-dévonienne dans les Schistes de Saint-Gilles.* Tous ces caractères sont présents, avec une intensité variable selon les faciès, dans les diverses formations de cette série :

- le degré de métamorphisme épizonal des Schistes de Saint-Gilles est équivalent à celui des terrains siluriens (paragenèse à quartz, albite, séricite, chlorite) ;

— la foliation  $S_1$  est bien marquée par l'orientation de la séricite néoformée et soulignée par l'aspect très feuilleté des schistes et grauwackes (parallèle au litage sédimentaire) et par la présence de très nombreux filons de quartz et de pegmatite, concordants avec cette foliation ;

— la foliation  $S_2$ , parallèle à  $S_1$ , est plan axial de plis couchés  $P_2$  isoclinaux, centimétriques à métriques, très aplatis. Leur plan axial est subhorizontal, comme l'ensemble des formations. Ces plis, soulignés par des filons de quartz formés dans le plan  $S_1$ , sont très fréquents dans les schistes noirs ; ils sont centimétriques à décimétriques et leur axe E-W est subhorizontal. Dans les bancs grauwackeux, ils peuvent être de taille métrique : à la piscine de Sion, on peut observer un pli couché de 20 cm de long, d'axe  $N95^\circ E$ , à plan axial subhorizontal et à flancs couverts de crénulations de microplis, orientés  $N95^\circ E$  (localement, ces petits plis couchés  $P_2$ , d'axe E-W, sont repris par des plis couchés  $P_3$ , d'axe N-S, d'âge viséen) ;

— la linéation détirement  $L_2$  est très marquée, particulièrement dans les pegmatites albitiques qui se sont abondamment formées dans les grauwackes. On observe un cisaillement perpendiculaire à l'étirement, découpant les grands cristaux de quartz et de feldspath en lamelles parallèles, comme c'est le cas dans les nodules silico-phosphatés du Silurien de Brétignolles ou dans les phénoblastes de quartz ou de feldspath des porphyroïdes voisines ;

— le boudinage des bancs compétents est localement intense dans les grauwackes calcareuses ou gréseuses ; les boudins atteignent 1 à 3 m de longueur (Sion, le Petit Rocher) : l'axe d'étirement est E-W et plonge de quelques degrés, tantôt à l'Est, tantôt à l'Ouest (sous l'effet des plis viséens).

*La structuration carbonifère (fini-viséenne) dans la série de Saint-Gilles : Les Schistes de Saint-Gilles* sont exempts du métamorphisme viséen, déjà si faible dans le Tournaisien de Brétignolles. Mais des phases de serrage, d'orientation différente, entraînent la formation de plusieurs générations de plis.

*La phase de serrage E-W.* Cette phase provoqua la formation de plis  $P_3$ , d'axe N-S, plurimétriques à centimétriques, reprenant les terrains déjà plissés en direction E-W (plis  $P_2$  éo-dévonien). Ces plis, à charnière subhorizontale ou faiblement inclinée au Nord, affectent principalement les bancs grauwackeux, plus rigides que les bancs schisteux. Ils sont parfois empilés dans le plan vertical (avec de nombreuses charnières N-S subhorizontales), par exemple en falaise, en face des Pineaux ; autour de ces plis cylindriques, à charnière arrondie, s'enroule la linéation d'étirement  $L_2$  (éodévonienne et contemporaine de foliation  $S_2$ ). De gros plis cylindriques d'axe N-S, à charnière subhorizontale, ont été aussi observés dans les prasinites du Fenouiller, à la carrière de la Poire, vers 10 m de profondeur. A ces plis correspondent localement une linéation N-S ( $L_3$ ), un étirement et un boudinage de même orientation. Ces mêmes déformations ont été observées aussi dans les Schistes de Saint-Gilles, aux Poteries, en Saint-Etienne-de-Mer-Morte (feuille Challans).

Dans les grauwackes du Petit Rocher, les nombreux filons de quartz d'exsudation et les pegmatites formées dans le plan de foliation  $S_{1-2}$  (éodévonien) sont plissés en plis couchés à charnière N-S ; leur plan axial est subparallèle à la schistosité  $S_{1-2}$  elle-même subhorizontale. Dans les grauwackes, les pegmatites, formées dans le plan de foliation  $S_{1-2}$  et portant la linéation d'étirement  $L_{1-2}$ , ont localement une crénulation de microplis nouvelle, orientée N-S ( $P_3$ ).

*La phase de serrage NW-SE.* La structuration N-S (P<sub>3</sub>) est reprise par des ondulations, des plis largement ouverts, ou en gouttière ou en chevrons, orientés à N150°E (P<sub>4</sub>). Les plus grandes ondulations sont hectométriques à kilométriques : au Fenouiller, elles font affleurer tantôt les rhyolites, tantôt les prasinites ; orienté N150°E, leur axe plonge de 10 à 25° au Nord-Ouest. La cuvette de l'Aiguillon comporte aussi des gondolements nombreux.

Les plis ouverts ou en chevrons, de taille plurimétrique à millimétrique, sont innombrables ; ils sont bien exposés en falaise et sur l'estran, aux environs de Saint-Gilles. Les plus fréquents sont des *plis en chevrons* de 20 à 30 cm d'ouverture, pour une profondeur d'une dizaine de centimètres.

L'axe du pli principal, orienté autour de N150°E, plonge de 10 à 25° au Nord-Ouest, différemment du pendage régional (20° au Nord-Est) ; ces plis ouverts, à charnière souvent courbe, à plan axial subvertical, sont plus ou moins dissymétriques et déversés au Sud-Ouest (Sion), mais parfois au Nord-Est.

Sur les flancs des ondulations et des plis en chevrons s'est formée une crénulation de microplis plus ou moins serrée, de même axe que le pli ; lorsqu'ils sont contigus, il se forme des *strain-slips*, à microlithons de 0,1 à 1 cm de largeur et de 0,3 à 2 cm de hauteur ; les charnières sont laminées et garnies de graphite ou de mica détritique : elles engendrent une *schistosité de fracture S<sub>4</sub>*, subverticale, recoupant le litage et la schistosité S<sub>1-2</sub> (éo-dévonienne).

A l'échelle microscopique, les charnières laminées des microplis séparent des microlithons de 0,1 à 0,15 mm de largeur, formant des fuseaux pointus à une extrémité, anastomosés. Les microlithons ont glissé les uns par rapport aux autres, le long des charnières, garnies de matière graphiteuse.

*La phase de serrage N-S.* D'importance régionale, elle affecte les nappes des Schistes de Saint-Gilles, des porphyroïdes et des metabasites, depuis Saint-Michel-Chef-Chef au Nord, jusqu'à Brétignolles, au Sud. Elle engendre les *plis kilométriques P<sub>6</sub>*, d'axe E-W, de Saint-Michel, de la pointe Saint-Gildas, de Saint-Etienne-de-Mer-Morte, de la Garnache, de Brétignolles. A Saint-Etienne-de-Mer-Morte, sous le calvaire, on voit les *plis en chevrons P<sub>4</sub>* repris dans la charnière d'un grand pli P<sub>6</sub> (feuille Palluau).

Les cisaillements innombrables qui affectent les Schistes de Saint-Gilles seront décrits en même temps que ceux des autres formations.

ph. **Phtanite de la Ludocivière.** A 3 km au Nord de Brétignolles, deux bancs de phtanite, épais d'une dizaine de mètres, sont intercalés dans des schistes sériciteux, à mica brillant. Ils ont un fort pendage nord-est et semblent plonger sous la nappe des métarhyolites de l'Aiguillon (Sainte-Hélène). Les alluvions de la vallée du Jaunay masquent le contact entre les deux formations.

PR. **Rhyolite du Petit Rocher.** Dans les métagrauwackes feuilletées, on observe quelques lentilles de métarhyolites, de 1 à 15 m de long, d'aspect identique aux porphyroïdes de Roche Biron. Il pourrait s'agir d'écaillés, arrachées à ce socle, vers la base de la nappe des Schistes de Saint-Gilles.

δ<sup>11</sup>. **Prasinites du Fenouiller et de l'Aiguillon.** Le complexe des métavolcanites acides et basiques de l'Aiguillon et du Fenouiller affleure en deux masses, à l'Ouest de l'Aiguillon et au Nord-Est de Saint-Gilles-Croix-de-Vie, au sommet de la série des terrains allochtones qui recouvrent le Silurien à Brétignolles.

Les synformes du Fenouiller et de l'Aiguillon dessinent des cuvettes dans lesquelles les couches sont ondulées en vagues hectométriques, orientées du Nord-Ouest au Sud-Est. Celle du Fenouiller, longue de 9 km et large de 4, est allongée en direction N30°E. Celle de l'Aiguillon, à contour subarrondi, mesure 8 km d'Est en Ouest et 6 km du Nord au Sud. La puissance maximale des prasinites peut atteindre 200 m environ (au Nord de l'Aiguillon) ; un sondage, en 1969, a traversé les prasinites de la carrière de la Poire sur 70 m de profondeur, sans atteindre le substratum. Cette formation de metabasites est hétérogène et comprend des prasinites, des tufs à amphibole et des tufs albitiques lenticulaires, de couleur blanche ou crème. Les affleurements les plus accessibles se trouvent au Fenouiller (carrière de la Poire), autour de l'Aiguillon, aux Grandes Nouillières, à Sainte-Jeanne, à la Davilière, à la Ruchaudière. L'auteur de cette notice a profité de l'existence, vers 1950, de nombreuses petites carrières, aujourd'hui comblées.

● **Prasinites.** De couleur vert pâle, d'aspect soyeux, elles se débitent en plaquettes de faible résistance, très recherchées pour la décoration. La structure de la roche est nématoblastique, parfois diablastique, souvent litée ; la schistosité est bien développée.

*Les paragenèses métamorphiques* sont celles des "schistes verts". Le minéral dominant est l'amphibole, représentée par plusieurs espèces, parfois observées dans le même échantillon (l'Aiguillon, le Fenouiller) : de la trémolite incolore, en prismes trapus ou sous forme aciculaire, parfois enchevêtrée avec l'actinote ; de l'actinote aciculaire vert pâle ; de la hornblende verte, en longs prismes trapus (les Grandes Nouillières) ; une amphibole bleu-vert, sodique (barroisite ?) (l'Aiguillon, les Grandes Nouillières, les Martellières, la Tonnelle) ; une amphibole bleue très pâle, toutes orientées dans la même linéation. L'albite est abondante, à la fois dans la trame, en petits grains interstitiels et en porphyroblastes couchés dans le plan de foliation ; certains d'entre eux sont globuleux et étirés, avec des "queues" formées en ombres de pression et remplies de chlorite. Le mica est rare, représenté par de la biotite (la Poire) ou du stilpnomélane, le plus souvent rétrotransformés en chlorite ou recristallisés en gerbes ; le mica blanc est presque absent ; la chlorite, lorsqu'elle est orientée, remplace la biotite par rétrotransformation, ou bien se présente en houppes, de formation plus tardive ; elle peut aussi remplacer certains minéraux déstabilisés de la roche éruptive originelle. L'épidote, jaune pâle, en grains de 0,1 à 0,3 mm, est souvent abondante ; elle est disposée en lits ou en amas de granules, entourés d'une gangue de chlorite ; ces deux minéraux se sont probablement formés sur l'emplacement de minéraux primaires de la roche volcanique. Le sphène et la magnétite sont localement abondants et disposés en lits ou en lentilles boudinées de 0,1 mm d'épaisseur ; un peu de quartz et de calcite font partie de la trame. La composition chimique de la roche peut être celle d'un basalte alumineux (cf. analyse chimique n° 8 d'un échantillon prélevé à l'Aiguillon).

● **Tufs à amphibole.** Des bancs massifs et durs, de teinte vert pâle à blanc verdâtre, sont intercalés à plusieurs niveaux de la masse des prasinites ; épais de 0,1 à 3 m environ, leur structure est finement litée, granoblastique ou granolépido-blastique. Ils sont beaucoup plus riches en quartz et en albite que les prasinites ; ces minéraux forment de minces lits criblés de granules d'épidote ; très abondants, les porphyroblastes d'albite comportent parfois de la myrmékite. Le mica blanc (phengite ?) est peu abondant et ne forme que de minces lentilles de 0,2 mm d'épaisseur environ ; le stilpnomélane est rare ; on

observe aussi des lits de chlorite verte secondaire orientée dans le plan de foliation.

● **Les métatufs albitiques, à minéraux calciques**, sont leucocrates et alternent avec les bancs précédents, en lits de 10 à 20 cm d'épaisseur, ou en lentilles de 20 à 40 cm de longueur, sur 0,1 à 0,4 mm d'épaisseur, ou en lentilles de 20 à 40 cm de longueur, sur 0,1 à 0,4 mm d'épaisseur (l'Aiguillon, la Poire, la Filatoire). Ils se distinguent des précédents par la plus grande abondance du quartz et surtout de l'albite, du mica blanc et de l'épidote. Le litage y est très bien développé : des lits clairs, quartzo-feldspathiques, à grain très fin, sont parsemés de porphyroblastes d'albite dont la taille peut atteindre 0,5 à 1 mm et dont la surface a été incorporée par la matrice, recristallisée. Ils alternent avec des lits d'épidote prismatique ou d'amphiboles aciculaires, bleu-vert ou bleu clair ; on observe, en outre, de la zoïsite, de l'apatite, de petits grenats et de la chlorite secondaire (la Filatoire). Le sphène et la magnétite peuvent être abondants (les Grandes Nouillières). Des amas d'épidote, de taille millimétrique, parfois fibro-radiés et à inclusions de sphène, ont un aspect porphyroblastique et suggèrent, là aussi, des processus de remplacement de minéraux primaires de la roche éruptive originelle.

● **Les métatufs feuilletés, très micacés**, se trouvent au voisinage des prasinites : entre les Petites et les Grandes Nouillières, la trame quartzo-albitique est riche en biotite, bien conservée, avec un peu d'actinote aciculaire et du rutile. A l'Aiguillon, la biotite chloritisée (verte) constitue la masse de la roche (avec un peu d'épidote) ; aux Fontenelles, les micaschistes albitiques comportent une très forte proportion de biotite chloritisée et d'épidote, avec un peu d'actinote bleue et d'ilménite. Aux Martellières, des lits épais de mica blanc alternent avec des lits quartzo-albitiques ; les métatufs micacés sont bien exposés aux Nord de la Fillonnière

● **Micaschistes intercalés entre les rhyolites et les prasinites**. Au Sud-Ouest de l'Aiguillon, entre la Fillonnière et la Filatoire, les micaschistes ont une foliation très marquée ; les lits siliceux, épais, sont séparés par des lits millimétriques de mica blanc ; la biotite, chloritisée, est criblée d'aiguilles de rutile, ce qui atteste la rétro-morphose de la roche ; on observe, en outre, de la tourmaline et de l'oligiste.

● **Origine des metabasites**. La composition chimique est celle d'un basalte (analyse n° 1) et l'ensemble des faciès qui viennent d'être décrits correspond à la transformation métamorphique d'une roche éruptive basique et de ses tufs. Le parfait litage de la formation, la fréquence des intercalations de métatufs, lités ou lenticulaires, suggèrent que leur mise en place a eu lieu en milieu continental, avec l'alternance de coulées et de tufs. Le passage progressif aux métarhyolites et aux métatufs sous-jacents appuie cette interprétation. Le contact entre les rhyolites et les prasinites sus-jacentes se fait localement par des alternances de ces deux formations : sur 500 m de distance, entre le ruisseau des Fontenelles, au Nord, et la Ruchaudière, la base de la formation des prasinites est entrecoupée par des intercalations de rhyolites et de tufs micacés, en couches de 2 à 5 m d'épaisseur.

● **Métamorphisme et déformations éo-dévonien dans les prasinites et les tufs**. La présence de mica blanc à éclat argenté (phengite ?), dans les métatufs et dans les schistes associés aux prasinites, suggère l'hypothèse que cet ensemble, d'origine éruptive, a subi, à un stade précoce du métamorphisme éo-dévonien, une première évolution dans une zone de surpression dynamique : en

effet, c'est aussi de la phengite que l'on trouve dans les Schistes à glaucophane de Bois-de-Céné (à 25 km au Nord du Fenouiller), qui ont subi un épisode de HP/BT. Quoique le glaucophane n'ait pas été observé à l'Aiguillon, la présence d'amphiboles bleues sodiques (barroisite ?), bleu-vert ou bleu pâle, suggère aussi un rapprochement avec les roches à glaucophane de Groix, dans lesquelles des amphiboles bleues sodiques sont associées à de l'amphibole bleu-vert.

L'évolution métamorphique des metabasites s'est poursuivie dans les conditions du faciès des "schistes verts", avec toutes les caractéristiques de déformations trouvées dans les roches du Silurien de la plage de Brétignolles. Une rétroprosose a abouti à la chloritisation presque totale de la biotite.

La foliation caractéristique de l'orogénèse éo-dévonienne ( $S_0 = S_1 = S_2$ ), définie dans le Silurien de Brétignolles, est très bien marquée dans les prasinites et les métatufs basiques, comme dans les métarhyolites. La direction d'ensemble de la foliation régionale varie, selon les lieux, de  $N90^\circ$  à  $N140^\circ E$ , avec un pendage au Nord-Est qui dépasse rarement  $10$  à  $20^\circ$ , beaucoup plus faible que celui de l'ensemble du Silurien et du Paléozoïque du flanc nord de l'anticlinal des Sables-d'Olonne.

La sédimentation est très bien marquée ( $S_0$ ) ; la schistosité  $S_1$  est exprimée par les minces veines de quartz d'exsudation et par les pegmatites, repliées en plis couchés dans le plan axial  $S_2$ , qui transpose  $S_1$  (sauf dans les charnières des plis). Les linéations minérales sont très bien marquées par tous les minéraux aciculaires ou prismatiques. Une forte linéation d'étirement, caractéristique de la phase  $S_{1-2}$  de l'orogénèse éo-dévonienne, est visible partout, son orientation primitive E-W est souvent transposée par des déformations ultérieures. Des "queues", formées aux extrémités des porphyroblastes d'albite, sont parfois 3 à 4 fois plus longues que ceux-ci ; elles sont remplies de quartz, d'albite et d'épidote. Le cisaillement associé à la foliation  $S_2$  a provoqué le basculement de nombreux porphyroblastes.

Les pegmatites d'exsudation, formées dans le plan de foliation  $S_1$ , sont inégalement développées, selon la nature de la roche. Fréquentes dans les schistes et les métatufs micacés, elles comprennent du quartz, de l'albite, du mica blanc et de la chlorite. Dans les prasinites, elles forment des amygdales d'épidotite massive, épaisses de  $10$  à  $20$  cm, parfois rubanées (l'Aiguillon, la Davillière). Ce minéral, en grains automorphes, peut former jusqu'à  $70\%$  de la masse et le quartz  $20\%$ , accompagné d'albite et de chlorite, d'amphibole bleue aciculaire et de magnétite ; des géodes tapissées de calcite s'y sont formées ultérieurement.

Les plis de la phase éo-dévonienne sont des plis couchés, de plan axial  $S_2$ , d'axe voisin de E-W parallèle à la linéation d'étirement ; ils sont peu fréquents et de petite taille.

Les déformations ont été nombreuses au Carbonifère : dans la carrière de la Poire, on peut observer, vers  $10$  m de profondeur, des plis cylindriques ( $P_3$ ), épais de  $5$  à  $20$  cm et longs de plusieurs mètres, d'axe voisin de la direction N-S et plongeant au Nord-Est sous un angle très faible ( $10$  à  $20^\circ$ ). Ces plis, de même plan axial que  $S_2$  (mais de direction N-S) sont observés dans les bancs compétents (métatufs albitiques). La charnière de ces plis est arrondie, soit lisse, soit pourvue d'une forte crénulation de microplis formant des microlithons convergent vers le plan axial (*strain-slip cleavage*). Une faible schistosité de fracture sépare les microlithons ; cette schistosité est accompagnée

d'une recristallisation naissante de chlorite dans les charnières de gros plis couchés formés dans les tufs. A la charnière de ces plis, le litage  $S_0$  et la foliation  $S_{1-2}$  sont complètement désorganisés, cisailés et effilochés en tous sens. Autour de ces plis cylindriques, non boudinés, s'enroule la linéation d'étirement de la phase  $S_1-S_2$  éo-dévonienne (initialement E-W). Ils lui sont donc postérieurs ; une deuxième linéation est liée aux plis N-S, mais elle est beaucoup moins prononcée que la première.

*Des plis ouverts, en chevrons (P<sub>4</sub>), de taille décimétrique, recoupent les plis N-S et les déforment ; leur axe, dirigé vers le N140-150°E, plonge fortement au Nord-Ouest ; leur plan axial est tantôt subvertical, tantôt déversé vers le Sud-Ouest ; il ne comporte qu'une schistosité de fracture. Ce type de plis est particulièrement fréquent dans les micaschistes et les métatufs de Saint-Gilles, en falaise et sur l'estran ; il est bien représenté aussi à Brétignolles dans les radiolarites siluriennes et tournaisiennes (plis en chevrons), ainsi qu'à Bois-de-Céné. Il s'agit de plis datant du début de la phase sudète, car ils sont antérieurs aux grands plis kilométriques de la pointe Saint-Gildas et de Bois-de-Céné (P<sub>5</sub>), eux-mêmes recoupés par les grands cisaillements sud-armoricains de cette phase sudète.*

Les synformes du Fenouiller et de l'Aiguillon sont tardives et affectées de molles ondulations, orientées N130 à N150°E, de taille hectométrique, qui mettent successivement à l'affleurement les métavolcanites acides (métarhyolites) et basiques (prasinites).

**ρ. Métarhyolites, tufs rhyolitiques et psammites du Fenouiller et de l'Aiguillon. Les métavolcanites acides.** La puissance maximale des métarhyolites et des métatufs associés est de 400 m environ au Sud du Fenouiller, de 80 m à la Tonnelle, de 400 m environ à l'Ouest de l'Aiguillon (Sainte-Hélène) et de 300 m entre la Boissonnière et la Grève.

C'est un ensemble rythmique formé d'une alternance de bancs massifs de composition rhyolitique et de bancs tufacés à structure feuilletée, de couleur rose ou blanche. La rhyolite se débite en bancs de 0,5 à 10 m d'épaisseur (8 à 10 m à Sainte-Hélène). Les rhyolites massives sont très siliceuses (jusqu'à 81 % de  $SiO_2$ ) et à tendance potassique ( $K_2O$  : 7,5 % aux Marattes et 8,5 % à Sainte-Hélène). Les tufs lités sont plus riches en  $Al_2O_3$  (11 à 13 %) (cf. analyses chimiques 1 à 7). L'ensemble de ces roches est une formation d'origine volcanosédimentaire acide, où alternent des coulées rhyolitiques à structure porphyroblastique et des tufs finement lamellaires plus riches en micas ; aucune structure ignimbrétique n'y a été observée.

● **Les faciès.** Au cours d'un métamorphisme polyphasé, la roche a subi plusieurs stades de recristallisations. On observe :

— des métarhyolites à trame microcristalline homogène, à matrice de grain de quartz et de microcline très aplatis, de taille inférieure à 5  $\mu$ . Quelques porphyroblastes de quartz, de microcline et surtout d'albite en échiquier (de 100 à 300  $\mu$  de longueur) parsèment la roche (Sainte-Hélène, la Davilière) ; tous ces minéraux sont couchés dans le plan de foliation et orientés. La roche renferme aussi un peu de mica blanc, quelques grains d'épidote et de la magnétite ;

— des métarhyolites à matrice partiellement recristallisée, où alternent des lits très fins, comme dans le cas précédent, et des lits à texture finement granoblastique, où les grains atteignent 0,1 à 0,2 mm. De fines lentilles et des lits continus de quartz d'exsudation, épais de 1 mm environ, se sont formés

dans le plan de schistosité  $S_1$  (=  $S_0$ ). La roche renferme quelques paillettes orientées de mica vert très pâle, des restes de stilpnomélane et de l'ilménite. Quelques phénoclastes de quartz et d'albite (de 0,2 à 0,3 mm), couchés dans le plan de foliation, sont détruits à la périphérie par la recristallisation de la matrice et perdent leurs contours automorphes (la Tonnelle, la Tricoterie, les Martellières) ;

— des *métarhyolites à matrice entièrement recristallisée, à structure grano-blastique*, de composition quartzo-albitique (grains de 50 à 200  $\mu$ ). Les phénoclastes d'albite sont parfois bordés par de l'albite très finement recristallisée (la Tonnelle) ou incorporés à leur périphérie par la matrice. La structure finement litée est plus apparente, du fait de la plus grande épaisseur des nombreux filonnets de quartz d'exsudation (0,12 à 0,4 mm) qui sont parfois *boudinés* (la Boissonnière). Du mica, vert pâle, peut être abondant ; on observe aussi du grenat (la Tonnelle), de l'épidote à structure radiée (la Tricoterie) et de l'ilménite ;

— des *métatufs rhyolitiques* très micacés et plus riches en épidote sont observés à proximité des prasinites (vers le sommet des rhyolites) ; ils sont pourvus des mêmes phénoblastes d'albite (0,5 mm). Les plans de foliation sont soulignés par du mica blanc à éclat nacré (phengite ?), des paillettes de stilpnomélane (jusqu'à 50 % de la roche) et par des lits de granules d'épidote, avec rutile et tourmaline.

Outre les minces veines d'exsudation de quartz, marquant la foliation  $S_1$ - $S_2$ , la roche contient des pegmatites, concordantes avec cette foliation, en lits épais de 1 à 10 cm et comprenant quartz, microcline rose, albite et phengite (?) (Sainte-Hélène, les Marattes).

● **La paragenèse métamorphique** actuelle de ces métarhyolites correspond à une métamorphisme épizonal de type "schistes verts". Elle comprend quartz, microcline, albite, stilpnomélane, mica blanc, chlorite ; il s'y ajoute, en faible quantité, de l'amphibole vert-bleu pâle, de l'épidote, du grenat, du sphène, de la magnétite et de l'ilménite.

● **Les déformations syncinématiques.** Cette formation plissée est poly-orogénique (phase éo-dévonienne et phases carbonifères).

*La phase éo-dévonienne* est représentée par une schistosité régionale  $S_1$ , transposée dans  $S_2$  ; des linéations minérales orientées E-W (à l'origine) sont soulignées par des bourrelets de quartz, des micas allongés et de l'amphibole aciculaire. La surface des lits est sillonnée par une *linéation d'étirement (E-W)*, accompagnée de *boudinage* ; l'étirement affecte certains phénoclastes de quartz, cisailés et prolongés par des ombres de pression très allongées, remplies de quartz ou de microcline ; quelques phénoclastes de microcline, cisailés par étirement, comportent des fractures perpendiculaires à celui-ci et remplies par du microcline à double macle. De nombreux phénoclastes d'albite et de microcline sont basculés en direction E-W, avec formation de queues dissymétriques. De nombreux phénoclastes de quartz et de feldspath sont étirés selon l'axe x, mais aussi selon l'axe y et aplatis selon l'axe z ( $x > y > z$ ).

*Les plis.* Quelques plis ont pu être observés dans les métarhyolites massives, en particulier dans la carrière des Marattes, à 2 km de l'Est de Givrand et au moulin des Martellières. La roche comporte des veines de quartz d'exsudation, de 1 à 2 mm d'épaisseur ( $S_1$ - $S_2$ ), reprises par des plis isoclinaux  $P_2$ , d'axe E-W, déversés au Sud, identiques à ceux de la phase 2 observée dans le Silurien de Brétignolles.

*L'ensemble de ces phénomènes métamorphiques syntectoniques : forte foliation, linéation d'étirement E-W, cristallisations en ombres de pression parallèles à la direction d'étirement maximum, cisaillement et basculement des phénoclastes, sont identiques à ceux que l'on observe dans les couches du Silurien daté de Brétignolles, et qui caractérisent les phases éo-dévonniennes de métamorphisme et de plissement.*

La mise en place éo-dévonienne des nappes et les déformations contemporaines des phases hercyniennes (plis ouverts et plis en chevrons P<sub>4</sub>, plis isoclinaux E-W P<sub>5</sub> et plis pluri-kilométriques E-W P<sub>6</sub> (viséennes)) seront étudiées dans le paragraphe suivant.

### Remarques sur les terrains allochtones

L'hypothèse de l'existence de nappes de charriage (nappes de socle) en Vendée littorale, discutée sur le terrain lors d'un Colloque P.I.C.G. (\*) en 1977, ressort de l'examen des cartes géologiques publiées depuis 1961 (M. Ters, thèse, carte h.-t. en couleurs, carte géologique de la France à 1/320 000, feuille Nantes, carte à 1/80 000 Palluau, et de l'ensemble des cartes à 1/50 000, Paimboeuf, Machecoul, Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, Challans, Saint-Gilles-Croix-de-Vie ; celles de Palluau et du Poiré-sur-Vie ne sont pas encore publiées). Ces nappes occupent une large zone orientée NW-SE, entre l'anticlinal de Saint-Brévin, au Nord, et celui des Sables-d'Olonne, au Sud (cf. M. Ters, 1979). Elle se poursuit, au Sud-Est, jusqu'à Mareuil-sur-le-Lay.

L'hypothèse de l'allochtonie des métarhyolites  $\zeta^3_{\rho}$ , des Schistes de Saint-Gilles  $\xi^2_m$  des métarhyolites  $\rho$  et des prasinites  $\delta^{11}$  est étayée sur les faits suivants :

- la *disharmonie des contacts* entre les formations autochtones sous-jacentes et les nappes superposées : sur la bordure nord de la plage de Brétignolles, les porphyroïdes, faiblement inclinées au Nord-Est, chevauchent le Silurien très plissé et redressé, incliné au Nord ;
- le *degré de métamorphisme croît de la base vers le sommet de la pile* : à l'Aiguillon, les micaschistes de Saint-Gilles, à très fine séricite (ou indemnes de métamorphisme) supportent les métarhyolites à muscovite et les prasinites à actinote, sphène, muscovite et même biotite (localement). A Bois-de-Céné (feuille Challans), les micaschistes à glaucophane témoins d'un métamorphisme de haute pression/basse température, reposent sur les Schistes de Saint-Gilles, où la séricite est très peu recristallisée ;
- l'*existence d'un métamorphisme de contact*, exercé à la base de la nappe sus-jacente (plus chaude), posée sur la nappe sous-jacente : ainsi, de la muscovite et de la biotite se développent dans les Schistes de Saint-Gilles, au contact des micaschistes à glaucophane de Bois-de-Céné. Des micaschistes à muscovite se développent au sommet des Schistes de Saint-Gilles, au contact avec les métarhyolites de l'Aiguillon, elles-mêmes plus métamorphiques ;
- l'*existence de klippen*, plus métamorphiques, posées sur des terrains qui le sont moins ; les synformes de l'Aiguillon et du Fenouiller, à muscovite, actinote et épidote, reposent sur les Schistes Saint-Gilles, presque indemnes de recristallisations métamorphiques ;

(\*) Programme international de Corrélation géologique.

— existence de "fenêtres", laissant paraître le socle autochtone : à Coëx, l'érosion a dégagé les schistes siluriens à phanite de leur couverture de porphyroïdes ; il en est de même à la Coudre, à 2 km à l'Ouest de la Chapelle-Palluau ;

— existence de zones mylonitiques, au contact des porphyroïdes et du Silurien à phanite (région de Grand'Landes, la Rabellerie, sur la feuille Palluau à 1/80 000).

Vers la fin de l'orogénèse éo-dévonienne, au cours de la collision entre deux masses continentales, des écailles et des nappes de quelques centaines de kilomètres au moins de flèche, recouvrent localement les terrains siluriens déjà métamorphisés et plissés. Dans ce qui est aujourd'hui la Vendée littorale, ces nappes s'empilèrent dans l'ordre suivant : à la base, en discordance sur le Silurien, repose la nappe des porphyroïdes de Brétignolles, à matériel volcanosédimentaires, continental, de nature rhyolitique ; au-dessus survient la nappe des Schistes de Saint-Gilles (formation d'origine marine turbiditique) ; enfin la nappe des métarhyolites et des metabasites continentales de l'Aiguillon et du Fenouiller, relayée, un peu plus au Nord, par l'écaille de Micaschistes à glaucophane de Bois-de-Céné. Malgré leur structure planaire subhorizontale actuelle (sauf dans les grands plis), toutes ces formations sont caractérisées par la même structuration éo-dévonienne : le Silurien autochtone et les trois nappes ont subi le même type de métamorphisme barrovien épizonal, à l'exception de l'écaille de Bois-de-Céné, d'abord soumise, au cours de sa remontée hors de la zone de subduction, à des conditions de HP/BT. Tout cet ensemble se trouvait à un niveau structural profond pendant le métamorphisme, avec cisaillement et étirement d'Est en Ouest très fort, foliation bien développée et plis d'écoulement. Chacune de ces unités se trouvait alors à une distance inconnue de sa position actuelle.

Après leur mise en place, ces nappes furent affectées, à des degrés divers, par une nouvelle orogénèse, au début du Carbonifère (au Viséen). Les nouvelles déformations engendrées sont présentes dans les formations tournaisiennes et viséennes de Brétignolles, elles-mêmes exemptes des déformations éo-dévoniennes. Elles sont identiques dans le Silurien de Brétignolles, dans les porphyroïdes, les Schistes de Saint-Gilles et les metabasites. Cette deuxième grande phase de structuration témoigne d'un niveau structural beaucoup plus superficiel, à schistosité subardoisienne, sans recristallisation métamorphique (ou presque), ou à schistosité de fracture seulement dans des plis concentriques, ou en gouttières, ou en chevrons, à plan axial subvertical, accompagnés par de grands plis kilométriques (P<sub>6</sub>), de plan axial subvertical. Ces grands plis post-nappes P<sub>6</sub> (viséens) sont spectaculaires sur une carte à 1/320 000 (cf. M. Ters, 1979), avec leurs synformes de Saint-Michel-Chef-Chef, de Bois-de-Céné et de Brétignolles — Apremont — Saint-Gilles. Ils sont antérieurs au grands décrochement sudète Sainte-Suzanne — Saint-Jean-de-Corcoué, satellite de la "zone broyée sud-armoricaine".

*La zone de racines de ces nappes n'est pas connue avec certitude.*

L'âge des terrains qui constituent les nappes reste inconnu ; néanmoins, il faut noter une très grande analogie de faciès et de composition chimique entre les porphyroïdes  $\zeta^3\rho$  et les métarhyolites ignimbristiques autochtones de Mareuil-sur-le-Lay, de la Chapelle-Hermier et de Saint-Julien-des-Landes qui sont, en partie au moins, datées du Silurien par des fossiles (Chalet, 1985) (feuilles Luçon et le Poiré-sur-Vie).

*L'âge et le mode de mise en place des rhyo-dacites du Marais-Girard, qui forment le socle des terrains dinantiens, reste inconnu. Leur métamorphisme est le même que celui des porphyroïdes  $\zeta^3$ p.*

### FILONS

$\mu Y^3$ . **Microgranite massif de la Roblinière.** A 700 m au Sud-Ouest de la Landevieille, un petit massif de microgranite, à structure microgrenue porphyrique, est intrusif dans les formations paléozoïques, à la limite des phtanites chevauchés par les porphyroïdes ; il se présente comme une cheminée de 200 m de diamètre, vraisemblablement associée au petit massif de microgranite de Saint-Martin-de-Brem, à 2,5 km au Sud. De couleur foncée, la roche renferme de nombreux phénocristaux de quartz et de feldspath potassique, mais très peu de biotite ; les quartz, souvent automorphes, ont parfois des lacunes de cristallisation, comme dans les rhyolites ; l'orthoclase, automorphe, est maclé Carlsbad ou microcline ; la mésostase est aphyrique, dévitrifiée en un agrégat microcristallin de quartz, de feldspath potassique et d'albite ; elle comporte parfois des filets de séricite.

V. **Lamprophyre.** Les principaux filons sont situés :

— à 2 km au Nord de Brétignolles, où l'un deux traverse, en falaise, les porphyroïdes de la Sauzaie ; le filon est subvertical, orienté N80°E ;

— entre Sion et Saint-Gilles, deux filons de minette forment des masses de 2 et 4 m de puissance, à 5 m de distance ; ils sont dirigés N155°E (50 m au Nord de la rue de l'Atlantique), en falaise. La roche, à structure microgrenue, comporte de nombreux cristaux de mica noir, en baguettes de 0,2 à 0,3 mm de longueur, à structure diablastique ; la matrice, granoblastique, est constituée de quartz et de feldspath, avec apatite et rutile ; elle renferme des phénocristaux de biotite, frangés de noir, automorphes, qui dépassent 1 mm ; ils sont parfois corrodés ;

— un autre filon de lamprophyre affleure entre la Chaize-Giraud et l'Aiguillon, sur le flanc nord du vallon de la Boissonnière ; son épaisseur est de 5 m environ. Les relations de ces lamprophyres avec le massif granitique le plus proche (celui de la Roche-sur-Yon), ne sont pas clairement établies.

Q. **Quartz.** Au Corps de garde du Marais-Girard, un filon de quartz formant dyke ("la roche rouge"), épais de 60 à 80 cm et long de plus 100 m, subvertical, traverse les schistes tournaisiens, ou sépare ceux-ci du massif rhyo-dacitique sous-jacent ; sa direction est tournante. En falaise, il est orienté N60°E et lié au groupe des grands décrochements sénestres orientés N60 à 70°E qui traversent le Viséen, sur l'estran du Marais-Girard. Un autre filon existe au Sud-Ouest, sur la bas-estran. Il est courbe, lui aussi.

### ROCHES SÉDIMENTAIRES

#### Terrains paléozoïques

#### Terrains siluriens

Considérés jusqu'en 1967 comme d'âge précambrien, les terrains anciens représentés sur cette feuille ont été peu à peu identifiés comme d'âge paléozoïque, grâce aux fossiles découverts à Brétignolles (Ters, 1967, 1970, 1972 ;

Comble *et al.*, 1985). Le Silurien fossilifère (Llandovérien à Wenlockien) occupe l'extrémité occidentale du synclinorium de Brétignolles — la Roche-sur-Yon. Les porphyroïdes  $\zeta^3p$  sont aussi incorporées avec vraisemblance à la série silurienne, comme à la Chapelle-Hermier et à Mareuil-sur-le-Lay (où elles sont associées à des bancs fossilifères), ainsi que les micaschistes et métatufs de Saint-Gilles  $\xi^2_m$ .

La série silurienne fossilifère est particulièrement bien représentée sur la côte, à Brétignolles, entre 480 et 780 m au Nord-Ouest de la route de la Parée, sur la "Parée nord". Recouvert à marée haute et très accidenté, l'estran s'étend sur plus de 500 m de largeur en direction E-W, vers la mer. Cet ensemble, puissamment plissé et écaillé, est chevauché au Nord par les Porphyroïdes de la Sauzaie.

### Llandovérien

51. Phtanite à Radiolaires de Sainte-Véronique (Brétignolles) (fig. 1). Cette formation fut jadis comparée au phtanite de Lamballe et placée dans la série briovérienne de Vendée (G. Mathieu, 1937 ; Brillanceau, 1967). La découverte de Radiolaires (M. Ters, 1937) et le passage progressif du phtanite aux radiolarites noires et rouges fossilifères du Wenlockien inférieur, à Brétignolles, ont permis d'attribuer ce niveau, avec vraisemblance, au Llandovérien, par analogie avec les phtanites du synclinal d'Ancenis, à *Monograptus lobiferus*.

Partout, en Vendée, cette formation a constitué la base de la série silurienne, aussi bien dans le synclinorium de Brétignolles — la Roche-sur-Yon, que dans le synclinorium de Chantonay, séparés l'un et l'autre par l'arête granitique de Sainte-Pazanne — Mervent et par le horst de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (cf. M. Ters, 1979, carte h.-t.). Dans le synclinorium de la Roche-sur-Yon, ce niveau de phtanite, généralement accompagné d'ampélites, revient à l'affleurement au moins une trentaine de fois, par plis orientés N.NW — S.SE, en alternance avec les autres termes de la série silurienne (d'autres niveaux de phtanite, plus élevés dans la série, existent aussi).

Sur la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie, on observe quelques récurrences par plis de ce niveau :

- sur l'un des flots situés à l'Ouest de la Sauzaie (où la roche est fossilifère) ;
- dans la partie nord de l'estran de Brétignolles, où il constitue la voûte anticlinale de quatre méga-plis orientés E-W à NW — SE ;
- le long d'une grande structure en S, partant de Brétignolles et se dirigeant vers le Sud-Est, jusqu'à la Frémière ;
- à l'Est de la Chaize-Giraud, où il est chevauché, comme à Brétignolles, par la nappe des porphyroïdes.

C'est à Brétignolles que la formation des phtanites du Llandovérien peut être le plus facilement étudiée ; mais nombreuses sont les autres occurrences de phtanite sur cet estran, dans presque toutes les formations, en bancs ou en lentilles, à la fois dans le Silurien et dans le Dinantien (sauf dans les turbidites). La confusion, par certains auteurs, des différents niveaux de phtanite a entraîné des interprétations stratigraphiques et structurales erronées, en particulier la confusion entre le phtanite llandovérien du rocher Sainte-Véronique et le phtanite tournaisien du Corps de garde du Marais-Girard.

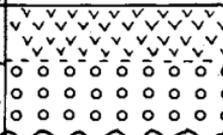
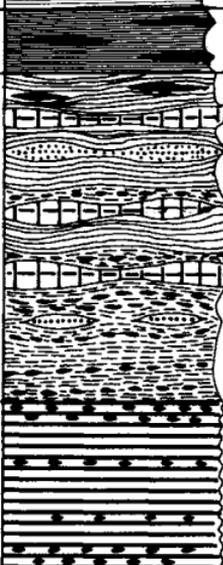
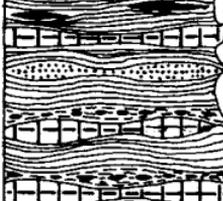
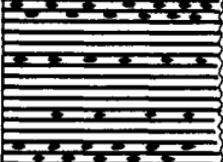
Etages	Not.	Ep. max. (m)	Formations	Lithologie
SILURIEN s.l.	C <sup>3</sup> <sub>p</sub>	150 ? 75 ?		Formations allochtones Porphyroïdes de la Sauzaie (métarhyolites, métatufs et schistes) Métarhyo-dacites et méta-arkoses du Marais-Girard
TOURNAISIEN	h1	10		Schistes ferrugineux
		20		Schistes roses feuilletés siliceux, schistes rutilants à lentilles d'arkose à grains de quartz rhyolitiques, et lentilles de phthanite
COMPLEXE DE LA "SÉRIE DE WENLOCK"	WENLOCKIEN SUPÉRIEUR	3		Complexe de la "Série de Wenlock" Schistes sanguine à lentilles de phthanite
		10		Calcaires dolomitiques en bancs massifs, à Polypiers et Crinoïdes, ou en alternances centimétriques avec des ampélites, des schistes arkosiques et des schistes rutilants
		5		Ampélites à nodules phosphatés à Chitinozoaires, Acritarches et Radiolaires avec lentilles d'arkoses à quartz rhyolitique
		8		Radiolarites noires du Four à Cateau, à lits de schistes rouges, avec nodules phosphatés à Graptolites Radiolarites rouges et blanches (Série "varvée" à plis en chevrons)
LLANDOVERIEN	S1	4		Phthanite du Rocher Sainte-Véronique

Fig. 1 - Colonne stratigraphique synthétique de la série silurienne de Brétignolles

La formation du phtanite est bien exposée sur l'estran, à 780 m au Nord-Ouest de la route de la Parée ; elle atteint 4 m de puissance au maximum, étant donné les nombreux replis qui en augmentent l'épaisseur apparente. Les deux mètres inférieurs sont purement siliceux, noirs, très graphiteux ; dans les deux mètres supérieurs, sont intercalés des lits phylliteux rouges, de plus en plus épais vers le sommet (1 à 10 cm), au fur et à mesure que l'on se rapproche des couches du Wenlockien inférieur, auxquelles la formation passe graduellement (mais le phtanite massif, ailleurs, peut atteindre une dizaine de mètres, comme à l'Est de la Chaize-Giraud).

La roche, à texture microquartzitique, est tantôt homogène, tantôt finement litée, le litage étant déterminé par la dimension des grains de quartz (5 à 10 micromètres) ou par l'abondance de la matière graphiteuse. Des squelettes de Radiolaires, de 0,1 à 0,3 mm de diamètre, ont été découverts par M. Ters en 1933 ; leur réseau externe, bien visible en plaque mince, est parfois conservé ; ils permettent de considérer la roche comme une *radiolarite*. Les Radiolaires les plus nombreux ont été trouvés sur l'îlot nord, au large de la Sauzaie.

● **Métamorphisme et déformations dans le niveau des phtanites.** Le métamorphisme est épizonal, à paragenèse quartz-séricite. La foliation  $S_1$ , parallèle à la stratification, correspond à une schistosité de flux accompagnée de fine séricite, parallèlement à de minces filonnets de quartz d'exsudation ; elle est plan axial de plis isoclinaux  $P_1$ , centimétriques à métriques, dont l'axe est faiblement incliné au N.NE (de 20 à 30°). Une deuxième schistosité de flux, subparallèle à  $S_1$ , s'accompagne d'une recristallisation de séricite ; elle est plan axial de plis isoclinaux  $P_2$ , qui plissent les lentilles de quartz formées dans le plan  $S_1$ . De dimension centimétrique à kilométrique, d'axe E-W subhorizontale, ils commandent la structure plissée actuelle du Silurien de Brétignolles, à la Parée nord. Sur la face sud du rocher Sainte-Véronique, l'alternance de minces lits phylliteux et de bancs de phtanite souligne la complexité de ces structures subsoclinales, à dissymétrie de flanc inverse et à charnières épaissies. L'axe E-W des plis  $P_2$  est accompagné par une forte linéation d'étirement parallèle aux têtes de plis  $P_2$  et correspond à un cisaillement d'Est en Ouest. Les têtes des petits plis  $P_2$  sont parfois longées par des "crêtes" de quartz, formées en ombres de pression dans le plan de foliation  $S_2$  (comme les "queues" de quartz aux extrémités des nodules phosphatés). Ainsi, dans le phtanite, les plis isoclinaux  $P_1$  (d'axe N-S) et les plis isoclinaux  $P_2$  (d'axe E-W) comportent un même plan axial, orienté E-W. Ces plis sont accompagnés par un intense boudinage à toutes les échelles, millimétrique à kilométrique, facile à observer sur le vaste estran qui s'étend à l'Ouest du rocher Sainte-Véronique.

La direction de plissement, d'étirement et de boudinage E-W est fondamentale ; les directions axiales actuellement observées (N70 à N150°E) sont dues à des déformations ultérieures, généralement hercyniennes.

Tous ces phénomènes caractérisent les déformations éo-dévoniennes dans le Silurien.

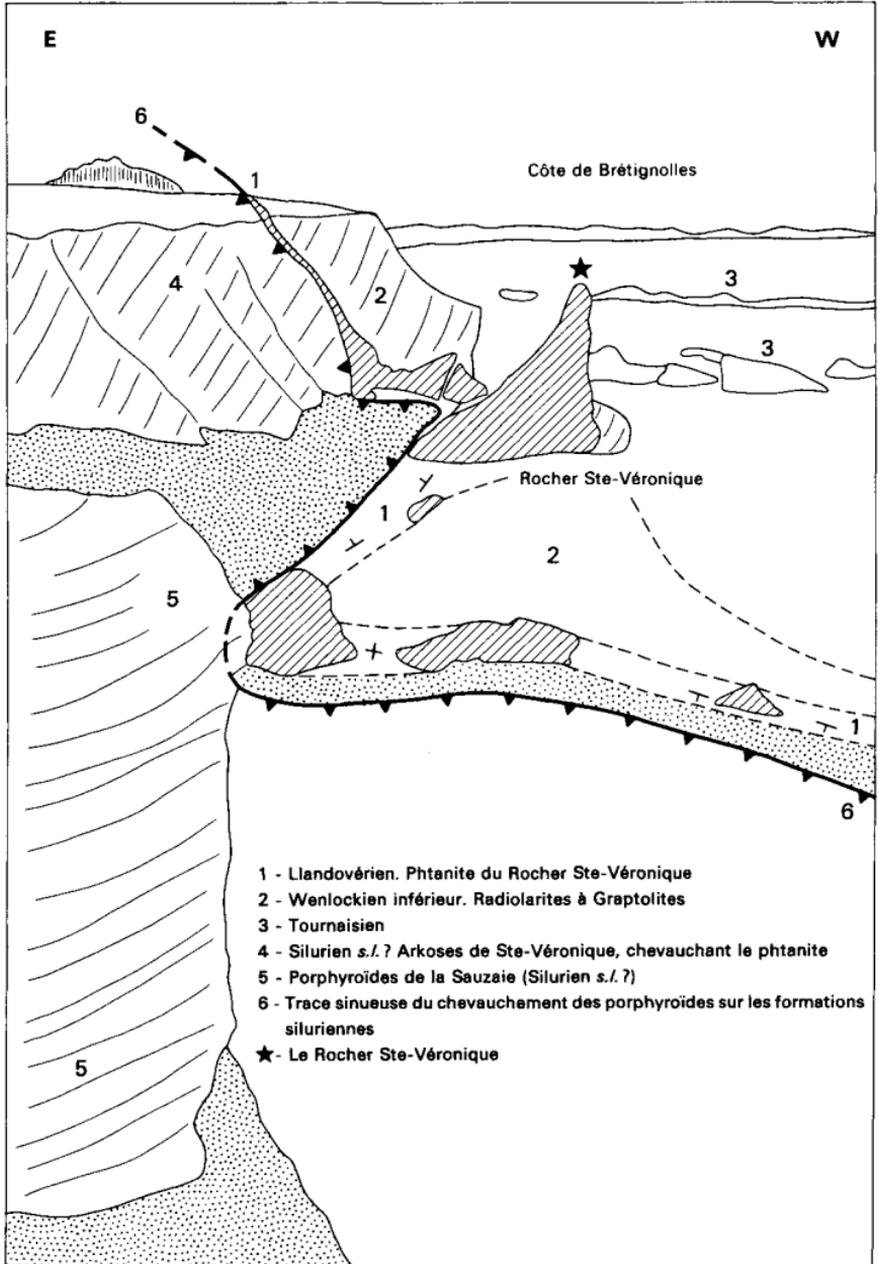


Fig. 2 - Vue du parking sur le phtanite du Rocher Ste-Véronique, sur les radiolarites du Wenlockien inférieur et sur les porphyroïdes chevauchantes

Au Carbonifère, d'autres phases de plissement affecteront le phtanite : des plis en chevrons P<sub>4</sub>, particulièrement développés à 200 m à l'Ouest de Sainte-Véronique, attribués à l'orogénèse viséenne, ainsi qu'un resserrement des plis isoclinaux E-W, accompagnant ceux des terrains dinantiens ; puis se produisirent d'innombrables écaillages, disloquant les grands plis éo-dévonien, et un déversement général de la série vers le Sud. Ultérieurement, d'importantes déformations hercyniennes, accompagnées de cisaillement, de laminage et de brèches de friction, affecteront encore les bancs de phtanite.

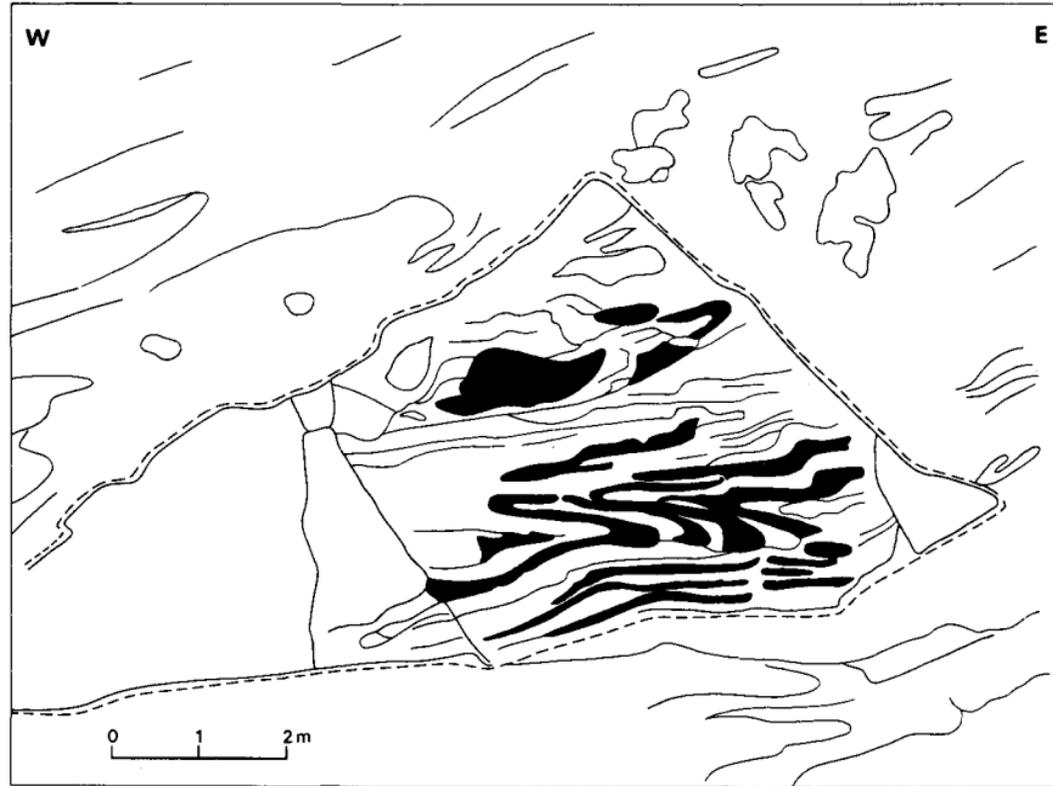
A l'échelle kilométrique, la bande de phtanite de Sainte-Véronique subit plusieurs rotations notables en forme de S successifs (cf. carton). Sur le bord nord des îlots de la Sauzaie, elle est orientée E-W (avec pendage nord), puis elle est ployée à angle droit, avec pendage est ; elle revient à N80°E sur l'estran, au Sud des porphyroïdes, avec un pendage de 50° Nord, puis elle est ployée à nouveau vers N160° et N180°E ; elle s'incurve à 130° à Sainte-Véronique et tourne enfin à N80°E sur le toit de la grotte du Four-à-Câteau (aujourd'hui effondré), où elle s'amincit et disparaît par laminage, sous la nappe des porphyroïdes (fig. 2). L'ensemble de ces mouvements décrochants a une composante droite. La trace du plan de chevauchement des porphyroïdes sur le phtanite suit tous ces mouvements de rotation, ce qui prouve l'antériorité du chevauchement par rapport à la série des décrochements (M. Ters, notice Palluau 1/80 000, 1972).

A l'Est de Sainte-Véronique, le contact entre le phtanite et les schistes et arkoses chevauchants se fait par une surface ondulée, jalonnée de miroirs ; le glissement a joué à plusieurs reprises, comme en témoigne l'existence de plusieurs systèmes de stries sur les surfaces polies, les unes orientées à N120°E, plongeant de 25 à 30° vers le Nord-Est, les autres orientées à N30°E, plongeant de 25 à 55° vers le Nord-Ouest.

Le phtanite de Sainte-Véronique est situé au coeur d'une vaste structure anticlinale dont *seul le flanc inverse* est conservé, sous la nappe des porphyroïdes ; déversée vers le Sud, toute la série sous-jacente se trouve donc renversée. Située géométriquement au sommet de la pile silurienne, *le phtanite en est, en réalité, le terme le plus ancien*, contrairement à ce qu'une observation hâtive pourrait laisser penser (Brillanceau, 1967 ; Maillet, 1984).

### Wenlockien inférieur (Sheinwoodien)

52a: **Série rythmique inférieure à nodules phosphatés, à Graptolites.** A Brétignolles, cette formation affleure en falaise, à la grotte triangulaire, entre 160 et 170 m, puis entre 200 et 350 m au Nord-Ouest du "synclinal" des turbidites, en passant au Sud du rocher Sainte-Véronique ; à partir de là, elle longe le pied des bancs de phtanite, jusqu'à la mer, en direction E-W. Epaisse de 8 m environ (plis exclus), elle est constituée par des lits centimétriques de radiolarites noires ou blanches, séparés par des joints de schistes gris rosé ou rouges, quartzo-sériciteux, généralement très siliceux, en lits épais de 1 mm à 1 ou 2 cm, finement lamellaires. Le passage des bancs de phtanite à cette série rythmique est marqué par l'importance un peu plus grande des couches de phylites rouges, mais le passage est continu. Au-dessus, elles passent à des ampélites. Confondue jusqu'ici avec les radiolarites du Tournaisien (h<sub>1</sub>R), elle s'en distingue par son faciès, localement plus graphiteux, par la proportion plus faible des schistes associés, par un intense boudinage, par la plus grande importance des recristallisations métamorphiques, et par la présence de fossiles : Graptolites du Wenlockien inférieur, Acritarches et Radiolaires.



**Fig. 3 - Paroi est de l'anse des Radiolarites "varvées", blanches et rouges. "Coin" de chevrons écrasés, avec expulsion des schistes, à la semelle de l'écaille chevauchante du Wenlockien sur le Tournaisien. Les lits siliceux les plus épais sont soulignés en noir**

D'apparence toujours "varvée", elle comporte deux faciès passant latéralement l'un à l'autre : un faciès noir et rouge qui affleure à partir de "l'anse des Graptolites", vers Sainte-Véronique et le long du grand chevauchement des porphyroïdes sur le phtanite ; un faciès blanc et rouge qui affleure à la grotte triangulaire et sur l'estran au Sud-Ouest, où il est spectaculairement plissé en chevrons (fig. 3). Sur l'ensemble de l'estran de la Parée nord, les deux faciès sont représentés.

● **Dans les radiolarites noires**, la sédimentation rythmique comprend des lits siliceux épais de 1 mm à 2 cm, toujours discontinus, de quelques centimètres à quelques décimètres de longueur, et des lentilles égrenées dans le plan de sédimentation. Cette discontinuité est due en partie à l'irrégularité des dépôts siliceux et à leur diagenèse (avec concentration locale de silice), en partie à un intense boudinage qui a fragmenté les couches, en lentilles allongées et aplaties en fuseaux ou en "yeux" siliceux. Celles-ci sont séparées par des joints de schistes rouges argilo-siliceux, très finement rubanés ou lités, épais de quelques centimètres. Tantôt les lits siliceux et schisteux alternent régulièrement, tantôt les lits siliceux s'empilent, sans joint schisteux, tantôt des schistes très siliceux gris ou rosés, très finement lités, pourvus de nodules siliceux noirs, atteignent un ou deux décimètres de puissance. Les couches siliceuses sombres, épaisses de 1 à 2 cm, à texture microquartzitique extrêmement fine, comportent des lits graphiteux ou ferrugineux inframillimétriques, parfois accompagnés de petits flocons de phosphate de calcium. La roche est criblée de petites taches claires, lenticulaires, aplaties, restes recristallisés de *squelettes de Radiolaires*, incluant souvent un grain de pyrite.

● **Dans les radiolarites blanches ou rouges** (grotte triangulaire), les lits siliceux sont faits de microquartzite pur, à grain extrêmement fin, parsemé de paillettes de séricite toujours parfaitement orientées dans le plan  $S_0 = S_1 = S_2$ . Ici encore, la trame quartzo-micacée est trouée par de nombreuses petites taches claires, siliceuses, qui sont les restes d'anciens radiolaires.

*Les schistes rouges* intercalés dérivent de boues rouges argileuses accompagnant les dépôts siliceux. Epais de 0,1 mm à 1 ou 2 cm, ils sont très finement lités : les lits argileux micacés, siliceux ou ferrugineux sont nettement séparés ; ils comportent aussi des grosses lentilles de quartz laminées ; certains lits sont constellés de granules d'hématite ; ils ont été consolidés par une recristallisation totale, lors du métamorphisme. Ici encore, de très nombreuses petites lentilles siliceuses (de 0,2 à 0,3 mm de longueur), incolores, sont incluses dans la trame rouge silico-micacée (Radiolaires probables). Sur le bord sud de la grande bande de phtanite E-W, au Nord de l'estran de Brétignolles, les schistes intercalaires peuvent être de teinte beige ou rosée et contenir des amandes siliceuses de 1 à 10 cm de long, sur 1 à 2 cm d'épaisseur. La proportion de boue argileuse était de 75 % environ. Lorsque les lits schisteux n'ont que quelques millimètres d'épaisseur, les nodules siliceux sont aplatés en minces galettes à contours ovoïdes. Localement, la roche est laminée et cisailée dans le sens E-W, avec recristallisation de quartz mylonitique fibreux orienté, dans les fissures : ce phénomène caractérise le paroxysme de la phase de cisaillement E-W éo-dévonienne accompagnant  $S_2$  ; il n'est jamais observé dans les formations dinantiennes. Comparés aux schistes rouges intercalés dans les radiolarites du Tournaisien, ceux du Wenlockien ont un litage beaucoup plus marqué, leur teneur en silice est plus élevée, ils sont généralement moins épais, et surtout la *recristallisation est totale*, alors qu'elle ne concerne que le quartz dans le Tournaisien.

Dans le complexe rythmique des radiolarites noires, on observe quelques rares couches de schistes rouges un peu plus épaisses (5 à 20 cm), très finement litées, qui renferment des lentilles étirées d'hématite, et surtout des nodules noirs de 1 à 10 cm de longueur, tantôt siliceux, tantôt silico-phosphatés. Mieux protégés de l'écrasement par l'épaisseur de leur matrice schisteuse, où la séricite est disposée en lits épais, certains sont peu aplatis et ont une forme "en boulets de charbon"; ils sont toujours terminés, aux extrémités, par des queues de quartz et de séricite, de 1 à 5 cm de longueur, formées en ombres de pression, très aplaties et à forte linéation d'étirement.

La trame de ces nodules est un microquartzite à grain extrêmement fin, mêlé de phosphate de calcium en flocons dispersés, en longs rubans entrelacés ou en sphérolites. La diagenèse du phosphate est antérieure à l'étirement des nodules qui accompagne la foliation métamorphique S<sub>2</sub>. Des veines de quartz, subparallèles à la schistosité et garnies de quartz mylonitique en rubans orientés, sont contemporaines du cisaillement maximum, orienté E-W.

Une centaine de nodules se sont révélés fossilifères, sur plus de 1000 étudiés en plaque mince. Certains Graptolites atteignent 3 cm de longueur et ont conservé leur volume originel. Le laminage et la recristallisation du quartz dans les cavités rend leur détermination difficile. Les nodules fossilifères ont surtout été recueillis dans les radiolarites noires, à quelques mètres au Sud-Ouest du rocher Sainte-Véronique et dans l'anse située à 90 m au Sud, au Nord des schistes ferrugineux, dans une couche de schistes rouges. La faune (60 individus) a été déterminée par S. Willefert, de 1970 à 1973, la présence de *Monograptus cultellus* Tullberg les classe dans le Wenlockien inférieur (= Sheinwoodien); il est accompagné de *M. priodon* Bronn, *Pristiograptus dubius* (Suess), de cf. *Cyrtograptus* aff. *insectus* Boucek et de Nautiloïdes orthocônes [pl. I, II, III et IV (n° 10)] (\*).

Quelques Hystrosphaeridés ont été dégagés dans les nodules phosphatés par Ch. Despaquis-Comble en 1984, mais leur état de conservation rend leur identification délicate (pl. IV, n° 1 et 3). Parmi les formes dégagées, certaines rappellent l'Acritarce *Multiplicisphaeridium ramusculosum* (Defl.), d'autres *M. arbusculiferum* (Downie), déterminations A. Moreau-Benoît (planche IV).

*Métamorphisme dans les schistes rouges des radiolarites noires.* Leur trame est entièrement recristallisée et comporte des lits de séricite à foliation bien développée, saupoudrés de très fins granules de quartz. Une schistosité de flux S<sub>1</sub> est caractérisée par la présence de lentilles et de filons de quartz d'exsudation, formés dans le même plan que les lits sériciteux. Une schistosité de flux S<sub>2</sub> affecte ces filons, en accordance parfaite avec le plan de foliation S<sub>1</sub>. Des "queues" de quartz, formées en ombres de pression, se sont développées dans ce plan, aux extrémités des nodules et le long des charnières de certains plis orientés E-W. Une forte linéation d'étirement, correspondant à une extension de direction E-W, est soulignée par l'alignement et l'allongement de petits nodules siliceux, noyés dans la matrice phylliteuse. Cet étirement entraîne un intense boudinage des lits siliceux, dans la même direction.

(\*) Ce travail de détermination et de figuration a pu être mené à bien, grâce à l'aimable autorisation de Monsieur Boudda, Chef de Service géologique du Maroc, au moment des déterminations.

La foliation S<sub>2</sub> éo-dévonienne, plan axial des plis couchés, est recoupée sous un angle généralement fort par la schistosité de fracture des plis en chevrons du Viséen, à plan axial subvertical.

● **Phases de plissement dans les radiolarites.** Grâce à l'alternance de lits siliceux et de lits schisteux, les radiolarites sont particulièrement favorables à la formation de plis. On peut y distinguer deux familles, l'une contemporaine de l'orogénèse éo-dévonienne, l'autre de l'orogénèse viséenne.

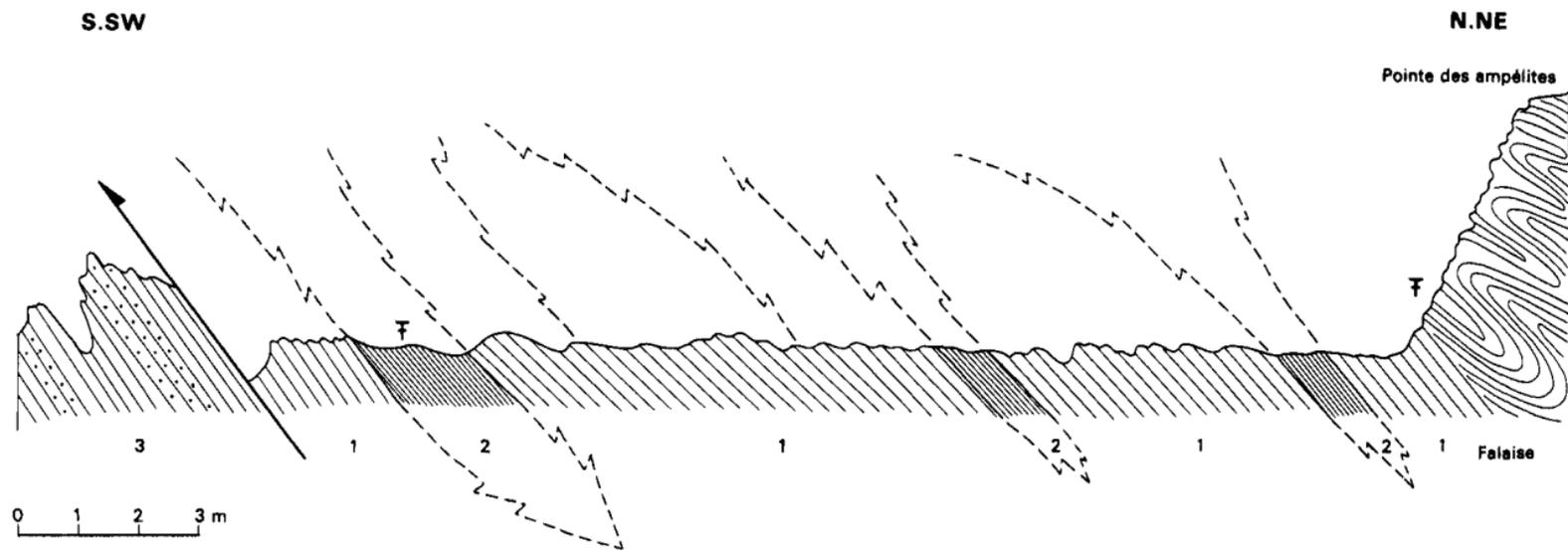
*Les phases éo-dévoniennes* sont les mêmes que dans le niveau de phtanite ; on observe :

— *des plis isoclinaux centimétriques P1*, non cylindriques, très aplatis et à charnière aiguë ; les axes sont orientés N-S, à faible plongement nord, dans le plan de foliation S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>, de direction E-W (partie nord de l'estran, au Sud de la bande de phtanite E-W) ;

— *des plis isoclinaux P2*, centimétriques à décimétriques, plissant les veines de quartz contemporaines de la schistosité S<sub>1</sub>. Lorsque des perturbations ultérieures ne l'ont pas dérangé, l'axe initial de ces plis à foliation S<sub>2</sub> est de direction E-W. Mais des rotations diverses l'ont fait dévier, au Carbonifère, dans un large éventail de directions, particulièrement entre N70° et N140°E. Les plis sont subsisoclinaux et déversés au S.S.W. L'axe de ces plis est peu penté, vers l'Ouest ou vers l'Est.

Sur les parois de la grotte du Four-à-Cateau, les lentilles siliceuses noires, centimétriques, sont aplaties et étirées en forme de poisson, ou repliées en S, dans le plan de foliation S<sub>2</sub>, par des plis non cylindriques, anisopaques, à charnières très renflées. L'axe de ces plis est orienté N80 à N110°E, avec un faible plongement vers l'Est. Lorsqu'il s'agit de formations lenticulaires ou boudinées, il est relevé vers chaque extrémité du boudin. Au Sud du Four-à-Cateau, sur le haut estran, la coupe fig. 4 montre l'existence de grands plis couchés isoclinaux, d'axe E-W à N70°E, déversés au Sud, longs de 5 à 30 m, à charnières pointues ; ils font affleurer tantôt les radiolarites, tantôt les ampélites, qui forment trois boudins synclinaux de 10 à 20 m de longueur et de 2 à 5 m de puissance maximum.

A l'Ouest du rocher Sainte-Véronique, l'ensemble des couches du Silurien est entraîné dans une série de mégaplis isoclinaux, longs de 10 à 500 m, très boudinés, dessinant sur l'estran une série de synclinaux à coeur de schistes rouges du Tournaisien et d'anticlinaux à coeur de phtanite llandovérien ou de radiolarites wenlockiennes.



1 - Radiolarites noires à nodules à Graptolites (Wenlockien inférieur)

2 - Ampélites à nodules phosphatés (Wenlockien inférieur)

3 - Schistes rouges à grains de quartz (Tournaisien)

- Flanc inverse d'un grand anticlinal à cœur de phtanite (rocher Ste-Véronique)

- La direction de l'axe des plis isoclinaux P2, déversés au Sud, est de N 100° à 110° E; son plongement est faible vers l'E.SE.

- Linéation d'étirement N 70° à N 110° E, à faible plongement est.

- Direction du plan de chevauchement du Wenlockien sur le Tournaisien : N 110° E (Faille inverse)

**Fig. 4 - Coupe de la falaise et de l'estran, à 20 m au Sud-Est du Four à Cateau. Direction N 10° E**

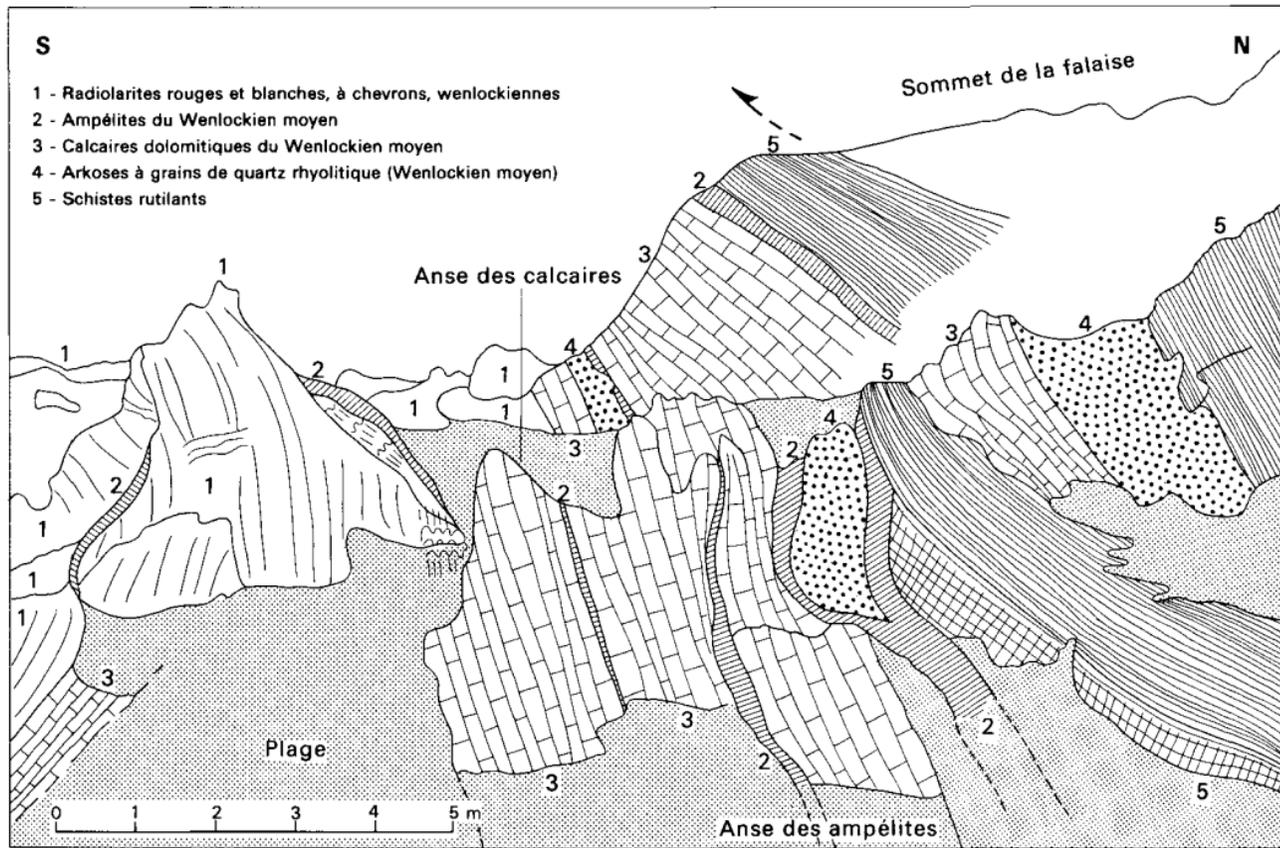
**Les phases viséennes sont représentées par :**

— *des plis en chevrons (P4)*. Dans les radiolarites noires, au Sud-Est de Sainte-Véronique, des plis en chevrons centimétriques à décimétriques, orientés N.NW, replissent les grands plis couchés éo-dévonien P2 (d'axe N70 à N110°E). A la grotte triangulaire, et sur 50 m au Sud-Ouest, les radiolarites blanches et rouges sont plissées en chevrons serrés, décimétriques à métriques, à plan axial subvertical, ou déversés au Sud-Est. Leur axe, orienté N50 à N80°E, est courbe, plongeant parfois au Nord-Est, le plus souvent au Sud-Ouest (de 10 à 75°). Cette masse de radiolarites blanches et de schistes rouges, longue de 80 m en direction N70°E et large de 25 m, *pique donc du nez vers le Sud-Ouest*, relayée dans cette direction par les radiolarites du Tournaisien (elles aussi plissées en chevrons visibles), jusqu'à la limite des basses mers. Cisailée par plusieurs failles courbes, cette masse s'incurve ensuite vers l'Ouest sur l'estran, en une lentille de 100 m de longueur qui se termine en pointe, par ennoyage, flanquée au Sud par des ampélites et au Nord par des bancs calcaires. La grotte triangulaire elle-même est un grand chevron complexe, à coeur de schistes rouges. Son axe oscille de N50 à N70°E ; au Sud-Ouest, les termes sus-jacents aux radiolarites (ampélites et calcaires) sont entraînés dans les mêmes plis en chevrons, parfois jumelés. Les schistes rouges qui occupent le coeur des synformes et des antiformes comportent une forte schistosité de fracture très redressée, cisillant obliquement la foliation éo-dévonienne S<sub>1-2</sub>. Au fond de l'anse des radiolarites, dans l'angle nord-est, la déformation des lits siliceux est spectaculaire : ils sont repliés en plis couchés superposés, à plan axial subhorizontal et à charnière courbe (N20 à N80°E) ; les joints schisteux ont disparu par écrasement (fig. 3) ;

— *un serrage des plis isoclinaux antérieurs*. Lors de la structuration des terrains tournaisiens et viséens en plis isoclinaux décamétriques (cf. le "synclinal"), le complexe silurien a aussi subi ces contraintes ; mais il était déjà fortement plissé et boudiné ; on peut penser que la poussée N-S viséenne a surtout contribué à accentuer le serrage des plis éo-dévonien, puis à les cisailer en écailles, chevauchant du Nord vers le Sud.

#### **Wenlockien supérieur (Homérien)**

La partie supérieure de la Série de Wenlock, située au-dessus des radiolarites, affleure sur l'estran de Brétignolles au Sud du front de chevauchement des porphyroïdes sur le Silurien ; elle s'étend sur 200 m en direction N-S et sur 500 m en direction E-W, où elle s'ennoie sous la mer. Elle est composée de plusieurs membres, disposés en lits boudinés, discontinus, revenant à l'affleurement selon de nombreux plis. Elle est particulièrement bien exposée dans l'anse des calcaires et celle des ampélites (fig. 5), à 80 m au Nord-Ouest du "synclinal", où elle affleure sur 150 m de longueur, en falaise et sur le haut estran. Elle comprend, de la base au sommet, des ampélites à nodules phosphatés, des calcaires dolomitiques, des arkoses tufacées, des schistes sanguine et des lentilles de phtanite. Dans l'anse des calcaires, entre les radiolarites, au Sud, et la falaise, au Nord, la puissance apparente de cette formation (très plissée) est de 25 m environ. Elle est recouverte, au Nord, par des schistes roses du Tournaisien.



**Fig. 5 - Vue perspective sur le flanc ouest de l'anse des ampélites et de l'anse des calcaires (d'après une photo Bauchet)**

Sur l'estran, cet ensemble revient à l'affleurement selon quatre mégaplis, plus ou moins écaillés, de direction N90 à N110°E, déversés vers le Sud. La seule formation continue quoique de largeur très inégale est celle des ampélites qui sillonne l'estran sur 500 m de longueur, depuis l'anse des ampélites jusqu'à la mer, à l'Ouest. La multiplicité des faciès traduit les conditions troublées de la sédimentation dans ce milieu littoral. Métamorphisé et plissé au cours de l'orogénèse éo-dévonienne, à nouveau plissé et écaillé lors de l'orogénèse viséenne, cet ensemble présente une structure très compliquée, que nous avons étudiée en détail et cartographiée à 1/100, sur plus de 3 000 m<sup>2</sup>, sur le haut estran, à la Parée nord.

La présence ou l'absence de calcaire associé aux ampélites résulte des irrégularités de la sédimentation. D'après les faciès et les faunes, les dépôts s'effectuaient dans des fonds de golfes peu profonds, où se déposaient localement des boues vaseuses noires, ou des boues calcaréo-magnésiennes, et où parvenaient de temps à autres des boues argileuses et ferrugineuses, ou encore des sables feldspathiques, apportés par les cours d'eau et provenant de l'érosion des coulées rhyolitiques ignimbristiques contemporaines, dont les témoins affleurent aujourd'hui à 10 km à l'Est, vers Saint-Julien-des-Landes et la Chapelle-Hermier ; il faut associer à ceux-ci les témoins, charriés, des porphyroïdes de la Sauzaie, immédiatement au Nord de Brétignolles (*cf.* carton couleurs).

**52A. Ampélites à nodules phosphatés, avec Chitinozoaires et Acritarques.** Une formation ampéliteuse, ne dépassant pas 5 m d'épaisseur au total, repose directement sur la série rythmique inférieure à Graptolites, avec un passage progressif, bien visible sur l'estran, au Nord-Ouest du rocher Sainte-Véronique, ainsi qu'en falaise, à 60 m au Sud-Est de celui-ci ; à la sédimentation silico-argileuse de type radiolarite succède une sédimentation vaseuse riche en carbone organique, où les lentilles phosphatées sont nombreuses et forment parfois la moitié du volume de la roche. Au deuxième point indiqué, la base des ampélites se trouve à 0,80 m au toit de la couche de schistes rouges à nodules à Graptolites du Wenlockien inférieur, où ils se sont révélés les plus abondants (les couches sont renversées en cet endroit).

La formation est plissée avec les autres termes de la série de Brétignolles et revient plus de 15 fois à l'affleurement, depuis Sainte-Véronique au Nord jusqu'à 200 m au Sud. Elle est tantôt homogène, tantôt associée à des bancs de calcaires dolomitiques, disposés en alternance, épais de 1 cm à 1 mètre. Cette association est bien visible dans l'anse des ampélites (fig. 5).

Très friables, noires et graphiteuses, les ampélites sont feuilletées, la structure en est plus ou moins litée, avec une matrice phosphatée extrêmement fine parcourue de lits noirs graphiteux épais de quelques micromètres ; généralement peu micacées, elles comportent localement des lits plus siliceux, de 1 à 2 cm d'épaisseur, passant au phtanite et des lentilles phosphatées de plusieurs mètres de longueur, atteignant 3 à 10 cm d'épaisseur.

Plus de 1 300 nodules ont été étudiés en lame mince : les uns sont constitués d'un fin microquartzite saupoudré de matière graphiteuse disposée en masses nuageuses, en grumeaux ou en petits flocons ; dans d'autres, l'hydroxyapatite est concentrée en masses compactes ; enfin, certains sont presque entièrement faits de ce minéral, largement cristallisé, dans une fine trame quartzreuse ; il forme des rubans entrelacés, droits ou courbes, dans lesquels les fibres sont orientées perpendiculairement à l'allongement des rubans. Des analyses chimiques de nodules reflètent la variabilité de leur teneur en silice, fer, cuivre

et phosphate ; ce dernier représente 7 à 58 % de la roche ; sa teneur moyenne est de 45 %.

L'étude des nodules en plaque mince montre que beaucoup d'entre eux sont abiologiques ; dans d'autres, les microfossiles sont rares ou au contraire très abondants. Quelques restes de Graptolites ont été observés. Une cinquantaine de restes de Chitinozoaires, provenant de trois plis différents des ampélites, ont été découverts en 1967 et déterminés par G. Deflandre. Cinq genres, dont trois limités au "Gothlandien" - sont représentés : *Angochitina echinata* Eis., *A. capillata* Eis., *Conochitina cf. simplex* Eis., *Sphaerochitina sphaerocephala* Eis., *Rhabdochitina conocephala* Eis. Cette découverte a permis d'établir l'âge silurien des nodules des ampélites de Brétignolles (Defl. et Ters, 1970).

Outre les Chitinozoaires, les nodules des ampélites renferment diverses formes de microfossiles *incertae sedis*, réunis par G. Deflandre sous le nom de *Papinochium dubium* (Defl. et Ters, 1966). Quelques Hystricosphaeridés ont été récemment dégagés par Ch. Comble-Despaquis et photographiés au MEB (1984). Les formes peuvent être comparées, sans aucune certitude, à *Multiplisphaeridium ramusculosum* (Defl.), *M. arbusculiferum* (Downie) et à *Buedingrisphaeridium brevispinosum callosum* (Sanneman) (pl. IV, n° 1,3,4,5) (déterminations M. Moreau-Benoît). Des *Papinochium*, vus en lame mince, sont figurés (pl. IV, n° 6,7,8).

Dans certains échantillons, la trame graphiteuse contient des centaines de petites lentilles siliceuses limpides de 0,1 mm de longueur en moyenne, qui pourraient être les restes recristallisés de Radiolaires, comme dans les radiolarites sous-jacentes.

● **Métamorphisme et déformation éo-dévonien dans les ampélites.** Les ampélites encaissant des nodules phosphatés ont subi un épi-métamorphisme léger, avec développement de séricite. La schistosité S<sub>1</sub>, parallèle à S<sub>0</sub>, est reprise par une schistosité S<sub>2</sub>, qui est elle-même plan axial de plis couchés décimétriques à centimétriques, parfois repris par des petits plis en chevrons à plan axial subvertical. La présence de noyaux résistants dans une matrice relativement souple a été favorable à la déformation des corps anté-métamorphiques : les nodules (phosphatés ou siliceux) sont étirés en lentilles ou en fuseaux, et prolongés à leurs extrémités par des "queues" de quartz, mêlées de séricite, cristallisées en ombres de pression. Ils forment parfois des loupes aplaties de plusieurs centimètres de longueur, morcelées et tronçonnées en rondelles par un intense boudinage, en une dizaine de morceaux, cimentés par du quartz mylonitique étiré, parfaitement orienté dans le plan de foliation S<sub>2</sub>.

Les phénomènes d'étirement, de cisaillement et de cimentation par du quartz mylonitique sont identiques dans ces nodules siluriens et dans les porphyroblastes de quartz et de feldspath des métavolcanites de la Sauzaie, qui chevauchent les phanites siluriens.

A l'échelle métrique, le plissement et le boudinage du niveau des ampélites sont bien visibles, sur le haut estran, dans l'anse située au Sud du rocher Sainte-Véronique ; les radiolarites noires du Wenlockien inférieur y alternent avec les ampélites, en une série de plis, où ces dernières occupent une position synclinale. Orientés N60 à N80°E, les plis couchés sont déversés vers le Sud et découpés par le boudinage en lentilles de 5 à 7 m de longueur et de 0,5 à 2 m d'épaisseur (fig. 4), leur axe, subhorizontal, se relève aux deux extrémités du boudin, formant une courbe à concavité tournée vers le haut. A l'Ouest de la

grotte triangulaire, un grand pli couché d'ampélites, très aplati, d'axe E-W et long d'une vingtaine de mètres, est repris par des replis en chevrons obliques, d'âge viséen. A la Pointe des ampélites, les plis éo-dévonien P<sub>2</sub> d'axe E-W à N110°E, déversés au Sud-Ouest, sont replissés par des chevrons P<sub>3</sub> orientés à N50°E dont l'axe plonge de 10 à 20° vers le Sud-Ouest.

A l'intérieur des terres, des ampélites sont souvent associées au phthanite (le Brethomé, le Peuple).

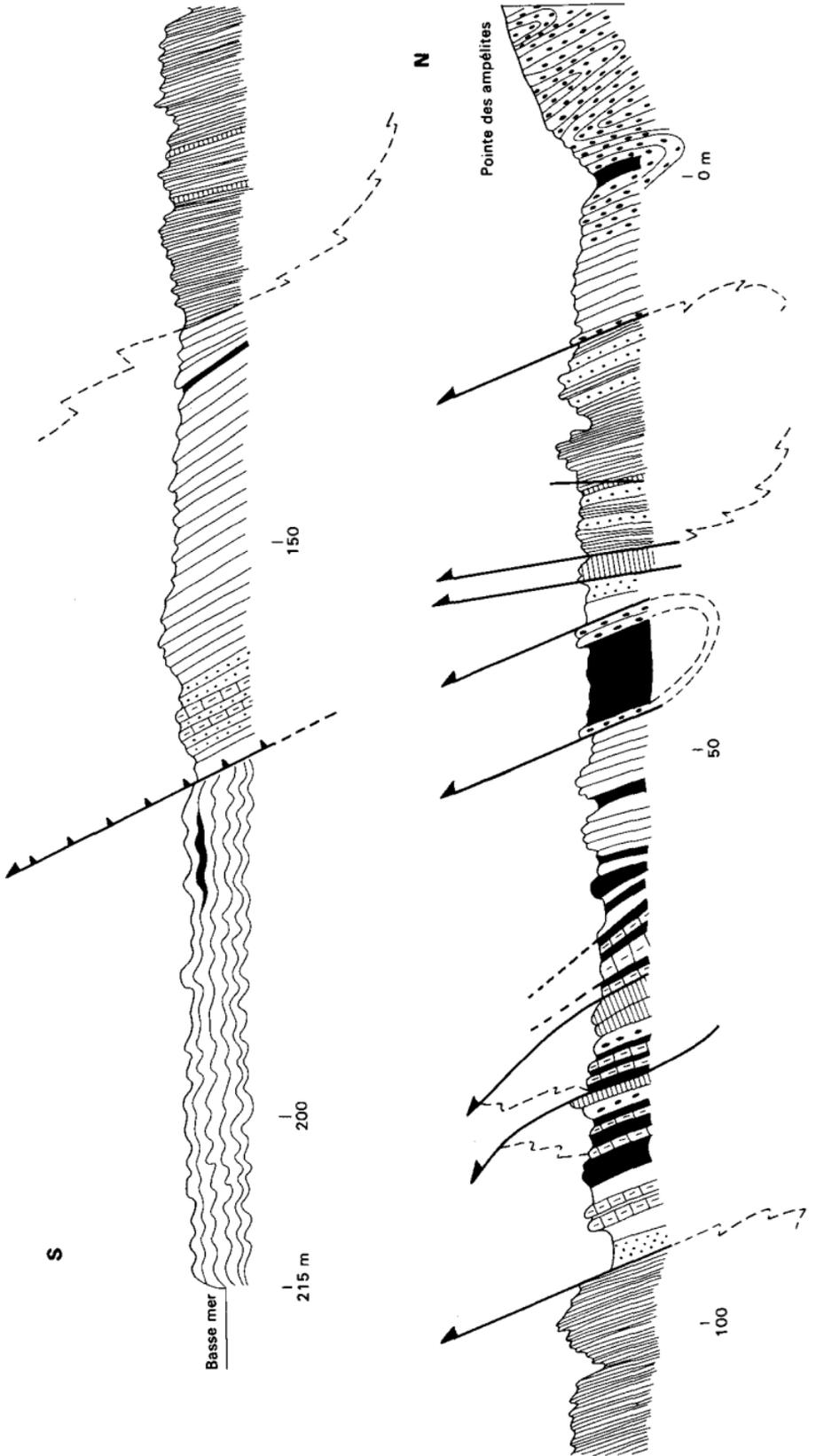
52C. Calcaires dolomitiques. A Brétignolles, sur la côte, on peut voir des bancs de calcaire dolomitique, de 1 cm à 2 m d'épaisseur, souvent groupés, de teinte blanche, grise ou beige, noire ou rose. Ils renferment CO<sub>3</sub>Ca et CO<sub>3</sub>Mg en proportions égales, avec des impuretés réparties en lits (graphite, oxyde de fer, rares clastes de quartz et de mica blanc). Le lieu de cette précipitation chimique était tout proche d'une vase noire aux eaux noires, non loin du rivage, où s'accumulait une thanatocénose abondante de microplancton ; des lits de vase noire, épais de 50 à 70 cm, recouvraient de temps en temps les couches de vase calcaire (les futurs lits d'ampélites).

Dans "l'anse des calcaires" située à 120 m au Nord-Ouest du "synclinal", les bancs calcaires, épais de 2 m au maximum, alternent avec des couches d'ampélites, de schistes rouges à nodules siliceux noirs, de schistes rouges à grains de quartz rhyolitique et de feldspath. Grâce à un levé au centième, nous avons pu reconnaître, dans ce complexe extrêmement boudiné (et plissé), sept niveaux principaux de calcaire dolomitique, sept d'ampélites, cinq de schistes arkosiques et sept de schistes rouges, pour une puissance totale de 15 m environ (originels, ou réaffleurant par plis).

A l'Ouest de Sainte-Véronique, sur tout le bas estran, le complexe ampélite-calcaire affleure sur les flancs de trois méga-plis anticlinaux enveloppés par les schistes rouges tournaisiens (fig. 2 et 5). Un autre de nos levés à 1/100 recoupe les calcaires (10 niveaux), les ampélites (12 niveaux), les lentilles de schistes rouges à grains de quartz "rhyolitiques" et de feldspath (4 niveaux) qui alternent de façon irrégulière, en couches de 0,10 à 5 m d'épaisseur (cf. fig. 5).

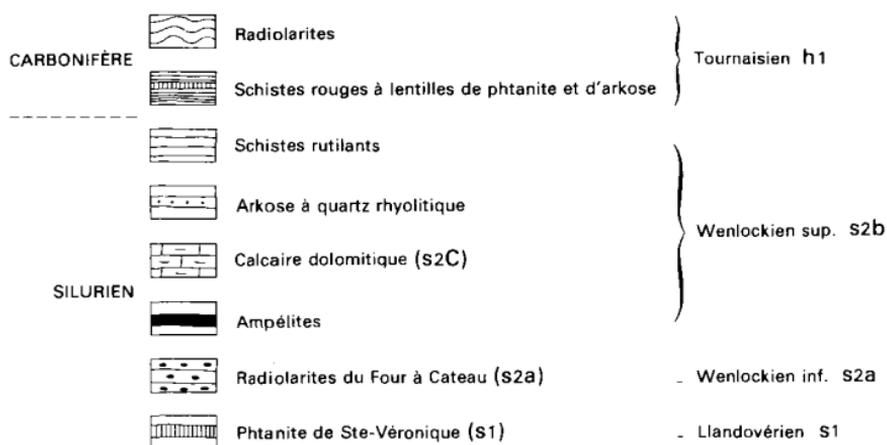
Le calcaire dolomitique est massif ou très finement lité par de minces passées graphiteuses ou ferrugineuses, intercalées à 1 ou 2 mm de distance. Le faciès est celui d'une dolomicrite, passant à la microsparite par recristallisation métamorphique, soit en lits, soit en lentilles. Dans les plans de laminage, les grains de carbonate recristallisés peuvent atteindre 1 mm. Les interclastes sont exceptionnels : ce sont des éclats anguleux de quartz limpide, de 0,5 à 1 mm, *premier écho sédimentaire probable du volcanisme rhyolitique continental contemporain.*

La microfaune est très rare, entièrement recristallisée et indéterminable ; par contre, des Polypiers et des entroques y ont été découverts par D. Maillet.



L'épimétamorphisme qui affecte la série silurienne a provoqué la recristallisation totale des calcaires, d'abord en une dolomicrite très fine (particules de 1 à 4 microns). A la suite de cisaillements parallèles au plan de schistosité (S1-2), certains lits ont recristallisé en rhomboédres de calcite millimétriques ; au paroxysme du laminage, ces lits furent étirés en chapelets de boudins, rappelant tout à fait la structure des lits à nodules des ampélites, et aussi des tuffites boudinées du Nord de la plage de Sauveterre. A l'échelle métrique, le boudinage des bancs est spectaculaire dans "l'anse des calcaires" ; les boudins y atteignent 0,20 à 1,50 m de longueur, sont effilés aux extrémités et certains d'entre eux ont une allure faiblement sigmoïde, impliquant un cisaillement d'Est en Ouest. Une schistosité S2 est plan axial de plis décimétriques P2, d'axe E-W, affectant des lits grossièrement recristallisés. Ces déformations sont à rapporter à l'orogénèse éo-dévonienne. Ultérieurement, les calcaires ont été fissurés et écrasés ; des petits plis ouverts, en chevrons, de plan axial subvertical ou un peu déversé au Sud-Ouest, de direction N150°E, affectent quelques niveaux. Très fréquents dans les terrains dinantiens (série varvée rouge et blanche), ou siluriens (radiolarites à Graptolites), ces plis sont à rapporter à l'orogénèse viséenne (P4).

**s2A(1). Arkoses à quartz rhyolitiques et schistes rutilants à phtanite.** Dans l'anse des calcaires et le long des mégaplis qui sillonnent l'estran de la Parée, au Nord-Ouest du synclinal, on peut observer des lentilles de méta-arkoses, longues de 1 à 10 m et épaisses de 2 m au maximum. Elles sont toujours intercalées dans le complexe ampélites - calcaires - schistes rutilants et reposent indifféremment sur l'un ou l'autre de ces termes. En falaise, entre l'anse des ampélites et celle des calcaires, une lentille arkosique épaisse de 0,80 m et longue de 5 m, est coincée à l'intérieur d'un banc ampéliteux qu'elle partage en deux (c'est le lieu des "ampélites bifides", site privilégié où a été trouvé le premier fossile silurien de Brétignolles, un Chitinozoaire) (fig. 5 et 6). Ainsi, des dépôts sédimentaires de milieu très calme (golfs peu profonds) étaient interrompus par des apports grossiers.



**Fig. 6 - Coupe du Silurien, de la Pointe des ampélites, en falaise, vers la mer, en direction N 170° E.** Cette coupe comporte trois zones anticlinales, disloquées en écaillés chevauchantes, sur une distance de 170 m. Les zones anticlinales sont représentées par le phtanite du Llandovérien, les radiolarites, les ampélites, les calcaires, les arkoses et les schistes du Wenlockien ; les zones synclinales sont occupées par les schistes rouges du Tournaisien. Le Silurien chevauche les radiolarites du Tournaisien (d'après un levé effectué à 1/100)

Les méta-arkoses ont une matrice essentiellement constituée de séricite, en lits épais alternant avec de fins lits siliceux ; la foliation est très marquée, dans le plan S<sub>1-2</sub>. De nombreux clastes de quartz criblent cette trame en fragments anguleux de 0,01 à 0,03 mm ; mais nombreux aussi sont les grains de quartz "rhyolitiques" entiers, à golfes en doigts de gant (remplis par la matrice quartzo-sériciteuse). Les clastes de quartz de plus de 1 mm sont très étirés et cisailés en rondelles perpendiculaires à l'étirement, exactement comme le sont les quartz rhyolitiques des porphyroïdes de la Sauzaie et les nodules phosphatés inclus dans les ampélites ; les morceaux disjoints sont réunis par de la fine séricite, orientée dans le sens de l'étirement. Les phénoclastes de feldspath, presque complètement altérés, ont laissé des cavités aussi étirées, souvent épigénisées par de la calcite. Quelques fragments de biotite subsistent avec les autres débris.

Deux hypothèses pourraient expliquer l'irruption de ces dépôts grossiers, peu épais mais répétés au moins cinq fois dans ce calme milieu de dépôt péliclique et de précipitation chimique carbonatée : l'arrivée de matériaux continentaux au débouché d'une vallée, provenant de l'érosion des émissions rhyolitiques et ignimbritiques contemporaines, ou bien la retombée dans la mer de tufs volcaniques provenant de ces éruptions, à proximité du rivage. La première hypothèse paraît la plus vraisemblable, en raison du caractère très localisé du dépôt, de son aspect lenticulaire, de la grande importance de la matrice argileuse et du triage à prédominance de quartz. Le remaniement par l'eau des matériaux volcaniques a dû s'effectuer sur une courte distance et très rapidement. Cet écho des émissions rhyolitiques contemporaines (massifs de Saint-Julien-de-Landes et de la Chapelle-Hermier) confirme que le rivage était proche, lors du dépôt des calcaires et des ampélites : la microfaune de ces dernières est, d'ailleurs, une thanatocénose déposée dans un golfe peu profond.

Il est intéressant de rapprocher ce dépôt marin détritique, très côtier, d'une séquence volcano-sédimentaire contemporaine, visible à la Vaud, en la Chapelle-Hermier, à 15 km au Nord-Est de Brétignolles : au-dessus des phtanites du Llandovérien, épais d'une vingtaine de mètres, se déposèrent des boues noires semblables à celles qui ont engendré les ampélites ; des coulées rhyolitiques ont envahi ce golfe aux eaux noires, l'asséchant du même coup : les rhyolites de base, brusquement solidifiées, sont noires, ayant intégré dans leurs fissures le graphite en suspension dans les eaux ; par contre les rhyolites sus-jacentes, déposées à l'air libre, ont une teinte normale rosée et sont dépourvues de graphite.

*Schistes rutilants à lentilles de phtanite.* Dans l'anse des calcaires, le sommet du complexe ampélites - calcaires est constitué par des schistes ferrugineux, pélitiques, incluant une fine poussière de quartz, dans lesquels sont intercalées des lentilles de phtanite de 10 à 20 cm d'épaisseur. Cette formation passe aux schistes roses, placés dans le Tournaisien.

**Métamorphisme, plissements et cisaillements dans les terrains siluriens de la série de Brétignolles**

#### *Pendant les phases éo-dévonniennes*

● *Métamorphisme épizonal.* Schistosité de flux S<sub>1</sub> (= S<sub>0</sub>), plan axial de plis P<sub>1</sub>, isoclinaux (mm à cm) d'axe N-S ou courbe, ultérieurement aplatis dans le plan de foliation S<sub>2</sub>. Paragenèse : quartz et séricite orientée, et lentilles de quartz d'exsudation.

● **Métamorphisme épizonal.** Schistosité de flux S<sub>2</sub> (transposant S<sub>1</sub>), plan axial de plis P<sub>2</sub>, isoclinaux, subcylindriques, d'axe E-W, parallèle à la direction d'étiement plissant les lentilles de quartz S<sub>1</sub> (échelle millimétrique à kilométrique). Paragenèse : quartz et séricite orientée(\*).

● **Linéation d'étiement E-W**, accompagnant la schistosité S<sub>2</sub>, parallèle à l'axe des plis P<sub>2</sub> :

— étiement corrélatif des phénoclastes de quartz et de feldspath et des lentilles siliceuses formées dans S<sub>1</sub> ;

— étiement des nodules siliceux, ou silico-phosphatés dans les radiolarites, les ampélites, etc. ;

— cisaillement corrélatif N-S des phénoclastes et des nodules dans les arkoses, les ampélites, les radiolarites ;

— boudinage de toutes les formations, à toutes les échelles (mm à hm).

● **Cristallisations orientées, contemporaines de l'étiement :**

— en ombres de pression, avec quartz et séricite : aux extrémités des phénoclastes ; aux extrémités des nodules centimétriques ; le long de quelques têtes de plis centimétriques ;

— en quartz mylonitique dans les fissures des phénoclastes et nodules étirés, en fines lamelles parallèles au plan de foliation S<sub>2</sub>.

● **Cisaillement**, subparallèle à la foliation S<sub>2</sub>, contemporain du métamorphisme.

● **Filonnets de quartz** millimétriques, obliques à la foliation, à plis *ptygmatisques* de même plan axial que la roche encaissante (S<sub>2</sub>) (visibles dans les phtanites).

● Après le métamorphisme, **grand chevauchement de la nappe des porphyroïdes** (déjà métamorphisées) sur les phtanites siluriens.

**Pendant la phase viséenne**, la série silurienne est restée dans le domaine anchizonal, comme la série dinantienne ; la paragenèse quartz-séricite acquise n'a pas changé. Par contre, les déformations observées sont très importantes :

● **Plis en chevrons P<sub>4</sub>** (parfois replissés), centimétriques à plurimétriques, accompagnés d'une schistosité de fracture. Ils sont toujours très obliques par rapport à l'axe E-W des plis isoclinaux éo-dévonien ; ils sont de taille métrique dans les phtanites situés à l'Ouest de Sainte-Véronique (au Sud du plan de chevauchement de la nappe), dans les radiolarites wenlockiennes (entrée du Four-à-Cateau, grotte triangulaire), dans les ampélites et les calcaires. Ces plis déforment le litage et la foliation éo-dévonienne S<sub>2</sub>, mais sans recristallisation.

● **Chevauchements et écaillages.** Un grand chevauchement, orienté N70°E, provoque le recouvrement des terrains dinantiens par ceux du Silurien ; il part du fond de l'anse des radiolarites blanches et rouges "varvées" wenlockiennes, et se dirige en direction N70°E vers la mer. Le grand chevauchement de la

(\*) Les bancs très ferrugineux, pauvres en mica et en silice, n'ont qu'une schistosité très fruste. Dans les termes supérieurs, les recristallisations métamorphiques sont moins intenses que dans les termes inférieurs.

nappe des porphyroïdes sur le Silurien a rejoué vers le Sud, *il recouvre les phtanites à grands plis en chevrons viséens*. L'écaillage généralisé sur tout l'estran de Brétignolles est postérieur à la formation des grands plis ouverts qui affectent le Dinantien, eux-mêmes écaillés et chevauchants. Avant ces écaillages, les terrains siluriens étaient déjà très fortement boudinés et plissés. Mais le déversement des plis vers le Sud a été accentué, en même temps que celui des grands plis formés dans le dinantien.

**Pendant les phases de décrochement sudètes (et ultérieurement).** On observe deux séries de décrochements :

— *des décrochements sénestres*, à rejet de 30 à 150 m (au Marais-Girard, dans le Dinantien, au Sud-Ouest et au Nord-Ouest du dyke de quartz, ainsi qu'à travers la roche du Repos). A la Parée nord, au Nord du "synclinal", le long du plan de chevauchement des radiolarites wenlockiennes (série varvée) sur le Tournaisien (ce grand plan est repris par ce mouvement sénestre), ainsi qu'au Sud-Ouest de la pointe des ampélites (*cf.* plan en couleurs). Les directions de ces décrochements sénestres, qui découpent l'estran de Brétignolles en blocs subparallèles, sont comprises entre N60 et N80°E, comme celle du dyke du Marais-Girard ;

— *des décrochements dextres, en zig-zag ou en marches d'escalier* (et non en Z). La direction des couches passe successivement de l'orientation E-W (N90°) à N110°, N140° et même N160°E à la direction N110°E pour revenir à N90°E. La résultante de ces courbures est un décrochement d'ensemble dextre. Le plus remarquable sur cette feuille est celui qui, partant des rochers des Pîlours, au large de Saint-Gilles, se dirige vers les îlots du Prégneau (de la Sauzaie), puis vers l'anse de Sainte-Véronique et disparaît sur le toit de la grotte du Four-à-Cateau. Entraînant, le long de sa courbure, la trace du plan de chevauchement des porphyroïdes sur le Silurien, ce grand décrochement est évidemment postérieur au chevauchement lui-même. De nombreux autres décrochements dextres sillonnent l'estran ; leur tracé est accompagné de grands miroirs de failles et de brèches importantes.

### **Terrains carbonifères**

**h1R. Tournaisien inférieur. Formation des radiolarites et des schistes rutilants, avec intercalations de calcaire, d'ampélites et de phtanite.** Cet ensemble complexe, épais au total de 35 m environ, affleure sur l'estran du Marais-Girard, au Sud et à l'Ouest du "lac", ainsi qu'aux îlots des Osselins et en bordure sud de la Parée nord. Il est situé stratigraphiquement au-dessous des schistes roses, rutilants et bariolés du Tournaisien moyen et revient au moins 8 fois à l'affleurement, par plis-écailles fortement laminés.

● **Les radiolarites** se présentent tantôt en masses de 5 à 15 m d'épaisseur, formées de lits de microquartzites séparés par des joints de schistes rutilants, tantôt en lentilles métriques ou même centimétriques isolées dans les schistes.

La série la plus complète se trouve à la Parée sud, à l'angle sud-est du "lac", dans le prolongement de la rue de la Beschée, où elle fait partie du *flanc inverse* d'un grand pli anticlinal déversé vers le Sud. A la base, la masse principale a une puissance de 10 m environ ; les lits siliceux, épais de 1 à 2 cm, sont continus (contrairement aux radiolarites du Wenlockien, fortement boudinées) et séparés par des joints millimétriques ou par des couches de schistes rutilants épaisses de 0,40 à 0,60 mètre. De minces bancs de phtanite, de calcaire noir lité

et d'ampélites, sont intercalés dans cette première masse, redressée à la verticale.

Au Sud, des schistes bariolés, épais de 3 à 4 m, séparent cet ensemble d'une seconde masse, puissante de 5 m environ, où les intercalations schisteuses sont moins épaisses ; d'autres schistes bariolés les séparent d'une troisième masse, épaisse de 2 m seulement, plus graphiteuse et à joints minces. Le tout repose, en série inverse, sur les schistes bariolés (h1) et les turbidites du Viséen (d'après un levé au 100ème).

Un autre affleurement important de radiolarites forme une écaille de plus de 200 m de longueur et de 30 m de largeur, à la Parée nord, et comporte un lit d'ampélites interstratifiées ; elle se trouve dans le prolongement vers l'Ouest des radiolarites de la grotte triangulaire (Wenlockien inférieur) qui s'incurvent, elles, vers le Nord-Ouest sur l'estran.

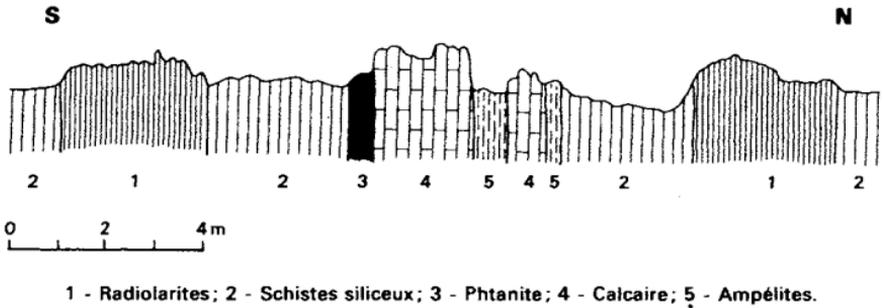
Les lits siliceux des radiolarites sont formés d'un microquartzite à grain extrêmement fin, parfois cryptocristallin, pur et incolore, ou pourvu de micas détritiques, de granules ferrugineux ou graphiteux disposés en lits. Dans de nombreux échantillons observés en lame mince, la trame siliceuse est criblée de lentilles quartzieuses à grain plus grossier, de 0,1 à 0,2 mm de longueur, et un peu aplaties ; certaines d'entre elles sont entourées d'une couronne de petites épines, qui permettent de les identifier comme des restes recristallisés de *Radiolaires*. Lorsque la roche est graphiteuse, ces derniers constituent jusqu'à un quart ou un cinquième du volume de la roche. Dans beaucoup de cas, la lentille siliceuse est occupée au centre par un petit amas graphiteux ou pyriteux. Quelques rares échantillons sont riches en phosphate de calcium, en petits flocons disséminés dans la trame siliceuse ; ils recèlent aussi des restes de *Radiolaires*, à structure interne conservée.

● **Les schistes rutilants** alternant avec les radiolarites forment des interlits millimétriques ou des couches de 1 à 5 m d'épaisseur ; ce sont des pélites silico-argileuses dont le litage est souligné par des débris micacés, des nodules chloriteux infra-millimétriques et des granules ferrugineux. Cette trame, mal consolidée, est criblée de lentilles siliceuses à grain plus grossier, allongées, de 0,1 à 0,3 mm de longueur ; chacune d'elles porte une inclusion noire, comme dans les radiolarites et les ampélites ; ces vestiges siliceux ovales pourraient être aussi d'anciens *Radiolaires*, tombés dans les boues rouges qui alternent avec les radiolarites purement siliceuses. *Ces schistes rutilants* très tendres, *n'ont pas de matrice recristallisée comme c'est le cas dans les schistes rutilants associés aux radiolarites "varvées" du Wenlockien inférieur*, à plis en chevrons (face à la grotte triangulaire) à la Parée nord.

● **Les schistes bariolés** (jaunes, rouges, violette) intercalés entre les masses de radiolarites sont peu consolidés et constitués de poudre de quartz (inférieur à 0,01 mm), avec de fins débris de mica et des granules ferrugineux.

● **Un complexe de calcaire, d'ampélites, de phtanite et de schistes siliceux** est interstratifié dans la formation des radiolarites du Tournaisien. Ramené à l'affleurement par des plis-écailles, cinq fois au moins, sur les rochers du bas-estran, à l'Ouest du "lac", on ne peut l'observer qu'à très basse mer.

Le gisement le plus accessible se trouve face à la rue de la Beschée, à l'angle sud-ouest du "lac" (fig. 7). Encadrés par des phtanites et des ampélites, les bancs calcaires sont subverticaux et orientés N90°E, puis déviés à N110°E du côté du large. La longueur de cette lentille interstratifiée est de 20 m environ, coupée en deux par une faille dextre, à décrochement de 0,50 m, orientée N340°E. Facile à identifier par les trous de *Pholliades* qui le criblent, le calcaire forme deux bancs (de 2 m et de 0,80 m d'épaisseur) séparés par des ampélites ; il est blanc, très finement cristallin, ou brun et ferrugineux ; de fins micas détritiques décolorés et des granules d'oxyde de fer lui confèrent un litage irrégulier (de 0,1 à 1 mm d'épaisseur). Des grains de quartz de taille inférieure à 0,1 mm y sont disséminés.



**Fig. 7 - Lentille de calcaire, phtanite et ampélites, intercalée dans les radiolarites du Tournaisien. Estran du Marais-Girard. Angle sud-ouest du "lac".** Longueur totale : 20 m

L'affleurement le plus important se trouve à l'Ouest du précédent, à la limite des plus basses mers, au Sud-Ouest du "lac". Encadré, au Nord et au Sud, par des ampélites, des schistes siliceux et des radiolarites "varvées", il est constitué par une masse de calcaire épaisse de 15 m environ ; longue de plus de 150 m, en direction E-W, elle s'ennoie sous la mer. Elle est disloquée en plusieurs écailles, orientées N90 à N110°E, verticales ou sub-horizontales. Là encore, le calcaire est localement très blanc et finement cristallisé, ou bien fortement écrasé et ferruginisé. Il est tapissé au Nord par une couche d'ampélites. Dans cette lentille, on observe des plis couchés d'axe N35°E, plongeant à 60° NE, et des plis en chevrons (cf. carton couleurs).

A l'Ouest du "lac", sur le bas-estran, le calcaire et les ampélites reviennent plusieurs fois à l'affleurement, par plis-écailles.

*Des bancs de phtanite*, épais de quelques décimètres, sont associés aux bancs calcaires et aux ampélites. La trame microquartzitique, très fine, est criblée de restes de Radiolaires étirés, ayant parfois conservé leurs épines ; leur taille atteint 0,2 à 0,4 mm de longueur.

*Les ampélites*, épaisses au maximum de 1 à 2 m (mais fortement laminées), sont intercalées dans la masse des radiolarites varvées, auxquelles elles passent progressivement (par exemple à l'angle sud-est du "lac" ou 200 m à l'Ouest de la grotte triangulaire), ou associées aux calcaires. La roche est schisteuse, rubanée, en lits inframillimétriques siliceux, parsemés de très fine

**TABLEAU I - CHRONOLOGIE DES OROGENÈSES SUCCESSIVES ET DES PHASES DE MÉTAMORPHISME ET DE DÉFORMATION AYANT AFFECTÉ LA "SÉRIE DE BRÉTIGNOLLES" ET LES TERRAINS LIMITOPHES**

<b>OROGENÈSE ÉO-DÉVONIENNE (LIGÉRIENNE)</b>		
<b>Terrains affectés : Silurien (Llandovérien, Wenlockien)</b> Terrains allochtones : porphyroïdes, Schistes de Saint-Gilles, prasinites de l'Aiguillon et du Fenouiller, Schistes à glaucophane de Bois-de-Céné <b>Métamorphisme épizonal (schistes verts)</b> Déformations plastiques pénétratives		<b>Localité ou site-type</b>
<b>Phases</b>	<b>Phases de cisaillement et d'étirement N-S</b>	
S <sub>1</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Métamorphisme à paragenèses épizonales : quartz, séricite-muscovite, chlorite, albite, microcline, épidote</li> <li>- Schistosité de flux et foliation S<sub>1</sub>, parallèle à S<sub>0</sub>, avec filons d'exsudation de quartz, albite, microcline, séricite, chlorite, épidote</li> </ul>	Schistes siluriens (Brétignolles, Parée nord),
P <sub>1</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Plis isoclinaux centimétriques P<sub>1</sub>, non cylindriques, d'axe N-S</li> </ul>	Porphyroïdes,
L <sub>1</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Linéation d'étirement N-S, plus ou moins prononcée (L<sub>1</sub>)</li> </ul>	Schistes de Saint-Gilles...
	<b>Phases de cisaillement et d'étirement E-W</b>	
S <sub>2</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Schistosité de flux et foliation S<sub>2</sub>, transposant S<sub>1</sub>, plan axial de plis subsoclinaux couchés P<sub>2</sub>, d'axe E-W (la direction initiale E-W a été ultérieurement déviée en N60 - N150°)</li> </ul>	Foliation du Silurien, des porphyroïdes, des Schistes de Saint-Gilles. Mégaplis de la Parée nord à Brétignolles. Plis décimétriques, au SW du rocher Ste-Véronique. Linéation d'étirement dans les radiolarites, les porphyroïdes, les calcaires, les nodules siliceux ou phosphatés. Boudinage généralisé. Cisaillement c" dans les calcaires siluriens...
P <sub>2</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Linéation minérale E-W (L<sub>2</sub>)</li> </ul>	
L <sub>2</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Linéation d'étirement E-W (L<sub>2</sub>), affectant les phénoclastes de quartz et de feldspath et les lentilles siliceuses S<sub>1</sub>, accompagnée d'un tronçonnement N-S et de recristallisations de quartz fibreux, orienté E-W</li> </ul>	
L <sub>2</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Cristallisations en ombres de pression, orientées E-W</li> <li>- Crêtes de quartz, à la charnière des plis P<sub>2</sub> (dans les radiolarites)</li> <li>- Boudinage intense E-W, dans les faciès compétents (calcaires, phtanite)</li> </ul>	
c"	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Cisaillements pénétratifs tardifs, d'Est en Ouest, faiblement obliques sur le plan de foliation S<sub>2</sub> (recristallisations dans les calcaires dolomitiques, basculement des phénoclastes et allure sigmoïde des boudins)</li> </ul>	
<p><b>Après le métamorphisme, pendant la phase de collision de deux masses continentales, arrivée de nappes de charriage précédemment structurées (à l'Eo-Dévonien), suivant les mêmes géométries que précédemment, à des distances inconnues par rapport à leur position actuelle :</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Nappe des porphyroïdes, chevauchant le Silurien de Brétignolles</li> <li>- Nappe des Schistes de Saint-Gilles, recouvrant les porphyroïdes</li> <li>- Nappe de roches volcaniques et volcano-sédimentaires, acides et basiques :                         <ul style="list-style-type: none"> <li>- rhyolites et prasinites de l'Aiguillon et du Fenouiller, sur les Schistes de Saint-Gilles</li> <li>- Schistes à glaucophane de Bois-de-Céné, sur les Schistes de Saint-Gilles</li> </ul> </li> </ul>		

TABLEAU I (suite)

OROGENÈSE HERCYNIENNE (VISÉO-SUDÈTE)		
<b>Terrains affectés :</b> Tournaisien-Viséen Terrains siluriens Terrains allochtones : plis post-nappes dans les porphyroïdes, les Schistes de Saint-Gilles, les prasinites de l'Aiguillon et du Fenouiller, les Schistes à glaucophane de Bois-de-Céné		<b>Localité ou site-type</b>
Niveau structural superficiel. Anchizone		
<b>Phases</b>	<b>Phase de serrage E-W</b>	
S3 P3	- Schistosité de plan axial naissante (chlorite) - Plis couchés cylindriques dans le Tournaisien de taille métrique, d'axe N-S, subhorizontal ou très incliné (selon les lieux), à charnière arrondie dans les Schistes de Saint-Gilles, les prasinites.	Parée nord de Brétignolles Rochers des Pineaux (en Croix de Vie) Carrière de la Poire (en le Fenouiller)
L3	- Faible linéation N-S et d'intersection	
	<b>Phases de serrage NE-SW</b>	
S4 P4	- Schistosité de fracture S4. <i>Strain-slips</i> , microlithons à charnière laminée, sous-millimétriques à décimétriques - Plis ouverts P4, plis en chevrons, en gouttières, en larges ondulations, centimétriques à kilométriques, d'axe N150°E (130 à 170° après déformations ultérieures), souvent courbe, à plongement NW ou SE. Plan axial subvertical ou déversé, tantôt au NE, tantôt au SW - Synformes du Fenouiller et de l'Aiguillon	Plis en chevrons dans les radiolarites du Tournaisien (estran du Marais-Girard à Brétignolles et bord sud de la Parée nord. Plis en chevrons dans les radiolarites du Silurien de la Parée nord, dans le banc de phtanite au Nord de la plage de Brétignolles... Plis en chevrons dans les Schistes de Saint-Gilles, les porphyroïdes, les prasinites Site-type : grand chevron complexe de la "grotte triangulaire", en falaise à la Parée nord (dans les radiolarites siluriennes), à Brétignolles
	<b>Phase de serrage N-S</b>	
S5 P5	- Schistosité ardoisière dans le Dinantien, schistosité de fracture et en éventail dans les plis P5 - Plis cylindriques, d'axe E-W subhorizontal (N60 à N110°E), décamétriques à kilométriques, et reprenant les plis en chevrons P4	Type : petit "synclinal", en falaise à la Parée nord de Brétignolles, dans le Tournaisien et le Viséen - Plis couvrant la Parée sud de Brétignolles (Marais-Girard)
	Ecaillage du Silurien de Brétignolles Nouvelle avancée des porphyroïdes sur le Silurien de Brétignolles (grands chevrons P4 recouverts par les porphyroïdes)	(Dinantien et Silurien)
	<b>Phase de serrage N-S régionale</b>	
P6	Plis pluri-kilométriques P6, d'axe E-W, plongeant à l'Ouest, et reprenant toutes les autres déformations.	Pli des Millauds à St-Michel-Chef-Chef, pointe Saint-Gildas, les Moutiers-en-Retz, Corcoué-sur-Logne, Sainte-Etienne-de-Mer-Morte, la Garnache, Coëx, Brétignolles
	<b>Phases de cisaillements NW – SE, "sud-armoricains" dextres (sudètes)</b>	Branches satellites recoupant les grands plis P6 en Vendée (Corcoué-sur-Logne)
<b>PHASES DE DÉCROCHEMENTS CARBONIFÈRES POST-VISÉENNES</b>		
	<b>Phase de décrochements senestres kilométriques</b> de direction N60 à N80°E	Dans le Dinantien, au Marais-Girard
	<b>Phases de décrochements dextres kilométriques</b> Décrochements rectilignes, ou en zig-zag, accompagnés de miroirs de failles et de brèches. Direction générale N150-170°E Décrochements conjugués N.NE – S.SW	Affectant le Tournaisien, le Silurien, les porphyroïdes, les Schistes de Saint-Gilles, en particulier le Wenlockien du "couloir", à l'Ouest de l'anse des calcaires, sur l'estran de Brétignolles
<b>OROGENÈSE HERCYNIENNE TARDIVE</b>		
	<b>Grands décrochements N-S à N160°E</b> , mettant en contact des unités géologiques différentes (par exemple, le Cambrien métamorphique et les schistes westphaliens de Sauveterre)	Décrochement de Sauveterre (post-westphalien) Décrochement des Sables d'Olonne Décrochement du Caillola

séricite et de matière graphiteuse. Elle contient de très nombreux petits nodules siliceux, étirés, de 0,2 à 0,3 mm de longueur, identiques à ceux qui criblent les radiolarites blanches ou beiges. Aucun nodule phosphaté n'y a été observé, alors qu'ils sont extrêmement nombreux dans les ampélites du Wenlockien.

*Les schistes siliceux* intercalés entre les radiolarites "varvées" et le complexe phthanite-calcaire-ampélite sont finement lités et sont criblés, eux aussi, de taches siliceuses très pures, ovales, restes probables de Radiolaires.

• **Origine des radiolarites du Tournaisien.** Cette masse importante de dépôts siliceux, très riches en Radiolaires, révèle l'existence, au Tournaisien, d'un milieu marin local particulier, très riche en silice ; celle-ci pourrait être liée à une activité volcanique sous-marine et à des remontées par *upwelling* ; on peut les comparer aux radiolarites du Jurassique supérieur, dans les Alpes. Leur dépôt s'est vraisemblablement effectué dans une petite avant-fosse, ultérieurement déformée et comblée par les turbidites sus-jacentes, au début de l'orogénèse viséenne.

• **Métamorphisme et déformations dans les radiolarites et les schistes rutilants.** Comme dans les schistes bariolés du Tournaisien moyen, ce complexe est de niveau anchizonal, sans recristallisation métamorphique, sinon en quartz dans les vestiges de Radiolaires et dans les innombrables filons résultant de l'écrasement de la série, à la fin de la phase viséenne.

Les déformations sont particulièrement visibles dans les radiolarites blanches à joints de schistes rouges ; ce sont essentiellement des plis en chevrons P4, bien développés dans la lentille faisant face à la grotte triangulaire entre 150 et 350 m à l'Ouest ; mais ces plis y sont moins serrés et plus ouverts que dans les radiolarites du Wenlockien, qui les prolongent à l'Est, sur 150 m.

Au large du Marais-Girard, au Nord-Ouest du Corps de garde, on peut observer des plis en chevrons métriques P4, soulignés par les lits micro-quartzitiques. Ils sont obliques, par rapport à l'axe des grands plis E-W (P5), déversés au Sud, qui les reprennent. Ces plis en chevrons, d'axe N130°E, à charnière courbe inclinée de 35 à 55° vers le Nord-Ouest, ont un flanc Nord-Ouest toujours plus redressé que leur flanc nord-est.

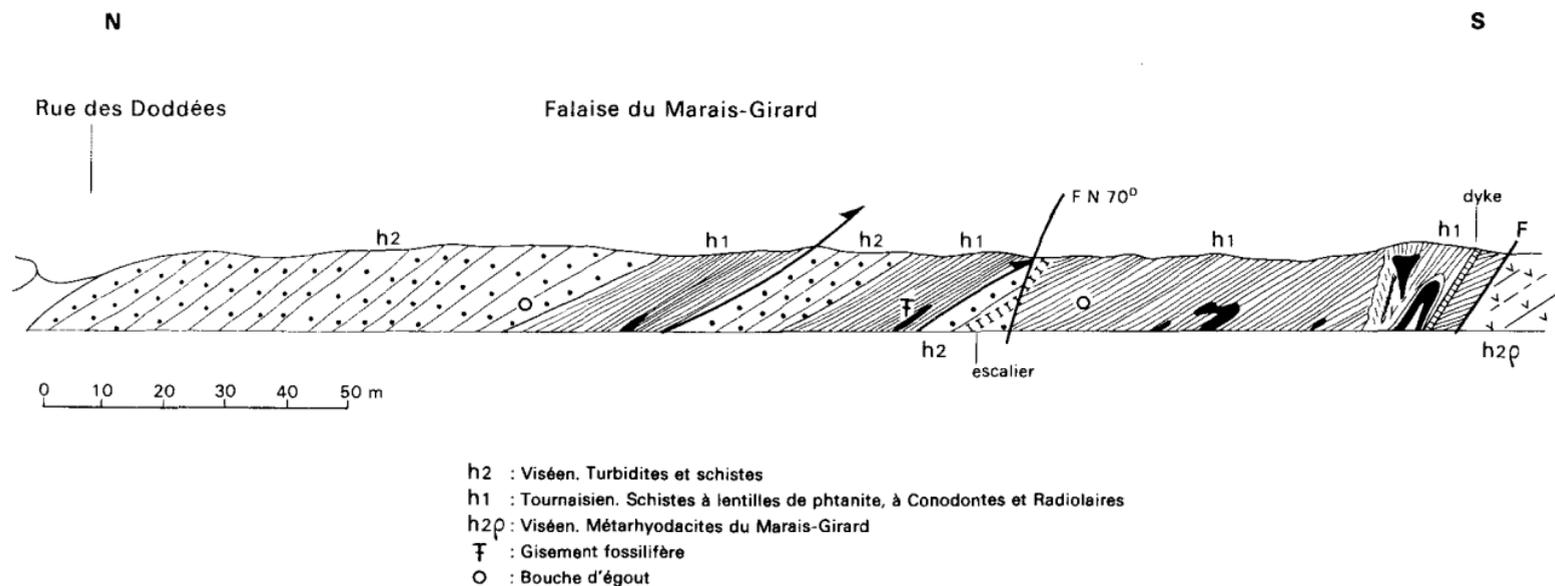
Par contre, la formation des radiolarites est très peu déformée, à l'angle sud-est du "lac", sinon par les grands plis couchés E-W décimétriques P5.

Lors de grande phase d'écaillage succédant aux plissements, les radiolarites tournaisiennes, déjà plissées en chevrons, furent cisailées en une grande écaille, longue de plus de 200 m et large de 30, orientée N70°E, à l'Ouest de la grotte triangulaire. Elle est chevauchée, au Nord, par le Silurien, qui forme le large estran de la Parée nord, jusqu'aux porphyroïdes.

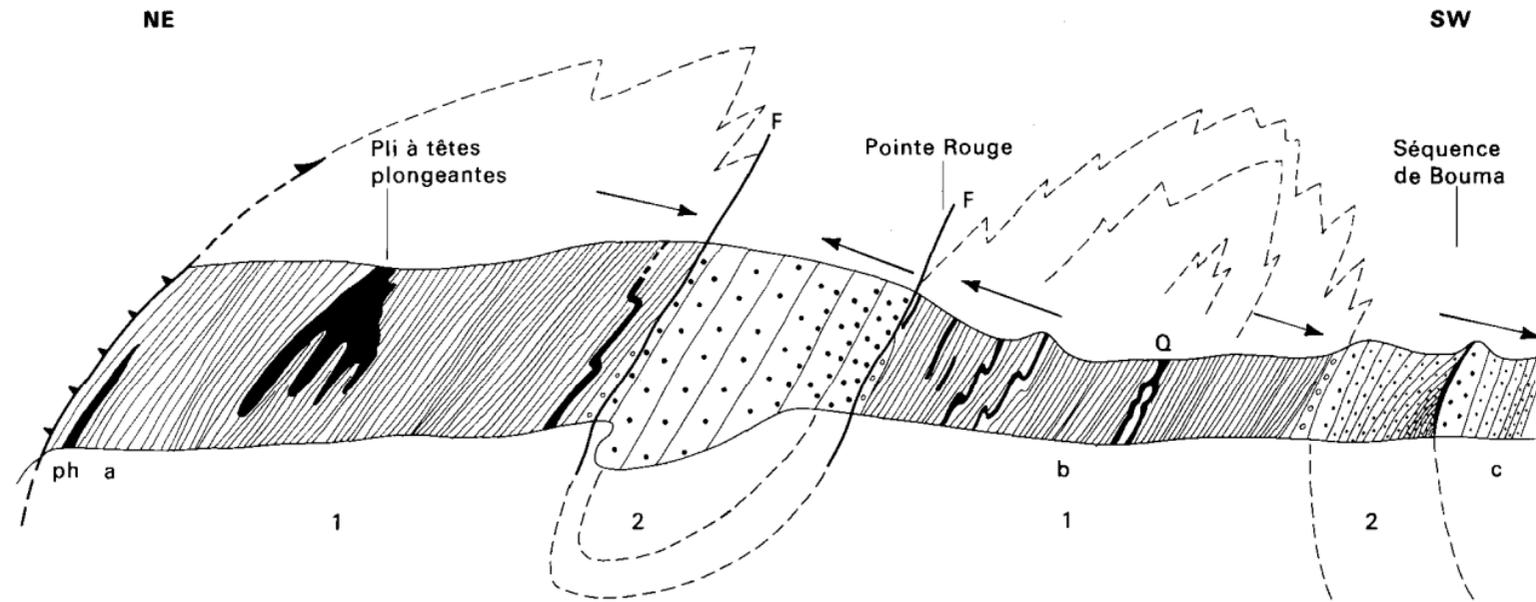
**h1. Tournaisien moyen-supérieur. Formation des schistes bariolés à Conodontes et Radiolaires, des schistes rutilants à lentilles de phthanite et des argilites (fig. 8).** Au-dessus de la formation des radiolarites "varvées" repose, au Marais-Girard et la Parée nord, une série de schistes et d'argilites de teintes variées, roses ou rutilantes, au sommet de laquelle se trouve un complexe de schistes versicolores (jaunes, rouges ou noirs) épais de 10 à 12 m et comportant quelques lentilles de lydiennes à nodules phosphatés, gisement de Conodontes et Radiolaires du Tournaisien moyen-supérieur. Ce niveau se trouve à quelques mètres au-dessous du passage aux turbidites h2G.

Etages	Not.	Ep. max (m)	Coupe	Formations
VISÉEN ?	h2	50		Turbidites du "synclinal" à séquences de Burma et schistes subardoisiers associés, noirs ou rubéfiés
TOURNAISIEN MOYEN - SUPÉRIEUR	h1	10		Schistes bariolés du Marais-Girard et de la pointe Rouge, à nodules phosphatés, à Conodontes et Radiolaires
		40		Schistes roses, violette ou rutilants à lentilles de phtanite (ph) et de radiolarites (R)
TOURNAISIEN INFÉRIEUR ?	h1R	35		Radiolarites rubanées et schistes rutilants, avec lentilles d'ampélites (2 m), de phtanites (1 m) et de calcaire (8 m) Schistes jaunes et bariolés
		30		Schistes roses siliceux, finement lités et schistes rouges en plaque; lentilles de phtanite à Radiolaires
		30		Schistes et grès siliceux, grès feldspathiques, arkoses et lentilles de phtanite

Fig. 8 - Colonne stratigraphique synthétique de la série dinantienne de Brétignolles



**Fig. 9 - Coupe de la falaise, du Corps de garde du Marais-Girard à la rue des Doddées.** La direction d'ensemble des couches est de N 110-140° E, avec un pendage de 40 à 60° au NE. Viséen et Tournaisien sont disposés en écailles chevauchantes



Les schistes tournaisiens (1) sont en position anticlinale par rapport aux turbidites viséennes (du synclinal) (2). La polarité des couches est indiquée par des flèches.  
 ph : phanite; a-b : falaise; b-c : haut-estran.  
 Longueur de la coupe = 50 m

**Fig. 10 - Coupe du flanc sud-est de l'anse des radiolarites "varvées" et de la pointe Rouge**

● **Le complexe inférieur**, épais de 40 m environ, est constitué de schistes sanguine à texture subardoisère, mais sans recristallisation de séricite ; il comporte de nombreuses petites lentilles de phthanite à Radiolaires ; les argilites, à trous de Phollades, sont peu siliceuses, non consolidées et riches en très fins débris micacés et siliceux.

● **Le complexe supérieur** (des "schistes bariolés") est exposé en falaise en deux points fossilifères : au Marais-Girard, à 80 m au Nord du dyke de quartz, à la Parée nord, immédiatement au Nord du "synclinal".

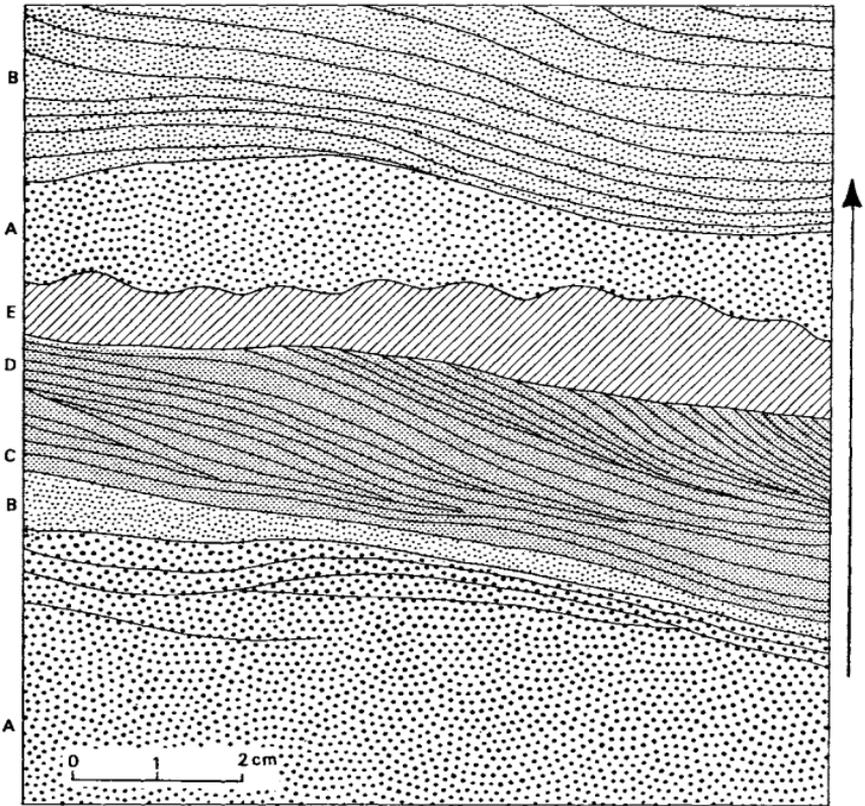
*Coupe du Marais-Girard* (fig. 9). Relevée au 100ème, elle s'étend entre le dyke de quartz et la cale faisant vis-à-vis à la rue des Doddées. Schistes bariolés et turbidites alternent en minces plis-écailles laminés, chevauchant du Nord vers le Sud, alors que sur l'estran les mêmes formations affleurent sur de bien plus grandes épaisseurs, en grands plis isoclinaux déversés au Sud.

*Coupe de la pointe Rouge, à 50 m au Nord du "synclinal" à la Parée nord.* La formation est ici beaucoup mieux exposée qu'au Marais-Girard. Elle est visible sur 12 m d'épaisseur et passe progressivement aux turbidites. Elle comprend des schistes subardoisiers rouges, jaunes ou bruns, comportant de nombreuses lentilles siliceuses, noires ou incolores, et des nodules phosphatés à Radiolaires tournaisiens, identiques à ceux du Marais-Girard ; mais aucun Conodonte n'y a encore été trouvé (fig. 10). Les schistes bariolés sont encadrés, au Nord-Est et au Sud-Ouest, par des turbidites. Du pied de la falaise (en b) vers l'estran, la polarité des couches est normale, comme l'attestent des séquences de Bouma (fig. 11) visibles sur le flanc inverse de l'anticlinal dont le flanc direct est cisailé, d'où un contact anormal, injecté de quartz, avec les turbidites sus-jacentes. Du haut en bas de la falaise et sur le haut-estran (au-dessous des turbidites du sommet de la falaise), la séquence des schistes bariolés, représentant les deux flancs d'un anticlinal à plan axial très redressé, est la suivante (du haut en bas) :

**Turbidites du sommet de la falaise**

0 - 2,30 m	: schistes rouges en grandes plaques, à lentilles d'hématite (25 × 3 m) nombreuses veines de quartz boudinées et lentilles de phthanite (20 × 4 cm)
2,30 - 2,80	: lentille de radiolarite blanche à nodules phosphatés contenant des Radiolaires (niveau à Conodontes) (20 × 0,50 m), à replis isoclinaux
2,80 - 3,20	: schistes rouges à lentilles de microquartzite gris ou noir
3,20 - 4,20	: schistes bariolés jaunes, oranges, rouges à rares lits de microquartzites plissés (plis de flanc normal d'un anticlinal)
4,20 - 6,20	: schistes finement lités, noirs, bruns, jaunes ou rouges, à nodules siliceux ou ferrugineux (à polarité vers le Nord)
6,20 - 7,20	: schistes sanguine à amygdales de quartz. Filon de quartz (vers le plan axial de l'anticlinal)
7,20 - 7,70	: schistes bariolés rouges, sanguine, ocre, à minces lits de lydiennes (60 × 4 cm), à plis couchés d'axe N-S, plongeant à 50° N
7,70 - 11,70	: schistes noirs, verts ou sanguine, en grandes plaques subardoisères à plis couchés de plan axial E-W
11,70 - 12	: argilites bariolées, litées, ocre vif et violacées, décolorées en "oeil de paon"

Turbidites (au Sud-Ouest) avec séquences de Bouma.



- A - Grès feldspathique à grain grossier, non structuré, avec *load-casts* et *flute-casts* à la base
- B - Grès feldspathique non structuré, à grain fin
- C - Grès finement lité, à stratification oblique
- D - Lits de sable fin à stratification oblique
- E - Argilites noires (*shales*)

**Fig. 11 - Séquence de Bouma dans les turbidites du Viséen.** Haut-estran, à 15 m au S.SW de la pointe Rouge (en direction N 200° E). Épaisseur totale de la séquence : 40 cm ; épaisseur des lits à stratification oblique : 5 cm

Toute la série des schistes bariolés est anchizonale, sans recristallisations métamorphiques ; une bonne schistosité subardoisère leur donne un débit en plaques lisses, à toucher soyeux. La trame sériciteuse est extrêmement fine, constellée de grains de quartz. Le fin litage sédimentaire est souligné par des fragments micacés décolorés, par un pigment ferrugineux et des grains de pyrite.

*Les nodules phosphatés à Conodontes et Radiolaires* sont associés aux couches siliceuses blanches ou aux lydiennes ; ils sont de petite taille (2 à 3 cm de long) et peu aplatés. La trame siliceuse est parsemée de flocons de phosphate de calcium et de matière graphiteuse. Sur une seule lame mince, on peut observer une centaine de restes de Radiolaires, très bien conservés, avec leurs épines et leur réseau externe. 35 d'entre eux se sont révélés très riches en Radiolaires bien conservés ; un seul, provenant du gisement du Marais-Girard, contenait en plus un faunule de Conodontes, qui a permis de dater ce niveau.

• **Microfaune.**

— *Conodontes* (planche III, B). La découverte des Conodontes est due à Ch. Despaquis-Comble, qui a réussi à les isoler de leur gangue phosphatée. Ils ont été déterminés par M. Weyant : "A Brétignolles-sur-Mer, les schistes bariolés intercalés entre les schistes rouges et les grès feldspathiques renferment de rares nodules siliceux, particulièrement phosphatés. L'un d'entre eux a livré, associée à des Radiolaires, une faunule de Conodontes, généralement fragmentaires et spécifiquement indéterminables, appartenant aux genres *Pseudopolygnathus*, *Polygnathus*, *Spathognathodus*, *Neoprioniodus*, *Hibbardella* et *Ozarkodina*. La présence du genre *Siphonodella*, représenté ici par trois espèces, *S. crenulata* (Cooper, 1939), *S. cooperi* Hass, 1959 et *S. aff. isosticha* (Cooper, 1939), permet d'attribuer à ce niveau un âge tournaisien, très probablement moyen. Ces formes sont caractéristiques de la zone à *Crenulata*, d'extension mondiale (Europe, Amérique du Nord, Afrique du Nord). Les gisements de Tournaisien les plus proches sont ceux de l'extrémité occidentale du Bassin de Châteaulin, du Ménez-Belair et de Laval, également reconnus à l'aide de Conodontes. Leur âge est cependant légèrement plus récent que celui de Brétignolles".

— *Radiolaires*. Ces fossiles, découverts dès 1965 dans les nodules phosphatés par M. Ters ont d'abord été étudiés en lame mince par G. Deflandre qui a souligné l'analogie de certains d'entre eux avec des *Archocyrtium* du Viséen de Cabrières (Hérault). Deux formes (*A. parvum* et *A. tersae* Defl.) ont été figurées et décrites par lui en 1972 et 1973. Elles ont été rapportées à *A. riedeli* par Despaquis-Comble en 1984 (planche IV, n° 13 et pl. V). Nous devons à Ch. Despaquis-Comble le dégagement des Radiolaires et leur étude au MEB (1984) (planches VI et VII, tableau II).

"Les nodules silico-phosphatés des schistes bariolés, datés du Tournaisien moyen ou supérieur par les Conodontes, ont également livré, après attaque HCl, une faune de Radiolaires remarquablement conservés. 22 espèces ont été reconnues dont 17 déjà décrites en bibliographie, 6 espèces (malheureusement trop faiblement représentées pour certaines) sont nouvelles (cf. tableau II). L'assemblage de ces 22 espèces de Radiolaires du Tournaisien moyen ou supérieur constitue un apport important à l'établissement de l'échelle biostratigraphique des Radiolaires du Paléozoïque. L'étude comparée avec des assemblages déjà connu [Tournaisien supérieur de Cabrières (Deflandre), Tournaisien inférieur et moyen de Ford Lake Shale en Alaska (Holdsworth & Jones & Allison), Tournaisien de la Formation de Baltalimani en Turquie (Holdsworth), Tournaisien du Massif schisteux rhénan (Moon-Zoo), Mississippien des Calcaires de Sycamore aux USA (Ormiston & Lane), Dévonien terminal de l'Ohio Shale aux USA (Foreman)] permet de les compléter et d'ébaucher la phylogénie des espèces. L'évolution très rapide au sein du groupe des Radiolaires est, une fois de plus confirmée.

Un second niveau s'est révélé productif en microfaune. En effet, le niveau du Wenlockien moyen a livré un ensemble d'Acritarches et de Radiolaires. Les Acritarches donnent un âge silurien, ce qui permet de caler les Radiolaires. Ces derniers appartiennent en grande majorité à la famille des *Entactinidae*. Leur structure interne ne pouvant être observée par suite d'une forte recristallisation, les déterminations génériques sont rendues délicates. Néanmoins ces formes correspondent à celles décrites dans la bibliographie pour des âges équivalents (cf. tableau II).

● **Métamorphisme et déformation des schistes bariolés.** Comme les radiolrites et les turbidites, cette série est anchizonale, sans recristallisation métamorphique. La séricite y est héritée ; dans les niveaux pélitiques fins, une forte schistosité subardoisière s'est développée, parallèle à  $S_0$  dans les parties non déformées. Dans les pélites plus grossières, la schistosité est très fruste et le peu de résistance de la roche permet aux Pholades d'y percer facilement des trous.

Les déformations sont très inégalement distribuées ; certains secteurs sont très plissés, d'autres ne le sont apparemment pas.



**Fig. 12 - Lentille plissée de microquartzite blanc à joints de schistes rouges, intercalée dans les schistes bariolés du Tournaisien. Flanc sud-est de l'anse des microquartzites. Hauteur du pli : 3,50 m ; largeur maximale : 3 m (d'après photo M. Ters, 1969)**

TABLEAU II - MICROFAUNE A RADIOLAIRES ET CONODONTES DU TOURNAISIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR DE BRÉTIGNOLLES

OrdoVICIEN	SILURIEN		DÉVONIEN	CARBONIFÈRE				Etages	Genres et Espèces
	Lland.	Wen.		Fam.	Tour.	Visé.	Namu.		
					★				<i>Popofskyellum undulatum</i>
					★				<i>Popofskyellum pulchrum</i>
				*	★				<i>Ceratothiacum aumexpectans</i>
				*	★				<i>Ceratothiacum sp. 1</i>
					★				<i>Albaillella paradoxa</i>
					★				<i>Albaillella sp. 1</i>
					★				<i>Albaillella ? aff. Neolbaillella</i>
					★				<i>Palaeocnidium cladophorum</i>
		*			★				<i>Archocyrtium riedeli s.l.</i>
					★				<i>Archocyrtium sp. 1</i>
					★	★			<i>Cyrtosphaeractenium mendax</i>
					★	★			<i>Cyrtosphaeractenium prudentigerum</i>
*				*	★	★			<i>Pylentonema antiqua</i>
					★				<i>Pylentonema sp. 1</i>
					★				<i>Trisenoisphaera sicarius</i>
					★				<i>Entactinia ? vulgaris</i>
					★				<i>Entactinosphaera ? brevishebes</i>
					★				<i>Entactinosphaera ? palimbola</i>
					★				<i>Entactinosphaera ? echinata</i>
				**	★				<i>Paleoxyphostylus varioispina</i>
					★				gen. sp. indet. ( <i>Entactinides</i> )
					★				<i>Radiolaires spiculaires</i> nov. gen. nov. sp.
		★							<i>Entactinosphaera ? (Entactinides)</i>
		★							<i>Palaeonolithus aff. stellatus</i>

\* répartition d'après la bibliographie ★ répartition constatée dans ce travail  
 — extension reconnue

— *Plis isoclinaux millimétriques à métriques P<sub>3</sub>*, d'axe N à N 40°E. On les observe dans les schistes près de la pointe Rouge, grâce au bariolage des couleurs, et dans les lits siliceux. Les axes plongent au Nord-Est (de 15 à 60°) ; dans le pli à quatre têtes plongeantes (fig. 12), visible sur le flanc sud-est de l'anse des radiolarites "varvées", l'axe de ces plis est orienté à 30°, plongeant à 15°E. L'orientation des schistes encaissants est N 75 à 100°E, avec un pendage à 40 à 50°NW.

— *Plis en chevrons P<sub>4</sub>* sont peu développés dans les schistes bariolés.

— *Plis isoclinaux décamétriques à hectométriques P<sub>5</sub>*. Ce sont de grands plis sub-verticaux ou plus ou moins déversés vers le Sud ou le Sud-Ouest (pendage de 60 à 90°). Leur axe E-W est subhorizontal ou faiblement penté, vers l'Est ou vers l'Ouest. Une schistosité de crénelation, en éventail, s'y est développée. Les grands plis anticlinaux des schistes bariolés et des radiolarites alternent avec les plis synclinaux formés par les turbidites.

— *Ecaillages*. Lors de la phase paroxysmale de plissement et de compression viséenne, se produisirent de nombreux laminages, écaillages et chevauchements.

h<sub>2</sub>G. Tournaisien supérieur-Viséen ? Formation des turbidites (grès feldspathiques), à intercalations de schistes ardoisiers (fig. 8). Cette formation plissée revient à l'affleurement une quinzaine de fois, sur l'estran du Marais-Girard et sur le bord sud de la Parée nord. Puissante de 50 m au moins, elle est constituée par une alternance de schistes feuilletés rouges ou noirs et de grauwackes en bancs massifs, généralement épais de 10 à 60 cm et au maximum de 5 mètres. Les schistes intercalaires prennent parfois un grand développement (2 à 5 m).

● **Les couches grauwackeuses** contiennent des grains de quartz et de plagioclase acide (rare) maclé, déchiqueté, de 0,05 à 1 mm de longueur, beaucoup moins abondants que ceux de quartz (0,5 à 3 mm), ainsi que des paillettes remaniées de biotite déferritisée, de mica blanc et de chlorite. Certains grains de quartz ont une extinction roulante très prononcée, alors que d'autres en sont indemnes, ce qui révèle l'hétérogénéité de la source. Localement, du matériel d'origine rhyolitique, à grands quartz "corrodés" et à grands feldspaths, est remanié dans les grauwackes, ainsi que de petits galets de grès siliceux, de quartzite et d'un matériel quartzo-feldspathique. Les grains de quartz et de feldspath ne sont ni orientés, ni étirés ; ils sont disposés en tous sens dans une matrice désordonnée de micas détritiques et de petits granules ferrugineux. Dans les lits fins, les micas soulignent la stratification, mais il n'y a aucune recristallisation ; des grains de zircon, de leucoxène et de limonite sont disséminés dans la roche.

Le mode de dépôt de ce matériel est révélé par la présence de nombreuses séquences de Bouma (fig. 11) ; des figures de charge et des chenaux déforment les argilites sous-jacentes. Ces dépôts flyschoides sont caractéristiques de sédiments déposés par des courants de turbidité. La finesse du matériel (de taille généralement inférieure à 1 mm), la faible proportion du feldspath par rapport au quartz indiquent une sédimentation assez éloignée du rivage.

Après le dépôt tranquille des argilites bariolées ferrugineuses sous-jacentes, à lits de radiolarites, l'apparition soudaine de dépôts plus grossiers, dont le matériel provient en partie de sols profondément altérés et riches en fer, entraînés par des courants de turbidité, traduit une reprise brutale de l'érosion d'une bordure continentale soumise à un soulèvement, et l'affaissement de la marge continentale, plongeant en un talus, peut-être assez peu penté, comme semble l'indiquer la continuité des bancs sur plusieurs centaines de mètres, et peut-être même sur de nombreux kilomètres.

Les séquences de Bouma et les stratifications obliques permettent d'établir la polarité de la série des turbidites, et ses rapports stratigraphiques avec les schistes bariolés ; ces derniers sont antérieurs aux turbidites, auxquelles ils passent progressivement (par exemple à 15 m au S.S.W de la pointe Rouge). Les turbidites sont donc situées au sommet de la série dinantienne (\*).

● **Les lits pélitiques à débit subardoisier** forment de minces lentilles centimétriques intercalées dans les lits grauwackeux, ou des couches épaisses de quelques mètres. De couleur noire (ou colorées en rouge), elles se débitent en grandes plaques ardoisières. Au microscope, on observe une trame argileuse contenant environ 50 % de très petits grains de quartz ; le litage est dû à des micas détritiques très altérés et à de minces passées ferrugineuses. Il n'y a aucune recristallisation. La schistosité S<sub>0</sub>-S<sub>1</sub> (viséenne) est localement dérangée par un cisaillement décrochant oblique au litage. De minces filons de quartz, rectilignes ou en zigzag, recouper la stratification.

● **Schistes chloriteux de la plage de la Parée.** Sous le "lac", le substratum rocheux n'est que rarement visible, car il est généralement recouvert par du sable, ou empâté par des tourbes du Subboréal, ainsi que par les restes d'une plage éémienne et de coulées de solifluxion. Un affleurement remarquable a cependant été observé une fois, face à la route de la Parée ; intercalés dans les

(\*) Elles n'ont aucun rapport avec l'Ordovicien, comme cela a été proposé à plusieurs reprises (Brillianceau, 1967 ; Maillet, 1984...).

grès feldspathiques, se trouvent des schistes vert foncé, luisants, de faible résistance, constitués presque exclusivement de chlorite, de débris de mica et de fins granules ferrugineux, accompagnés de très petits grains de quartz. Ils sont déformés par des plis en chevrons centimétriques (P4), sur le flanc direct d'un grand pli ouvert déversé vers le Sud, à coeur de turbidites (P5).

● **Schistosité et déformations dans la formation des turbidites.** Les couches de grauwackes ne comportent une schistosité que dans les lits les plus fins ; ailleurs, le matériel détritique est disposé "en vrac". Une schistosité est bien développée dans les lits pélitiques, correspondant au litage des micas détritiques mais sans recristallisation. Les plus gros grains de quartz et de feldspath ne sont ni étirés, ni tronçonnés comme dans les lits quartzo-feldspathiques du Silurien ; il n'y a pas de recristallisation en ombres de pression. On peut seulement observer localement de très fines aiguilles de séricite, isolées, piquées "en pelote d'épingle", autour de certains grains grossiers de quartz. Les fissures de la roche sont remplies de quartz en damier, sans orientation privilégiée.

Cependant, on observe localement (par exemple sur le flanc nord du "synclinal") des filonnets de quartz, épais de 1 à 2 cm, parallèles à la stratification et à la schistosité ardoisière dinantienne ; des cristaux d'albite, centimétriques, les accompagnent, témoignant ainsi de phénomènes hydrothermaux non négligeables dans ce matériel, situé à la limite de l'anchi- et de l'épizone. Les filons, parallèles à S<sub>1</sub>, sont formés par les grands plis ouverts décamétriques P<sub>5</sub>, et cisailés par la schistosité de fracture qui accompagne ces derniers (S<sub>5</sub>).

● **Age et répartition de la formation des turbidites.** Nous l'avions déjà placée au sommet de la pile stratigraphique, dans la coupe synthétique de la notice explicative de la feuille Palluau à 1/80 000 (1972) et attribuée, avec doute, au Dévonien, en raison de l'absence de métamorphisme et de la présence, dans les schistes associés, d'un microbios très évolué de Radiolaires (daté depuis du Tournaisien moyen-supérieur par les Conodontes associés). Reposant en *continuité* sur cet étage, elle s'est donc déposée à la fin du Tournaisien et peut-être en partie au Viséen : ces turbidites seraient contemporaines du début de la phase sudète.

En dehors du site de Brétignolles, les turbidites s'étendent, à l'Est, jusqu'à la Mothe-Achard.

● **Les plis.**

— Des plis P<sub>5</sub> *isoclinaux*, d'axe voisin de E-W, très pincés, peuvent être observés dans les schistes subardoisiers associés aux turbidites, et dans les schistes bariolés.

— Des plis en chevrons P<sub>4</sub>, si spectaculaires dans les radiolarites "varvées", tant siluriennes que tournaisiennes, sont peu développés dans le matériel des turbidites ; on en observe cependant dans les lits fins. Ces plis sont associés à une schistosité de fracture.

— Des plis P<sub>5</sub>, affectent la formation des turbidites, structurée en grands plis subcylindriques et subsoclinaux, de 10 à 30 m d'amplitude, à plan axial fortement redressé et déversé vers le Sud. La direction axiale originelle, voisine de N 90°E, a été dérangée par des poussées ultérieures, oscillant entre N 80 et N 130°E. Les axes des grands plis sont peu pentés, plongeant tantôt vers l'Est,

tantôt vers l'Ouest. Un point remarquable est un petit synclinal décamétrique, orienté N 120°E, situé en falaise, à 600 m au Nord de la route de la Parée. La disposition isoclinale de ses flancs et leur fort déversement vers le SW étaient encore bien visibles en 1930 (d'après une photo). Sur tout l'estran situé à l'Ouest de ce pli, on peut observer de nombreuses synformes et antiformes décamétriques, à l'intérieur d'un très grand pli synclinal formé par les turbidites. Ces grands plis P5 traversent tout l'estran, sur des longueurs de plusieurs centaines de mètres, *sans boudinage*, et s'envoient sous la mer, vers l'Ouest. A ces plis est associée une forte schistosité de fracture S<sub>5</sub>, viséenne, de plan axial, parallèle aux flancs isoclinaux, et en éventail dans les charnières arrondies des lits grauwackeux. Des crénulations obliques à la schistosité s'observent presque partout. Les plis hectométriques qui entraînent les turbidites les font alterner, à l'affleurement, avec les autres formations du Dinantien (schistes bariolés, radiolarites, etc.); elles se trouvent une quinzaine de fois, en position synclinale, sur l'estran de Brétignolles. Cette structure plissée n'a rien à voir avec "un empilement normal de couches" et ne correspond en rien à "une mégastructure anticlinale déversée au S.SW" (Maillet, 1984, p. 67). De plus, le sommet de la "pile", à la Parée nord, est occupé par des formations siluriennes, chevauchant le Carbonifère!.. (dont le terme le plus ancien, le phtanite du Llandovérien).

— *Phase d'écaillage*. Après la grande phase de plissement isoclinal P5 (viséenne), la compression N-S s'est exacerbée; une partie des plis a subi des écaillages et des réductions d'épaisseur très importantes; des écaillages de turbidites, larges de 1 à 2 m, sont localement coincés à l'intérieur des radiolarites.

— *Phases de cisaillement*. Pendant des phases ultérieures (sudètes?), de grands cisaillements sénestres, puis dextres, à rejet important, ont découpé l'estran de Brétignolles (cf. carton).

**h2p. Viséen. Formation des métarhyo-dacites et arkoses du Marais-Girard.** Visible seulement sur l'estran de Brétignolles, à la Parée sud, en face de l'ancien Corps de garde du Marais-Girard, la formation se présente en masses compactes, marbrées de rouge et de vert. Elle affleure selon une bande de 50 à 75 m de puissance, décalée en trois tronçons par des décrochements sénestres, orientés N60°E (carton couleurs). Limitée au Sud par une faille inverse à regard nord-est, elle est recouverte, au Nord, par des grès fins, des arkoses et des schistes pélitiques. En falaise, une faille suivie par un dyke de quartz, orienté N70°E, la sépare des schistes rutilants et bariolés tournaisiens. Cet accident prolonge l'un des grands décrochements de l'estran, de direction N60-70°E, de même orientation que la trace du grand chevauchement du Silurien sur le Tournaisien, à la Parée nord. Contrairement à tous les terrains de la série dinantienne qui l'encadrent (schistes tournaisiens et turbidites), cette formation ne se trouve qu'une seule fois à l'affleurement. L'orientation des couches varie de N110 à N140°E, le pendage étant de 40 à 60° au Nord-Est, comme celui de la série de Brétignolles. La formation est hétérogène et inclut des métavolcanites de composition rhyo-dacitique (analyse chimique n° 7202), de faciès porphyroïde, et des produits de remaniement sur place (arkoses et schistes en enclaves), ainsi que des enclaves noduleuses à microlithes de feldspath. Elle peut être d'âge silurien, comme les porphyroïdes de Brétignolles, dont elle a le même degré de métamorphisme.

● *Le faciès porphyrique* est très riche en phénocristaux, pauvre en matrice; les clastes de quartz se présentent en éclats de 1 à 3 mm, beaucoup moins nombreux que ceux de feldspath; le feldspath potassique, maclé Carlsbad, est

partiellement albitisé (en échiquier) ou en voie de séricitisation. Le plagioclase (An 15 %), en clastes de 0,2 à 1 mm, est généralement maclé ; la biotite est réduite à quelques fragments décolorés. La matrice est peu abondante (parfois moins de 20 % de masse) ; lorsque la roche n'est pas trop écrasée on observe une texture microcristalline avec quartz, feldspath et séricite bien orientée ; le plus souvent, la matrice est réduite à de minces joints de séricite écrasée ou à des touffes coincées entre les phénoclastes, disposées en tous sens.

● **Le faciès "schisteux"** pourrait dériver d'une arkose, remaniant les volcanites : les clastes de quartz et de feldspath sont plus petits, disposés en tous sens ; un triage est visible, mais le transport a dû être court et rapide ; les grains de quartz -les plus nombreux- sont très anguleux, plus petits que dans le faciès microgrenu. La matrice sériciteuse est beaucoup plus abondante et grossièrement orientée ; elle peut atteindre 60 % du volume total. Dans cette matrice, on trouve de la muscovite détritique, des zircons, du leucoxène, de l'apatite, de la limonite et de la chlorite.

● **Les enclaves** sont nombreuses dans cette formation porphyroïde : lentilles synsédimentaires constituées par du schiste pélitique, longues de 10 à 20 cm ; nodules siliceux criblés de grains de pyrite ; nodules de roches microlithiques, à longues tablettes de feldspath, disposées en croix, associées à des restes de biotite, des grains d'apatite, de zircon, de leucoxène et de rutile ; des brèches de composition rhyolitique, avec des phénocristaux de quartz "corrodés" et de plagioclase, de 1 à 3 mm de longueur. La structure hétérogène de la roche, la présence de phénoclastes brisés et incomplets, les enclaves synsédimentaires et le remaniement avec triage suggèrent, pour cette roche, une origine volcanoclastique, avec remaniement local en milieu aqueux. Les recristallisations métamorphiques, puis l'écrasement général n'ont pas permis la conservation d'éventuels caractères ignimbritiques dans la formation rhyodacitique du Marais-Girard.

Le métamorphisme qui l'affecte comporte une paragenèse à quartz-séricite-chlorite. Dans quelques échantillons, moins écrasés, la matrice comporte une schistosité de flux  $S_1$ , soit en très fine séricite, dispersée dans la matrice quartzo-feldspathique, soit en lits plus épais ; des ombres de pression, remplies par de la séricite bien orientée, se sont formées à l'abri de quelques phénoclastes. Dans les fissures de quelques grands phénocristaux de quartz éclatés (4 x 1,2 mm), de la séricite orientée a cristallisé entre les fragments : *cette structure-relique est antérieure à l'écrasement viséen*. Cet écrasement est presque général et provoque un grand désordre dans les structures : dans les faciès microgrenus, les phénoclastes de quartz et de feldspath se bousculent les uns les autres en tous sens ; la matrice sériciteuse est écrasée, cisailée et forme de minces joints entre les grains ; les phénoclastes de quartz et de feldspath sont cisailés et tronçonnés, avec déplacement relatif des fragments ; certains sont complètement écrasés et émiettés. La cicatrisation se fait par du quartz finement grenu, *non orienté*. La matrice sériciteuse, primitivement bien orientée dans la foliation  $S_1$ , est entraînée en tout sens et colmate les interstices entre les phénoclastes brisés. On observe localement une recristallisation de séricite, après l'écrasement, en aiguilles piquées perpendiculairement aux parois des grains, sans orientation privilégiée, comme dans les turbidites viséennes.

● **Conclusion.** Pourvues à l'origine d'une foliation bien développée, avec séricite en lits épais, les métarhyodacites sont plus métamorphiques que l'ensemble des formations dinantiennes et pourraient donc avoir subi une structuration antérieure au dépôt de celles-ci. Les formations détritiques qui les

recouvrent, avec grands clastes de quartz limpide et séricite détritique abondante, formant des placages sur les schistes argileux, semblent bien être les produits de remaniement de ces volcanites. Ces dernières constitueraient donc bien *un socle vis-à-vis des dépôts tournaisiens et viséens*. L'orogénèse carbonifère s'y est surtout manifestée par des phénomènes d'écrasement et de cisaillement, et par des décrochements de grande amplitude. L'âge de ces métavolcanites n'est pas connu, mais leur paragenèse métamorphique et les phénomènes d'étirement que l'on y observe rappellent ceux des "porphyroïdes" de la Sauzaie, d'âge silurien.

**h25. Viséen. Formation des schistes rouges du Marais-Girard (fig. 8).** Puissantes de 60 m environ, des couches d'arkose, de schistes et de grès encadrent les métavolcanites au Nord et au Sud ; elles en remanient les phénocristaux de quartz et de feldspath, ces derniers très altérés, et la matrice sériciteuse. L'orientation générale des bancs est de N90 à 110°E et le pendage de 40 à 60° vers le Nord ou le Nord-Est.

● **Arkoses et schistes à grains de quartz.** A 120 m au Sud du Corps de garde ainsi qu'à 200 m au Nord-Ouest, on peut observer les premiers dépôts sédimentaires qui recouvrent la masse volcanoclastique ; sur quelques centimètres d'épaisseur, on observe une première couche arkosique, grenue, inorganisée, où les clastes anguleux de quartz, non triés, de 0,1 à 4 mm de longueur, se bousculent en tous sens ; ils peuvent représenter 50 % du volume de la roche, le ciment étant constitué par de la séricite *non recristallisée*, en feutrage plus ou moins épais. Il faut rattacher à ce niveau grossièrement détritique les arkoses qui affleurent sur une pointe rocheuse, à 5 m au Nord du dyke, où elles sont associées à des niveaux schisto-gréseux et des lentilles de phthanite ; ces arkoses, à clastes de quartz et de feldspath altéré, inégalement répartis dans la masse, n'ont qu'une schistosité ardoisère ; elles renferment des minéraux détritiques : zircon, rutil, leucoxène, pyrite. Au-dessus des arkoses, se sont déposés des lits gréseux, ou des schistes à grains de quartz hétérométriques, alternant avec des lits de séricite remaniée et des argilites.

● **Les schistes gréseux et les grès fins** sont bien représentés sur le flanc nord des rhyodacites, au Nord-Ouest du dyke ; dans les grès fins, les clastes de quartz de 0,06 à 0,5 mm de longueur sont dispersés dans un ciment siliceux à grain très fin, parfois associés à des résidus de feldspath. Ailleurs, la roche est une pélite gréseuse où alternent des lits infra-millimétriques de séricite blanche remaniée, compactée et des lits riches en fragments de quartz qui ne sont ni orientés, ni déformés. La structure est schisteuse, mais sans recristallisation métamorphique.

● **Les schistes roses siliceux.** Au-dessus, on peut observer des schistes siliceux plus durs, en lits de 1 cm environ, à débit subardoisier. Le ciment est constitué par du mica blanc grisâtre, remanié et compacté, dans lequel sont incluses de petites lentilles siliceuses, épaisses de 0,1 à 0,5 mm, disposées en chapelet ; des lentilles de phthanite, longues de 10 à 20 m et épaisses de 1 à 2 m, y sont incluses ; elles sont criblées de Radiolaires recristallisés, en petites taches ovales, incolores en plaques minces.

● **Des couches d'argilites**, rouges ou brunes, plus tendres que les autres faciès, sont perforées par des Phollades ; elles comportent des lits siliceux, des lits ferrugineux et des lits grisâtres de micas détritiques, parsemés de très petits grains de quartz (inférieurs à 0,05 mm).

● **Déformations.** Des plis couchés isoclinaux millimétriques,  $P_3$ , orientés N-S, très serrés, affectent localement les lits siliceux ; on observe aussi des plis millimétriques en chevrons ( $P_4$ ). De plus, il s'est produit un cisaillement subparallèle ou oblique à la schistosité, recoupant les filonnets de quartz, et probablement contemporain du puissant écaillage N-S qui termine la phase viséenne de plissement.

Comme les rhyo-dacites du socle, tous ces termes sont fortement écrasés : dans les arkoses, les clastes de quartz se bousculent en tous sens, le ciment sériciteux est effiloché dans toutes les directions, chiffonné ou écrasé ; les grands clastes de quartz sont émiettés ou complètement broyés. Mais on n'observe aucune recristallisation de quartz mylonitique orienté, comme dans le Silurien. Toutes les roches sont traversées par d'innombrables filonnets de quartz, se croisant en tous sens, non plissés, postérieurs à l'écrasement.

**Conclusions. Diagenèse, plissements et cisaillements dans les terrains carbonifères(\*).**

Leur diagenèse s'est effectuée en milieu anchizonal, avec recristallisation de quartz, de carbonates, de phosphate de calcium, mais la séricite néoformée est quasi absente, et non orientée. Les phyllites détritiques, abondantes dans les schistes, ne sont pas recristallisées ; la chlorite est présente, ainsi que le leucoxène et le rutile.

#### **Phases de tectonique tangentielle dinantienne. Schistosité et plissements**

● Une schistosité de flux, subardoisière, sans recristallisation est observée dans les bancs schisteux ; elle est plan axial de plis  $P_3$ , centimétriques à métriques, orientés du Nord-Ouest au Nord ou au Nord-Est, à axe plongeant au Nord (schistes bariolés de la pointe Rouge), aplatis dans le plan de schistosité  $S_{1-2}$  (orienté E-W à N 110°E, avec un pendage de 45° au N.NE). De minces filons de quartz (avec albite), formés dans ce plan, révèlent l'existence de phénomènes hydrothermaux contemporains. Mais on n'observe pas de phénomène d'étirement et d'allongement des nodules ou des phénoclastes, comme c'est le cas dans le Silurien, structuré pendant les phases éo-dévonniennes. Les fossiles (Radiolaires et Conodontes) ne sont pas déformés.

● Les plis  $P_4$ , métriques, sont en forme de chevrons (à tête localement replissée), à axes courbes. Leur orientation est variable, à la suite des nombreuses déformations qu'ils ont subies : dirigés vers le N 70°E, face à la grotte triangulaire (avec un plongement au Sud-Ouest), ils sont orientés N 130°E au Marais-Girard, avec un fort plongement au Nord-Ouest. Une forte schistosité de fracture est plan axial de ces plis (formation des radiolarites "varvées").

● Les plis  $P_5$  sont de taille décimétrique, subcylindriques, ouverts, droits ou déversés au Sud. Leur axe, subhorizontal, est orienté N 90 à 110°E. Une schistosité de fracture  $S_5$  est plan axial de ces plis (petit "synclinal" en falaise). Les charnières sont arrondies dans les bancs de turbidites et de phtanite, pointues dans les schistes. Ces plis traversent tout l'estran, sur 400 à 500 m de longueur ; on n'y observe pas de boudinage, mais de nombreux écaillages.

● **Cisaillements, écaillages et chevauchements.** Une forte compression N-S a entraîné le serrage des grands plis ouverts E-W  $P_5$  (et des plis en chevrons),

(\* ) La numérotation des phases de plis continue celle des phases éo-dévonniennes.

leur déversement vers le Sud, leur écaillage (avec laminage des flancs) et le chevauchement de ces écailles. A la Parée nord, cette compression a provoqué le chevauchement du Silurien sur le Tournaisien, et la ré-avancée de la nappe des porphyroïdes sur le Silurien, à l'Ouest du rocher Saint-Véronique. A l'échelle microscopique, les filonnets de quartz sont découpés obliquement en tranches parallèles, décalées dans le sens du déversement.

### **Phases cassantes**

● **Les décrochements sénestres** sont importants au Marais-Girard, où ils découpent les terrains carbonifères selon la direction N 60 à 70°E, avec un rejet de 30 à 150 m (microgranite de la roche du Repos, métarhyo-dacites, schistes et turbidites). Au Corps de garde, un dyke épais de 80 cm et long de plus de 100 m s'est insinué dans ce plan de fracture (cf. carton en couleurs, sur la carte).

● **Les phénomènes d'écrasement et de cisaillement** à l'échelle microscopique s'expriment par des fissures se recoupant en tous sens et de nombreuses figures sigmoïdes découpant les filonnets de quartz obliquement, en petites tranches parallèles (failles ou échelon). Le quartz de cicatrisation n'est jamais orienté, comme il l'est dans les terrains siluriens, soumis à un étirement cisailant très fort.

● **Les décrochements dextres** sont moins apparents qu'à la Parée nord, et à plus petite échelle.

### **Terrains secondaires**

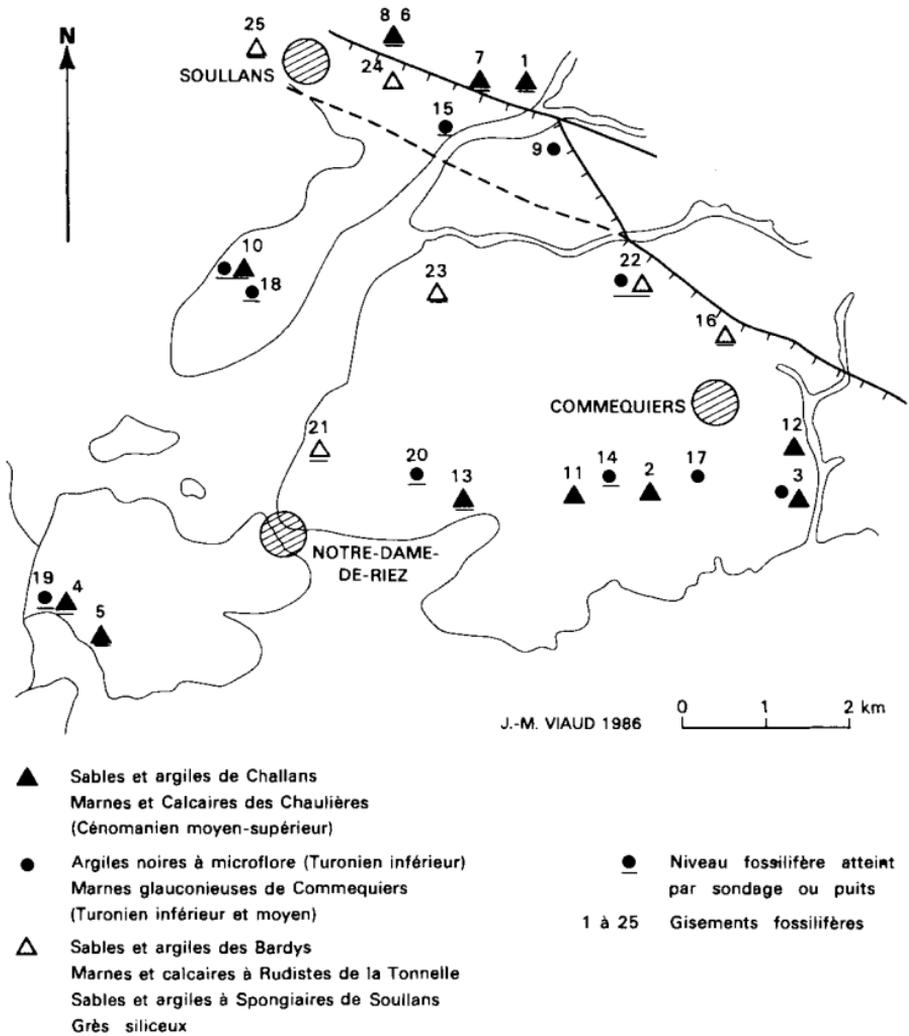
#### **Série crétacée du Bassin de Challans — Commequiers**

(par J.-M. Viaud et M. Ters).

En Vendée littorale, les terrains crétacés sont localisés principalement dans le bassin de Challans — Commequiers (feuilles Challans et Saint-Gilles-Croix-de-Vie), ainsi qu'au Nord de Challans, dans la vallée du Ligneron entre Challans et Saint-Christophe et dans le petit bassin de Touvois (feuille Palluau). La feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie ne comporte donc qu'une partie des dépôts, mais ils y sont mieux représentés.

Des études récentes, effectuées par J. Louail et J.-M. Viaud, basées à la fois sur la sédimentologie et sur l'étude des faunes et des flores, ont permis de reconnaître dans ce bassin une série lithostratigraphique comprenant des formations du Cénomaniens, du Turonien et du Sénonien (cf. tableau III).

Venue de l'Ouest, la transgression crétacée a atteint la région vendéenne à partir du Cénomaniens moyen et s'est progressivement amplifiée au cours du Cénomaniens supérieur et du Turonien, entraînant vraisemblablement une communication avec le Bassin de Paris (Touraine — Anjou), par le détroit de la Basse-Loire. Les dépôts correspondants s'ordonnent suivant une mégaséquence transgressive, marquée par deux discontinuités sédimentaires majeures signalées par des *hard-grounds*, l'une proche de la fin du Cénomaniens, l'autre de la fin du Turonien inférieur ou moyen. Une reprise de la sédimentation semble s'être instaurée au Turonien supérieur, mais sous une faible frange d'eau marine.



**Fig. 13 - Carte des principaux gisements fossilifères crétacés (macrofaune, microfaune et microflore) de la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie**

Figure 13 - Liste des gisements : 1- Claire-Fontaine en Soullans ; 2- Pierre-Folle en Commequiers ; 3- La Chauilière en Commequiers ; 4- La Fenêtre en Saint-Hilaire-de-Riez ; 5- La Chevallerie en Saint-Hilaire-de-Riez ; 6- Bré-chard en Soullans ; 7- Le Grand-Bois en Soullans ; 8- Le Pré-Haut en Soullans ; 9- La Barbière-le-Verger en Soullans ; 10- Champ-Fleuri en Soullans ; 11- Les Plantes en Commequiers ; 12- Les Gâcheries en Commequiers ; 13- La Fontclose en Notre-Dame-de-Riez ; 14- Le Creux Jaune en Commequiers ; 15- Le Gué-au-Roux en Soullans ; 16 - La Tonnelle en Commequiers ; 17- Bel-Air en Commequiers ; 18- La Mottée en Soullans ; 19- La Fenêtre en Saint-Hilaire-de-Riez ; 20- La Noue en Notre-Dame-de-Riez ; 21- Les Bardys en Notre-Dame-de-Riez ; 22- Le Bois-Viaud en Commequiers ; 23- Les Roselières en Notre-Dame-de-Riez ; 24- La gare de Soullans ; 25- Les Guignardières en Soullans.

Une nouvelle pulsation transgressive a eu lieu au Sénonien avec, semble-t-il, une lacune au Coniacien. Après l'invasion progressive de la mer santonienne, un milieu franchement marin s'instaure au Santonien supérieur — Campanien inférieur avec une prolifération de niveaux à Rudistes. Des sables à Spongiaires qui recouvrent et débordent largement les unités précédentes témoignent de l'apogée des mers crétacées en cette région (Campanien — Maastrichtien ?) (tableau III et fig. 13).

**c2a. Cénomaniens moyen-supérieur. Argiles noires et sables.** Alors que la transgression du Cénomaniens inférieur atteint la région charentaise, où la sédimentation reste toutefois très littorale, la Vendée semble avoir été encore émergée à cette époque. C'est seulement au Cénomaniens moyen que cette transgression, l'une des plus importantes des temps géologiques, parvient dans la région littorale vendéenne (de la côte actuelle du marais de Monts jusqu'à Touvois, au moins) et que s'y déposent des sables fins et des argiles noires, ligniteuses et pyriteuses. Ces argiles ont été découvertes de 1950 à 1975 par M. Ters, puis par J.-M. Viaud, surtout en sondages. Elles reposent parfois directement sur le socle cristallophyllien kaolinisé (Villeneuve, 560-4-10), mais le plus souvent sur un horizon graveleux à passées sableuses plus ou moins fines et d'épaisseur variable (1 à 3 m) (sondages 560-4-1, 162, 163, 164, 166 et 167). Anguleux et mal triés, de faciès "gros sel", témoignant d'apports fluviaux, ces sables et graviers quartzeux présentent une granulométrie plus grossière, au contact du socle.

La formation des Sables et argiles de Challans qui peut atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur est connue dans tout le fond du bassin crétacé de Challans-Commequiers (feuilles Challans et Saint-Gilles-Croix-de-Vie). Elle affleure de façon intermittente à la base du coteau nord de la vallée de la Vie, au Sud de Commequiers, pour disparaître vers le Nord sous les sédiments crétacés plus récents.

Cette formation basale de la série est particulièrement bien développée sur la feuille voisine, autour de l'agglomération de Challans où elle affleure ou est sub-affleurante.

Vers l'intérieur des terres, au Nord, cette formation, ininterrompue, tapisse le fond de la paléovallée du Ligneron depuis Challans jusqu'au Sud de Grand'Landes (gisements de la Bironnière, de la Sortière, de la forêt Quairy); elle est localement recouverte par des calcaires et des marnes du Cénomaniens supérieur (à 500 m au Sud de Saint-Christophe-du-Ligneron); elle tapisse aussi le fond de la paléodépression de Touvois, sous le bourg et au Nord-Est (à 17 km au Nord-Est de Challans), à la tête d'un vallon affluent du Falleron, où les argiles noires sont recouvertes par le Cénomaniens moyen-supérieur et le Turonien.

L'altitude des gisements d'argiles noires cénomaniennes décroît d'Est en Ouest : de 42 m NGF à Touvois, elle passe à 27-30 m à la Bironnière, à 11 m à l'Espérance (560-4-167) et au Pré-Haut (560-4-166), à - 4 m à Villeneuve (560-4-10) pour atteindre - 16 m aux Aures et à la Roselière (560-4-162, 163, 164).

L'identité des faciès et celle de la palynoflore dans tous les gisements impliquent leur contemporanéité; la marge littorale s'est donc affaissée d'une cinquantaine de mètres, d'Est en Ouest, depuis le Cénomaniens, en fait surtout après la deuxième moitié du Pliocène, dont les sédiments ont basculé vers l'Ouest dans les mêmes proportions.



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Nos des formations
										<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Sciponoceras gracile</i> Shum.</li> <li>- <i>Sciponoceras</i> sp.</li> <li>- <i>Kanabicerus septemseriatum</i> (Cragin)</li> <li>- <i>Proplacenticerus orbynianum</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Proplacenticerus</i> sp.</li> <li>- <i>Metoicoceras geslinianum</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Metoicoceras</i> sp.</li> <li>- <i>Calycoceras</i> cf. <i>naviculare</i> (Mant.)</li> <li>- <i>Thomelites</i> sp. ?</li> <li>- <i>Mammites nodosoides</i> (Schloth.)</li> <li>- <i>Mammites mutabilis</i> Reymont</li> <li>- <i>Mammites revelieri</i> (Court.)</li> <li>- "<i>Mammites</i>" <i>vielbancii</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Pseudotissotia gallieni</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Coelopoceras</i> sp.</li> <li>- <i>Choffaticeras ganiveti</i> (Coq.)</li> <li>- <i>Choffaticeras</i> sp.</li> <li>- <i>Jeanrogericeras</i> sp. ? cf. <i>revelieranum</i> (Court.)</li> <li>- <i>Kamerunoceras</i> cf. <i>salmuniensis</i> (Court.)</li> <li>- "<i>Collignonicerus</i>" <i>vielbancii</i> (d'Orb.)</li> <li>- "<i>Collignonicerus</i>" <i>fleurisianum</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Paramammites</i> sp.</li> <li>- <i>Engonoceras</i> sp. ?</li> </ul>
										AMMONITES (W. J. Kennedy et J. Sorray)



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	N°s des formations	
										<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Guettaria</i> cf. <i>angledei</i> Gauthier</li> <li>- <i>Anorthopygus orbicularis</i> (Grateloup)</li> <li>- <i>Cottakdia benettiae</i> (Koenig)</li> <li>- <i>Discoidea subuculus</i> (Klein)</li> <li>- <i>Echinobrissus similis</i> d'Orb.</li> <li>- <i>Echinobrissus morrisii</i> d'Orb.</li> <li>- <i>Hemiaster nucleus</i> Desor</li> <li>- <i>Hemiaster bufo</i> Desor</li> <li>- <i>Pseudodidema michelini</i> Desor</li> <li>- <i>Tetragramma variolare</i> (Brongniart)</li> <li>- <i>Catopygus columbarius</i> d'Arch.</li> <li>- <i>Hemiaster verneuili</i> Desor</li> <li>- <i>Micraster michelini</i> (Agassiz)</li> <li>- <i>Nucleopygus parallelus</i> (Agassiz)</li> <li>- <i>Phymosoma</i> sp.</li> <li>- <i>Cidaris fajasi</i> Desor</li> <li>- <i>Pyrina minor</i> d'Orb</li> <li>- <i>Cidaris pseudopistillum</i> Cotteau</li> <li>- <i>Cidaris pistillum</i> Queust</li> <li>- <i>Cidaris serrata</i> Desor</li> <li>- <i>Cyphosoma bourgeoisi</i> Cotteau</li> <li>- <i>Hemiaster prunella</i> Desor</li> <li>- <i>Salenia bourgeoisi</i> Cotteau</li> <li>- <i>Salenia anthophora</i> Muller ?</li> </ul>	ECHINIDES (A. Bida)

N <sup>os</sup> des formations										GASTÉROPODES (H.A. Kollmann)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
										<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Arrhoges suturalis</i> (de Ryckh.)</li> <li>- <i>Pterodonta inflata</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Ageria hector</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Turritella cenomanensis</i> d'Orb.</li> <li>- <i>Keilostoma</i> sp. ?</li> <li>- <i>Turritella granulatoidea</i> d'Orb.</li> <li>- <i>Pleurotomariidae</i></li> <li>- <i>Tectus marrotianus</i> d'Orb.</li> <li>- <i>Homalopomidae</i></li> <li>- <i>Calliophalus</i> sp. ?</li> <li>- <i>Turritella ? convexisulca</i> Zekeli</li> <li>- <i>Actaeonella caucasica</i> gr.</li> <li>- <i>Liocarenus</i> sp.</li> <li>- <i>Actaeonella elongata</i> ? Kollmann</li> <li>- <i>Turritella</i> aff. <i>cureti</i> Repelin</li> </ul>

N <sup>os</sup> des formations										BIVALVES (S. Frenix)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
										<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Exogyra (Rhynchostreon) columba</i> (Lamarck)</li> <li>- <i>Exogyra (Amphidonte) conica</i> (Sowerby)</li> <li>- <i>Cucullaea guerangeri</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Neithea laevis</i> (Drouet)</li> <li>- <i>Chlamys (Aequipecten) guerangeri</i> (Farge)</li> <li>- <i>Exogyra (Rhynchostreon) columba gigas</i></li> <li>- <i>Pycnodonte (Phygraea) vesiculare</i> (Lamarck)</li> <li>- <i>Amphidonte obliquatum</i> (Pulteney)</li> <li>- <i>Ceratostreon flabellatum</i> Goldfuss</li> <li>- <i>Chlamys faujasi</i> (Defrance)</li> <li>- <i>Neithea (Neithea) quinquecostata</i> (Sowerby)</li> <li>- <i>Neithea (Neithea) regularis</i> (Schlotheim)</li> <li>- <i>Ceratostreon pliciferum</i> (Dujardin)</li> </ul>

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	N <sup>os</sup> des formations		
											<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Mauritsina cladechensis</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Mauritsina dordoniensis</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Pterygocythere rati</i> Damotte</li> <li>- <i>Hazelina damottae</i> Colin</li> <li>- <i>Dordoniella strangulata</i> Apostolescu</li> <li>- <i>Cythereis (Rehacythereis)ournetensis</i> Damotte</li> <li>- <i>Spinileberis petrocarrica</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Pterygocythere pulvinata</i> Damotte</li> <li>- <i>Hazelina divisa</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Neocythere verbosa</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Mauritsina cuvillieri</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Dordoniella turonensis</i> Damotte</li> <li>- <i>Cythereis (Rehacythereis) grekovi</i> Damotte</li> <li>- <i>Asciocythere polita</i> Damotte</li> <li>- <i>Planileberis praetexta</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Golcocythere turonensis</i> Damotte</li> <li>- <i>Mosæleberis</i> cf. <i>propinqua</i> (Bosquet) <i>sensu</i> Colin</li> <li>- <i>Limburgina senonensis</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Limburgina venusta</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Cythereis (Rehacythereis) lacertosa</i> Damotte</li> <li>- <i>Planileberis fastigata</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Neocythere imperfecta</i> (Damotte)</li> <li>- <i>Cythereis (Rehacythereis) agedincumensis</i> Damotte</li> </ul>	<b>OSTRACODES</b> (R. Damotte)

										N <sup>os</sup> des formations
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
										<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Daxia canomana</i> Cuv. et Szak</li> <li>- <i>Hoeglundina supracretaceæ</i> (Tendam)</li> <li>- <i>Quinqueloculina antiqua</i> (Franke)</li> <li>- <i>Gavelinella minima</i> (Vieaux)</li> <li>- <i>Nodosaria vertebralis</i> (Batsch)</li> <li>- <i>Spiroplectammia rectangularis</i> Tendam</li> <li>- <i>Hedbergella delrioensis</i> (Carsey)</li> <li>- <i>Præglobotruncana delrioensis</i> (Plum)</li> <li>- <i>Quembelitra harrisi</i> Tappan</li> <li>- <i>Heterohelix moremani</i> (Cush.)</li> <li>- <i>Palmula</i> gr. <i>pilulata-elliptica</i> Cush., Nils</li> <li>- <i>Charentia cuvillieri</i> Neumann</li> <li>- <i>Rotalipora cushmani</i> (Morrow)</li> <li>- <i>Marssonella trochus</i> (d'Orb.)</li> <li>- <i>Bulbophragmium</i> sp.</li> <li>- <i>Whiteinella</i> cf. <i>inornata</i> (Bolli)</li> <li>- <i>Helvetotruncana præhelvetica</i> (Truj)</li> <li>- <i>Discorbis</i> sp.</li> <li>- <i>Trochospira</i> sp.</li> <li>- <i>Valvulammina picardi</i> Henson</li> <li>- <i>Rotalia trochidiformis</i> Lam.</li> <li>- <i>Gavelinella laevis</i> Goel</li> <li>- <i>Gavelinella cristata</i> Goel</li> <li>- <i>Nummulotia cretaceæ</i> (Schlum.)</li> <li>- <i>Goupillaudina deguini</i> Marie</li> <li>- <i>Pararotalia tuberculifera</i> (Reuss)</li> <li>- <i>Eponides ornatissimus</i> Hofk.</li> <li>- <i>Cyclammina globulosa</i> Hofk.</li> <li>- <i>Mississippina binkhorsti</i> (Reuss)</li> </ul>
										FORAMINIFÈRES (C. Monciardini)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	N <sup>os</sup> des formations
										<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Palaeohystrichophora infusorioides</i></li> <li>- <i>Senoniasphaera cf. rotundata</i></li> <li>- <i>Cyclonephelium vannophorum</i></li> <li>- <i>Silicisphaera ferox</i></li> <li>- <i>Isabelidium acuminatum</i></li> <li>- <i>Hystrichosphaeropsis ovum</i></li> <li>- <i>Dinogymnium cretaceum</i></li> <li>- <i>Exochosphaeridium bifidum</i></li> <li>- <i>Tubulospina oblongata</i></li> <li>- <i>Spinidium echinoideum</i></li> <li>- <i>Dinogymnium euclaensis</i></li> <li>- <i>Chatangiella victoriensis</i></li> <li>- <i>Senoriasphaera protusa</i></li> <li>- <i>Dinogymnium denticulatum</i></li> <li>- <i>Dinogymnium heterocostatum</i></li> <li>- <i>Phanerodinium cayeuxii</i></li> <li>- <i>Cannosphaeropsis utinensis</i></li> </ul>

DINOFLAGELLÉS  
(D. Fauconier)

										N <sup>os</sup> des formations
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
										<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Distaltriangulisporites perplexus</i> Singh</li> <li>- <i>Psilatricolpites parvulus</i> (G. et P.) Norris</li> <li>- <i>Eucomiidites troedssonii</i> Erdtman</li> <li>- <i>Retitricolpites georgensis</i> Brenner</li> <li>- <i>Cicatricosisporites subrotundus</i> Brenner</li> <li>- <i>Appendicisporites mataesovai</i> (Bolch.) Norris</li> <li>- <i>Cicatricosisporites crassiterminatus</i> Hedlund</li> <li>- <i>Liliacidites peroreticulatus</i> (Brenner) Singh</li> <li>- <i>Concavissimisporites punctatus</i> Couper</li> <li>- <i>Appendicisporites degeneratus</i> Pocock</li> <li>- <i>Concavisporites juriensis</i> Delc. et Sprum.</li> <li>- <i>Cicatricosisporites perforatus</i> Singh</li> <li>- <i>Liliacidites reticulatus</i> (Brenner) Singh</li> <li>- <i>Striatopollis paraneus</i> Norris</li> <li>- <i>Retitricolpites retiformis</i> Thom. et Pfl.</li> <li>- <i>Classopollis</i> sp.</li> <li>- <i>Atlantopollis</i> sp.</li> <li>- <i>Complexiopollis</i> sp.</li> <li>- <i>Extrapollis bohemicus</i> Krutzsch et Pactlova</li> <li>- <i>Interporopollenites turgidus</i> Tschudy</li> <li>- <i>Osculapollis aequalis</i> Tschudy</li> <li>- <i>Trudopollis nonperfectus</i> (Pfl.) Pfl.</li> <li>- <i>Interporopollenites vancampoe</i> Kedves</li> <li>- <i>Papillopollis</i> sp.</li> <li>- <i>Trudopollis hemiperfectus</i> Pflug</li> <li>- <i>Neotriangulipollis</i> sp.</li> <li>- <i>Vancampopollenites lusitanicus</i> Kedves</li> <li>- <i>Lusatipollis gallicus</i> Groot et Krutzsch</li> <li>- <i>Extratrirporopollenites spinulosus</i> Skarby</li> <li>- <i>Oculopollis parvocolus</i> Goczan</li> <li>- <i>Magnoporopollenites praemagnoporatus</i> Krutzsch</li> <li>- <i>Quedlinburgipollis</i> sp.</li> </ul>

**POLLENS ET SPORES**  
 (C. Azéma)

Les argiles feuilletées noires, devenant grises ou violacées en surface, sont constituées d'alternances millimétriques sableuses, silteuses ou argileuses, fréquemment riches en mica blanc ; leur épaisseur totale est de 1 à 5 m (la Chauillère, les Gâcheries, Pré-Haut). Ce feuilletage détermine un débit lamellaire ou en plaquettes. Localement, elles peuvent être remplacées par des sables quartzeux blancs et très fins. La pyrite est parfois très abondante ; elle se présente sous forme de nodules fibro-radiés, de petites tubulures ou de plaquettes qui s'altèrent au contact de l'air. Certains niveaux comportent des cristallisations millimétriques de gypse. Les argiles noires renferment de nombreux débris végétaux dont des fragments de lignite parfois de grande taille (la Brigassière) et même des troncs d'arbres de plusieurs mètres de longueur (champ de courses de Challans). A la Bironnière, on observe dans les argiles des efflorescences de sulfate d'alumine. Essentiellement concentré au sommet de la formation, un assemblage oligospécifique de petites Huitres montre que l'influence marine s'affirme (*Amphidonte obliquata* (Pult.), *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lmk.) f. *minor*, *Acutostreon* cf. *lingularis* (Lmk.) et *Gryphaeostrea canaliculata* (Sow.).

La fraction argileuse des argiles noires, étudiée par Cl. Guez, est constituée essentiellement par de la montmorillonite, formée dans ce milieu saumâtre confiné, un peu de kaolinite, probablement remaniée des paléosols précénomaniens, épais au voisinage immédiat (le Fonteny), et des traces d'illite. Elles comportent quelques restes de tissus végétaux, mais surtout des spores, plus abondantes que le pollen. Les gisements du Bois-Soleil, de Saint-Hubert et de Pont-Bâti ont été étudiés par S. Durand (1958 et 1963), (feuille Challans).

L'étude de l'ensemble des gisements d'argile noire cénomaniennne de la région (une trentaine) a été entreprise par C. Azéma, depuis 1970 (fig. 14 et tabl. IV).

"La famille des Schizéacées avec les genres *Appendicisporites* et *Cicatricosisporites* est caractéristique du Crétacé inférieur. Dans le bassin de Challans, ces deux genres sont trouvés en petit nombre, mais avec une grande variété d'espèces. Au cours du Cénomanienn moyen, nous voyons apparaître, parmi les Angiospermes, les premiers représentants du groupe des Normapolles avec les genres *Complexiopolis* et *Atlantopolis*. Leur présence est plus ou moins marquée selon le gisement. Au Cénomanienn supérieur, le rapport spores/Angiospermes commence à être en faveur des Angiospermes qui vont très rapidement coloniser les sites réservés jusque-là aux spores. La variation du pourcentage des *Classopolis* d'un gisement à l'autre est fonction de la situation de ce gisement par rapport à la ligne de rivage où ils sont les plus abondants : leur répartition pourrait être analogue à celle des Palétuviers actuels".

Les palynoflores du Cénomanienn moyen-supérieur indiquent un climat de zone tropicale à subtropicale.

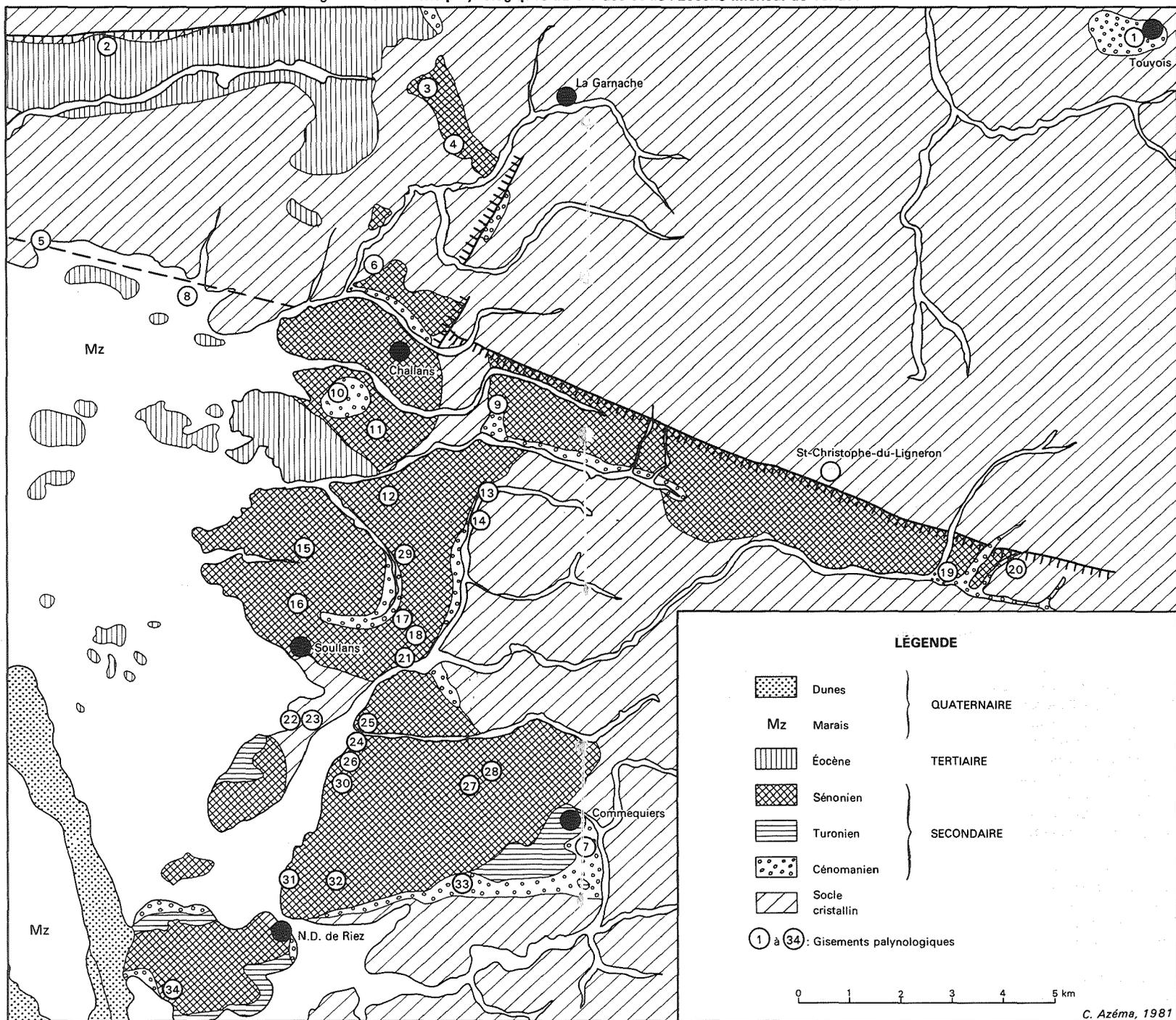
**TABLEAU IV**  
**LISTE DES GISEMENTS PALYNOLOGIQUES DU CRÉTACÉ ET DE L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR DE VENDÉE LITTORALE (C. Azéma)**

N° de la carte fig. 14	Localités	Gisement	Coordonnées géographiques			Etages	Paléontologie
			X	Y	Z en m NGF		
23	Le Loreau	puits	277,15	2 206,25	surface à + 3	Ilerdien-Cusien	Dinoflagellés
22	La Mongie	sondage	277,15	2 206,55	entre - 0,50 et - 1		Dinoflagellés
18	Les Terres-Noires	puits	278,90	2 209,10	entre + 17 et + 18		Dinoflagellés
30	Les Aurès	abreuvoir	277,90	2 205,35	entre + 2 et + 3	Campanien	Dinoflagellés abondants
26	Les Roselières	puits	278,15	2 205,73	entre + 2 et + 3		Dinoflagellés abondants
25	Le Coin	puits	277,85	2 206,35	surface à + 3	Santonien	Loges de Foraminifères
31	Les Bardys	sondage	276,45	2 203,70	de - 1,20 à - 0,70		Dinoflagellés
16	Le Petit-Moulin	sondage	276,70	2 208,86	entre + 5 et + 10	Sénonien	Dinoflagellés
3	Le Pavillon	sondage	279,82	2 218,72	entre + 12 et + 14		Dinoflagellés
28	Le Bois Viaud	puits	280,25	2 205,35	entre - 1 et 0	Turonien supérieur	Loges de Foraminifères
32	La Noue	puits	277,55	2 203,80	entre + 5 et + 6	Turonien	Tasmanites, Dinoflagellés
4	La Petite-Robinière	sondage	280,20	2 218,35	entre + 15 et + 16	inférieur à	Loges de Foraminifères
17	Massoté	puits	278,48	2 209,34	entre + 12 et + 13	Cénomaniens supérieur	Loges de Foraminifères. D.
21	Le Grand Bois	puits	278,85	2 208,00	entre + 11 et + 13		Ammonites : <i>Kanabicerias septemseriatum</i> , <i>Sciponoceras cf. gracile</i> , <i>Meitoceras</i> sp.

**TABLEAU IV**  
**LISTE DES GISEMENTS PALYNOLOGIQUES DU CRÉTACÉ ET DE L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR DE VENDÉE LITTORALE (C. Azéma)**

N° de la carte fig. 14	Localités	Gisement	Coordonnées géographiques			Etages	Paléontologie	
			X	Y	Z en m NGF			
14	La Foudrière	puits	279,60	2 210,50	entre + 13 et + 14	Cénomaniens supérieur	Dinoflagellés	
34	La Chevallerie	puits	273,75	2 201,75	entre + 1 et + 3			
33	Le Creux jaune	puits	279,70	2 203,35	entre + 14 et + 15		Dinoflagellés	
29	Les Vignes	puits	278,95	2 209,80	surface à 17 m			
27	Les Vallées	puits	279,75	2 205,40	surface à 9 m			
15	Heurtevent	puits	277,30	2 210,05	entre + 7,50 et + 9			Loges de Foraminifères
20	La Forêt-Quairy	puits	291,05	2 208,95	entre + 32 et + 35	Cénomaniens  moyen	Dinoflagellés abondants	
19	La Bironnière	sondage	289,27	2 209,00	entre + 27 et + 30			
13	Saint-Hubert	carrière	280,30	2 210,92	entre + 12 et + 14			
12	La Coëtière	puits	278,45	2 211,00	entre + 2 et + 4		Dinoflagellés rares	
11	Bois Fossé	carrière	278,25	2 212,30	entre + 2 et + 4			
10	Le Bois-Soleil	carrière	277,85	2 212,75	entre + 1 et + 3			
9	La Bloire	puits	280,75	2 212,75	entre + 16 et + 18			
8	Pont-Bâti	sondage	274,40	2 214,53	entre - 5 et - 2			
7	Les Gâcheries	puits	282,40	2 204,25	entre + 5 et + 6			
6	Les Couts	sondage	278,10	2 214,90	entre + 1 et + 4			
5	Les Bouchauds	tranchée	271,94	2 216,40	surface à - 1 m			
2	Le Rodet	abreuvoir	274,35	2 219,20	entre + 8 et + 10			Dinoflagellés dominants
1	Touvois	puits	294,20	2 219,45	entre + 38 et + 42			
24	Les Duttières	sondage	278,05	2 206,57	entre - 27 et + 2	du Cénomaniens moyen au Campanien	Dinoflagellés Foraminifères, Ostracodes	

Fig. 14 - Gisements palynologiques du Crétacé et de l'Éocène inférieur de Vendée



**Microplancton** : *Florentinia mantelli* (Davey, Williams) Davey, Verdier, 1973 ; *Palaeohystrichophora infusorioides* Deflandre, 1935 ; *Odontochitina "striatoperforata"* Cookson, Eisenack, 1962b ; *Bacchidinium polytes* (Cookson, Eisenack) Davey, 1979b ; *Spiniferites ramosus* (Ehr.) Loeblich, 1966 ; *Exochosphaeridium phragmites* Davey et al., 1966 ; *Tanyosphaeridium variecalamum* Davey, Williams, 1966b ; *Trichodinium castaneum* (Deflandre) Clarke, Verdier, 1967 ; *Callaiosphaeridium asymmetricum* (Defl., Court.) Davey, Williams, 1966b ; *Exochosphaeridium truncatum* (Davey 1969) Stover, Evitt, 1978 ; *Xenascus ceratioides* (Defl.) Lentin, Williams, 1973 ; *Histrichodinium pulchrum* Deflandre, 1935 ; *Kleithriasphaeridium readei* (Davey, Williams) Davey, Verdier, 1976.

**Pollens** : *Complexiopollis* sp. ; *Klausipollenites* sp. ; *Classopollis classoides* (Pflug) Pockock, Jansonius, 1961 ; *Inaperturopollenites hiatus* Thomson, Pflug, 1953 ; *Abietinaepollenites microalatus* Potonié, 1951 ; *Pityosporites labdacus* (Pot.) Thomson, Pflug, 1953 ; *Retitricolpites* sp. ; *Retitricolporites* sp.

**Spores** : *Appendicisporites tricornitatus* (Weyl., Greif.) Potonié, 1960 ; *Camaronosporites insignis* Norris, 1967.

• **Situation et signification paléogéographique des argiles noires cénomaniennes.** Les argiles noires sont localisées seulement dans des *paléodépressions* telles que la zone effondrée du bassin de Challans — Commequiers, la paléovallée du Ligneron (entre Challans, Saint-Christophe et Palluau) et le bassin de Touvois. Elles y sont recouvertes par une épaisse série du Crétacé moyen et supérieur. Par contre, sur les versants des vallées et sur les interfluves qui les dominaient, seuls se sont déposés des sédiments du Crétacé supérieur (Turonien — Sénonien) qui reposent directement sur le socle, par exemple sur les deux versants de la vallée du Ligneron (à la Mérandoire, aux Enchères sur la rive droite, à la Roussière sur la rive gauche), ou sur le plateau des Habites.

Des petites failles ont découpé ultérieurement les terrains crétacés dans le bassin de Challans — Commequiers, mais sans que les grands traits de la topographie précénomaniennes soient sensiblement modifiés.

La région de Challans — Commequiers a conservé, de façon exceptionnelle, un paléorelief incisé dans le socle avant le Cénomaniens moyen. Une marge littorale large d'une trentaine de kilomètres s'est trouvée, à l'aube de la grande transgression cénomaniennes, dans une zone de lagunes et de marécages saumâtres à très faible influence marine (quelques Dinophycées), aux eaux extrêmement calmes, qui remontaient le long des vallées ; pourvu d'une flore de type tropical humide, ce paysage évoque tout à fait celui qui caractérise l'Ilerdien en Basse-Loire, au début de l'Eocène : une vaste mangrove ramifiée occupant toutes les dépressions (cuvettes et vallées), sur plus de 50 km de largeur (de Noirmoutier à l'Est du lac de Grand-Lieu).

L'influence des marées ne se fait sentir qu'au-dessus des argiles noires, dans les sables argileux à petites Ostracées qui les recouvrent. Leur coquille fine et de petite taille indique un milieu encore confiné, à l'abri de cordons littoraux ; elles sont associées à quelques Ostracodes et Foraminifères. Ces dépôts n'apparaissent que très rarement en affleurement.

c2b. **Cénomaniens supérieur. Marnes et calcaires des Chauilières.** Définie par J. Louail (1976) au Sud de Commequiers, au lieu-dit la Chauillère où elle a

été exploitée autrefois pour la fabrication de la chaux, cette formation, épaisse de 7 à 8 m, est constituée à la base par des marnes grises pyriteuses à petites Huîtres passant à des marnes blanchâtres qui renferment des bancs calcaires très riches en grains de quartz détritiques. Cette évolution sédimentaire traduit une élévation progressive du niveau marin. Au sommet de cet ensemble carbonaté existe une surface durcie perforée par les lithophages, presque continue dans tout le bassin. Cette formation montre des variations latérales de la lithologie ; elle est presque essentiellement marneuse dans la région de Soullans, alors qu'à Commequiers les calcaires sont plus développés. Elle renferme une riche faune. Tout récemment, la découverte, dans les marnes grises de base, de *Pycnodonta (P.) biauriculata* (Lmk.), espèce caractéristique de la zone à *Calycoceras guerangeri* (A.-V. Dhont, 1984) (= zone à *Eucalycoceras pentagonum* = zone à *Calycoceras naviculare*) permet de préciser que les Marnes et calcaires des Chauilières se sont accumulés tout au long du Cénomanién supérieur. Les Céphalopodes récoltés à la partie supérieure, dans les marnes blanches et les dalles calcaires, indiquent le Cénomanién supérieur - terminal (zone à *Sciponoceras gracile* de Juignet *et al.*, 1978).

Les principaux affleurements se situent autour de la butte de la Chauilière et à Pierre-Folle ainsi que dans la région de Soullans, à Claire-Fontaine et à Brécharé. Très souvent, les Marnes et calcaires des Chauilières sont atteints lors de travaux pour la réalisation de puits ou de réservoirs. Il en a été ainsi au Grand-Bois, au Pré-Haut, à la Barbière et au Champ-Fleuri en Soullans ; à la Fenêtre — la Chevallerie en Saint-Hilaire-de-Riez ; à la Fonteclose en Notre-Dame-de-Riez ; aux Plantes et aux Gâcheries en Commequiers. Cette formation se retrouve au Sud de Saint-Christophe-du-Ligneron et à Touvois (feuille Palluau).

Des récoltes récentes de fossiles effectuées par J.-M. Viaud et J. Louail ont permis de signaler, en outre, la présence de Bivalves avec de nombreuses espèces : *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lmk.) f. *minor* et f. *intermedia*, *Gryphaeostrea canaliculata* (Sow.), *Rastellum (Art.) carinatum* (Lmk.), *Ceratostreon flabellatum* (Gold.), *Amphidonte obliquata* (Pult.), *Costagrya laciniata* (Gold.), *Cucullaea guerangeri* (d'Orb.), *Chlamys guerangeri* (Farge), etc., de Gastéropodes, de Céphalopodes, d'Inocérames, d'Echinides, d'Ostracodes particulièrement nombreux et de Foraminifères (cf. tableau de synthèse). Il s'y ajoute des Crinoïdes (*Isocrinus cenomanensis*), des Brachiopodes (*Terebratula phaseolina* (Lmk.), *Dereta pectita* (Sow.)), des articles d'Astéries (*Lophidiaster* sp.), des dents de Sélaciens (étude en cours par D. Pouit), des restes de Cirripèdes (*Arcoscalpellum angustatum* (Geinitz)) et bien d'autres formes.

Ces Marnes et calcaires des Chauilières correspondent à une pulsation transgressive avec un milieu de sédimentation qui devient franchement marin et ce, progressivement. La présence de pyrite à la base de l'unité, dans les marnes et calcaires gris, confirme cette idée. L'ensemble de la faune s'accorde à définir le milieu comme marin littoral avec une faible profondeur d'eau. Au Cénomanién supérieur le golfe de Vendée devait communiquer avec le Bassin de Paris par le détroit de la Basse-Loire.

#### Les Ostracodes dans le sondage 3 des Duttières (4-164), par R. Damotte.

"Les espèces cénomaniennes suivantes ont été reconnues : *Mauritsina dordoniensis* (Damotte) : 26 m, 14,50 m ; *Pterygocythere rati* Damotte : 26 m, 17,50 m, 14,50 m ; *Mauritsina cladechensis* (Damotte) : 20 m, 17,50 m, 16,50 m ; *Bairdia* gr. *pseudoseptentrionalis* (Mertens) : 20 m, 16,50 m, 13,45 m ; *Dolocysteridea (Puracysteridea) crassa* Damotte : 20 m, 17,50 m, 16,50 m, 14,50 m, 13,45 m ;

*Dordoniella strangulata* Apostolescu : 17,50 m ; *Spinoleberis petrocorica* (Damotte) : 17,50 m, 13,45 m ; *Cythereis (Rehacythereis) fournetensis* Damotte : 17,50 m, 16,50 m ; *Amphicytherura berbiguierensis* Colin : 17,50 m, 16,50 m, 13,45 m ; *Dumontina cenomana* Damotte : 13,45 m ; *Cytherella gr. ovata* (Roemer) : dans tous les échantillons (cette espèce est connue dans tout le Crétacé).

La faune cénomaniennne est composée d'espèces décrites dans le Cénomaniennne de Dordogne et de Touraine (J.-P. Colin, 1974 ; R. Damotte, 1971). Cette faune appartient à celle de la province "Touraine - Aquitaine - Provence", province où la faune cénomaniennne présente un caractère méridional (J.-F. Babinot, J.-P. Colin et R. Damotte, 1978). Ces espèces ont vécu dans des milieux littoraux marins et dans des eaux relativement chaudes.

Dans le niveau 11 m, est présente *Neocythere verbosa* (Damotte), espèce décrite dans le Turonien de Touraine (R. Damotte 1962).

Il y a un net changement de faune entre ces niveaux 13,45 m et 11 m, la coupure Cénomaniennne - Turonien se place donc, d'après l'étude des Ostracodes, entre ces deux niveaux dans le sondage étudié ici".

### c3. Turonien. Argiles noires à microflore, marnes glauconieuses de Commequiers, calcaires des Raillères.

● **Argiles noires à microflore (Turonien inférieur).** En différents points du bassin (au Creux jaune en Commequiers, à la Noue en Notre-Dame-de-Riez ainsi qu'à la Foudrière en Challans et à la Petite Robinière en la Garnache (feuille Challans), des argiles grises ou noires ont livré une microflore d'âge turonien.

A la Foudrière, la microflore d'un niveau argileux grisâtre a été étudiée par C. Azéma. Malgré la diversité des pollens de Normapolles, la présence constante du genre *Atlantopollis* qui disparaît au Turonien moyen oblige à placer cet horizon à la base du Turonien. Rencontrées lors du creusement d'un puits, ces argiles semblent surmonter des sables roux plus ou moins argileux à petites Huitres silicifiées du Cénomaniennne. Quelques kystes de Dinoflagellés, très rares, montrent le caractère marin ou tout au moins saumâtre de ce dépôt.

A la Petite-Robinière, à 5 km au Nord de Challans (feuille Challans), des argiles noires ligniteuses et pyriteuses à microflore turonienne ont été découvertes. La microflore est la même qu'à la Foudrière. Épaisses d'un mètre, elles reposent directement sur les micaschistes et sont surmontées par 2 m de sables calcaires et de calcaires sableux (faciès des Raillères), du Turonien supérieur probable. Associée à la microflore, existe une macrofaune rare et fragmentée avec des Huitres (*Amphidonte obliquatum* (Pult.)), des Rudistes indéterminables, des Bryozoaires, des Annélides et des restes de Cirripèdes (*Calantica (Scillaelepas) subplena* Collins).

L'étude de la palynoflore des argiles grises extraites d'un puits à la Noue en Notre-Dame-de-Riez et au Creux jaune en Commequiers permet à C. Azéma de rattacher ces dépôts à ceux de la Foudrière et de la Petite Robinière. La présence de Dinoflagellés indique le caractère marin de ces argiles qui ne contiennent pas une faune identifiable. Aux deux endroits, les argiles sont directement recouvertes par des sables et des argiles sénoniens avec, au sommet, l'horizon des "pierres cornues".

Ces argiles à microflores semblent être un équivalent latéral des Marnes glauconieuses de Commequiers. Jamais cette dernière formation ne les recouvre ; au Creux jaune, à la Noue et à la Foudrière ce sont des sables et des argiles sénoniens et à la Petite Robinière les calcaires marno-sableux des Raillères (Turonien supérieur probable).

• **Marnes glauconieuses de Commequiers (Turonien inférieur et moyen).** Sur la surface durcie des calcaires des Chauilières (Cénomaniens supérieur), les Marnes glauconieuses de Commequiers, définies par J. Louail (1976), indiquent un retour de l'influence marine, correspondant à des conditions de dépôt subtidales. Toutes les coupes de référence de ces marnes glauconieuses ont été prises aux environs de Commequiers, sur le versant nord de la vallée de la Vie, dans la presqu'île du Soullandeau ainsi qu'à la Barbière — le Verger, sur la rive gauche du Ligneron où elles sont visibles en affleurements. Plus au Nord (feuille Challans), cette formation, quand elle existe, n'apparaît que lors de travaux.

Cette formation se compose essentiellement de marnes et de calcaires marneux verdâtres ou gris (Commequiers — le Soullandeau), riches en glauconie et renferme plusieurs horizons de lumachelle à Huîtres. Au sommet se développe un épais horizon de *hard-ground* glauconieux visible surtout dans la région de Commequiers. Il correspond à une discontinuité sédimentaire importante dans tout le bassin, réalisée en zone infratidale. C'est ce niveau qui a livré la plupart des Céphalopodes qui sont rarement complets. Les fragments de *Mammites* montrent l'existence d'individus de grande taille (Pierre-Folle, le Champ-Fleuri). Les espèces rencontrées permettent de rapporter la plus grande partie de la formation au Turonien inférieur (zone à *Mammites nodosoides*). Seul le niveau de *hard-ground* qui coiffe la formation peut représenter le Turonien moyen très condensé. Ce niveau contient la plupart des formes signalées dans la partie supérieure du Ligérien (Coquand) mais également *Pseudotissotia gallieni* (d'Orb.) (îlot de Loisson) qui apparaît dans la partie moyenne de l'Angoumien (H. Coquand 1856) des Charentes et dans la Craie micacée de Touraine (Tuffeau de Bourré).

À la Mottée, dans la presqu'île du Soullandeau, un calcaire marneux situé à la base de la formation a livré des Inocérames du Turonien inférieur (*Inoceramus opalensis* Seitz non Böse, *I. cf. subhercynicus* Seitz, *I. sp. gr. labiatus* Schloth., *I. sp. gr. mytiloides* Mant.) et des fragments de Céphalopodes (*Acanthoceras* sp. ? et *Jeanrogericeras* sp. ? cf. *revelieranum* (Court.)). Il est surmonté par des marnes vertes glauconieuses à Huîtres dont *Rhynchostreon suborbiculatum* f. *typica* est l'espèce la plus fréquente. Alors que dans les dépôts du secteur de Commequiers, les Inocérames sont presque absents, les mêmes espèces qu'à la Mottée ont été retrouvées à la Fenêtre en Saint-Hilaire-de-Riez, dans des calcaires marneux masqués par des sables et des argiles sénoniens.

Les régions de Soullans, Commequiers et Saint-Hilaire-de-Riez ont livré une abondante macrofaune. Les Ammonites, les Inocérames, les Echinides, les Gastéropodes, ainsi que la microfaune et la microflore font l'objet d'une énumération dans le tableau de synthèse (tableau III). Cette formation est riche également en Huîtres, en particulier à la partie supérieure où existent des horizons de lumachelle à *Rhynchostreon suborbiculatum* f. *typica* (Lamarck) avec des coquilles dépassant fréquemment les 10 cm de hauteur. D'autres Huîtres y sont associées : *Pycnodonte vesicularis* f. *hippodium* (Nilson), *Amphidonte obliquata* (Pult.), *Curvostrea rouvillei* (Coq.) et *Rastellum* (*R. diluvianum* (Linné)). À cette faune s'ajoutent des Bryozoaires (*Meliceritites*,

"*Conopeum*" *janieresense* (Canu), *Petalopora costata* (d'Orb.), *Onychocella turonica* Canu, "*Vincularia*", "*Membranipora*", "*Biflustra*" *turonensis* (d'Orb.), *Truncatulipora tetragona* (d'Orb.), etc.) dont les formes encroûtantes sont fréquentes sur les coquilles d'Huîtres ; des dents de Poissons, *Cretolamna appendiculata* (Ag.), Pycnodontidés, *Squalicorax falcatus* (Ag.), *Paranomotodon angustidens* ? (Reuss) et *Scapanorhyndus raphiodon* (Ag.), de très rares fragments de Rudistes indéterminables, des restes de Crinoïdes et de Cirripèdes (*Arcoscalpellum angustatum* (Gein.), *A. fossula* (Darw.), *Calantica* (*Titanolepas*) *tuberculata* (Darw.) et des articles d'Astéries (étude en cours par G. Breton).

● **Calcaires marno-sableux, calcaires des Raillères (Turonien supérieur probable).** Le dépôt turonien des Raillères en Bois-de-Céné est situé à 10 km au Nord de Challans (feuille Challans). Epais de quelques mètres seulement et reposant sur les micaschistes, le calcaire est marneux, localement sableux et sans cohésion. La faune récoltée dans ce gisement permet de lui attribuer un âge turonien et très probablement turonien supérieur.

Dans le bassin de Challans — Commequiers, seul un niveau pouvant être contemporain a été rencontré au Sud-Ouest de Soullans au lieu-dit les Papinières, dans la presqu'île du Soullandeau. Ce niveau très détritique repose en discordance sur des marnes et des calcaires gris glauconieux à *Mammites nodosoides*. Ce sont des marnes crayeuses rousses, épaisses de 1 à 2 m, dans lesquelles la faune est très roulée et recristallisée. Les rares Foraminifères suggèrent un âge sénonien très inférieur, mais sans exclure la possibilité du Turonien élevé. Quant aux Ostracodes, ils indiquent le Turonien (probablement supérieur). Les Bryozoaires appartiennent au Turonien ou au Coniacien. Les quelques fragments de Rudistes sont indéterminables. Le Cirripède *Callantica* (*Scillaelepas*) *subplena* Collins décrit initialement aux Raillères est présent ici.

**c4-7. Sénonien. Formation du Soullandeau (J. Louail et al., 1983). Sables et argiles des Bardys, marnes et calcaires à Rudistes de la Tonnelle, Sables et argiles à Spongiaires de Soullans, grès siliceux.** La Vendée, qui a vraisemblablement émergé au Coniacien, subit une nouvelle pulsation transgressive au Santonien. D'abord se déposent des sables et des argiles très littoraux (Argiles des Bardys), puis des marnes sableuses et des calcaires à Rudistes. Au cours du Campanien, au moins inférieur, cette région est toujours située en milieu marin ; puis s'amorce la grande régression fini-crétacée. Dans l'état actuel de nos connaissances, les formations sénoniennes de Vendée peuvent être rapportées à un intervalle de temps compris entre le début du Santonien et le Campanien (sup. = Maastrichtien ?).

Ces formations sénoniennes sont transgressives sur les unités précédentes, qu'elles débordent pour reposer parfois directement sur le socle. Essentiellement argilo-sableuse à la base, puis marno-sableuse avec intercalations de biostromes à Rudistes, la sédimentation passe latéralement à des argiles et des sables glauconieux à Spongiaires comportant des niveaux à concrétions siliceuses aux formes contournées (*pierres cornues*) et branchues ("*rhyzoconcrétions*") situés à la partie supérieure des sables jaunes sénoniens.

● **Sables et argiles des Bardys (560-3-36) (Santonien inférieur).** La série sénonienne de Vendée semble débiter par des sables gris à petites Huîtres appartenant à une seule espèce (*Ceratostreon pliciferum* (Dujardin)) associée à des dents de poissons (H. Capetta, 1981), déposés dans un milieu confiné et qui

initialement ont été attribués à tort au Cénomaniens (Azéma et Viaud, 1979). Au-dessus, des argiles noires feuilletées comportent une riche microflore santonienne (C. Azéma et J.-M. Viaud, 1979).

L'échantillon étudié provenant des Bardys en Notre-Dame-de-Riez contient quelques rares spores trilètes lisses et des grains de pollen. Ceux de Gymnospermes, de type biailé sont rares ; par contre, ceux d'Angiospermes, représentent la quasi-totalité du spectre palynologique. 29 espèces appartenant toutes au groupe des Normapolles, réparties dans 13 genres, ont pu être dénombrées. Parmi les plus fréquentes nous trouvons le genre *Extrapollis* Krutzsch et Pactlova, 1977, avec trois espèces, *Interporopollenites* Weyl. et Krg., 1953 in Goczan et coll., 1967, avec sept espèces et *Trudopollis* (Pf. 1953b) Kr., 1967 avec cinq espèces. *Heidelbergipollis* cf. *tilioides* Kr., 1967, *Megatriopollis santonius* Groot et Krutzsch, 1967, *Longanulipollis* sp. Goczan, 1967, *Vacuopollis* sp. 1953b, *Frankonipollis* sp. Groot et Krutzsch, 1967 et *Oculopollis* sp. Pf., 1953 sont par contre plus rares. Cet assemblage palynologique présente une hétérogénéité marquée. La présence des genres *Extrapollis*, *Interporopollenites*, *Longanulipollis*, *Frankonipollis* et *Heidelbergipollis* permet d'attribuer avec certitude le spectre palynologique au Santonien et très probablement au Santonien inférieur.

Le substratum des sables gris et des argiles noires n'est pas connu aux Bardys ; par contre, au Bois-Viaud en Commequiers, il semble que ces termes reposent sur des argiles noires à microflore d'âge probablement turonien supérieur (C. Azéma, en cours d'étude).

Sur la feuille voisine Challans, l'étude palynologique d'argiles rencontrées au Petit-Moulin en Soullans (534-7-158) ainsi qu'au Pavillon en la Garnache (534-4-46) a révélé à C. Azéma une grande abondance et une grande diversité dans les pollens de type Normapolles, avec plusieurs espèces des genres *Trudopollis*, *Interporopollenites*, *Extrapollis* ; ces formes, ainsi que la présence du genre *Vancampopollenites* correspondent à une association d'âge santonien qui peut être comparée à des gisements contemporains du Portugal. Quelques rares organismes marins leur sont associés.

● **Marnes et calcaires à Rudistes de la Tonnelle (Santonien moyen à Campanien).** Initialement décrits à la Tonnelle, au Nord de Commequiers (J. Louail, 1976), ces faciès ont été retrouvés un peu partout dans le bassin (le Soullandeau, les Bardys, gare de Soullans). Ces dépôts marno-calcaires indiquent l'installation d'un milieu nettement marin. Des colonies de Rudistes témoignent d'un environnement de mer chaude et de faible profondeur (zone infralittorale). Les marnes et calcaires à Rudistes contiennent généralement une faune abondante associée à une microflore. Les Rudistes, les Echinides, les Bryozoaires (plus de 60 espèces, E. Voigt et J.-M. Viaud, 1983) et les Bivalves (plus de 40 espèces dont principalement des Huitres, S. Freneix et J.-M. Viaud, 1983) abondent dans certains niveaux (cf. tableau III de synthèse). Aucune Ammonite n'a encore été trouvée ; seuls de petits Nautiles, peu caractéristiques, ont été recueillis. A la Tonnelle, les calcaires ont livré un seul fragment d'Inocérame que J. Sornay rapporte vraisemblablement à l'espèce *I. sp. gr. balticus* J. Böhm ou à *I. cf. pseudoregularis* Sornay ; dans les deux cas, il s'agit d'une forme du Campanien moyen-supérieur. On y rencontre également des Brachiopodes : *Terebratulina echinulata* d'Orb. et *Rhynchonella vespertilio* Brocc., deux espèces connues en Touraine, associées ici à des Térébratulules plissées de taille moyenne : *Terebratula nanclasi* Coquand, des dents de Poissons (*Scapanorhynchus raphiodon* (Ag.), *Squalicorax falcatus* (Ag.), *S. kaupi* (Ag.),

*Paranomotodon cf. angustidens* (Reuss)), des Cirripèdes (*Virgiscalpellum vendeensis* Collins, *Virgiscalpellum clathratum* Collins et *Calantica (Scillaelepas) subplena* Collins, (J.-M. Viaud et al., 1983)), les Spongiaires (*Porosphaera globularis*, *P. patelliformis*, *Acanthochaetetes* ? sp. et *Verraculina seriatopora* (J.-M. Viaud et G. Termier, 1980)).

Les peuplements à Rudistes ont une extension latérale limitée à quelques centaines de mètres et passent à des marnes sableuses beiges ou grises riches en Echinides et en Bryozoaires (région de Soullans, les Roselières - la gare - les Guignardières). Dans le bassin toutes les lentilles à Rudistes ne sont pas synchrones. Les différentes espèces de Rudistes (cf. tableau III de synthèse), auxquelles il faut ajouter *Hippurites cf. variabilis*, indiquent un intervalle de temps compris entre le Santonien moyen-supérieur et le Campanien terminal à Maastrichtien (Dordonien de Coquand). L'étude des Foraminifères benthiques ne permet pas non plus, au stade actuel, de dégager une biozonation très nette dans cette série condensée. L'assemblage des Ostracodes est intermédiaire entre celui d'Aquitaine et celui du Bassin de Paris.

● **Sables et argiles à Spongiaires de Soullans ; grès siliceux.** Aux Roselières, en Notre-Dame-de-Riez, au-dessus de marnes sableuses grises à Bryozoaires et Echinides, des argiles sableuses noires micacées à petites concrétions gréseuses ont livré une palynoflore. Elles passent en continuité à des sables et des argiles verdâtres ou jaunâtres à Spongiaires siliceux et à grandes concrétions siliceuses. Ces sables noirs ont été retrouvés dans le sondage proche de Duttières-3 (560-4-164). La microflore rencontrée semble indiquer le passage Santonien - Campanien en milieu marin (C. Azéma et al., 1981, p. 241 et 277).

Ce membre, représenté par des sables fins, verts et jaunes, argileux et glauconieux à niveaux argileux, surmonte et/ou se trouve en équivalent latéral des Marnes et calcaires de la Tonnelle. Il renferme des Spongiaires siliceux (*Iouea* sp. (= *Phalangium*) cf. *Prokaliapsis arborescens* (Michelin), *Chenen-dopora* sp.) ainsi que quelques fossiles silicifiés dont des Brachiopodes (*Rhynchonella vespertilio*) et surtout de petites Huitres (*Pycnodonte (Phrygraea) vesicularis*, *Ceratostreon pliciferum*, *Rhynchostreon suborbiculatum* forme *minor* et *Striostrea sarumensis*) ainsi que des fragments épars de Rudistes. La faune est très appauvrie par rapport à celle des niveaux marno-calcaires.

Ces sables et argiles contiennent de nombreux lits de concrétions siliceuses branchues (les "*pierres cornues*"), riches en spicules, qui peuvent s'anastomoser en bancs plus ou moins continus. Elles se concentrent également, à la partie supérieure des affleurements, dans un horizon déterminé par un déblaiement sélectif des particules fines. Ces dépôts sont particulièrement visibles à l'Ouest de Commequiers (Villeneuve - Courtet) et dans le secteur de Notre-Dame-de-Riez (les Renardières - Beaulieu - la Fenêtre).

Deux types de concrétions doivent être distingués. Les premières, communément appelées *pierres cornues*, sont des rognons gréseux aux formes très irrégulières, riches en spicules de Spongiaires, correspondant à une cimentation siliceuse au sein de la formation elle-même. Comme les silex ou les cherts, elles se trouvent en lits plus ou moins continus, parallèles à la stratification, à divers niveaux. Elles apparaissent dans les marnes sableuses grises de la région de Soullans où elles sont de plus petite taille et deviennent très abondantes dans les niveaux supérieurs formant localement un banc continu, et où elles sont associées à de véritables plaques de meulière. Les secondes sont les "*rhyzoconcrétions*" ou manchons de section circulaire, parfois elliptique par

écrasement. Elles sont fréquemment horizontales ou légèrement obliques sur le plan de stratification et présentent des ramifications. Elles sont particulièrement abondantes à l'Ouest de Commequiers (le Grand-Village), à l'Ogerie et au Cargnon près de la Garnache (feuille voisine Challans). Leur longueur peut atteindre 1,10 m et leur diamètre 10 à 15 cm (le Grand-Village) (M. Ters 1961). Pour J. Louail (1981), "la régularité du diamètre, la disposition horizontale des tubes, les renflements aux ramifications, qui parfois sont dirigées vers le haut, les rapprochent des galeries de fousseurs". Il lui semble qu'elles proviennent de la silicification de parois des terriers alors que, pour M. Ters (1961), les nombreuses bifurcations sont celles de racines et de tiges secondaires et ne laissent aucun doute sur leur origine végétale. Des nodosités externes correspondent aux attaches de racines secondaires, aujourd'hui disparues. La cavité interne renferme un tube plein central, de section arrondie, qui devait correspondre au cœur de la branche. Certaines d'entre elles sont disposées horizontalement, mais les grosses concrétions fourchues, bifides à la bifurcation des racines, sont implantées verticalement. A la mort de la plante, les vides ont peu à peu été comblés par le sable encaissant et la silicification s'est opérée en milieu acide. Les *rhyzoconcrétions* pourraient être les témoins d'une végétation installée à la surface des sables sénoniens après le retrait de la mer. Cette végétation reste d'âge imprécis (fin du Crétacé ou Eocène inférieur ?). Cartographiés par M. Ters, mais détruits en grande partie aujourd'hui, des milliers de blocs de grès siliceux, de faciès rarement lustré, parsemaient, il y a encore une vingtaine d'années, presque toute la région. Isolées ou groupées, les dalles peuvent atteindre 7 m de long et 3 m d'épaisseur. Elles reposent souvent directement sur le socle, le sable ayant été sapé ; mais on peut observer le passage des sables aux grès, par cimentation progressive, par exemple dans la vallée du Ligneron (la Neuville, la Mérandoire, la Ruette, Martinet, la Naulière-Bernard, la Boule). Les grès forment des placages sur les plateaux (Bel-Air : 46 m), mais surtout vers le haut des versants des vallées de l'Auzance, du Jaunay, du Guy-Gorand, de la Vie, du Ligneron, de la Logne et de leurs affluents. Au Grand-Bois en Soullans, des blocs de grès isolés contiennent des "*rhyzoconcrétions*" usées. La cimentation des sables est très vraisemblablement d'âge éocène, comme en Anjou, mais *le matériel est marin et crétacé, principalement sénonien*.

**Argile et calcaire de Pont-Jaunay** (notés c4-7 sur la carte). Sur la côte, à 3 km de Givrand (le Petit Rocher), un gisement de calcaire est visible sur 40 m de longueur, aux très basses mers ; il est effondré dans un petit graben, en face de l'ancienne embouchure du Jaunay ; il est séparé des micaschistes par une faille orientée N 90°E ; son étendue réelle est inconnue, ainsi que son soubassement. Le calcaire est très blanc, friable, en fins granules associés à quelques oolites. Il paraît azoïque. A 1 km à l'Est, sur le rebord de la plate-forme de micaschistes, il repose sur des argiles rouges, autrefois exploitées en carrière, sur le versant nord du Jaunay ; nous y avons effectué un trou de 4 m de profondeur à la pelleuse (à l'Ouest de la route) en 1961 ; il s'agit d'une montmorillonite presque pure (à traces de kaolinite) qui devait combler l'estuaire de la paléovallée du Jaunay, avant l'arrivée de la mer qui a déposé les calcaires. Le faciès de celui-ci rappelle le Sénonien du Bordelais (D. Boulanger) ; J. Louail le relie plutôt aux formations lutétiennes de la région.

**Evolution de la paléoflore, en Vendée, au cours du Crétacé supérieur  
et de l'Ilerdien d'après l'étude du sondage des Duttières  
(4-164, à 2,5 km au Sud-Est de Soullans, par C. Azéma)**

Parmi les vingt gisements étudiés sur la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie, celui des Duttières est le seul qui présente une succession d'étages du Crétacé moyen et supérieur. Il est situé à l'amont d'une paléovallée affluente de la paléovallée précénomaniennne du Ligneron, dont l'âge est établi depuis longtemps (Ters, 1961), ce qui permet de comprendre l'épaisseur de la coupe étudiée (27 m). Les sédiments ont été traversés entre - 25 et + 2 m NGF, ce qui est exceptionnel dans la région où les gisements crétacés ne dépassent généralement pas 10 m d'épaisseur. La lithologie permet de voir la discontinuité de la sédimentation, en relation avec les transgressions marines. La palynologie confirme l'existence de ces discontinuités par des lacunes dans les associations, tant marines que continentales. D'autre part, la variation des proportions relatives des éléments marins et continentaux précise les avancées et les reculs de la mer au cours du Crétacé supérieur. Ainsi, la fréquence des pollens du groupe des *Classopollis* (Gymnospermes), dont la niche écologique est considérée comme analogue à celle des Palétuviers actuels, a apporté des données sur les mouvements marins. Leur brusque diminution peut être interprétée comme la conséquence d'un phénomène transgressif, d'autant plus qu'elle s'accompagne, aux Duttières, d'une brusque augmentation du nombre des kystes de Dinoflagellés, qui représentent le plancton marin, au niveau 7,50 m.

Le Cénomanienn est caractérisé, aux Duttières, par l'abondance des spores appartenant aux familles des Cyathéacées, Schizéacées, Lycopodiacées et Gleicheniacées qui se développent actuellement dans les milieux marécageux chauds. A celles-ci, il faut ajouter une proportion notable de pollens d'*Ephedripites* qui pourraient indiquer une certaine aridité dans l'arrière-pays. Cette interprétation n'est pas en contradiction avec la présence de pollens de *Classopolis*.

Dans la partie supérieure du Cénomanienn, apparaissent les premiers pollens de Normapolles avec les genres *Complexiopollis* et *Atlantopollis*. Entre les niveaux 20,50 m et 18,50 m, un brusque changement dans l'association palynologique montre une coupure dans la sédimentation. Le pourcentage des spores et des *Ephedripites* diminue fortement, tandis que 11 genres nouveaux de Normapolles apparaissent ensemble. Par comparaison avec les flores des gisements datés d'Europe et de la côte est des Etats-Unis, et grâce à l'apparition de *Florentinia clavigera*, il est possible de rapporter au Turonien les niveaux supérieurs à 20,50 m.

Cependant, le Turonien n'est pas complet ; entre les niveaux de 15 et 13 m, la disparition des *Atlantopollis* marque la fin du Turonien inférieur, tandis qu'un brusque développement de la population de Normapolles, et l'apparition de nouvelles espèces de Dinoflagellés marquent le début du Santonien. Les formes du Turonien supérieur et du Coniacien semblent être absentes de la série, ce qui serait compatible avec une phase d'émersion signalée dans le bassin de Challans, entre le Turonien inférieur-moyen et le Santonien.

Au-dessus du niveau de 13 m, le dépôt de la microflore est continu. De nouveaux genres de Normapolles viennent enrichir l'association. Les Angiospermes, autres que les Normapolles, sont à peine représentées, ainsi que les spores. Les pollens de *Classopolis*, après une dernière poussée au début du Santonien, vont diminuer progressivement, jusqu'à disparaître, au niveau

7,5 m. A partir de là, la transgression devient de plus en plus marquée, dans le rapport restes marins/restes continentaux. Les deux niveaux supérieurs de la coupe ne contiennent plus guère que des kystes de Dinoflagellés, quelques pollens de Conifères à ballonnets et d'Angiospermes, surtout représentés par des Normapolles. Dans ces deux niveaux, l'apparition de nouvelles espèces de Dinoflagellés telles que *Cannosphaeropsis utinensis* et *Senoniasphaera protusa* et de nouveaux genres de Normapolles telles que *Vancampopollenites*, n'est pas en contradiction avec le passage au Campanien inférieur qui reposerait en continuité sur le Santonien supérieur.

La coupe des Duttières est intéressante en ce qu'elle ponctue par ses brusques changements dans les associations palynologiques les événements paléogéographiques déjà mis en évidence par la sédimentation et la paléontologie. D'autre part, elle donne des indications sur la paléophytosociologie de la Vendée au Crétacé supérieur. La végétation y semble plus proche de celle du Portugal et de la côte est des Etats-Unis que de celle de l'Europe de l'Est, ou même de la France du Sud-Est, à la même époque.

La palynologie apporte, dans cette région de Vendée, la confirmation d'une importante végétation au Cénomanién et au Sénonien. La grande abondance des *Classopollis*, et la présence de kystes de Dinoflagellés, très abondants dans certains niveaux, situe cette région à la limite océan — continent, parfois émergée, parfois recouverte par la mer. Le bon état de conservation de la microflore laisse présumer des conditions de sédimentation calmes et d'une absence de transport. Enfin, les spores qui ont pu être attribuées à des familles actuelles témoignent d'un climat tropical à subtropical humide.

Ce gisement représentatif du Crétacé de Vendée est le seul où les étages sont superposés dans un seul sondage, alors que les autres ne sont que ponctuels. Cependant, chacun des gisements étudiés en Vendée peut être rattaché aux différents niveaux du sondage par son contexte palynologique et précise les données sur la répartition des niveaux du Crétacé supérieur en Vendée.

Aux Duttières, on n'observe pas la transgression du début du Tertiaire (Ilerdien) dont les témoins subsistent cependant à 1 600 m à l'Ouest, sur l'autre rive du Ligneron, sous une couverture pliocène ; ils reposent sur des sables attribués au Sénonien.

Les témoins de la flore tertiaire sont surtout des pollens de Normapolles (50 % du spectre), des Cupressacées, quelques spores et des pollens d'Angiospermes appartenant aux familles des Restionacées, Myricacées, Juglandacées et Apocynacées. L'élément le plus intéressant est la présence du pollen de *Nypa*, Palmier des régions tropicales humides et en particulier des mangroves de Malaisie. Aux microrestes végétaux, il faut ajouter la présence de Dinoflagellés qui confirment le caractère littoral du dépôt dont le genre *Wetzelliella* qui permet une datation stratigraphique de l'Ilerdien.

### Terrains tertiaires

e3. Ilerdien — Cuisien. Argiles de Loreau, des Terres noires et de la Mongie (observées en sondage). Au Sud de Soullans, la presqu'île du Soullandeau présente un ensellement situé vers l'axe de la paléovallée du Ligneron ; cette gouttière entame les sables sénoniens à *pierres cornues* ; entre les graviers pliocènes de couverture et le Crétacé se trouvent des dépôts d'argile noire

et de sable qui ont été atteints, à Loreau (sondages 3.32 et 3.35). Entre - 0,55 et - 1,05 m NGF, les argiles renferment une très riche association palynologique, ainsi décrite par M.-F. Ollivier-Pierre (1980) et rapportée au Cuisien : "Les spores sont peu nombreuses mais variées ; la forme la plus fréquente est rapportée au Lycopodiacées : *Camarozonosporites* (H.) *eocenicus*. Les Cupressacées avec quelques exemplaires d'*Inaperturopollenites dubius* sont les seuls pollens de Gymnospermes. L'importance du groupe des Normapollens (50 % du spectre) est due à l'abondance de *Plicapollis pseudoexcelsus* et 10 autres formes ont pu être déterminées. Les autres pollens d'Angiospermes (en faibles pourcentages) peuvent être rapportés aux Restionacées, Myricacées, Juglandacées, Nyssacées, Sparganiacées, Icacinacées. Les préparations, encombrées par de nombreux débris végétaux, renferment des Dinophycées (*Wetzelialla articulata* Eis.). Les éléments de cette flore sont ceux d'un milieu tropical à subtropical, toujours humide. La présence de *Spinizonocolpites echinatus* Muller et *S. baculatus* Muller rapportés au pollen du Palmier du genre *Nypa*, suggère un littoral à mangrove, analogue à celui qui a été reconnu à la Sennetière et à Noirmoutier, à l'Ilerdien". D'après M.-F. Ollivier-Pierre, les argiles de Loreau seraient un peu plus récentes que celles de la Sennetière, mais un peu plus anciennes que celles de Port-Louis, près de Quiberon (C. Azéma *et al.*, 1978). Aux Terres noires et à la Mongie, en Soullans, la paléoflore a été étudiée par C. Azéma. Elle se compose de pollens d'Angiospermes appartenant à des familles tropicales actuelles telles que les Apocynacées, les Bombacées, etc. et surtout des *Spinizonocolpites*, pollen du palmier *Nypa*, caractéristique de la mangrove. Les influences marines sont confirmées par la présence de Dinophycées appartenant notamment au groupe *Wetzelialla* (de l'Ilerdien).

**esc. Lutétien supérieur (Biarritzien). Calcaires sableux et dolomitiques à Nummulites, sables siliceux.** Alors qu'elles sont largement représentées sur la feuille Challans, ces formations sont peu connues dans la partie sud du marais de Monts, vaste dépression dont l'effondrement a commencé avant le Cénomaniens ; le socle y est tapissé par des dépôts lutétiens, recouverts par le colmatage flandrien. Au large de Saint-Jean-de-Monts, et jusqu'aux abords de l'île d'Yeu, ces dépôts calcaires constituent l'assise des fonds sous-marins. Par très basse mer, le Pont d'Yeu (feuille Challans) et quelques écueils au Nord-Ouest de l'estacade de Saint-Jean-de-Monts en constituent les jalons. Quelques îlots, où sont édifiées les habitations, émergent du marais (les Rochelles, les Touchelles, etc.). Aux Rochelles, les calcaires, gris ou jaunâtres, friables et sableux, à grain très fin, ont livré des moules internes de Bivalves et des Echinides (*Lenita patellaria* Agass., *Praescutella caillaudi*, etc.), des Gastéropodes, des Madréporaires (récoltes J.-M. Viaud) ; J.-P. Margerel a repris l'étude des Foraminifères du bassin éocène de Challans : *Nummulites brongniarti* d'Arch. et *N. armoricensis* Vasseur permettent d'attribuer cette série au Lutétien supérieur (Biarritzien). L'ensemble de cette microfaune, riche aussi en Ostracodes, indique des fonds très littoraux.

Plusieurs sondages, réalisés pour des recherches hydrogéologiques à Saint-Jean-de-Monts et à Saint-Hilaire-de-Riez, ont traversé 5 à 15 m de sables dunaires et de graviers quaternaires, recouvrant 42 m de calcaires et de grès lutétiens, reposant eux-mêmes sur des sables quartzeux blancs très fins (sondage 2-12). Une nouvelle étude du Lutétien a été réalisée par V. Borne (1986).

**Stampien. Argile et calcaire marneux** (observés en sondage). Un forage réalisé près de Saint-Jean-de-Monts a traversé, sous les sables et graviers quaternaires une formation à dominante argileuse comprenant des intercalations de calcaire marneux fossilifère, dont la base n'est pas connue. L'attribution

stratigraphique de ces dépôts est aisée en raison de la présence de *Peneroplis* d'Arch qui permet de les rapporter au Stampien ; la faune de Foraminifères est identique à celle des sédiments de même âge trouvés en Bretagne (Nort-sur-Erdre, Saffré). Un examen sommaire a permis de distinguer deux composantes principales : des agglutinés de grande taille et des formes calcaires perforées de petite taille. Au sommet de la coupe, les oogones de Charophytes sont abondants et variés, mais on distingue une nette domination de *Gyrogona medicaginula* Lam. La présence, dans le voisinage immédiat, des calcaires éocènes sous les sables quaternaires, permet de penser que l'Oligocène s'est conservé dans un petit graben dont l'extension et l'orientation ne sont pas connues (V. Borne et J. Margerel, 1985).

**p. Pliocène marin. — p2. Faciès sableux et graveleux. — pR. Faciès calcaire et sablo-calcaire.** Venue de l'Ouest, la grande transgression pliocène s'insinua dans toutes les dépressions de l'époque et remonta les vallées, évidées lors de la régression de la fin du Miocène, qui arracha la plus grande partie des dépôts helvétiques, éocènes et crétacés, hormis une partie de ceux de la zone effondrée de Challans — Commequiers. Au fond des grandes vallées, ou en pied de versant, subsistaient seulement quelques dépôts cénomaniens (argiles noires de base dans le bassin de Challans (la Bloire) et de la vallée du Ligneron, de Challans à la forêt Quairy ; ces dépôts furent conservés, à l'amont, grâce à la capture du Haut Ligneron par un affluent de la Vie, à la fin du Miocène). La transgression envahit toutes ces vallées évidées (Vie, Jaunay, Ligneron, etc.) et se fraya aussi plusieurs passages dans la masse des sables et des calcaires du Crétacé supérieur du bassin de Challans — Commequiers. Elle creusa un golfe intérieur (celui du château des Chênes) entre les vallées de la Bloire et Commequiers. L'interfluve entre le Ligneron et la Vie fut entièrement balayé, ainsi que les interfluves au Nord et au Sud, et une jonction s'opéra entre les bras de mer pliocènes venus de l'Ouest et ceux qui provenaient du Nord, par la haute vallée de la Boulogne, le lac de Grand-Lieu et la vallée de la Loire. Sur toute cette surface, située à l'Ouest du méridien de la Roche-sur-Yon, (et bien au-delà vers le Haut-Bocage vendéen), les plateaux furent entièrement submergés et recouverts par plusieurs mètres de sables et de cailloutis pliocènes, au maximum de la transgression. L'énorme érosion résultant des régressions quaternaires ne laisse subsister aujourd'hui qu'une très faible partie de ces dépôts, et surtout des cailloutis ; les gisements calcaires, et non décalcifiés, fossilifères sont rares : ce sont soit des faluns (dépressions de Palluau, de Touvois, de Falleron), soit des sables graveleux à ciment calcaire (la Voie en Challans (base des Sablières), le Moulin des Gâcheries en Commequiers). Cependant une importante quantité de sables et de cailloutis, devenus azoïques par décalcification tapissent encore le fond ou les versants de la plupart des vallées, et plus rarement le sommet de certains plateaux.

Les très nombreux dépôts de terrasses quaternaires qui avaient été figurés en 1961 dans l'ouvrage de M. Ters, *La Vendée littorale*, p. 244, fig. 21, sont en réalité à attribuer à des restes de cailloutis pliocènes décalcifiés ; cependant, beaucoup d'entre eux sont bien recouverts par d'authentiques hautes et basses terrasses quaternaires, facilement identifiables par le très fort pourcentage de sable éolisé qu'elles renferment, sables provenant du remaniement des sables éolisés du Quaternaire ancien, alors que les sables pliocènes sous-jacents en sont totalement dépourvus : ils ne sont pas usés (plus de 100 analyses morphoscopiques en ont été faites), ou comportent seulement un léger polissage dû à l'action de la mer (sables émoussés-luisants). La superposition de ces deux formations est évidente, par exemple à la carrière de la Fouragerie (Ters, 1961, p. 137) : le cailloutis inférieur, à quartz non usé, est marin et pliocène ; le

cailloutis supérieur à sable éolisé rond-mat est bien quaternaire (terrasse de + 15 m au-dessus du thalweg du Lignerou) (feuille le Poiré-sur-Vie).

Sur la rive nord de la vallée du Lignerou, subsistent quelques restes de terrasses fluviales quaternaires, soit sur les sables pliocènes, soit sur les dalles silicifiées de sables sénoniens (la Mérandoire, les Enchères) (feuille Palluau), soit en contrebas sur le socle ; elles sont aisément reconnaissables par leur fort pourcentage de sables éolisés.

**pR. Faciès calcaires et sablo-calcaires.** Le seul gisement fossilifère, reconnu au cours du levé, par J.-M. Viaud, est situé au Moulin des Gâcheries, à 1.250 m au Sud de Commequiers. Il est identique à celui du dépôt des Sablières en Challans (découvert par M. Ters en 1969) et à celui de la forêt de Touvois (feuille Palluau) par J.-M. Viaud. Situé entre 13 et 17 m d'altitude, il repose sur les marnes et calcaires glauconieux à Huîtres du Turonien. A la base, des galets de calcaire turoniens sont englobés dans une matrice marneuse et encroûtés par des Bryozoaires : *Hornera frondiculata* L., *H. reteporacea* M. Ed., *Tremopora radificera* (H.), *Steginoporella elegans* (M. Ed.), *Calpensia* sp., *Melicerita charlesworthi* M. Ed., *Sertella* sp.

Au-dessus, le faciès est falunien, friable, ou sablo-calcaire à dragées de quartz ; il renferme de nombreux débris coquilliers, fragmentés, des restes osseux d'*Halitherium* très roulés, ainsi que des dents de Poissons. Les Bivalves comprennent *Hinnites crespus* (B.), *Ostrea* sp. et *Chlamys* sp. ; les Echinides sont représentés par *Coptechinus bardini* C., connu dans le Redonien du Cotentin et de la Loire atlantique, ainsi que dans l'"Helvétien" du Maine-et-Loire (J. Roman 1983) ; les Brachiopodes sont présents avec *Terebratula ampulla* Broc.

**p2. Faciès sableux et graveleux.** Au Nord-Est de la feuille, les cailloutis pliocènes reposent tantôt sur les micaschistes rabotés des coteaux de la vallée du Lignerou (les Robillons), tantôt sur les argiles noires cénomaniennes (sondage 4-167 à l'Espérance), tantôt sur les sables sénoniens à pierres cornues (le Retail, les Roselières), tantôt sur les argiles et sables ilerdiens (Loreau). Ces cailloutis sont les restes des dépôts transgressifs pliocènes, dont beaucoup étaient originellement calcaires, mais sont aujourd'hui presque totalement décalcifiés.

Au Nord, ils font partie de la grande nappe du château des Chênes (feuille Challans), attribuée, bien à tort, par J. Louail, au Cénomaniens (thèse, 1981).

Le secret de l'âge des sables et cailloutis du château des Chênes a été révélé par la découverte des deux gisements restés calcaires des Sablières, au Sud de Challans (1969) et du Moulin des Gâcheries (1982), au Sud de Commequiers. Le matériel de ces dépôts est le même et leur faune est d'âge redonien dans les deux cas ; aux Sablières, sous 3,75 m de cailloutis rubéfiés et décalcifiés, une fouille a révélé la présence de dalles de calcaire sableux, formées dans un sable calcaire et graveleux épais de plus de 1,50 mètre. La base n'a pas été atteinte. La partie supérieure du cailloutis n'est que le résidu de la décalcification de cette formation primitivement calcaire ; leur contenu siliceux est le même (sable non usé à dragées de quartz). Les cailloutis calcaires renferment des Ostracées, *Chlamys (Aequipecten) radians* (Nyst.), ainsi que de nombreuses grosses Térébratules, dont *Terebratula grandis* (Blumenbach). Les Bryozoaires sont abondants : *Melicerita charlesworthi* (M. et Ed.), *Metrarabdotos miniliferum* (M. et Ed.), *Steginoporella elegans* (M. et Ed.), etc. Ils permettent

d'attribuer ce dépôt au Redonien. A quelques dizaines de mètres plus à l'Est, un puits creusé dans le cailloutis a fourni la même faune (J.-M. Viaud).

Ces deux gisements restés calcaires, de part et d'autre de la nappe de cailloutis du château des Chênes, à laquelle ils se rattachent de toute évidence, apportent la preuve qu'une grande partie au moins de tous les gisements de cailloutis, roulés ou non, de cette région, sont des dépôts *décalcifiés sur place* depuis le Redonien, et dont l'épaisseur actuelle a diminué de 50 % environ par rapport au dépôt originel.

D'après la faune des autres gisements redoniens de Vendée, en particulier de celui de Palluau (M. Ters *et al.*, 1970), la température des eaux devait être un peu supérieure à l'actuelle, mais moins élevée que celle du début du Pliocène ; elle correspondait à un climat chaud de type méditerranéen, assez analogue à celui qui règne actuellement sur la côte atlantique du Maroc. Il aurait régné durant la deuxième moitié du Pliocène. Certaines formes du gisement de Palluau (situé seulement à 19 km à l'Est de Challans) impliquent une profondeur de la mer de 30 à 50 m au moins, au maximum de la transgression. La totalité de la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie, comme de celle de Challans, a donc été recouverte. Au fond des vallées transformées en rias, se formèrent des dépôts carbonatés très fossilifères. Lors de sa régression, la mer pliocène laissa sur place des dépôts de plage partout répandus, arénacés ou caillouteux, étagés en paliers, témoins des anciennes plages, très bien conservés sur la feuille Palluau, au Nord de Saint-Paul-Mont-Penit.

Dans les petites vallées situées au Nord-Est de la feuille, *les cailloutis accrochés aux versants* sont épais de 2 à 6 m (les Bletières, la Gluminière, l'Ondière, Garanges, l'Espérance) et la base est souvent encroûtée par de l'oxyde de fer ; ils forment la partie inférieure (non usée) du grand épandage du château des Chênes qui culmine à 34 m (25 m au-dessus du thalweg du Lignerou) et où les galets sont beaucoup plus roulés et le sable plus usé par la mer (site de plage, semé d'écueils de micaschistes).

*Les remblaiements pliocènes de fond de vallée* les plus importants sont ceux de la Vie, sur le versant nord au château de Vie et sur le versant sud à 800 m au Nord de Saint-Maixent-sur-Vie. Le premier de ces gisements est décrit en détail in M. Ters 1961, p. 247-259, sous la rubrique malheureusement erronée de "Terrasses de la Vie". Mais il s'agit bien de dépôts pliocènes.

Dans la carrière du château de Vie, les dépôts pliocènes sont épais de 8,50 m environ, entre 4 et 12 m NGF environ. A la base, repose un cailloutis grossier, jaune ou brun, épais de 1 à 4 m, d'origine locale (galets de quartz dans une gangue argilo-sableuse) ; il est recouvert par un sable jaune-brun (0,25 m), puis par une couche argilo-sableuse, à débris de schiste (0,25 m), enfin par un autre cailloutis grossier. Dans la matrice argileuse, seule la kaolinite est représentée. Ce cailloutis pliocène érode et recouvre en partie le chicot dur du calcaire des Chauilières, sur ses bords sud et est.

Sur la rive opposée de la Vie, à 800 m à l'Est de Saint-Maixent, nous avons pu observer en 1955, une accumulation de couches superposées de cailloutis grossiers ou fins, plus ou moins sableux, et de gravillon de quartz, située entre 4 et 12 m au-dessus de l'étiage de la Vie (4 m) ; sur une coupe, on a pu étudier 38 couches superposées de ce matériel, épaisses de 0,10 à 0,80 cm (30 cm en moyenne), faisant penser à un faciès de delta sous-marin ; quelques lentilles d'argile blanche kaolinique, apparemment remaniées, y étaient intercalées,

dont l'origine première est à rechercher dans l'altération superficielle du socle de micaschistes. La stratification y était entrecroisée ou oblique avec une pente de 12 à 22° vers le Nord-Ouest ; une contre-pente de 10° vers l'E.S.E a été vue également.

**Différences entre les sables crétacés et les sables pliocènes.** Il est impossible de faire la confusion entre les sables fins du Crétacé supérieur et du Sénonien, et les sables graveleux et caillouteux du Pliocène ; il existe cependant, sous les argiles noires cénomaniennes de base, quelques masses de gravillons quartzeux, localisées dans de petites dépressions (au Sud de Challans), mélangées de sables blancs très fins ; elles ne sont localisées que *sous les argiles noires*, alors que les sables pliocènes reposent sur les micaschistes du socle, ou sur des étages plus élevés du Crétacé. Les sables crétacés et pliocènes sont tout à fait différents par leur faune et leur microfaune, par leur façonnement marin (très prononcé dans le Crétacé, mais nul dans la plupart des gisements pliocènes, sauf là où se trouvèrent des plages à galets roulés, au sommet de la formation) ; les sables crétacés sont distingués par la prédominance de l'andalousite (20 %), du disthène (58 % à la Jariette, dans le Sénonien) et par l'absence totale des minéraux plus fragiles (hornblende, glaucophane, chloritoïde, épidote), et surtout feldspath, vite décomposé dans l'eau. Les sables pliocènes comportent en majorité de la staurotide (95,95 et 98 % au château de Vie, 70 %, 73 % aux Sablières en Challans), puis de l'andalousite (9 à 12 %), mais aussi du glaucophane, du chloritoïde, de l'épidote. Dans les sédiments cénomaniens, la montmorillonite est prédominante, tandis que la kaolinite seule est présente dans les dépôts pliocènes.

#### **Tectonique mésozoïque et cénozoïque**

● **Les failles antérieures de peu au Cénomaniens moyen** sont les répercussions lointaines d'une phase importante de l'ouverture de l'Atlantique. Les reliefs provoqués par ces failles existaient au Cénomaniens moyen, lors du dépôt des argiles noires. Le bassin de Challans et la paléovallée du Ligneron sont bien des dépressions antérieures au Cénomaniens moyen, correspondant à des secteurs effondrés au Sud de la presqu'île de Beauvoir. Les effondrements reprendront avant et après le Lutétien.

● **Failles post-cénomaniennes non datées.** A la lisière sud de la carte Challans, plusieurs cassures décrochent les assises crétacées (Bel-Air) et se poursuivent au Sud-Est, sur la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie. L'ampleur du rejet peut atteindre localement une dizaine de mètres. D'autres petits accidents existent au Sud, autour de Commequiers.

● **Accidents post-ilerdiens et anté-biarritziens.** Sur la coupe des terrains, en travers du détroit de Fromentine (notice Challans, fig. 7), on peut voir que les sables siliceux à galets de quartz sous-jacents appartenant probablement au Lutétien moyen, sont disposés en un biseau, incliné vers le Sud. Ils sont beaucoup plus épais sous la culée A du pont que sous la pile IV. Par contre, le Biarritzien calcaire sus-jacent est subhorizontal. Les argiles noires de l'Ilerdien étant effondrées (et basculées) de 25 à 30 m par rapport à celles du Bois-de-la-Chaise, en Noirmoutier, on peut supposer que le biseau de sables siliceux sous-jacent (qui se poursuit au Sud vers Saint-Jean-de-Monts, au-delà de 60 m de profondeur) s'est déposé sur un secteur instable, basculant au fur et à mesure de la sédimentation. Ce mouvement se serait arrêté avant le Biarritzien.

Il est vraisemblable que de nombreuses failles découpant le socle ont été réactivées à plusieurs moments du Mésozoïque et du Cénozoïque (J. Louail *et al.*, 1977). Ce réseau de failles orientées à N 100-110°E a une valeur régionale, comme en témoignent les accidents décrits, au Nord et à l'Est d'Angers, par J. Louail.

● **Le grand basculement post-redonien de la marge littorale ouest-ven-déenne.** Cette déformation est attestée par les dénivellations qui affectent les niveaux-repères du Cénomaniens comme ceux du Redonien.

Tous les gisements d'argile noire du Cénomaniens moyen de la région (Touvois, vallée du Ligneron, bassin de Challans) correspondent à un même milieu de sédimentation (marécage littoral en milieu tropical), pourvu d'une microflore qualitativement identique et de même âge. Or, l'altitude actuelle de ces gisements décroît d'Est en Ouest : elle est de 42 m à Touvois ; dans la paléovallée du Ligneron, elle est de 32 m à la Forêt Quairy, 28 m à la Bironnière, 18 m à la Bloire, 10 m à Saint-Hubert, 4 m au Bois-Soleil, - 1,5 m à Loreau, - 3 m à Pont-Bâti. Ces dénivellations sont la résultante d'un basculement d'ensemble de l'Est vers l'Ouest, engendré par de multiples petits accidents qui découpent le socle et sa couverture sédimentaire en touches de piano, de plus en plus affaissées vers l'Ouest. L'un deux est bien visible entre la gare de Challans et la Rémonière.

Les gisements fossilifères du Redonien, à *Terebratula grandis*, subissent une dénivellation comparable : dans la forêt de Touvois, ce niveau affleure vers 47 m ; entre 6 et 9 m aux Sablières, en Challans, à 15 m au Moulin des Gâcheres, en Commequiers.

L'altitude des cailloutis redoniens décalcifiés (et devenus non fossilifères) décroît aussi d'Est en Ouest : elle est de 53 m au moulin des Chauvetières (à l'Ouest de Legé), de 50 m en forêt de Grand'Landes (feuille Palluau), de 37 m au château des Chênes, de 17 m au Badreau, de 13 m aux Sablières (feuille Challans), de - 0,55 m à Loreau (feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie). Même en tenant compte du fait qu'une partie du dépôt de ces cailloutis s'est effectuée en période de régression, avec des plages étagées, et que des phénomènes de décalcification et d'érosion ont modifié leur situation originelle, on est forcé de constater une dénivellation globale vers l'Ouest d'une quarantaine de mètres entre le méridien de Palluau et celui de Challans — Commequiers (sur 19 km de distance en direction E-W). Cet affaissement s'est donc produit au cours des deux ou trois derniers millions d'années. Des mouvements dus à des réajustements isostatiques, au niveau des principaux accidents tectoniques, semblent s'être poursuivis jusqu'aux temps actuels (J. Vogt, 1979).

NB. Les importants phénomènes périglaciaires quaternaires (fentes de gel de type antarctique, cryoturbations), affectant le Crétacé supérieur (les Jariettes), le Pliocène marin (château de Vie, les Sablières), la haute terrasse fluviale (+ 15 m), ont été longuement décrits *in* M. Ters, 1961 (p. 254-260, 137-140, etc.).

### Terrains quaternaires récents et actuels

Fw. Sables éolisés du Quaternaire ancien, remblayant les vallées. Dans la partie amont de plusieurs des vallées littorales, en particulier dans celles de la Vie et de ses affluents, des masses sableuses importantes subsistent en

placages sur les versants, ou même tapissent la totalité de la gouttière rocheuse, provoquant des surimpositions (la Grondinière, à l'amont d'une vallée, affluent de la Vie (feuille Palluau)). La vallée du Guy-Gorand comporte de nombreux gisements, au Nord et au Sud de Saint-Révérend ; à Guédonnière, l'épaisseur du sable dépasse 10 mètres. A la ferme du Pin, près de la Vergne et du Proux, le sable, épais de plus de 10 m, s'appuie contre le versant rocheux et subvertical d'une petite vallée affluent de celle du Guy-Gorand. Le sable, dépourvu de galets et totalement éolisé, rond-mat à 100 % à toutes les tailles (de 2 mm à 100 microns) est très bien classé. Il dérive en partie de sables à façonnement marin. La stratification est peu nette, sauf dans les trois mètres supérieurs, où la mise en place s'est faite par ruissellement, avec stratification entrecroisée et transport de petits galets très éolisés eux-mêmes ; dans les prairies voisines, au fond de la vallée, les sondages n'ont pas atteint le socle rocheux, à 7 m de profondeur, mais ont traversé, sous 2 m de sable remanié, une couche de 80 cm d'argile grise, reposant sur du sable blanc fin éolisé, identique à celui de la carrière. Dans les vallées affluents de celle de la Vie, à Dolbeau, à la Roussière, l'épaisseur du remblaiement dépasse 7 m ; à la Grondinière, le sable forme interfluve et un ruisseau y est surimposé. Des gisements existent aussi dans les vallées du Jaunay et de la Ciboule (la Rênelière) (feuilles Palluau et le Poiré-sur-Vie).

Les minéraux lourds des sables sont nombreux : la staurotide domine (45 %), puis la tourmaline et l'andalousite (ce sont aussi les minéraux les plus abondants des sables pliocènes et cénomaniens de la région) : en faible proportion, on trouve disthène, épidote, grenat, sphène, glaucophane, chloritoïde (minéraux de l'île de Groix et de la région de Bois-de-Céné) (cf. tabl. V).

Faute de fossile, l'âge et les conditions de mise en place de ces sables éolisés sont difficiles à établir avec précision. Ils sont cependant *post-pliocènes*, car les cailloutis et les sables rouges redoniens (décalcifiés ou non) n'en contiennent pas et l'éolisation y est nulle ou très faible. Par contre, toutes les terrasses fluviales de la région, comme celles de la Basse-Loire, de l'Anjou et du Bordelais, renferment une très forte proportion de ces sables éolisés et d'autant plus grande que la terrasse est plus ancienne. Ils datent donc du *Quaternaire ancien*.

Pris dans son ensemble, le remblaiement qui avait comblé toutes ces vallées devait former une masse considérable ; il correspond à un événement commun à toute la façade atlantique française, puisque l'on trouve des témoins de ces sables dans les terrasses fluviales les plus anciennes en Anjou, dans le Haut-Bocage vendéen, en Charente, dans le Bordelais, etc. Les sables remblaient encore des fonds de vallées, aux versants abrupts (la Roussière, le Pin, la Guédonnière) ; or, ces vallées littorales avaient été auparavant envahies et plus ou moins comblées par les mers helvétiques et redoniennes, en particulier celle du Guy-Gorand ; leur évidemment n'a pu avoir lieu, jusqu'à l'amont, que pendant une ou plusieurs périodes de bas-niveau marin prolongées post-pliocènes. On connaît dans la région de Nice des dépôts littoraux du *Calabrien froid* correspondant à une régression marine importante, ayant atteint une centaine de mètres en contrebas de la plage du Calabrien moyen transgressif (108 m) (G. Jaworsky). Le cortège de minéraux lourds est parfaitement homogène dans tous les gisements importants ; il implique le brassage intense d'un stock sableux très important, dont l'existence n'est concevable que sur un plateau continental exondé. Son refoulement dans les vallées littorales exondées et évuidées a pu se faire, soit au cours d'une régression (par le vent), soit au cours d'une transgression marine. Si la mer avait transporté ces sables,

préalablement éolisés, ceux-ci seraient plus ou moins accompagnés de galets, comme c'est le cas dans les dépôts transgressifs du Pliocène de la région ; or ils en sont complètement dépourvus ; la marque éolienne des grains de quartz serait retouchée, comme sur les plages actuelles, où les anciens ronds-mats sont polis et deviennent "lustrés" (Sauveterre) ; les grains de feldspath ronds-mats seraient moins nombreux (10 % au Pin) et abîmés. Ainsi, ces masses de sable quartzo-feldspathique intensément éolisé et non retouché, sans galets, sont très vraisemblablement *une formation éolienne* qui a remblayé les vallées littorales de la façade atlantique, presque complètement vidées au cours d'une forte régression marine, au début du Quaternaire. Des restes de cette importante accumulation éolienne subsistent jusqu'à 45 m d'altitude (la Grondinière), à 25 km en arrière de la ligne de rivage actuelle.

Des sables éolisés, pourvus du même cortège de minéraux lourds, comblent les fentes de gel qui cisailent le Redonien (carrières de Challans) ou le Cénomaniens de la Jariette (feuille Challans). Les fentes peuvent atteindre 3 m de hauteur et 1 m de largeur au sommet. Exclusivement remplies de sable éolisé, elles sont les témoins de réseaux polygonaux à maille de 7 à 10 m de côté, tels qu'on les observe en Antarctique (région de Mac Murdo) ; elles apportent la preuve de l'existence d'une phase péri-glaciaire aride, d'un *désert froid*, régnant en Vendée, au début du Quaternaire.

Ce phénomène éolien peut être comparé à celui qui a provoqué l'édification des *dunes de régression* plus récentes, formées en bordure des plateaux continentaux émergés pendant le Riss et pendant le Würm (côtes du Portugal, d'Australie, de Madagascar, etc).

**Fx. Hautes terrasses fluviales.** Beaucoup moins épargnées par l'érosion que la vallée du Ligneron moins évidée, la vallée de la Vie et celles de ses affluents ne conservent que peu de restes de dépôts fluviaux anciens ; on en observe cependant, à une quinzaine de mètres au-dessus du thalweg, par exemple sur la rive droite du Guy-Gorand (Bel-Air, les Martellières). Ils sont constitués par des sables éolisés remaniés et des galets émoussés. Entre le Guy-Gorand et le ruisseau de l'Aiguillon, les coteaux sont tapissés par un cailloutis sablo-graveleux, provenant d'anciennes terrasses remaniées par solifluxion ; il peut atteindre 2 à 3 m d'épaisseur, au pied du talus.

**Alluvions marines anciennes de Brétignolles** (non portées sur la carte). Entre la route de la Parée et la limite sud de la carte, la petite falaise de la plage du Marais-Girard est constituée par une formation sableuse de couleur jaune, dans laquelle sont intercalées des nappes de galets roulés et des lits argilo-sableux plus clairs ; elle s'élève jusqu'à 1,5 m au-dessus du niveau des plus hautes mers, mais toute sa partie supérieure a été érodée ; dans l'intérieur des terres, le dépôt atteint 11 à 12 m d'altitude, comme les plages anciennes, toutes proches, du golfe d'Île d'Olonne (la Salaire). Des restes de sables et de cailloutis comblent encore une partie du "lac", dépression située entre la côte et les rochers, au Sud de la route de Brétignolles (entre la rue de la Beschée et la rue de la Parée). Un revêtement sableux le masque le plus souvent ; nous l'avons observé à deux reprises : en février 1961 et en août 1985. Le matériel sableux de cette plage ancienne est entièrement éolisé et remanié de formations plus anciennes (Ters, 1963) ; mais le "lustrage" qui affecte les grains de quartz ronds-mats est dû à l'action de la mer ; les galets de quartz, très arrondis, sont abondants surtout à la base et au sommet du dépôt, qui est localement consolidé par de l'oxyde de fer. Les minéraux lourds comprennent deux cortèges : l'un, résistant, est remanié des sables du Crétacé et du Tertiaire (zircon,

rutile, andalousite, tourmaline, staurotide) ; l'autre, plus fragile, contient des minéraux typiques des roches de l'île de Groix (glaucofane, épidote, chloritoïde, zoïsite, hornblende, apatite (jusqu'à 30 %) ; ce dernier cortège, qui n'existe pas dans le bassin versant des petits fleuves côtiers, n'a pu être apporté que par la mer). En falaise, les cordons de galets ont été déformés en poches par la solifluxion ; des fentes de gel, remplies de sable éolisé, traversent le dépôt ; l'âge de ces deux phénomènes périglaciaires ne peut être que wurmien.

Par son faciès, sa composition lithologique, sa granulométrie, sa morphoscopie, ses minéraux lourds et sa situation dans la dépression dans la Parée de Brétignolles, ce dépôt fait partie d'un vaste remblaiement de sable et de galets qui, pendant la transgression Riss-Würm, a colmaté les plages et les baies des côtes de Vendée et de Loire-Atlantique. Les témoins les plus proches sont ceux du golfe d'Île d'Olonne (la Salaire), où ils atteignent l'altitude de 12 mètres. A la pointe du Payré, ces alluvions marines, contemporaines de la transgression éémienne, ont fourni un silex acheuléen.

**Basse terrasse fluviatile** (non figurée sur la carte). Sur la rive droite de la Vie (à 2 km au Sud de Commequiers), des sables éolisés remaniés (ronds-mats à 90 %) longent la vallée, à 7 m au-dessus du thalweg ; ils sont accompagnés de "ronds-mats lustrés" qui apportent la preuve d'un remaniement par l'eau, ce dépôt est localement recouvert par un cailloutis anguleux de quartz, remanié du Pliocène par la solifluxion.

**C. Colluvions (Würm à actuel). Sables et limons remaniés, galets quartzeux.** Mieux conservés sur le versant sud des vallées du Jaunay et de la Vie que sur leur versant nord, ce sont les témoins des coulées de solifluxion périglaciaires de la dernière glaciation, plus ou moins remaniées au cours de l'Holocène. Elles forment un ourlet continu sur la bordure orientale du Marais, à l'Ouest et au Nord du Fenouiller. Certains petits ruisseaux, à très faible pente, conservent encore une partie de leur remblaiement périglaciaire, surmonté par les colluvions sableuses actuelles : malgré la proximité du rivage, le socle de micaschistes n'a pas encore été dégagé, en raison de la très faible pente locale. Ces colluvions proviennent des résidus de dépôts pliocènes (galets et sables) qui ont recouvert tous les plateaux et qui incorporaient les innombrables fragments de quartz arrachés aux pegmatites, si nombreuses dans les schistes de Saint-Gilles sous-jacents. Épaisses de 1 à 3 m le long du Marais, elles s'enfoncent sous celui-ci, au-dessous de l'altitude de 2 mètres. A Saint-Maixent-sur-Vie, les colluvions remanient directement les sables et les galets pliocènes qui encombrant encore localement les talus et le fond rocheux de la vallée de la Vie.

**T. Tourbes (Subboréal).** Le site de Brétignolles est particulièrement riche en témoins de la sédimentation holocène, révélant le mouvement oscillatoire de la transgression flamandienne. Des dépôts tourbeux, d'âges compris entre  $5770 \pm 150$  et  $3170 \pm 130$  ans BP, séparés par des sédiments marins, recouvrent encore en grande partie la plage de Brétignolles, de la rue de la Beschée jusqu'à la dépression des Osselins. Au fond de la cuvette du "lac", subsistent des placages de tourbe reposant sur le dépôt marin éémien.

• Des sondages sur l'estran, dans le couloir situé entre le deuxième îlot des Osselins et les rochers de la Parée, au Sud (sondage 8-1), ont atteint à - 6 m NGF, c'est à dire à 6 m au-dessous du niveau moyen local de la mer, un dépôt de vase saumâtre daté de  $5900 \pm 140$  ans BP (Gif 2525) ; il est riche en Chénopodiacées et s'est donc formé au voisinage du niveau des plus hautes

mers de l'époque. D'après son âge, il se situe à la fin du "*Haut niveau marin de Bréhec*" (- 8 m, vers 6200 ans BP), précédant la régression du "*Bas-niveau marin de Tréompan*" (Ters, 1973).

● Le sondage 8.1 a traversé, au débouché du ruisseau de Brétignolles, entre - 2 et - 5 m NGF, un dépôt marin de sable argileux gris, couronné par une couche riche en coquilles de *Cardium edule* et *Scrobicularia piperata*, espèces fréquentes dans les schorres actuels. Les *Cardium* sont datés de  $4910 \pm 120$  ans (Gif 2108) et un fragment de bois, prélevé à 0,20 m au-dessous, a été daté de  $4990 \pm 120$  ans (Gif 2109). La microfaune de Foraminifères et d'Ostracodes est entièrement saumâtre et témoigne d'un milieu confiné (déterminations A. Rouvillois et R. Mathieu). Ce dépôt de schorre est très riche en Chénopodiacées et se place à la limite Atlantique - Subboréal (cf. analyse pollinique par M. Denèfle, in Ters, 1973, fig. 23). Vers le sommet, l'influence marine diminue et l'argile sableuse passe progressivement, par l'intermédiaire d'une argile grise, à une tourbe à flore subboréale. Ce dépôt, épais de 3 m, est le témoin d'une remontée du niveau de la mer, le "*Haut-niveau de Brétignolles*", qui a culminé vers - 5 m environ, vers 4900 ans BP. Brétignolles est le lieu éponyme de cette petite transgression marine.

● Les tourbes sus-jacentes ont recouvert tout l'estran de Brétignolles, transformé en marécage d'eau douce, développé à l'abri des rochers qui bordent la plage à l'Ouest. On les observe localement, entre - 2 et + 2,5 m NGF, lorsque le sable de couverture a été érodé ; elles sont toujours visibles, en pied de falaise, au débouché du chemin qui fait face à la rue de la Beschée. Au sommet, à 2,5 m d'altitude, la tourbe est datée de  $3600 \pm 110$  ans BP (Gif 1992) ; c'est une tourbe d'eau douce, à flore subboréale (M. Denèfle) qui implique un niveau moyen de la mer inférieur à - 0,5 m. Cette formation tourbeuse est contemporaine des très nombreux gisements formés sur le littoral atlantique, au cours du "*Bas-niveau d'Argenton*", ayant eu lieu entre 4600 et 3500 ans BP (minimum à - 8 m, vers 4500 ans BP). Les dépôts de cet âge sont très nombreux sur les côtes de Picardie, de Bretagne, de Vendée et de Charente (Grande Brière, Abbeville, Argenton, etc.). C'est pendant cette période de bas-niveau marin que furent édifiés de nombreux menhirs et dolmens, et des sites néolithiques, aujourd'hui recouverts à marée haute.

● Au-dessus de ces tourbes, en pied de falaise, entre la route de la Parée et la rue de la Beschée, repose une accumulation de sable, d'aspect dunaire, entre 2,5 et 4 m d'altitude, qui témoigne d'une remontée de la mer ; elle pourrait correspondre à la pulsation positive du "*Haut-niveau de Camiers*" (- 2,5 m environ, vers 3350 ans BP).

● Sur ce sable, s'étend une dernière couche de tourbe, épaisse de 20 cm environ, datée à 4 m d'altitude, de  $3170 \pm 130$  ans BP (Gif 1640), à flore subboréale ; ce nouveau marécage a pu se former au début du "*Bas-niveau de Belle-Ile-en-Mer*" (- 8 m vers 3000 ans BP), contemporain du début de l'Halstatt ; des traces de pas de bovidés y ont été observées.

Une dune recouvre ce mince niveau marécageux ; elle a donc commencé à se déposer, en ce lieu, après  $3170 \pm 110$  ans BP, soit au cours de l'Halstatt, soit lors de la grande remontée du "*Haut-niveau de Champagné*", qui a culminé au même niveau que celui de la mer actuelle(\*).

(\*) Pour toutes précisions sur l'évolution du niveau de la mer à l'Holocène, et sur le diagramme pollinique du site de Brétignolles, (cf. M. Ters, 1973, p. 114-135 et pl. h.-t.). Toutes les datations <sup>14</sup>C ont été effectuées par Mme G. Delibrias, que nous remercions de son obligeance.

A 300 m au Nord de Roche Biron, en face de l'ancien estuaire du Jaunay, existe un important placage de tourbe, qui affleure temporairement dans la partie basse de la plage ; il n'a pas été daté, mais pourrait s'être déposé au Subboréal, pendant le retrait de la mer du "Bas-niveau d'Argenton".

**LP. Limons éoliens (Würm).** Au cours de la régression wurmienne, pendant des épisodes de grande sécheresse, des vents violents, venant de l'Ouest et du Nord-Ouest ont refoulé sur le continent les sables qui tapissaient le plateau continental, exondé jusqu'à une centaine de mètres en contrebas du niveau marin actuel. Les lambeaux qui recouvrent les interfluves de cette région ne sont que les restes d'un recouvrement beaucoup plus important, qui devait être à peu près continu. A l'approche de la côte, les limons éoliens sont beaucoup moins conservés qu'à l'intérieur des terres (par exemple sur la feuille Palluau). Le climat humide de la fin du Pléniglaciaire et de la période Atlantique, à l'Holocène, contemporains d'un niveau marin encore très déprimé (- 60 m vers - 10 000 ans) a provoqué une érosion intense de ces limons ; il n'en subsiste que des placages peu épais, sur les interfluves les plus éloignés du rivage et des vallées les plus importantes, qui furent évidées. De Saint-Gilles à Givrand et aux Quatre chemins de la Bonne, le plateau de micaschistes arasé est recouvert par un limon blanc très sableux, à grains éolisés, enrobant de très nombreux galets de quartz jaunis, remaniés du cailloutis pliocène et des fragments arrachés aux amygdales de pegmatite des micaschistes sous-jacents. Les limons restants sont argilo-sableux, non calcaires, épais de 0,10 à 1,50 m au maximum : c'est la "terre douce", bien connue des agriculteurs. Arrachés aux parties hautes, ils forment une grande partie du colmatage flandrien de fond de vallée. Leur érosion continue à chaque averse, sur sol non couvert, d'abord par enlèvement de la fraction fine ; ils sont plus sableux au voisinage de la mer (mais la fraction comprise entre 10 et 32 microns reste supérieure à 60 %). De couleur blanche en surface, jaune en profondeur, ces sols lessivés sont constitués en partie par une très fine poudre de quartz, peu fertile ; le pH est acide (5,2 à 6 %). La fraction sableuse est très éolisée (80 % de grains mats, à la taille de 100 à 200 microns) ; au voisinage des gisements de sables marins crétacés et pliocènes, ils s'enrichissent en grains luisants. La proportion des minéraux lourds est de 0,5 à 0,7 % dans la fraction comprise entre 50 et 500 microns. Ils proviennent du remaniement des sables éolisés Fw et des sables marins pliocènes et crétacés (staurotide, tourmaline, andalousite), de l'érosion du granite et des schistes encaissants (zircon, rutile, anatase, staurotide, andalousite, tourmaline), des sables de Loire pléistocènes déversés sur le plateau continental au cours des grandes régressions, ramenés vers le continent et refoulés par des vents violents, en période de sécheresse (olivine, augite, hypersthène, fibrolite, sphène). Le glaucophane et le chloritoïde proviennent en partie des sables de l'île de Groix remaniés, et en partie de ceux qui furent arrachés aux roches basiques de Bois-de-Céné, *que l'auteur a découvertes dès 1952.*

Les sables qui tapissaient le plateau continental ont été refoulés sur le continent par des vents venant de l'Ouest et du Nord-Ouest, comme les vents dominants actuels ; la très vaste répartition du glaucophane, entre autres, et son pourcentage constant font penser que les limons et les sables éoliens ont fait l'objet de brassages répétés. Reposant, à Bourgenai (feuille des Sables-d'Olonne), sur les nappes de solifluxion à silex moustériens, ils se sont donc déposés pendant une phase sèche et froide du Pléni-Glaciaire wurmien.

**Dz. Sables dunaires récents et actuels.**

**Dy. Cordon dunaire holocène (les Mattes).** Les dunes forment la façade maritime du Marais breton et du Marais de Monts, par régularisation totale de la côte, de Fromentine à Sion. De Saint-Jean-de-Monts à Sion, elles sont situées sur un important graben (révélé par sondages) et reposent sur des cordons littoraux quaternaires, faits d'un matériel parfois grossier, recouvrant des formations éocènes. Une grande partie d'entre elles s'élèvent jusqu'à 20 à 30 m d'altitude. Au Sud de Saint-Jean-de-Monts, les dunes couvrent les pouliars d'Orouet, des Rosselières et des Bosses.

Sur le massif ancien (à Sion, la Sauzaie, Brétignolles), les dunes sont perchées et coupées de l'estran par une falaise rocheuse ; elles atteignent 23 m d'altitude à la Sauzaie ; ce type de dunes est plus ancien que le cordon littoral actuel : des tessons décorés ont été trouvés, par P. Péridy, dans les sables situés au-dessus de la falaise, entre Sion et Saint-Gilles. Les motifs décoratifs à base de chevrons, de lignes incisées et de points font rapprocher cet ensemble de l'Artenac du Centre-Ouest, civilisation chalcolithique dont plusieurs datations <sup>14</sup>C font remonter l'origine vers 4250 ans BP. Une partie des dunes perchées est donc antérieure au 4<sup>e</sup> millénaire et contemporaine du "*Bas-niveau d'Argenton*" (M. Ters, 1973).

Tout au Sud, le long de la plage du Marais-Girard subsistent des restes de dunes, rapidement attaquées par la mer (recul de 20 m en 40 ans). La plus grande partie de ce cordon s'est formée depuis 3000 ans, car il repose sur une tourbe datée de 3170 ± 110 ans BP, formée principalement pendant l'Halstatt, au cours de la régression marine du "*Bas-niveau de Belle-Ile*" ; à cette époque, des vents violents ont refoulé vers la côte une partie des sables accumulés sur l'estran pendant le "*Haut-niveau de Camiers*".

*Le cordon littoral des Mattes* représente une étape du remblaiement du Marais, à l'Ouest de N.D. de Riez et de Soullans. Il est formé de sables coquilliers et de graviers, surmontés de dunes très aplaties.

Tous ces sables dunaires sont des mélanges de sables remaniés crétacés, éocènes et pliocènes, provenant du bassin de Challans — Commequiers, et de sables dont il faut rechercher l'origine dans les grands épandages fluviatiles parvenus à la mer, en période de bas-niveau marin, en milieu périglaciaire, et qui se sont déversés sur le plateau continental. Les apports sableux de la Loire (et de ses affluents) ont été refoulés vers la côte, par la mer et par le vent ; cette dernière origine est importante, puisque parmi les minéraux lourds, on trouve de l'augite (35 %), de l'olivine, de la hornblende brune, espèces inconnues dans la région, et refoulées, du Nord vers le Sud, depuis l'estuaire de la Loire jusqu'à l'embouchure de la Gironde.

**Fz. Alluvions fluviatiles récentes : limons remaniés, sables et cailloutis pliocènes et crétacés remaniés.** Sur cette marge littorale au relief très faible, et qui plonge doucement vers l'Océan (pente de 0,33 %), le réseau hydrographique est peu encaissé. Relativement dense sur les micaschistes, il est peu développé sur les sables crétacés (secteur endoréique à l'Ouest de Commequiers). Le lit majeur, à fond plat, est toujours d'une largeur disproportionnée à celle du lit mineur, qui ne dépasse pas quelques mètres, sauf dans la vallée de la Vie et celle du Jaunay ; en amont du secteur fluvio-marin, il n'est inondé que quelques jours en hiver. La plupart des cours d'eau sont à sec en plein été. Sur la bordure interne du marais, le remblaiement holocène des vallées est fluvio-estuarien ou franchement marin : ainsi, à Saint-Gilles-Croix-de-Vie, sous la

pile ouest du pont, le fond rocheux a été atteint à - 8,10 m NGF ; le dépôt est constitué de sables et de graviers, entre - 8,10 m et - 6,65 m ; de sables, de graviers et de coquillages, entre - 6,65 et - 3,70 m ; de sables argileux entre - 3,70 et - 3,25 m et de sables vaseux entre - 3,25 et - 2,45 m.

Toutes les basses vallées des fleuves côtiers (Vie, Jaunay) et de leurs affluents sont occupées par des alluvions fluvio-marines jusqu'à l'altitude de 3 m NGF.

● **Dans les vallées creusées dans le socle**, les dépôts accumulés sous la plaine alluviale comprennent deux séries :

— à la base se trouvent des graviers sableux, à lits de galets provenant du démantèlement des pegmatites des Schistes de Saint-Gilles. Au cours de la glaciation wurmienne, pendant les périodes humides, des dépôts de solifluxion et des colluvions glissèrent le long des versants et s'accumulèrent dans les fonds de vallées, sur 1 à 5 m d'épaisseur ;

— au sommet se trouve un complexe de sédiments plus fins : argiles sableuses et limons éoliens remaniés au Post-Glaciaire ; ils résultent d'écoulements réduits en climat tempéré. L'érosion des limons des plateaux se poursuit activement aujourd'hui par suite de la mise en culture presque totale des terres. Au Sud de Saint-Révérend, dans la vallée du Guy-Gorand, le cailloutis de base, épais de plus de 1 m, est recouvert par 4 m de limons argileux.

● **Les rares vallées incisées dans les remblaiements**, sableux et graveleux, crétacés ou pliocènes (Lignerons, Vie) sont encombrées de matériaux remaniés, parfois épais de plusieurs mètres. Mais la distinction est aisée entre les sables secondaires ou tertiaires en place, et les sables quaternaires, car ces derniers comportent toujours un stock important de grains de sables éolisés ronds-mats, qui les caractérisent.

**Mz. Flandrien. Alluvions marines : vases (bri), mottureaux fréquents** (rédigé d'après les travaux de F. Verger (1968), J. Mounès (1974), D. Gouleau (1971) et des données de J.-M. Viaud). Sur la carte figure la partie méridionale du marais de Monts. A la différence du marais de Bourgneuf qui s'ouvre directement sur la mer, le marais de Monts en est complètement isolé par le cordon littoral de la côte de Monts à Fromentine et drainé essentiellement par la baie de Bourgneuf et le Lignerons. La régularisation par le cordon dunaire a complètement fermé la façade maritime de ce marais, depuis moins de trois siècles. Le cordon est ancré sur le platier de calcaire éocène du Pont-d'Yeu. Dans le marais de Monts, le colmatage s'est effectué de façon naturelle jusqu'au 11<sup>e</sup> siècle, date de fondation des établissements religieux du pourtour nord du marais (prieurés de Sallertaine et de Pont-Habert).

Le marais est occupé par le *bri* (ou terre de marais), composé de deux formations : une couche superficielle de vase gris-noir, riche en matière organique, est superposée à une vase verdâtre, grasse au toucher, reposant sur le socle cristallin ou sur le calcaire lutétien par l'intermédiaire d'une mince couche sableuse (sauf dans les chenaux où elle est plus épaisse). Les vases comprennent des intercalations centimétriques d'argile ou des lits sableux : ces litages alternés témoignent d'une sédimentation irrégulière et saccadée, formée sur des slikkes et des schorres, peu avant la fin de la remontée flamandienne. La fraction sableuse du *bri* bleu-vert est peu importante (de 0,3 à 5 %, dans la fraction supérieure à 40 microns). La proportion d'argile dépasse le plus souvent 50 % du poids total du sédiment. Cette phase fine comprend essentiellement de

l'illite, de la kaolinite et, dans les environs du Perrier et de Sallertaine (feuille Challans), de la montmorillonite, par remaniement des argiles cénomaniennes de la bordure du marais (Sallertaine et Challans). Ces argiles contiennent une porportion élevée de Mg et de Na, ce qui leur confère une structure prismatique ; quand le sol n'est pas labouré, les alternances d'humidité et de sécheresse engendrent la formation de microreliefs ou *mottureaux* (Bouin, Saint-Urbain, Bois-de-Céné, le Pierrier). Ils ne se forment pas dans les polders récents, où n'apparaît qu'une structure polyédrique. Le pourcentage de CaCO<sub>3</sub> est variable et compris entre 0,1 et 8 %. Le dégagement d'H<sub>2</sub>S est fréquent.

L'épaisseur moyenne du bri est de 5 à 7 m (sondages 3-30 et 3-31). Les fossiles sub-actuels, rares dans le bri (*Scrobicularia plana* Da Costa et *Cardium edule* Linné), sont concentrés à la base des dépôts holocènes, dans les niveaux sableux. Toutes les espèces récoltées sont encore actuelles, avec des Gastéropodes : des formes saumâtres : *Peringia ulvae* (P.) ; *Hydrobia subulata* P. et *Hinia reticulata* var. *nitida* J., une espèce caractéristique des herbiers : *Rissoa membranacea* (J.A.) associé à *Bittium reticulatum* (Da Costa), des espèces vivant sur substratum rocheux : *Tricolia pulla* (L.), *Littorina saxatilis* (O.) et *Gibbula* (*T.*) *umbilicalis* (Da Costa). Ces deux dernières espèces appartiennent à la zone de battement des marées. Nous trouvons aussi des Bivalves : *Scrobicularia plana* (Da Costa), *Loripes lacteus* (L.), *Abra* (*S.*) *ovata* (Phil.), *A.* (*S.*) *alba* (Wood), *Tapes* (*R.*) *decussatus* (L.), *Cerastoderma edule* (L.), *Nucula* (*N.*) *nucleus* (L.), *Gastrana fragilis* (L.), *Parvicardium exiguum* (Gmel.), *Irus* (*I.*) *irus* (L.), *Venerupis* (*V.*) *aureus* (Gmel.) et *V.* (*V.*) *pullastra* (Mtg.), (récoltes J.-M. Viaud). Ces Bivalves sont tous marins mais ils peuvent s'adapter à un milieu saumâtre, légèrement dessalé. Ils vivent dans la zone littorale et infra-littorale.

Alors qu'à l'extrémité nord du marais de Monts, à Fromentine (feuille Challans), à la base du bri, un niveau tourbeux daté de l'Atlantique a été mis en évidence, dans cette partie sud, aucune tourbe n'a été rencontrée dans les sondages.

Dans cette partie sud du marais de Monts, des dépôts d'âges différents viennent interrompre l'aspect normalement uniforme du marais tel qu'il apparaît plus au Nord (feuille Challans). Au milieu du marais apparaît le cordon littoral des Mattes, les îlots lutétiens du secteur des Rochelles, la presque île crétacée et tertiaire du Soullandeau et l'îlot crétacé de l'Oisson. La surface du marais culmine presque partout à une altitude inférieure au niveau des plus hautes mers. La surface du bri se trouve entre + 1 m et + 2 m, avec des points bas à + 0,20 m et + 0,50 m.

Mz5. Sables découvrant à mer basse. Les sables fins de la côte de Monts (SLde) comportent un fort pourcentage de débris coquilliers calcaires (30 à 50 %). D'après les minéraux lourds qu'ils contiennent, ils proviennent en partie du remaniement des sables crétaqués et pliocènes immergés et des sables émergés qui ont tapissé toute la marge littorale, au Sud de la Loire, jusqu'à l'altitude d'une soixantaine de mètres. Surtout érodés pendant les périodes froides et humides du Quaternaire, ils ont été renvoyés à la mer, puis refoulés vers la côte au cours des transgressions holocènes. Une autre fraction sableuse y est mêlée : celle des très importants apports de la Loire, au Quaternaire, par triage marin des éléments fins contenus dans les terrasses de ce fleuve, puis entraînés vers le Sud par la dérive littorale (le cortège des minéraux lourds comprend alors olivine, augite, hypersthène, hornblende brune, fibrolite en massue), en plus des minéraux des sables crétaqués et pliocènes.

Entre Saint-Gilles et le Petit Rocher, le sable reste généralement fin, mais aux approches de Roche Biron où se trouve le contact chevauchant des Schistes de Saint-Gilles sur les porphyroïdes, il s'y ajoute une importante fraction de fin gravier (1 à 3 mm), provenant des quartz rhyolitiques des porphyroïdes de la Sauzaie ; au Nord de la route de la Parée vers Brétignolles, le sable est très graveleux pour cette raison ; il s'affine peu à peu vers le Sud, le long de la plage du Marais-Girard, jusqu'à la Normandelière.

**TABLEAU V - MINÉRAUX LOURDS DES SABLES DE PLAGE de Saint-Jean-de-Monts (1), du marais de Monts (2) et des sables éolisés (le Pin) (3)**

	(1)	(2)	(3)	Remarques
Zircon	2	12	1,6	Les apports des terrasses quaternaires de la Loire sont très importants dans les n° 1 et 2 (grenat, augite, hypersthène, hornblende). Par contre, les sables éolisés Fw ont un cortège très voisin de celui du Pliocène (staurotide dominante), sans apport de Loire
Rutile	1	7	1,1	
Andalousite	3	3	23	
Tourmaline	4	6	25	
Staurotide	5	9	41	
Disthène	4	3	1,6	
Fibrolite	3	-	-	
Sillimanite	1	3	3	
Grenat	2	13	0,1	
Augite	27	34		
Hypersthène	-	2		
Hornblende verte	21	4		
Hornblende brune	17	1		
Glaucofane	4	-	1	
Chloritoïde	5	-	0,1	
Zoisite	-	-	0,1	
Epidote	1	3	1	
Sphène	-	-	1,4	
	100	100	100	

**RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS  
HYDROGÉOLOGIE  
par G. Bresson**

Le socle ancien de la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie est peu productif sur le plan aquifère. En particulier, les micaschistes et les porphyroïdes n'alimentent les puits individuels qu'avec des débits n'excédant pas 10 m<sup>3</sup>/j en période d'étiage.

Dans ces horizons, la recherche en profondeur d'un filon quartzeux serait susceptible de constituer un drain propice aux circulations souterraines et de permettre un débit exploitable de 5 à 20 m<sup>3</sup>/h.

Dans cette région, seule la nappe des sables et calcaires du Crétacé supérieur constitue un horizon aquifère exploitable pour l'eau potable.

En particulier, à Commequiers et à Notre-Dame-de-Riez, les captages de Villeneuve alimentent en partie le Syndicat du Havre-de-Vie regroupant les communes de Saint-Gilles-Croix-de-Vie, Saint-Hilaire-de-Riez, le Fenouiller et Notre-Dame-de-Riez à raison de 2 000 m<sup>3</sup>/j.

Les premiers ouvrages ont été exécutés en 1941 et les derniers en 1955. Au total, 23 puits et forages (4-6 à 4-28) ont été réalisés après une campagne de 10 sondages de reconnaissance (4-152 à 4-161) à la limite des communes de Commequiers et de Notre-Dame-de-Riez. La plupart des ouvrages ont atteint le socle ancien dont la profondeur ne dépasse pas 24 mètres.

La productivité aquifère de chaque captage est faible (5 à 15 m<sup>3</sup>/h). L'eau exploitée est peu minéralisée (0,36 g/l) avec une dureté totale moyenne (TH 20°F). C'est une eau essentiellement bicarbonatée calcique faiblement sulfatée (78 mg/l) et chlorurée (51 mg/l).

La présence d'une légère teneur en fer (0,3 mg/l) nécessite une déferrisation par aération et filtration et mise à l'équilibre du pH par adjonction de carbonate de soude.

En 1976, une étude géophysique par 100 sondages électriques a été effectuée sur le territoire de Notre-Dame-de-Riez pour l'implantation de nouveaux forages afin de renforcer la ressource exploitable. Trois forages de reconnaissance ont été exécutés (4-164, 4-165, 4-166) avec un forage d'essai (4-167) mais les débits exploitables n'ont pas dépassé 10 à 15 m<sup>3</sup>/h.

En 1978, une seconde étude géophysique a été engagée au Nord des captages de Commequiers avec une centaine de sondages électriques pour préciser la structure et l'épaisseur du recouvrement cénomanien pour l'implantation de nouveaux captages.

A l'Ouest de Soullans, sous le Marais Breton, les calcaires éocènes contiennent une nappe d'eau saumâtre.

Sous le cordon dunaire de la forêt domaniale du Pays de Monts, les calcaires sont très fracturés. Ils sont exploités en particulier pour l'injection d'effluents traités à la station d'épuration de la ville de Saint-Jean-de-Monts (2-12 à 2-23) ou pour l'alimentation de pompe à chaleur eau-eau (Palais des Congrès) (2-24). Les débits exploitables sont considérables, de l'ordre de 500 m<sup>3</sup>/h par ouvrage.

On observe dans cette nappe un effet très marqué de la marée océanique qui peut atteindre 1,75 m d'amplitude aux forts coefficients et 0,60 m aux plus faibles. Ce marnage s'atténue nettement vers l'intérieur des terres.

L'eau des calcaires éocènes est nettement chlorurée sodique avec des teneurs qui peuvent atteindre en profondeur 17 g/l en Cl<sup>-</sup>.

Dans le bri flandrien, on rencontre, intercalés, des sables et des alluvions qui contiennent de petites ressources aquifères souvent très localisées et de médiocre qualité physico-chimique (eau saumâtre).

Le cordon de sable dunaire des Mattes renferme une nappe aquifère dont la partie supérieure est constituée par de l'eau douce exploitée par de nombreux puits individuels. Certains ouvrages peuvent procurer un débit de 50 m<sup>3</sup>/h.

De même dans les dunes du Pays de Monts, il existe une importante nappe aquifère, mais dont la productivité reste faible (1 à 2 m<sup>3</sup>/h). Les teneurs en chlorures croissent avec la profondeur du prélèvement passant de 0,5 g/l à - 5 m/sol à 3,5 g/l à - 15 m/sol.

## RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

### Ressources minérales

Un gisement de phosphate de calcium (8-4001) existe, sous forme de nodules formés dans des ampélites, dans le Silurien inférieur de la plage de Brétignolles. Il contient jusqu'à 30 % de phosphate de calcium (études de Ch. Ragot). Mais, situé en-dessous de la limite des hautes mers, il est inexploitable.

Un placer de grenats en grains rouges à violacés est accumulé sur le haut estran de la plage de Brétignolles ; il se forme et se reforme à chaque marée de vives eaux, surtout par vents d'Ouest.

### Matériaux de construction

$\zeta^3 p, p, \delta^{11}, \xi^2 m$ . Ces roches se débitent facilement en dalles et ont été utilisées partout, dans le passé, pour la construction des habitations locales ; les très nombreuses petites excavations qui les exploitaient sont maintenant abandonnées (remblayées ou noyées). Les prasinites  $\delta^{11}$  servent au parement de nombreuses maisons. De très nombreuses observations, remontant bien au-delà de 1948, ont révélé l'existence de maints gisements, aujourd'hui inaccessibles. Les trous creusés à la pelleuse pour faire des abreuvoirs, et les rares puits, sont actuellement l'une des seules sources de documentation.

$p_2$ . Sur toute l'étendue occupée par les cailloutis pliocènes du château des Chênes (feuille Challans), de très nombreuses carrières ont exploité ce matériau, qui reposait sur le socle, directement ou par l'intermédiaire d'argiles kaoliniques, sur 2 à 4 m d'épaisseur. Après creusement, les sites sont abandonnés et forment de nombreux petits étangs.

### Matériaux pour l'artisanat

$\xi^2 m$ . Les argiles kaoliniques développées dans les micaschistes, sous le Crétacé ou sous le Pliocène, accumulées dans quelques petites dépressions, ont fait l'objet d'exploitations artisanales, pour la briqueterie et les poteries.

$c_2 a$ . Les argiles noires cénomaniennes, à montmorillonite, ont été exploitées pour la fabrication de briques et de tuiles, au Sud-Ouest de Challans (la Bloire, etc.).

## OCCUPATION DU SOL

### VÉGÉTATION ET CULTURES

A l'extrême Sud de la carte, les sols pauvres et secs (sur phtanite, schistes siluriens et carbonifères, porphyroïdes) sont favorables à la culture de la vigne (vin rosé de Saint-Martin-de-Brem). Au Nord, sur les micaschistes, les sols podzoliques formés sur limons supportent des cultures céréalières (surtout blé,

maïs) et de la vigne sur les coteaux orientés au S.SW. Les terrains sableux du Crétacé, parfois tapissés de cailloutis pliocènes, sont en partie occupés par des bois ou par des céréales (maïs, blé). Les fonds de vallées humides fournissent des prairies permanentes, favorables à l'élevage des bovins et des moutons. Le Marais, en grande partie asséché, est de plus en plus livré aux cultures (maïs). L'élevage bovin et celui des canards y sont les plus développés. Les dunes sont artificiellement plantées de pinèdes, domaniales ou privées.

## ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE

(par R. Joussaume)

### Pointe de Grosse-Terre à Saint-Hilaire-de-Riez

Reconnu depuis 1914 par E. Bocquier, le site de la pointe de Grosse-Terre a vu le passage de plusieurs amateurs depuis cette époque. Ce n'est qu'en 1981 qu'une fouille très partielle y fut pratiquée (D. Longuet et A.P., 1985).

La falaise est ici surmontée d'une couche de sable au milieu de laquelle fut découvert un horizon archéologique attribuable au Campaniforme littoral régional caractérisé par des décors au peigne et incisés qu'accompagnent des céramiques communes à cordon péri-orificiel. Un tel horizon est daté à 3850 et 3920 ± 130 ans BP à la République, commune de Talmont-Saint-Hilaire.

Dans le niveau supérieur de la couche sableuse qui correspond à une ancienne dune haute encore de 2 m, P. Péridy (1975) a découvert des tessons décorés qui paraissent attribuables au Bronze ancien.

L'ensemble est surmonté de la dune moderne, peu épaisse en ce lieu.

### Plage de Batard à Brétignolles-sur-Mer

— Site découvert en 1978 par P. Robin.

— Stratigraphie observée :

- sable de la plage,
- couche d'argile tourbeuse contenant de nombreux débris végétaux,
- bri flandrien à la surface duquel furent recueillis des ossements d'animaux et des empreintes de ruminants (bovidés, ovicapridés). Présence de quelques silex. Emergeant de ce bri, huit pieux de bois de 10 à 12 cm de diamètre peuvent avoir appartenu à un ancien édifice daté par le <sup>14</sup>C :  
4500 ± 110 ans BP (Gif4879)
- couche graveleuse contenant une industrie lithique et des tessons de céramique attribuables au Néolithique ancien régional daté à 6480 — 6450 et 6300 ± 150 ans BP à la Tranche-sur-Mer. Décor impressionné au peigne et au doigt de la céramique. L'industrie lithique se caractérise par des couteaux à dos, mais on note la présence de l'armature à éperon du "Retzien" prouvant un contact entre ces deux groupes humains, dont le dernier marque la fin du Mésolithique régional.

### Petit-Rocher à Brétignolles-sur-Mer

Découvert en 1969 par P. Robin, le site de Petit-Rocher surmonte une petite falaise de micaschistes.

- Couche argilo-sableuse épaisse de 10 cm en moyenne directement sous la dune.
- Sables ferrugineux durs et compacts de 3 à 5 cm.
- Argile noirâtre, épaisse de 20 à 30 cm, parfois plus. Nombreux cailloux roulés à la base de cette couche argileuse.
- Falaise de micaschistes redressés.

Si quelques silex dont un microlithe géométrique furent recueillis dans l'argile noirâtre, ce sont essentiellement les limons éoliens supérieurs qui ont livré un abondant matériel dont la majeure partie est à attribuer au Campaniforme littoral régional. Ces éléments sont mêlés à une occupation quelque peu antérieure datée à  $4290$  et  $4380 \pm 130$  ans BP au laboratoire de Gif-sur-Yvette.

### **Grand-Rocher à Brétignolles-sur-Mer**

Autre pointement rocheux situé à deux kilomètres au Sud de Petit-Rocher. La stratigraphie y est très comparable et l'abbé P. Robin y a découvert quelques vestiges attribuables une fois encore au Campaniforme littoral régional.

### **Le Marais-Girard à Brétignolles-sur-Mer**

Le site, découvert en 1969 par R. Joussaume, occupe un espace de quelques mètres de longueur au sommet des limons éoliens qui surmontent la falaise et sous les sables dunaires.

Les tessons de poteries décorés au peigne et incisés sont à attribuer au Campaniforme littoral régional. Ils accompagnent une industrie lithique de mauvaise qualité faite par débitage sur enclume de petits rognons de silex provenant de la côte elle-même. Il s'agit du "débitage côtier" typique du littoral vendéen, technique de taille connue dès le Mésolithique et qui fut en usage jusqu'à l'Age du Bronze.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### **SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES**

On trouvera des renseignements complémentaires et en particulier des itinéraires d'excursions géologiques dans le *Guide géologique régional : Poitou-Vendée-Charentes* (1978), Masson et Cie, éditeurs :

- itinéraire n° 9a : la côte, de Sauveterre à Saint-Gilles-sur-Vie, par M. Ters,
- itinéraire n° 9b : l'arrière-pays de Brétignolles, par M. Ters,
- itinéraire n° 10a : le bassin de Challans — Commequiers, par J.-M. Viaud et M. Ters.

**ANALYSES CHIMIQUES  
PORPHYROIDES**

N°	3644	9774	7317	7322	7841	9236
Localisation	La Plissonnière	Le Prégneau	Roche-Biron	(pegmatite) Roche-Biron	St-Etienne de Mer Morte	La Brosse
SiO <sub>2</sub>	71,10	70,75	75,90	79,10	73,00	72,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	15,70	14,20	10,60	14,15	16,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	1,15	0,10	0,15	1,00	0,90
FeO	1,35	0,70	1,60	0,35	1,00	-
MnO	0,03	0,07	traces	0,03	0,03	traces
MgO	1,40	1,00	0,85	1,00	1,10	0,60
CaO	0,60	0,75	0,15	0,92	0,80	0,50
Na <sub>2</sub> O	1,75	1,00	0,50	3,00	0,30	5,40
K <sub>2</sub> O	5,60	6,00	5,00	3,30	7,80	2,00
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,25	0,30	0,20	0,30	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,18	0,13	0,20	0,15	-
P.F	2,20	2,05	2,00	1,25	0,85	1,72
Total	100,67	99,60	100,73	100,10	100,48	99,42
Auteur de l'analyse	Patureau 1959	Patureau 1957	Patureau	Patureau 1957	Patureau 1956	CRPG Nancy 1960

ANALYSES CHIMIQUES  
MÉTA-RHYOLITES (LE FENOUILLE, L'AIGUILLON) – PRASINITES (8)

N°	1	2	3	4	5	6	7	8
Localisation	Le Fenouiller	Les Marattes	La Tonnelle	Les Marattes	M. Neuf	Ste-Hélène	M. Neuf	L'Aiguillon
SiO <sub>2</sub>	81,60	78,85	78,50	78,10	78,10	75,30	74,62	46,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,50	9,40	12,40	12,10	11,00	11,50	13,33	16,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90	2,30	1,50	1,70	traces	2,10	} 1,00	0,60
FeO	0,45	0,15	0,40	0,35	0,25	0,20		9,30
MnO	traces	0,01	0,02	0,03	traces	0,03	0,10	0,45
MgO	0,70	0,20	0,45	0,40	0,30	0,40	1,23	5,00
CaO	0,08	0,32	0,10	0,05	0,35	0,05	-	8,80
Na <sub>2</sub> O	1,00	0,35	3,80	2,60	1,80	0,55	0,90	2,45
K <sub>2</sub> O	3,50	7,50	2,55	4,35	6,65	8,25	6,14	1,00
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,20	0,15	0,15	0,25	0,10	0,16	5,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,02	traces	0,02	0,04	0,04	-	0,32
P.F	1,50	0,35	0,62	1,00	0,90	1,28	1,00	3,30
Total	100,62	99,65	100,49	100,85	99,64	99,80	99,27	99,57
Auteur de l'analyse	Patureau	Patureau	Patureau	Patureau	Patureau	Patureau	Demarle	Patureau

**ANALYSES CHIMIQUES**

Microgranites massifs			Rhyodacites métamorphiques		Schistes tournaisiens
N°	T 18	3 St-Martin-	7202	x	7200
Localisation	La Normandie	de-Brem	Le Marais-Girard	Les Pineaux	Le Marais-Girard
SiO <sub>2</sub>	74,20	73,10	66,60	62,00	54,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,40	10,60	17,80	19,00	20,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 1,83	3,80	1,65	1,92	6,10
FeO		0,43	0,35	2,30	2,30
MnO	0,02	0,02	0,02	0,05	0,18
MgO	0,54	0,15	2,40	1,00	2,90
CaO	0,29	1,67	0,50	2,18	0,50
Na <sub>2</sub> O	1,33	0,00	3,25	3,80	0,45
K <sub>2</sub> O	7,72	7,42	4,00	4,75	5,50
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,06	0,45	0,25	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,04	0,09	0,06	0,20
P.F	1,02	2,00	3,45	3,00	4,80
Total	99,56	99,29	100,56	100,31	99,28
Auteur de l'analyse	CRPG Nancy	Duret, Orsay, <i>in</i> Boyer 1974	Patureau 1959	<i>in</i> Chalet 1985	Patureau 1959

**BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE**

AZÉMA C., DURAND S., MÉDUS J. (1972) - Des miospores du Cénomaniens moyen. *Paléobiologie continentale*, vol. III, n° 4, Montpellier.

AZÉMA C., FAUCONNIER D., VIAUD J.-M. (1981) - Microfossils from the Upper Cretaceous of Vendée (France). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, vol. 35, p. 237-281.

AZÉMA C., OLLIVIER-PIERRE M.-F. et VIAUD J.-M. (1978) - La Palynologie permet d'attribuer à l'Yprésien la flore contenue dans les argiles noires du Loreau en Soullans (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, 288, p. 1141-1143.

AZÉMA C., VIAUD J.-M. (1979) - Sur l'existence d'une flore du Sénonien inférieur (Santonien) dans le Bassin de Commequiens (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, 288, p. 815-817.

BORNE V. (1986) - Le Paléogène du bassin de Challans - Noirmoutier (France). Thèse, sédimentologie, Nantes.

BORNE V. et MARGEREL J.-P. (1985) - Découverte d'Oligocène marin fossilifère près de Saint-Jean-de-Monts (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, 301, p. 105-110.

BRESSON G. (1985) - Recherches en eaux souterraines salées dans le Marais breton et l'île de Noirmoutier. Fasc. 9 p., D.D.A., La-Roche-sur-Yon.

BRESSON G. (1985) - 1973-1985 : Treize années de recherches en eaux souterraines. Plaquette 36 p., D.D.A., La-Roche-sur-Yon.

BRILLANCEAU A. (1968) - La stratigraphie du Briovérien de la région côtière de Vendée. *C.R. Acad. Sci.*, 267, p. 1923-1926.

CAPPETTA H. (1981) - Sur la découverte des genres *Ischyrhiza* et *Ptychotrygron* (Selachii, Batomorphii) dans le Crétacé supérieur de Vendée (France). *Géobios*, n° 14, (6), p. 807-812, 1 pl.

CHALET M. (1985) - Etude lithostratigraphique et structurale des "porphyroïdes" et formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay). Thèse 3e cycle, Poitiers.

CHATEAUNEUF J.-J., GRUAS-CAVAGNETTO C. (1978) - Les zones de *Wetzeliellaceae* (*Dinophyceae*) du Bassin de Paris. *Bull. BRGM*, sect. 4, n° 2, p. 59-94.

COMBLE Ch. (1984) - Contribution à l'étude des Radiolaires du Paléozoïque. Dipl. Et. appr., Lille.

COMBLE Ch., WEVER P. de, TERS M. et WEYANT M. (1985) - Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, 300, p. 899-904.

DEFLANDRE G. et TERS M. (1970) - Présence de microplancton silurien fixant l'âge des ampélites associées aux phtanites de Brétignolles. *C.R. Acad. Sci.*, 270, p. 2162-2166, 2 pl.

DEFLANDRE G. (1972) - Le système trabéculaire interne chez les Pylentonémidés et les Popofskyellidés, Radiolaires du Paléozoïque. Phylogénèse des Nassellaires. *C.R. Acad. Sci.*, 274, p. 3535-3540.

DURAND S. et TERS M. (1958) - L'analyse pollinique d'argiles des environs de Challans (Vendée) révèle l'existence d'une flore cénomaniennne. *C.R. Acad. Sci.*, 247, p. 684-686.

FRENEIX S. et VIAUD J.-M. (1984) - Bivalves du Sénonien de Vendée (Bassin de Challans-Commequiers). Signification biostratigraphique, paléocéologique, paléobiogéographique. *Rev. Géol. médit.*, t. X, n° 3-4, p. 199-211, 4 fig., 2 pl., 2 tabl.

JOUSSAUME R. (1981) - Le Néolithique de l'Aunis et du Poitou occidental. Rennes, 625 pages.

LOUAIL J. (1981) - La transgression crétacée au Sud du Massif armoricain, Céno-manien de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Etude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. Thèse, Rennes. *Mém. Soc. géol. min. Bretagne*, t. 29.

LOUAIL J., AZÉMA C. et VIAUD M. (1983) - La transgression sénonienne en Vendée. *Rev. Géol. médit.*, t. X, n° 3-4, p. 337-344, 4 fig., 2 tabl.

LOUAIL J. et VIAUD J.-M. (1977) - Révision stratigraphique du Crétacé vendéen. *Bull. Soc. géol. min. Bret.*, (C), IX, 2, p. 103-112, 3 fig.

MATHIEU G. (1937) - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse, Lille.

TERS M. (1937) - Contribution à l'étude de la côte vendéenne. Description de la falaise entre le Brethomé et la Sauzaie. *C.R. Soc. géol. min. Bret.*, III, 3-4, p. 7-14 (cf. Radiolaires).

TERS M. (1953) - Existence d'un désert froid au Quaternaire ancien dans la région littorale vendéenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), III, p. 355-368, 1 pl., 2 fig.

TERS M. (1957) - Limons éoliens en Vendée littorale. *C.R. Acad. Sci.*, 244, p. 3162-3164.

TERS M. (1960) - Le Crétacé de la Vendée littorale. Etude paléontologique, sédimentologique et paléogéographique. Congrès Soc. Sav. Dijon, Colloque sur le Crétacé supérieur, p. 675-700, 4 fig.

TERS M. (1961) - La Vendée littorale. Etude de géomorphologie. Thèse, Rennes, impr. Oberthür.

TERS M. (1970) - Découverte d'un gisement de Graptolithes du Silurien (Wenlock) dans la "série de Brétignolles" (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, 271, p. 1060-1062.

TERS M. (1972) - Carte géologique de Palluau et notice explicative (1/80 000).

TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français. In *Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphique et environnement*, 9e Congrès INQUA, Christchurch, suppl. *Bull. A.F.E.Q.*, n° 36.

TERS M. (1977) - Le Paléozoïque du Massif vendéen. 5e R.A.S.T., p. 444.

TERS M. (1979) - Les synclinoriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen. Stratigraphie et structure. *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 4, p. 293-301, 1 carte couleur h.-t. à 1/320 000.

TERS M. et VIAUD J.-M. (1983) - Carte géologique de Challans à 1/50 000 et notice explicative.

TERS M. (1985) - Découverte d'une orogénèse viséenne succédant à une orogénèse éo-dévonienne en Vendée littorale. *C.R. Acad. Sci.*, 300, p. 969-974.

TERS M., BRÉBION P., BUGÉ E., CHEVALIER J.-P., LAURIAT A. et MARGEREL J.-P. (1970) - Le Redonien de la région de Palluau (Vendée). *Bull. BRGM*, 2e sér., sect. 1, p. 1-26, 2 fig., 4 tabl.

TERS M. et CHANTRAINE J. (1980) - Le métamorphisme éo-dévonien dans le Sud-Est du Massif armoricain: la coupe des Sables d'Olonne (Vendée). 26e Congrès géologique, France. Introduction à la Géologie du Massif armoricain. Excursion B 03. *Bull. Soc. géol. min. Bretagne, C*, XI, 1-2, p. 171-182.

TERS M. et DEFLANDRE G. (1966) - Sur l'âge cambro-silurien des terrains anciens de la Vendée littorale (ex-Briovérien). *C.R. Acad. Sci.*, 262, p. 339-342.

VERGER F. (1968) - Marais et wadden du littoral français. Thèse, Impr. Biscaye, Bordeaux.

VIAUD J.-M. (1978) - Contribution à l'étude du Crétacé vendéen dans le bassin de Challans-Commequiers. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, Nantes, LXXVI, p. 61-92.

VIAUD J.-M., AZÉMA C., COLLINS J.-S.-H., DAMOTTE R. et MONCIARDINI C. (1983) - Premières données concernant les Cirripèdes du Crétacé supérieur de Vendée (France), Foraminifères, Ostracodes et Microflore associés. *Bull. BRGM*(2), n° 4, p. 321-344, 1 fig., 2 tabl., 5 pl.

VIAUD J.-M., NEUMANN M. et DAMOTTE R. (1979) - Données nouvelles sur la microfaune des dépôts crétacés de Vendée. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest de la France*, n. sér., t. 1, p. 35-37, 1 dépliant.

VIAUD J.-M. et TERMIER G. (1980) - Etudes de quelques spongiaires du Crétacé supérieur de Vendée. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, Nantes, t. II, p. 25-47.

VIDAL Ph. (1976) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes.

VOIGT E. et VIAUD J.-M. (1983) - Bryozoaires du Sénonien de Vendée. *Rev. Géol. médit.*, t. X, n° 3-4, p. 219-228, 2 fig., 2 pl.

### Carte géologique à 1/320 000

Feuille *Nantes* : (1972) (Vendée littorale dessinée par M. Ters).

### Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Ancenis* : 1ère édition (1890), par E. et L. Bureau ;

2e édition (1967), coordination par P. Cavet.

Feuille *Nantes* (1926), par L. Bureau, G. Ferronnière ;

Feuilles *Nantes-Ile du Pilier* (1968), par M. Ters, F. Verger.

Feuille *Palluau - Ile d'Yeu* : 1ère édition (1902), par F. Wallerant ;

2e édition (1972), par M. Ters, F. Verger, G. Mathieu.

### Cartes géologiques à 1/50 000

Feuille *Ancenis* (1978), coordination par P. Cavet.

Feuille *Nantes* (1969), par M. Ters, B. Barthélémy, J. Marchand, R. Richard, G. Weecksteen, F.-H. Forestier, B. Lasnier.

Feuille *Ile de Noirmoutier - Pointe de Saint-Gildas* (1978), par M. Ters, D. Gouleau, J.-R. Vanney.

Feuille *Machecoul* (1976), par M. Ters, J. Mounès, D. Gouleau.

Feuille *Saint-Philbert-de-Grand-Lieu* (1979), par M. Ters.

Feuille *Challans* (1983), par M. Ters et J.-M. Viaud.

**Cartes sédimentologiques sous-marines à 1/100 000**

Feuille *Saint-Nazaire* (1968), par J.-R. Vanney.

Feuille *Ile d'Yeu* (1971), par J.-R. Vanney.

*DOCUMENTS CONSULTABLES*

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

**COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES**

N° SGN	Commune désignation	X	Y	Z cote sol arrondie au m	Profondeur en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
						Profondeurs	Lithologie		
560-1-1	Saint-Jean-de-Monts Merlin-SACOM S1 - 1970	263,9	208,1	env. + 6	29	0-0,20 0,20-13,80 13,80-20,00	Remblai Sable Calcaire marneux	Quaternaire Eocène	+ 6 - 8
560-1-2	Saint Jean-de-Monts Front de mer S12 - 1970	263,6	208,3	+ 5	52,5	0-29,50 29,50-43,40 43,40-52,50	Sable Marne et calcaire Sable gris	Quaternaire Biarritzien Cuisien ?	+ 5 - 38
560-1-3	Saint Jean-de-Monts Centre de thalasso- thérapie	262,8	208,7	+ 6	30	0-5 5-11 11-15 15-30	Sable fin Sable et gravier (alluv.) Argile verte Calcaire, argile et marne	Quaternaire  Eocène	+ 6  - 9
560-2-1	Saint-Hilaire-de-Riez Merlin-Plage S1 - 1970	266,5	204,4	env. + 6	16	0-13,00 13,00-16,00	Sable Calcaire coquillier	Quaternaire Eocène	+ 6 - 7
560-2-2	Saint-Hilaire-de-Riez Les Vases (Merlin) S2 - 1970	267,5	203,6	env. + 6	21,7	0-19,70 19,70-21,70	Sable Calcaire	Quaternaire Eocène	+ 6 - 14
560-2-4	Saint Jean-de-Monts Le Grand Pavois 1963	264,42	206,85	+ 1	18,5	0-14,00 14,00-18,50	Sable et galets Calcaire et marne	Quaternaire Eocène	+ 1 - 13
560-2-8	Saint-Jean-de-Monts Résidence Clémenceau S1 - 1963	264,14	207,17	0	16,3	0-13,00 13,00-16,30	Sable et galets Calcaire marneux	Quaternaire Eocène	0 - 13

**COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES**

N° SGN	Commune désignation	X	Y	Z cote sol arrondie au m	Profondeur en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
						Profondeurs	Lithologie		
560-2-12	Saint-Jean-de-Monts Station d'épuration Piézomètre n° 1 1977	265,73	205,46	+ 6	57,4	0-14,40 14,40-57,40	Sable grossier Calcaire, grès et sable	Quaternaire Biarritzien	+ 6 - 8
560-2-26	Saint-Hilaire-de-Riez Les Vases - Réservoir	268,15	203,34	+ 2	21	0-15,00 15,00-15,40 15,40-19,50 19,50-19,60 19,60-20,60 20,60-21,00	Sable Argile à galets Calcaire marneux Argile brune Calcaire Argile sableuse	Quaternaire  Eocène sup.	
560-2-27	Saint-Jean-de-Monts ZAC de la Taillée PR1 - 1979	266,22	208,88	+ 1	12	0-7,50 7,50-12,00	Argile et sable Calcaire	Quaternaire Biarritzien probable	+ 1 - 6
560-2-28	Saint-Jean-de-Monts ZAC de la Taillée PR3bis - 1979	264,97	208,90	+ 2	16	0-10,20 10,20-16,00	Sable et argile Calcaire	Quaternaire Eocène probable	
560-2-29	Saint-Jean-de-Monts ZAC de la Taillée Lotissement PR2 - 1979	264,53	208,91	+ 1,9	10	0-3,40 3,40-8,90 8,90-10,00	Argile Sable argileux Calcaire	Eocène probable	
560-3-4	Soullans Route de Challans	276,95	208,51	+ 15	28	0-10,00 10,00-15,00 15,00	Sable et argile Argile Micaschistes	Sénonien Cénomaniens	+ 15 + 5
560-3-30	Soullans Le Bas-Maraïs	274,13	207,00	+ 2	6	0-6,00 6,00	Sable et gravier Argile sableuse	Quaternaire Sénonien ?	+ 2 - 4

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

N° SGN	Commune désignation	X	Y	Z cote sol arrondie au m	Profondeur en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
						Profondeurs	Lithologie		
560-3-31	Saint-Hilaire-de-Riez Les Tréchettes	273,82	204,46	+ 2	6,30	0-6,10 6,10-6,30	Bri et sable Argile sableuse	Quaternaire Sénonien	+ 2 - 4
560-3-32	Soullans Loreau	276,39	206,48	+ 3	15	1-7,00 7,00-14,70 14,70-15,00	Sable Argile et sable Grès	Pliocène ? Ilerdien Sénonien	+ 3 - 12
560-3-33	Soullans Les Guignardières	276,44	208,40	+ 6	7	0-3,20 3,20-7,00	Argile sableuse Argile et calcaire marneux	Sénonien sup. Campanien inf. à Santonien sup.	
560-3-34	Soullans La Fouétière	277,18	207,46	+ 3	12,5	0-2,50 2,50-6,00 6,00-12,50 12,50	Sable Sable fin Sable et marne Grès, pierres cornues	Pliocène ? Cuisien ? Sénonien	- 9
560-3-35	Soullans Le Loreau	276,6	206,5	+ 3	2,95	0-2,45 2,45-2,95 2,95	Sable et gravier Argile Grès, pierres cornues	Plio-Quaternaire Cuisien Sénonien	+ 3 0
560-3-36	Notre-Dame-de-Riez Les Bardys	276,45	203,70	+ 3	5,35	0-1,75 1,75-2,98 2,98-3,83  3,83-4,33  4,33-5,35	Cailloutis Sable, marne, calcaire Marne et calcaire  Argile noire  Sable	Pliocène ? Sénonien sup. Santonien moyen marin Santonien inf. continental Santonien inf. à Coniacien ?	

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

N° SGN	Commune désignation	X	Y	Z cote sol arrondie au m	Profondeur en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
						Profondeurs	Lithologie		
560-4-1	Commequiers Gare SNCF	280,55	204,15	+ 19	31,3	0-1,80 1,80-7,30 7,30-11,00 11,00-31,20  31,20	Terre et argile Calcaire et sable Calcaire et marne Marne, calcaire, argile et sable Schistes	Sénonien ? Turonien ? Cénomaniens probable	- 12
560-4-10	Commequiers Villeneuve (Le Fief Gaillard) F2b - 1941	278,82	203,75	+ 14	24,5	0-2,50 2,50-7,20 7,20-12,30 12,30-24,50 24,50	Sable Sable, calcaire Argile et sable Calcaire, sable et argile Schistes	Sénonien Turonien ? Cénomaniens	
560-4-29	Soullans Vallée du Lignerons S1 - 1964	278,22	207,25	+ 3	6,20	0-5,80 5,80-6,20	Vase et sable Grès	Quaternaire Turonien ?	
560-4-162	Notre-Dame-de-Riez Les Aures S1	277,74	205,11	+ 6	24	0-14,30  14,30-19,90 19,90-22,80 22,80-24,00	Sable, argile, calcaire, marne Calcaire et marne Marne, calcaire, argile Micaschistes	Sénonien  Turonien Cénomaniens Briovériens	- 5  - 17
560-4-163	Notre-Dame-de-Riez S2	278,05	206,57	+ 4	32	0-9,00 9,00-14,00 14,00-28,50 28,50-32,00	Sable, calcaire et marne Calcaire et marne Marne, calcaire et argile Micaschistes	Sénonien Turonien Cénomaniens Briovériens	+ 4  - 25

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

N° SGN	Commune désignation	X	Y	Z cote sol arrondie au m	Profondeur en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
						Profondeurs	Lithologie		
560-4-164	Notre-Dame-de-Riez Les Roselières S3	278,28	206,11	+ 4	30,5	0-0,50 0,50-10,60 10,60-20,90 20,90-26,00 26,00-30,50	Terrain de surface Argile, calcaire et marne Calcaire et marne Marne et argile Micaschistes	Sénonien  Turonien Cénomanién Briovérién	+ 3  - 7 - 17 - 26
560-4-166	Soullans Le Pré-Haut	277,56	208,38	+ 15	10	0-0,50 0,50-9,40 9,40-10,00	Terrain de surface Marne, calcaire, argile et sable Micaschistes	Cénomanién sup. et moy. Briovérién	+ 15  + 1
560-4-167	Commequiers L'Espérance	280,11	206,64	+ 15	7	0-7,00 7,00	Sable et argile Micaschistes	Cénomanién Briovérién	+ 18
560-4-168	Commequiers L'Anjouère	280,00	206,07	+ 10	13	0-1,10 1,10-12,60 12,60-13,00	Terrain de surface Sable et argile Grès, <i>pierres cornues</i>	Cuisien ? Sénonien	- 3
560-7-12	Saint-Gilles-Croix-de- Vie Lit de la Vie S12	273,17	197,04	+ 3	12	0-12,00  12,00	Sable et gravier  Micaschistes	Alluvions	- 9
560-7-17	Saint-Gilles-Croix-de- Vie Esplanade Route de la plage S3 - 1965	273,10	196,66	+ 13	23,2	0-22,90 22,90-23,20	Sable et cailloutis Micaschistes	Quaternaire Briovérién	- 10

### AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice explicative a été rédigée par Mireille TERS, professeur honoraire à l'Université d'Amiens, avec la collaboration de Jean-Marc VIAUD, collaborateur de la carte géologique de la France.

Ont aussi participé à l'élaboration de cette notice :

AZÉMA C. : palynologie du Crétacé et du Cuisien ; BIBAR A. : Echinides ; BORNE V. : sédiments stampiens ; BREBION Ph. : Gastéropodes ; BRESSON G. : hydrogéologie, sondages ; BUGE E. : Bryozoaires ; CAPPETTA H. : Sélaciens ; CHEVALIER J.-P. : Madréporaires ; COMBLE-DESPAQUIS Ch. : Radiolaires ; DAMOTTE R. : Ostracodes ; DEFLANDRE G. : Chitinozoaires, Radiolaires, Acritarches ; FAUCONNIER D. : palynologie du Crétacé ; FRENEIX S. : Bivalves ; GASPARD D. : Brachiopodes ; GUEZ Cl. : diffractométrie des argiles ; JACOB Cl. : diffractométrie des micas ; JOUSSAUME R. : archéologie préhistorique ; KENNEDY W.-J. : Céphalopodes ; KOLLMANN H.-A. : Gastéropodes ; LAURIAT-RAGE A. : Bivalves ; LIMASSET O. : sondages ; MONCIARDINI C. : Foraminifères ; MOREAU-BENOIT A. : Acritarches ; PAJAUD D. : Brachiopodes ; PHILIP : Rudistes ; POUIT D. : Poissons ; RAGOT J.-P. : phosphates ; ROMAN J. : Echinides ; SORNAY J. : Céphalopodes et Inocérames ; TERMIER G. : Spongiaires ; VANNEY J.-R. : sédiments sous-marins ; VERGER F. : sédiments flamandais ; VOIGT E. : Bryozoaires ; WEYANT M. : Conodontes ; WILLEFERTS. : Graptolithes.

Nos remerciements iront aussi à D.-G. GEE, J. CHANTRAINE et R. WYNS, pour leur fructueuse collaboration sur le terrain.



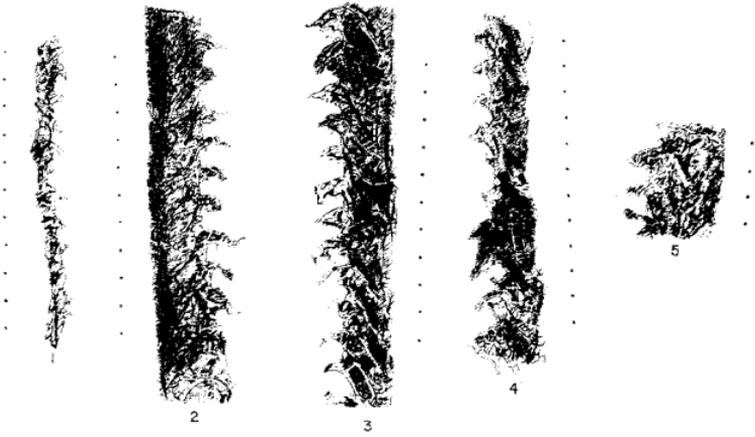
A - *Monograptus cultellus* Tullberg

B - *Pristiograptus dubius* (Suess)

(La distance entre deux points consécutifs correspond à 1 mm)

**Planche I - Graptolites du Wenlockien inférieur.**

Falaise et estran de Brétignolles (Vendée). Déterminations et dessins de S. Willefert, Rabat. *Clichés Froger (Chantonnay)*



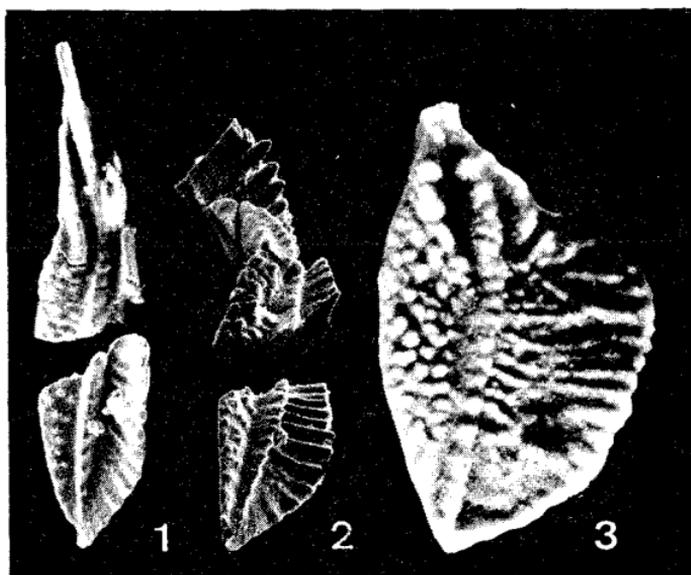
*Monograptus priodon* Bronn

**Planche II - Graptolites du Wenlockien inférieur de Brétignolles**



A

Cf. *Cyrtograptus* aff. *insectus* Boucek



B

1,2 - *Siphonodella cooperi* Hass 1959.

Exemplaire brisé, vu de la face orale (1) et en vue oblique (2) (x50) (photos au MEB)

3 - *Siphonodella crenulata* Cooper 1939, face orale (x50) (photo au microscope optique)

**Planche III -**

**A - Graptolites du Wenlockien inférieur de Brétignolles**

**B - Conodontes du Tournaisien de Brétignolles (dégagés par Ch. Comble-Despaquis, détermination M. Weyant)**

Planche IV

Microbios du Wenlockien et du Tournaisien de Brétignolles, ainsi que  
du Silurien de la Cambaudière (Vendée)

Collection M. Ters. Photos prises au microscope optique, sur plaques minces, par M. Ters et G. Deflandre (n° 2 et 6 à 13). Quelques formes d'Hystricophaeridés ont été dégagées par Ch. Combles-Despaquis et photographiées au MEB (n° 1, 3, 4, 5). Les déterminations d'Acritarches sont dues à l'aimable collaboration de A. Moreau-Benoît. Tous les échantillons proviennent de nodules phosphatés inclus dans des schistes à séricite ou dans des ampélites.

- 1 — Forme dégagée ressemblant à l'Acritarche *Multiplicisphaeridium ramusculosum* (Defl.). Niveau : Wenlockien. G : 390.
- 2 — Acritarche vu en plaque mince : Wenlockien moyen. Diamètre de la coque : 150 µm.
- 3 — Forme dégagée ressemblant à l'Acritarche : *Multiplicisphaeridium arbusculiferum* (Downie). Niveau : Wenlockien. G : 400.
- 4 — Forme dégagée ressemblant à l'Acritarche : *Buedingiisphaeridium brevispinosum callosum* (Sanneman). Niveau : Wenlockien. G : 340.
- 5 — Forme dégagée ressemblant à l'Acritarche : *Multiplicisphaeridium arbusculiferum* Downie. Niveau : Wenlockien. G : 400.
- 6 — Acritarche à double coque : cf. *Papinochium dubium* Deflandre et Ters, 1966. Comme la coque, les appendices sont entourés d'un épais manchon d'aiguilles de phosphate, implantées à 90° de l'allongement. Niveau : Wenlockien moyen. Diamètre de la coque : 150 µm.
- 7 — Acritarche, vu en coupe : *Papinochium*. Niveau : Wenlockien moyen. Diamètre de la coque : 120 µm.
- 8 — Radiolaire ? à double coque ; de nombreux poils sont implantés sur la coque, ainsi qu'une longue épine. Niveau : Wenlockien moyen. Diamètre de la coque : 100 µm.
- 9 — Chitinozoaire : *Angochitina* cf. *echinata* Eis. Niveau : Wenlockien moyen. Photo et détermination : G. Deflandre. G : 370.
- 10 — Graptolite : peut-être *Monograptus priodon* Bronn, vue en coupe axiale, en lame mince. Niveau : Wenlockien inférieur. Longueur : 9 mm.
- 11 — Coupe de Radiolaire, légèrement aplati. Tournaisien moyen. G : 400.
- 12 — Coupe de Radiolaire, dans un phtanite recristallisé ; la coque, très aplatie, comporte de longues épines. Silurien probable. G : 150 (la Cambaudière, en Saint-Hilaire-le-Vouhis).
- 13 — Radiolaire vu en plaque mince : cf. *Archocyrtium riedeli* Deflandre. Tournaisien moyen-supérieur, Brétignolles (photo. G. Deflandre). G : 150.

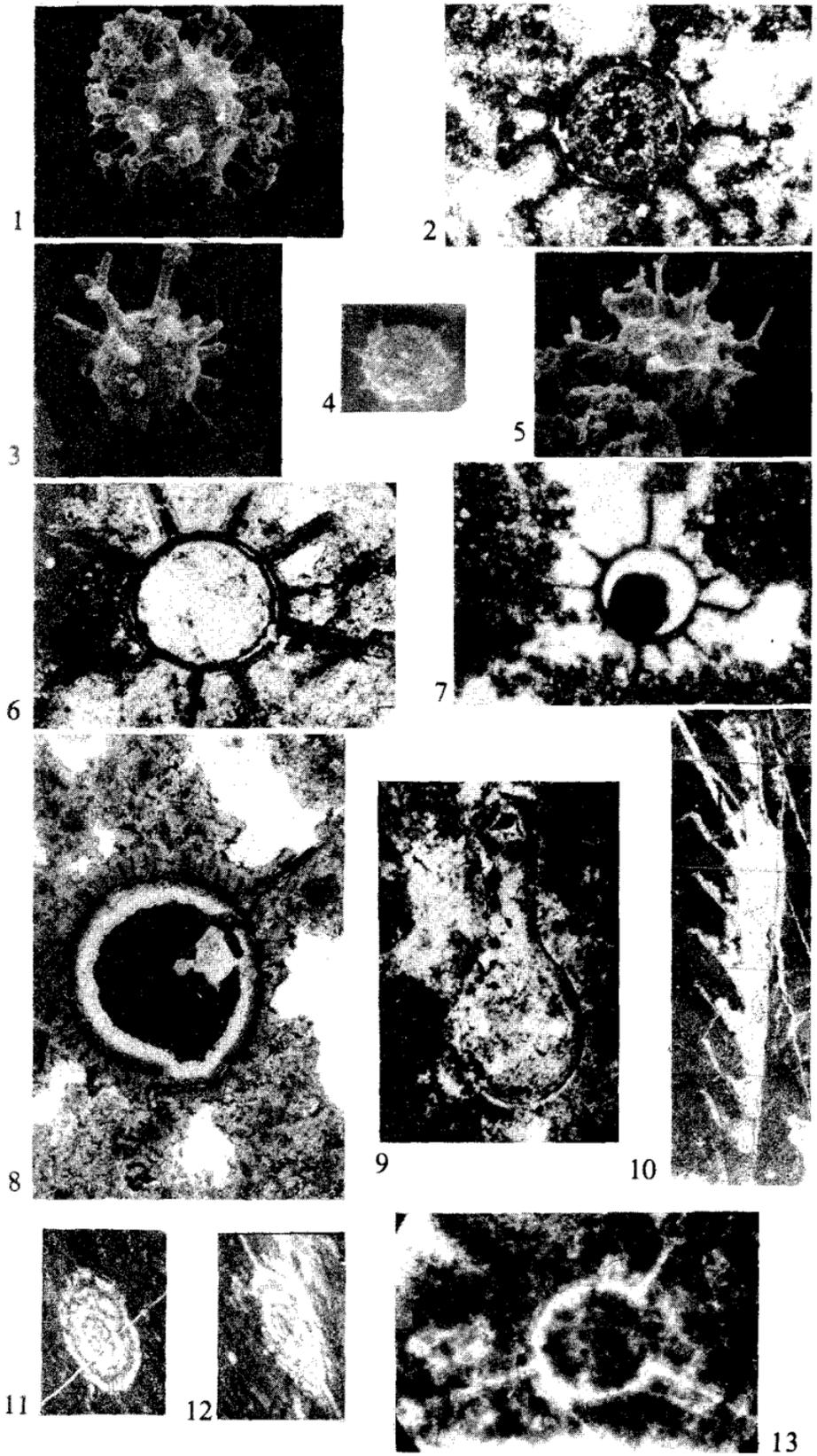


Planche IV - Microbios du Wenlockien et du Tournaisien de Brétignolles ainsi que du Silurien de la Cambaudière (Vendée)

Planche V

Photos au microscope optique de lames minces de nodules phosphatés inclus dans des schistes bariolés du Tournaisien de Brétignolles, montrant des sections de Radiolaires (1 à 12)

La matrice est faite de quartz microcristallin parsemé d'agrégats de phosphate de calcium ; les Radiolaires sont en quartz. Les 8 premières photos correspondent à des coupes du même type que celles que fourniraient des Spumellaires. Les photos 10 et 12 correspondent à des Pylentonemidae. Le but de ces photos est de montrer comment apparaissent les Radiolaires en lame mince dans ce type de sédiment (photos M. Ters, commentaire de P. De Wever).

1 — Coupe montrant clairement une coque de Radiolaire (c) perforée, épaisse et, au moins, deux fortes épines (E). Il semble exister une coque médullaire (cm) d'où s'élève une petite épine (e). Diamètre total de la coque : 215 micromètres.

2 — Coupe d'un Radiolaire montrant une coque perforée multiple (plusieurs d'entre elles sont fléchées). Diamètre total : 174  $\mu$ .

3 — Une coque et une épine de Radiolaire sont bien visibles (en blanc). Une structure radiaire plus fine se devine. Diamètre total : 215  $\mu$  ; dans cette forme, le diamètre peut atteindre 300  $\mu$ .

4 — Coque multiple de Radiolaire, la plus interne est la plus visible (en blanc). On notera les fins trabécules radiaires qui relient les coques entre elles. Diamètre total : 175  $\mu$ .

5 — Trois coupes dans des organismes. Seuls les deux de droite correspondent avec certitude à des Radiolaires. Celui de la gauche est plus problématique (aucune structure ne confirmant ou n'infirant cette présomption). Diamètre total de la coque portant épine : 215  $\mu$ . Longueur de l'épine : 130  $\mu$ .

6-8 — Coupe tangentielle d'une coque de Radiolaire probablement sphérique, montrant le réseau poreux (visible au centre gauche de la photo). Diamètre des pores : 40  $\mu$  ; ils sont parfois remplis par des sphérolithes de phosphate.

7 — Coupe transversale d'un Radiolaire multicoque. Certaines épines (E) se prolongent de la coque la plus interne vers l'extérieur. Diamètre total de la coque : 215  $\mu$ .

9 — *Triaenasphaera sicarius* Defl. Diamètre de la coque : 200  $\mu$ .

10 — Coupe sagittale d'un Radiolaire pylentonémide (?) (*Archocyrtium riedeli*) montrant clairement sa corne apicale (A), le céphalis (c) et 2 pieds (p). Comparer avec la figure 12. Diamètre du céphalis : 130  $\mu$ . Longueur maximum des pieds : 390  $\mu$ .

11 — Coupe transversale (à gauche) d'un Radiolaire multicoque et tangentielle (à droite), faisant apparaître le réseau de surface. Diamètre total : 130  $\mu$ .

12 — Coupe d'une forme très recristallisée (en blanc) d'un Radiolaire pylentonémide (*Archocyrtium riedeli*). Diamètre interne du céphalis : 86  $\mu$  (autres individus : 22  $\mu$ ).

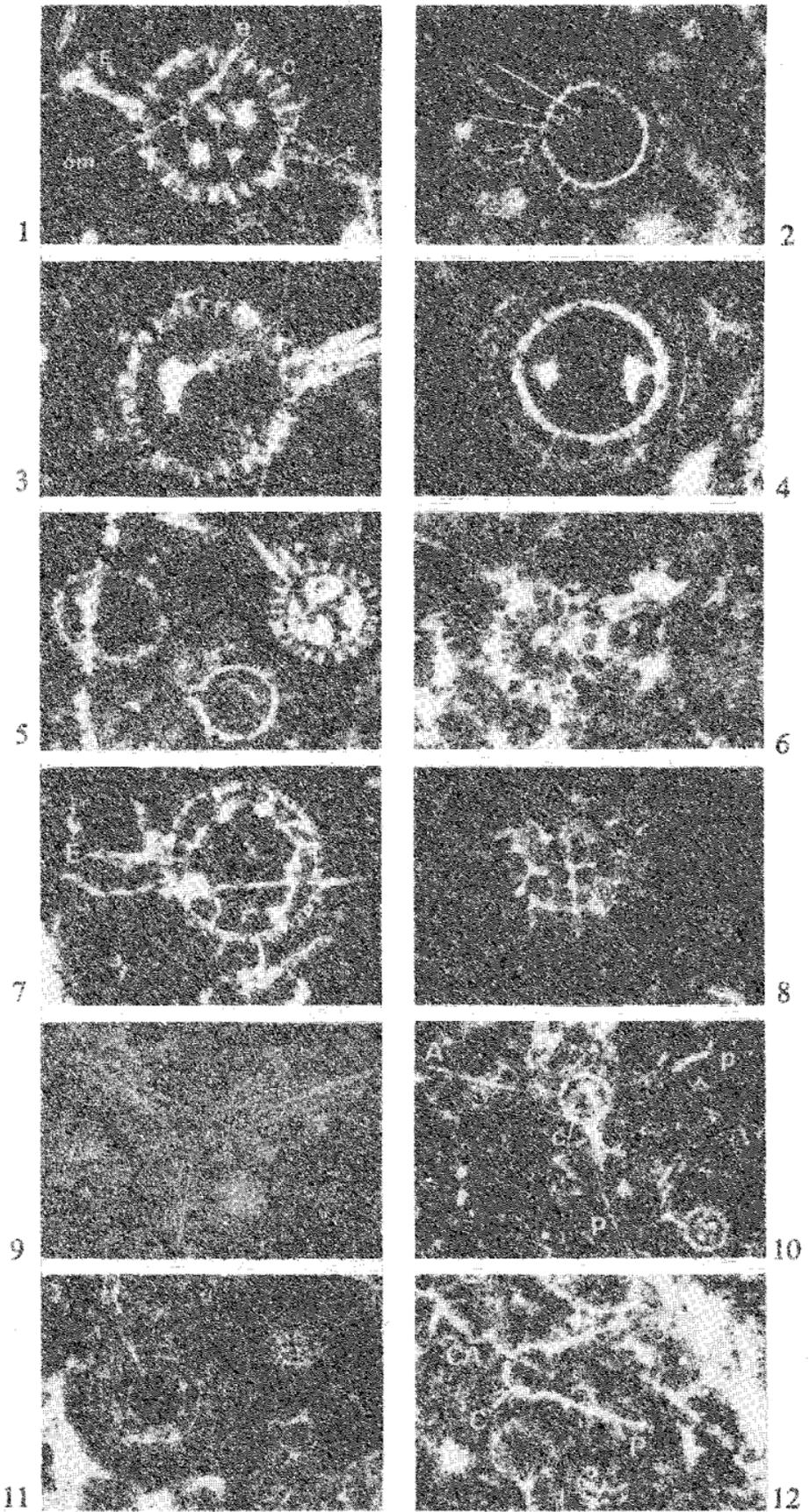


Planche V - Sections de Radiolaires dans des nodules phosphatés  
inclus dans les schistes bariolés du Tournaisien de Brétignolles

Planche VI

Photos au microscope électronique à balayage de quelques Radiolaires  
extraits des schistes bariolés du Tournaisien moyen ou supérieur  
de Brétignolles

Le trait sur la planche représente 100 micromètres (sauf contre-indication).

- 1 - *Archocyrtium riedeli* s.l. Deflandre. Tournaisien moyen ou supérieur, spécimen déformé tectoniquement.
- 2 - *Archocyrtium riedeli* s.l. Deflandre, vue latérale.
- 3-4 - *Archocyrtium riedeli* s.l. Deflandre, deux vues du même spécimen : vue latérale, vue latéro-apicale. On notera l'allure boursoufflée de la surface céphalique autour de chaque pore.
- 5 - *Archocyrtium riedeli* s.l. Deflandre, vue latérale.
- 6 - ? *Archocyrtium riedeli* s.l. Deflandre, vue latéro-distale.
- 7 - *Archocyrtium* sp. 1.
- 8 - *Archocyrtium riedeli* s.l. Deflandre, vue latérale. L'épine courbe qui prolonge l'actine céphalique V est clairement visible sur la droite du cliché.
- 9-11 - *Pylentonema antiqua* Deflandre, 1963. Le pylome distal est clairement visible entre les pieds sur chaque spécimen.
- 10 - *Archocyrtium riedeli* s.l. Deflandre. On notera l'excroissance, par rapport à d'autres *Archocyrtium*, de la paroi céphalique du côté de l'actine V (à droite sur la photo).
- 12 - *Archocyrtium riedeli* s.l. Deflandre, 1972, vue latérale
- 13-14 - *Cyrtisphaeractenium mendax* Deflandre, 1972. Deux vues latérales du même spécimen.
- 15 - *Entactinosphaera ? brevihebes* Moon-Zoo, 1983. On notera que des épines opposées ne sont pas situées exactement dans le prolongement l'une de l'autre.
- 16 - *Triactinosphaera sicarius* Deflandre, 1973
- 17 - *Entactinosphaera ? palimbola* Foreman 1963.

Pour les photos 16 et 17, l'échelle représente 75 micromètres.

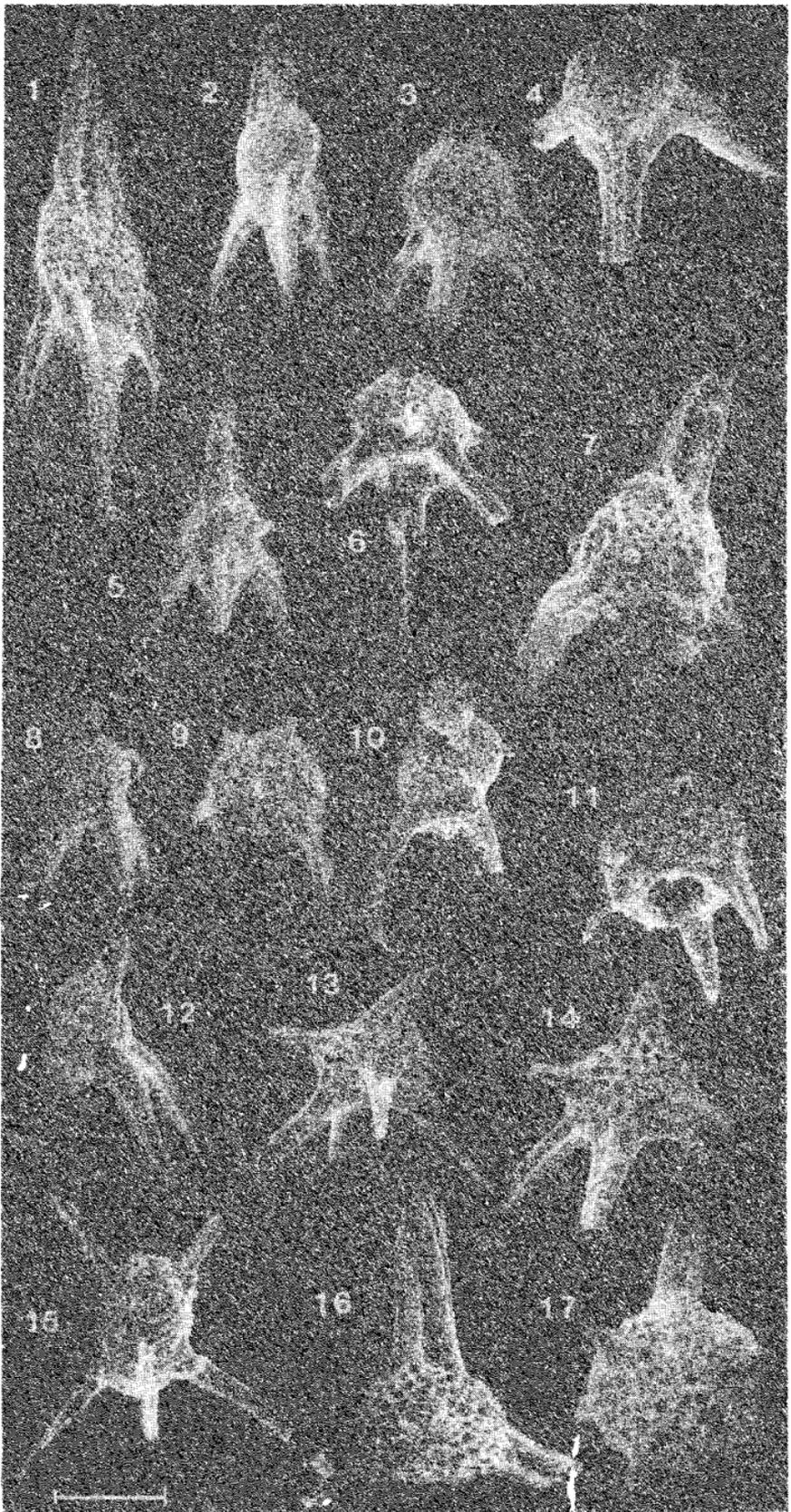


Planche VI - Radiolaires extraits des schistes bariolés  
du Tournaisien moyen ou supérieur de Brétignolles

Planche VII

Photos au microscope électronique à balayage de quelques microfossiles,  
extraits par Ch. Comble-Despaquis, du Wenlockien et du Tournaisien  
de Brétignolles

1-4 — Moules internes de sicules de Graptolites (probablement du genre *Climacograptus*) épigénisés en oxyde de fer (Wenlockien inférieur). A ne pas confondre avec les Radiolaires du genre *Follicucullus* qui n'apparaîtront que beaucoup plus tardivement (bas du Permien au Japon).

5-7 — *Albaillella paradoxa* Deflandre, 1962. Tournaisien moyen ou supérieur. Le sillon "dorsal" est bien visible sur le cliché 6. La paroi de la figure 7 est corrodée.

8 — *Palacantholithus* aff. *stellatus* Deflandre, 1973. Wenlockien moyen.

9 — Famille des *Entactinididae*, gen. sp. indéterminé., Tournaisien moyen ou supérieur.

10 — Famille des *Entactinididae*, gen. sp. indéterminé., Tournaisien moyen ou supérieur.

L'échelle représente 133 et 250  $\mu\text{m}$  pour les photos 1 à 4, 66  $\mu\text{m}$  pour les photos 5 à 7, 133  $\mu\text{m}$  pour les photos 8 et 9, 100  $\mu\text{m}$  pour la photo 10.

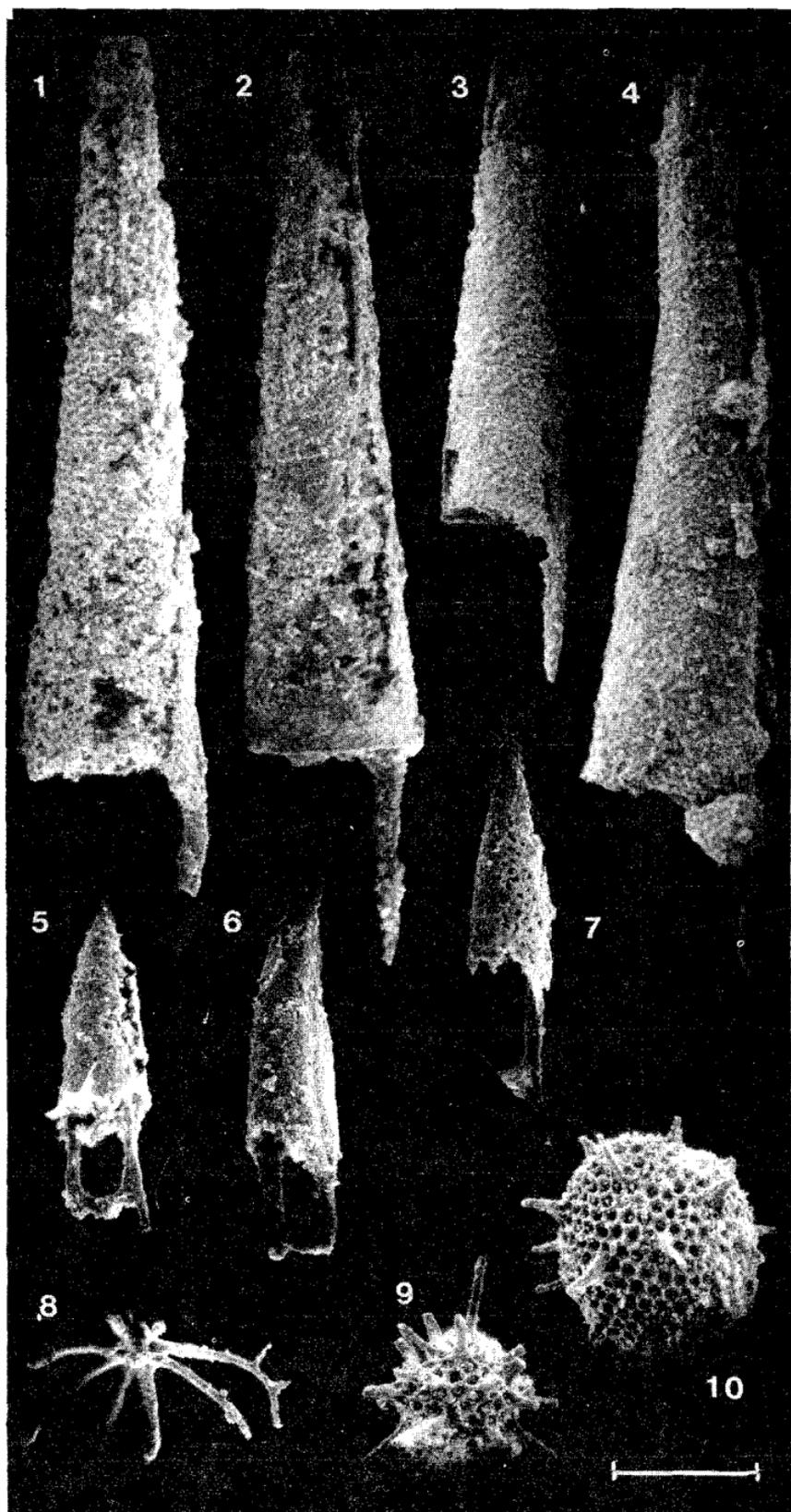


Planche VII - Microfossiles  
(Wenlockien et Tournaisien de Brétignolles)