

# La chaîne hercynienne en Vendée\*

Michel COLCHEN (1)

Patrick ROLIN (2)

## *The Hercynian belt in Vendée*

Géologie de la France, n° 1-2, 2001, pp. 53-85, 17 fig., 2 tabl., 1 carte en fin d'ouvrage

Mots-clés : Orogenèse varisque, Stratigraphie, Paléogéographie, Déformation polyphasée, Métamorphisme, Magmatisme, Tectonique tangentielle, Tectonique en décrochement, Géodynamique, Massif armoricain.

Key words: Variscan orogeny, Stratigraphy, Paleogeography, Polyphased deformation, Metamorphism, Magmatism, Tangential tectonism, Transcurrent tectonism, Geodynamic, Armorican Massif.

### Résumé

Trois ensembles lithostructuraux peuvent être distingués en Vendée (cf. carte et coupe hors texte) :

- le complexe des Essarts-Mervent, individualisé dans des formations métamorphiques disposées en lames verticales comprenant :

1) l'unité des Essarts au nord-est composée de paragneiss et d'orthogneiss associés à des amphibolites éclogitisées ;

2) l'unité de Mervent au sud-ouest constituée de métagrauwackes, de méta-volcanites basiques et ultrabasiques, de micaschistes et d'orthogneiss ;

- les unités nord-vendéennes au nord-est ;

- les unités sud-vendéennes au sud-ouest comprenant le Bas Bocage et la Vendée littorale.

Les unités nord-vendéennes comprennent :

- l'unité de Chantonay, ensemble de plis d'orientation sud-armoricaine développés dans des terrains d'âge paléozoïque disposés selon un synclinorium de direction NW-SE ouvert au nord-ouest et resserré et très fracturé au sud-est (Wyns, 1980 ; Bouton, 1990) ; des unités dis-

posées entre le complexe de Mervent et le synclinorium de Chantonay, correspondent à la juxtaposition de plusieurs formations de composition, de structure et d'âge différents, délimités par des failles de décrochement subverticales de direction NW-SE (Bouton, 1990) ;

- l'unité de Montaigu constituée de terrains métamorphiques disposés selon une bande de 3 km de large pincée entre le Haut Bocage au nord et le synclinorium de Chantonay au sud ;

- le Haut Bocage, domaine septentrional de la Vendée, est découpé dans sa longueur en deux unités tectoniques par les failles du Châtillonnais et de Bressuire - Vasles : au nord s'étendent des granitoïdes et leur encaissant migmatitique (Dhoste, 1980 ; Dhoste et al., 1985 et 1987 ; Poncet, 1993) constituant l'unité nord du Haut Bocage, au sud, affleurent des micaschistes et des gneiss encaissant les granitoïdes de l'unité sud du Haut Bocage.

Les unités sud-vendéennes au sud-ouest comprennent : des unités allochtones, la nappe des porphyroïdes (Chalet, 1985 ; Maillet, 1984 ; Goujou, 1992) et la klippe des schistes bleus du Bois de Céné (Anthonioz et Brillanceau, 1969) ; un parautochtone relatif, comprenant le Bas Bocage et la Vendée littorale, individualisés dans des terrains métamor-

phiques, sédimentaires, volcaniques et plutoniques.

Ces différentes unités sont limitées par des zones de fractures d'ampleur crustale de direction NW-SE que l'on peut rapporter à des structures satellites de la branche sud-est de la Zone Broyée Sud Armoricaine (Cogné, 1957) dénommée encore cisaillement sud-armoricain (Jegouzo, 1980) et qui, en Vendée, correspondent aux accidents de Cholet, Bressuire, de Parthenay, de Secondigny et de Mervent.

### Abridged English version

The Vendée segment of the Variscan belt, lying southeast of the Armorican Massif, contains four lithostructural units from northeast to southwest:

- The Haut Bocage with several types of granitic rock, granodiorite and diorite bearing witness to calc-alkaline magmatism (483 Ma and 373 Ma), as well as leucogranite (313 Ma) and metamorphic rocks.

- The Chantonay synclinorium comprising sedimentary, metasedimentary and volcanic formations of Cambrian to Middle Devonian age;

- The Essarts-Mervent complex with serpentinite, amphibolite and eclogite

\* Manuscrit déposé le 9 juin 2000, accepté le 14 janvier 2001.

(1) Laboratoire de Tectonique et de Géodynamique, Université de Poitiers, 40, Avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers, et 10, av. Galliéni, 92190 Meudon.  
(2) Département de Géosciences, E.A. 2642, CDE, U.F.R. Sciences et Techniques, Université de Besançon, La Bouloie, 16 route de Gray, 25030 Besançon, cedex.

bearing witness to high-pressure metamorphism (440 Ma), as well as volcanic formations and orthogneiss;

- The Bas Bocage and Vendée littorale including peraluminous granite (307 Ma) and metamorphic rocks, Early Paleozoic formations, Silurian - Early Devonian tuffo-ignimbrite (the Porphyroids), Tournaisian formations with olistoliths, and the Sables d'Olonne metamorphic series.

The main tectonic structures are:

- NW-SE-trending transcurrent faults in the north Vendée units and the Essarts-Mervent complex, corresponding to the southeastern part of the South Armorican Shear Zone (see Rolin and Colchen, this volume);

- essentially thrust units in south Vendée with, for example, the Porphyroid nappe.

We discuss several data concerning:

- Magmatism. The Early Paleozoic ignimbrite and rhyolite of the Chantonnay synclinorium reflect crustal thinning. The structural and geochronological characteristics of the Late Devonian to Early Carboniferous calc-alkaline intrusions indicate their relationship to late- to post-collisional thickening rather than to subduction-related magmatism. The Late Carboniferous granitic rocks are associated with post-collisional transcurrent tectonism.

- Chronology and age of deformation and metamorphism. High-pressure metamorphism occurred during the Late Ordovician to Early Silurian (440 Ma for the Essarts eclogite), with a first thrusting phase during the Late Devonian - Early Carboniferous in the Essarts-Mervent complex and the north Vendée

units accompanied by Barrovian metamorphism and retrogression of the eclogite into amphibolite. A second thrusting phase of the north Vendée units over the south Vendée units took place during the Viséan - Early Namurian. Transcurrent ductile or brittle tectonism occurred mainly during the Late Carboniferous.

## Introduction

Situés au sud-est du Massif armoricain, les domaines vendéens sont classiquement rapportés à la zone interne de l'orogène varisque correspondant à la Cordillère Ligérienne qui se prolonge par les zones « Arveno-Vosgienne » puis « Moldanubienne » (Autran et Cogné, 1980). Ainsi, cette situation complète d'une part la transversale armoricaine de la chaîne varisque et permet d'autre part d'envisager des corrélations avec les unités reconnues dans le Massif central.

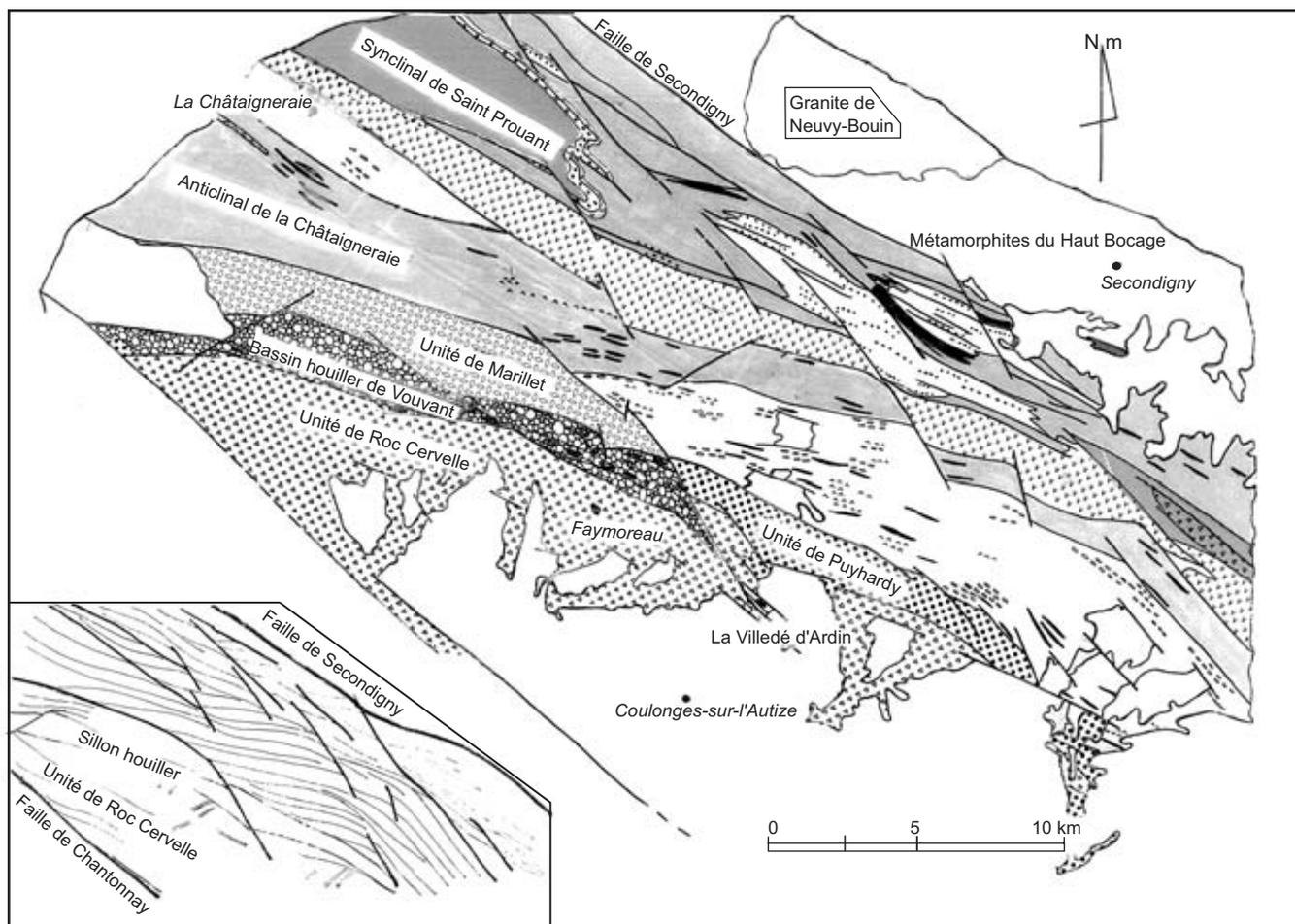
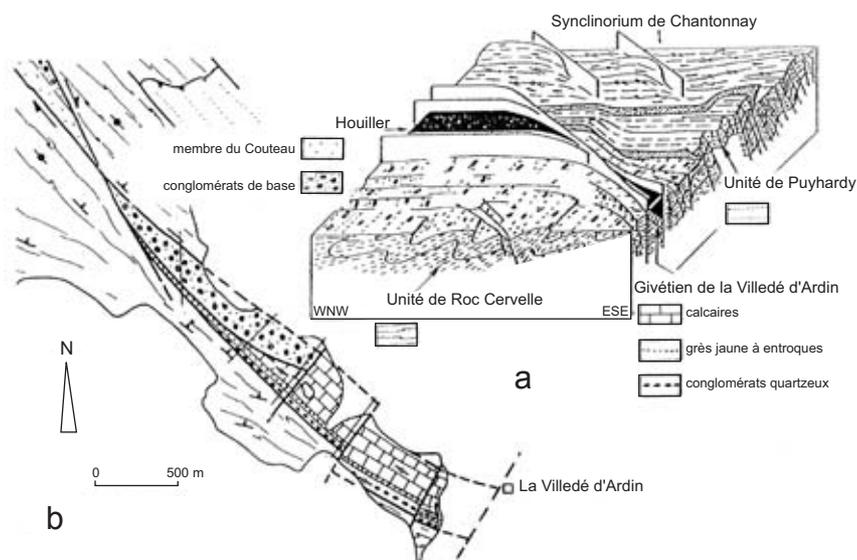


Fig. 1.- Carte géologique de la partie orientale du synclinorium de Chantonnay, dans l'encart, schéma structural : schistosité et décrochements hercyniens (adapté d'après Bouton 1990).

Fig. 1.- Geological map and structural sketch inset of the eastern part of the Chantonnay synclinorium (adapted from Bouton, 1990).





b

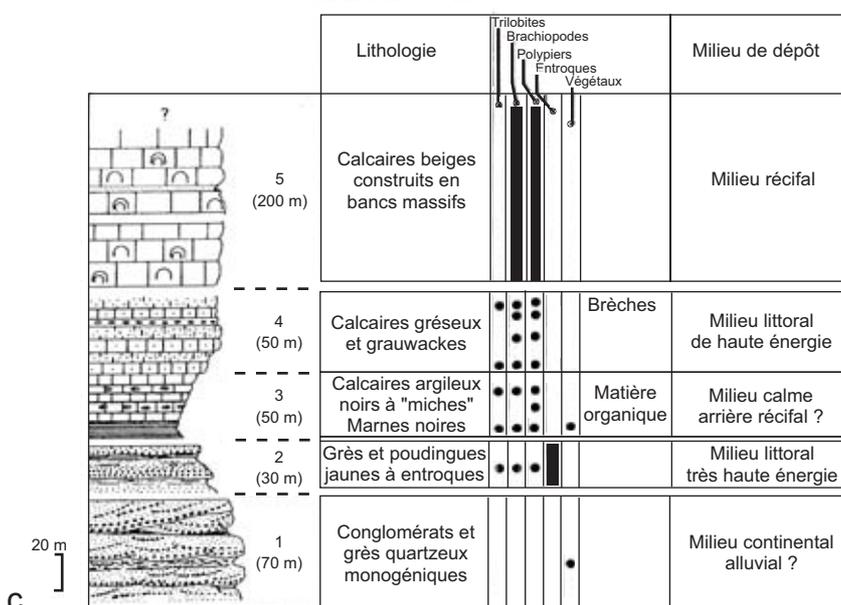


Fig. 3.- Les formations givétiennes de la Villedé d'Ardin (Bouton 1983 et 1990) ; a) bloc diagramme précisant le cadre géologique : au nord, le synclinorium de Chantonay dont le flanc sud est partiellement masqué par l'unité allochtone de Puyhardy, au sud l'unité de Roc Cervelle, les calcaires givétiens de la Villedé d'Ardin sont pincés dans un couloir de cisaillement NW-SE dextre que jalonnent les formations houillères ; b) schéma cartographique ; c), succession lithostratigraphique et interprétation sédimentologique du Givétien de la Villedé d'Ardin; les descriptions et interprétations de Camuzard (1972 et 1995) et de Camuzard *et al.* (1968 et 1969) sont reprises pour les niveaux 3 et 4.

Fig. 3.- The Givetian formations of the Villedé d'Ardin from Bouton (1983 and 1990); a) block diagram of the geological setting; b) sketch map; c) lithostratigraphic succession and sedimentological interpretation of the Villedé d'Ardin Givetian, in part from Camuzard (1972 and 1995) and Camuzard *et al.* (1968 and 1969).

*et al.*, 1991 et 1992 ; Poncet, 1993). Soulignant les analogies de lithofaciès entre ces métamorphites et les formations de Sigournais, du Bourgneuf et de la Châtaigneraie (fig. 2), ces auteurs suggèrent qu'une partie au moins de la série métamorphique du sud du Haut-Bocage se rapporte probablement à des dépôts d'âge Cambrien à Ordovicien inférieur.

- **Les unités intermédiaires** (fig. 1 et 3) disposées entre le synclinorium de Chantonay et le complexe des Essarts-Mervent, ont des caractéristiques lithologiques qui rappellent celles de Chantonay (Roc Cervelle) ou en diffèrent très nettement avec les faciès carbonatés de plate-forme du Givétien de la Villedé d'Ardin par rapport aux faciès

flyschoïdes des formations de même âge de Chantonay.

- **Les formations carbonifères du Sillon Houiller** (fig. 4) (Namurien et Stéphanien) s'inscrivent dans une paléogéographie de bassins de type « pull apart » localisés à proximité du complexe de Mervent en milieu devenu continental.

**Le magmatisme**

Trois types de magmatisme ont été reconnus (fig. 5, 6a et 6b) :

- **calco-alkalin** avec le granite de Pouzauges (483 ± 22 Ma, soit Ordovicien inférieur), la diorite quartzique de Moncoutant (373+6/-11 Ma, soit Dévonien moyen-supérieur) et du Châtillonnais (360+10/-11 Ma, soit Dévonien supérieur) et les basaltes de la Meilleraie d'âge Dévonien moyen-supérieur. Le granitoïde de Pouzauges excepté, on retiendra que ce magmatisme calco-alkalin s'inscrit pendant le Dévonien entre 380 et 360 Ma ;

- **calco-alkalin et shoshonitique** (CA-K-SH) représenté par le granite de Largeasse (340 ± 4 Ma, soit Dinantien) ;

- **peralumineux** avec les leucogranites de Mortagne (313 ± 15 Ma, soit Namuro-Westphalien), de Bressuire et de Parthenay (Carron *et al.*, 1994).

Les granitoïdes du Haut Bocage, excepté celui de Pouzauges, présentent des structures qui témoignent de leur mise en place et de leur déformation à l'état plastique dans un contexte de tectonique transcurrente (Mortagne et Parthenay) (fig. 6a et 6b).

**Tectonique et métamorphisme**

Plusieurs phases de déformation, la plupart synmétamorphes, ont été reconnues dans les unités nord-vendéennes (fig. 7, 8, 9 et 10). Si l'âge hercynien de cette tectonique polyphasée ne fait aucun doute pour l'unité de Chantonay, il n'en est pas de même en ce qui concerne le sud du Haut Bocage.

La tectonique majeure des unités nord vendéennes s'effectua en trois phases de déformations synschisteuses accompagnées d'un important magmatisme et suivi d'une tectonique transcurrente.

De la première phase D1, il ne subsiste qu'une schistosité, S1 ; son âge est inconnu.

La deuxième D2, est caractérisée par une schistosité de flux S2, généralement confondue avec S1, portant une linéation minérale Lm2, et par des plis P2 qui replissent S0-S1, orientés NW-SE, dissymétriques et déversés vers le sud-ouest.

La déformation D3, correspond à la phase plicative responsable des grands plis droits régionaux.

Si la schistosité ou foliation S2, sub-horizontale à l'origine, peut témoigner d'une tectonique tangentielle dans la Vendée septentrionale, la vergence de cette tectonique n'est pas évidente. Les critères de cisaillement observés le long de la linéation Lm2 ne sont pas nets et souvent contradictoires soit vers l'WSW soit vers ENE dans les métamorphites du sud du Haut Bocage (Poncet, 1993). Le déversement des plis P2 systématiquement vers le sud-ouest pourrait traduire une déformation rotationnelle dans cette direction que l'on serait tenté de mettre en parallèle avec la vergence sud ou sud-ouest des déformations syn à tardi-nappes affectant le Massif central au Dévonien (Brun et Burg, 1982 ; Burg *et al.*, 1987)

Dans l'unité de Chantonnay (fig. 7), les structures reconnues témoignent d'une tectonique polyphasée qui s'inscrit dans une période allant du Dévonien supérieur au Carbonifère supérieur. L'existence d'un diachronisme (toujours possible) entre l'apparition des structures des métamorphites du Haut Bocage et celles du synclinorium de Chantonnay n'est pas actuellement argumentée.

Au *Dévonien supérieur*, cette tectonique polyphasée est accompagnée d'une fusion à l'origine d'une anatexie syn D1-2 de l'infrastructure de l'Unité Nord du Haut-Bocage et du synclinorium de Chantonnay et de la production d'un important volume de magmas calco-alcalins, shoshonitique (CA-K-SH) et peralumineux. Les premiers, calco-alcalins (diorites du Dévonien supérieur de Moncutant, Châtillonnais), peuvent provenir de la fusion d'une lame mantellique insérée dans l'édifice tectonique (Rolin *et al.*, 1999a ; Cuney *et al.*, 2001 ; les seconds, peralumineux (granites dévono-tournaisiens de type MAG), d'une fusion basi-crustale. Le métamorphisme de contact développé autour de la diorite de Moncutant, syncinématique de la schistogénèse S2, permet d'attribuer un âge Dévonien supérieur à la phase D2 (373

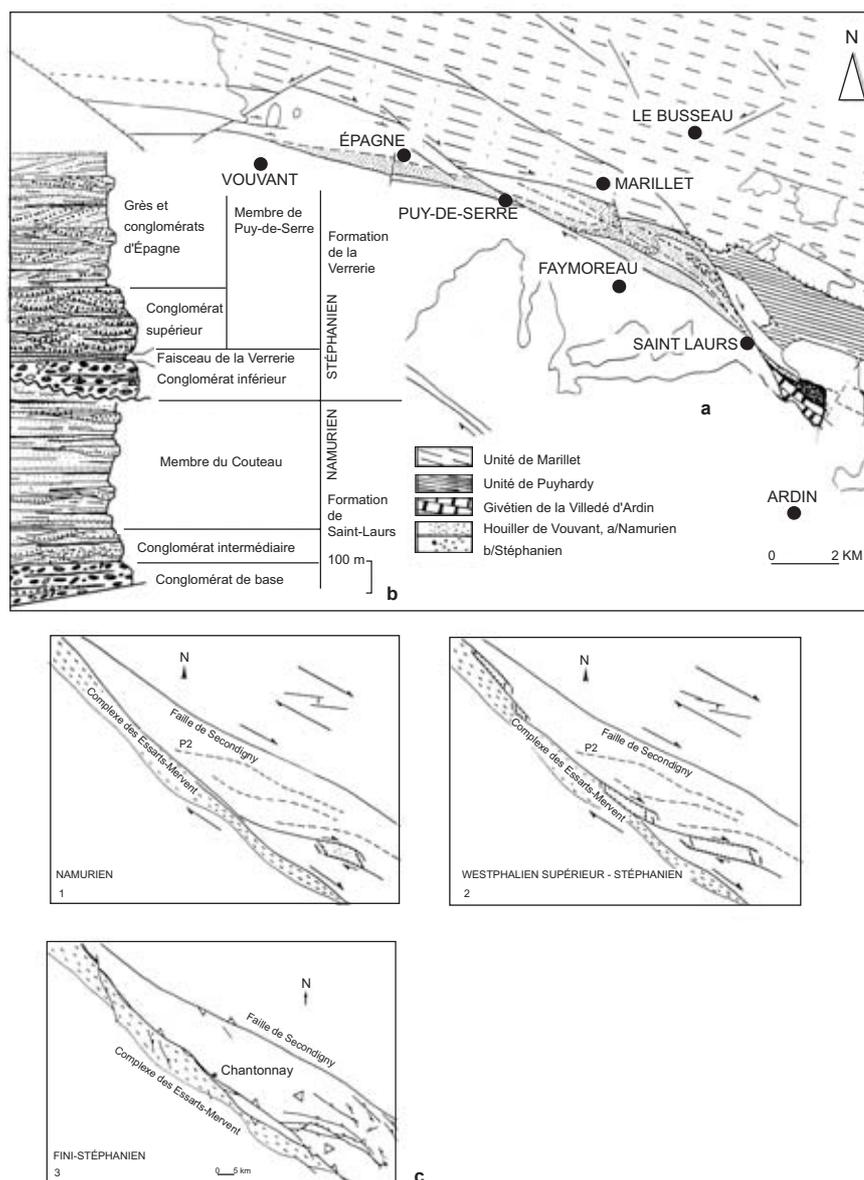


Fig. 4.- Le Sillon Houiller (Bouton 1990). a) cadre géologique du bassin houiller de Vouvant; b) succession stratigraphique du bassin de Vouvant; c) 1 au Namurien, le bassin de Saint Laur s'individualise dans une zone en transtension " T " entre deux accidents secondaires " P " d'un décrochement majeur " D " exprimé principalement le long de la structure de Mervent et de l'accident de Secondigny. Les accidents de type " P " sont guidés par les structures héritées de l'évolution dinantienne, représentées ici par les axes de plis P2 ; 2, au Westphalien supérieur-Stéphanien, le même processus permet le développement de bassins de long de l'accident jalonnant la bordure nord-est du complexe des Essarts (accident houiller de Chantonnay) ; 3, à la fin du Stéphanien, le fonctionnement en dextre de l'accident de Chantonnay induit la déformation en transpression du bassin de Vouvant. L'apparition des décrochements N130-N150E dextres du synclinorium de Chantonnay et du complexe des Essarts-Mervent est contemporaine de cet événement, la direction de raccourcissement est NNW-SSE.

Fig. 4.- Coal belt (Bouton, 1990); a) geological setting of the Vouvant coal belt; b) stratigraphic succession; c) geodynamic evolution of the Vouvant coal belt from the Namurian to Stephanian.

+6/-11 Ma). Elle serait sensiblement contemporaine de l'anatexie des migmatites des Herbiers (âge 368 ± 7 Ma) et par extension de celles de la Tessouale.

Au *Dinantien*, à la déformation régionale D3, succède une tectonique transcurrente dextre à l'origine de l'essentiel des

failles de directions armoricaines qui disloquent la région (faille de Cholet, Mauléon-Bressuire-Vasles). Elle se traduit :

1) par la torsion cartographique ductile en dextre de la foliation magmatique planaire fruste verticales des granites de Moulins-Les Aubiers-Gourgé et de la

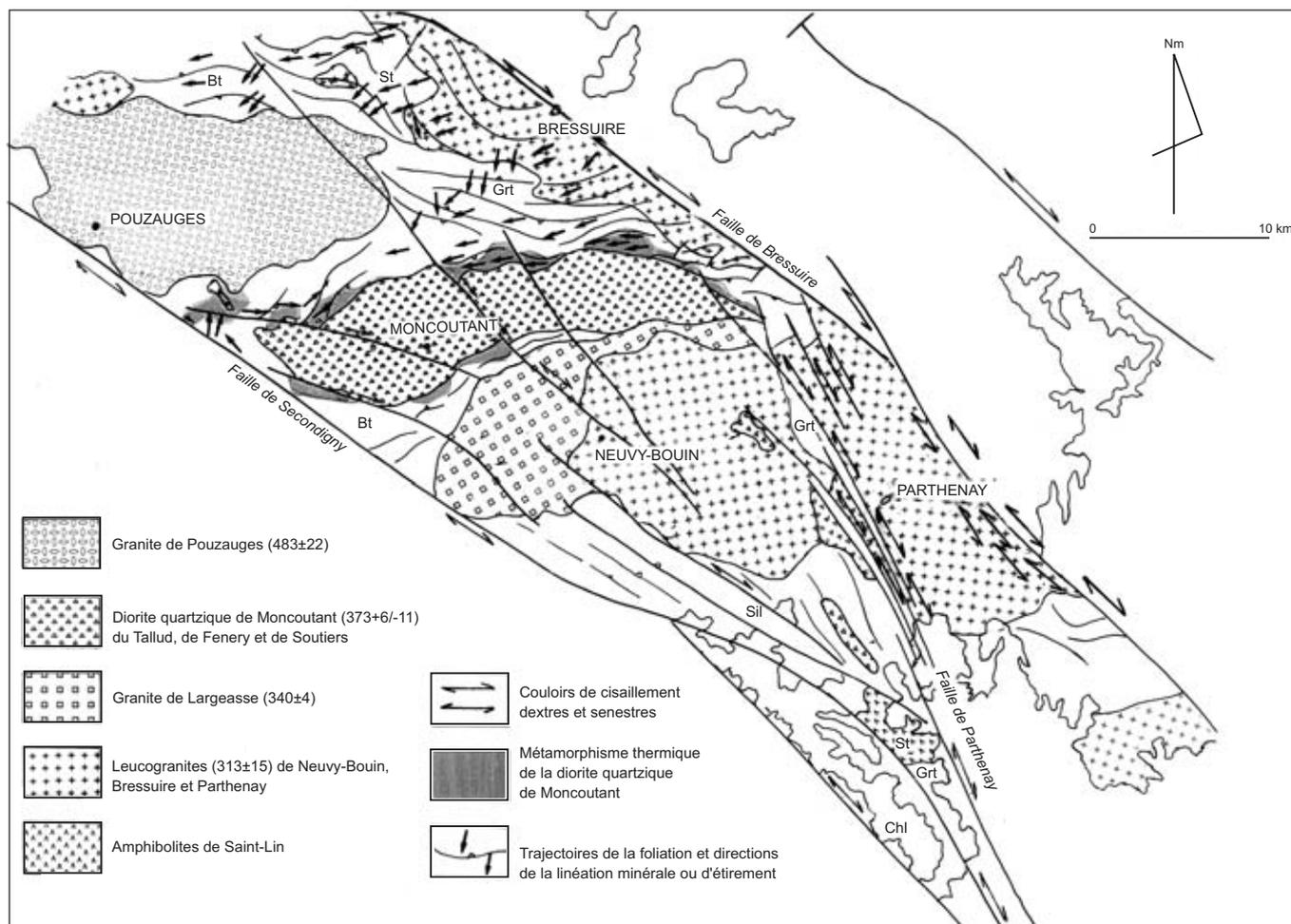


Fig. 5.- Carte structurale du Haut Bocage adaptée d'après Poncet (1993).

Fig. 5.- Structural map of the Haut Bocage (adapted from Poncet, 1993).

foliation des migmatites de la Tessouale à l'approche des failles de Cholet et de Mauléon-Bressuire-Vasles. Torsion interprétée comme le résultat d'une déformation cisailante dextre des granitoïdes le long des failles pendant leur mise en place vers la limite Dévonien-Tournaisien (Poncet, 1993) ainsi que dans les migmatites encore très plastiques ;

2) par une torsion dextre cartographique des axes de plis P3 du synclinoorium de Chantonnay (Bouton, 1990).

Au Namuro-Westphalien, la mise en place des granitoïdes peralumineux, tel le leucogranite de Mortagne daté à  $313 \pm 15$  ou encore celui de Parthenay, a en effet été largement conditionnée par les jeux des accidents de direction NW-SE pendant le Carbonifère supérieur. En conditions P.T. profondes cela se traduit par des cisaillements ductiles dextres (rapportés au Namurien) et senestres (rapportés au

Westphalien), en conditions de superstructure par une cataclase bien développée, par exemple, le long des failles de Mauléon-Bressuire-Vasles et de Secondigny (cf. Rolin et Colchen, 2001, ce volume).

### Le complexe des Essarts-Mervent

Cette bande de terrains très métamorphiques de 100 km de long en NW-SE et de 2 à 5 km de large est limitée au nord-est par la faille des Essarts, décrochement dextre tardif (Godard, 1981) que jalonne le sillon houiller vendéen et au sud-ouest par une importante zone de mylonites. Cette structure majeure en Vendée (carte en fin d'ouvrage.) est dénommée « complexe des Essarts-Mervent » (Wyns *et al.*, 1988 et 1989 ; Bouton, 1990).

### Les unités lithostructurales

Deux unités lithotectoniques séparées par un accident majeur correspondant à un

chevauchement verticalisé composent le complexe (fig. 11) : au nord-est l'unité des Essarts à reliques écolitiques à métamorphisme HP-HT, au sud-ouest l'unité de Mervent à métamorphisme mésozoal. Vers le sud-est, l'unité des Essarts disparaît au niveau de Chantonnay ; vers le nord-ouest cette unité, disposée en synforme, chevauche les amphibolites de Sainte Pazanne et les orthogneiss de Chauvé (Chantraine, renseignement oral). Seule l'unité de Mervent se prolonge vers le sud-est (Godard, 1981, 1988 et 1998 ; Wyns *et al.*, 1988 et 1989 ; Chalet, 1985 ; Bouton, 1990 ; Meidom, 1991).

### L'unité des Essarts

Elle comprend des paragneiss et des orthogneiss « anciens » associés à des amphibolites écolitiques (Godard, 1981).

Les paragneiss à biotite chloritisée, muscovite, oligoclase et parfois feld-

spaths potassiques et grenat, sont des méta-grauwackes présentant actuellement un faciès métamorphique schistes verts. Quelques reliques minérales (feldspath potassique) et les lentilles d'amphibolites à relique ou enclave d'éclogite montrent que ces roches ont subi un stade à HP/HT puis une rétro-morphose.

Les amphibolites éclogitiques de Vendée forment des lentilles décimétriques ou kilométriques alignées en direction NW-SE, dispersées en essaims, insérées dans un encaissant essentiellement orthogneissique, l'ensemble étant accordé tectoniquement. Plusieurs phases de métamorphisme ont été reconnues : (1) un métamorphisme à haute température suivi d'une première rétro-morphose, ces deux étapes conduisant à la cratonisation d'une ancienne croûte océanique qui pourrait être liée à un cycle orogénique anté-hercynien (Godard, 1998); (2) un métamorphisme à HP de cette croûte continentale (gneiss éclogitisés à phengite, grenat, disthène, rutile) entraînée dans une subduction éohercynienne vers 440 Ma (436 +15/-12 Ma, Peucat *et al.*, 1982); puis (3) un métamorphisme mésozonal, rapporté au Dévonien, contemporain du charriage de l'unité des Essarts (NE) à éclogite sur l'unité de Mervent (SW) du complexe, ces deux unités superposées subissent alors un quatrième métamorphisme qui rétro-morphose partiellement les éclogites de l'unité des Essarts (Godard, 1981 et 1998).

**L'unité de Mervent**

Elle est constituée principalement d'une formation hétérogène de méta-grauwackes, (micaschistes albitiques et gneiss plagioclasiques), de métavolcanites basiques à ultrabasiques (prasinites, amphibolites à grenat et serpentinites) de la formation de Saint-Martin-des-Noyers incluses dans les micaschistes et d'une lame boudinée et discontinue de métagranites (orthogneiss de l'Angle et orthogneiss de Mervent) intrusifs dans la formation hétérogène de méta-grauwackes.

Les métavolcanites basiques de Saint-Martin-des-Noyers, analysées par Thiéblemont (Thiéblemont, 1987; Thiéblemont *et al.*, 1987), présentent presque tous les caractères des séries d'arc actuels : la série de Pont Charron est composée de méta-basaltes et de méta-

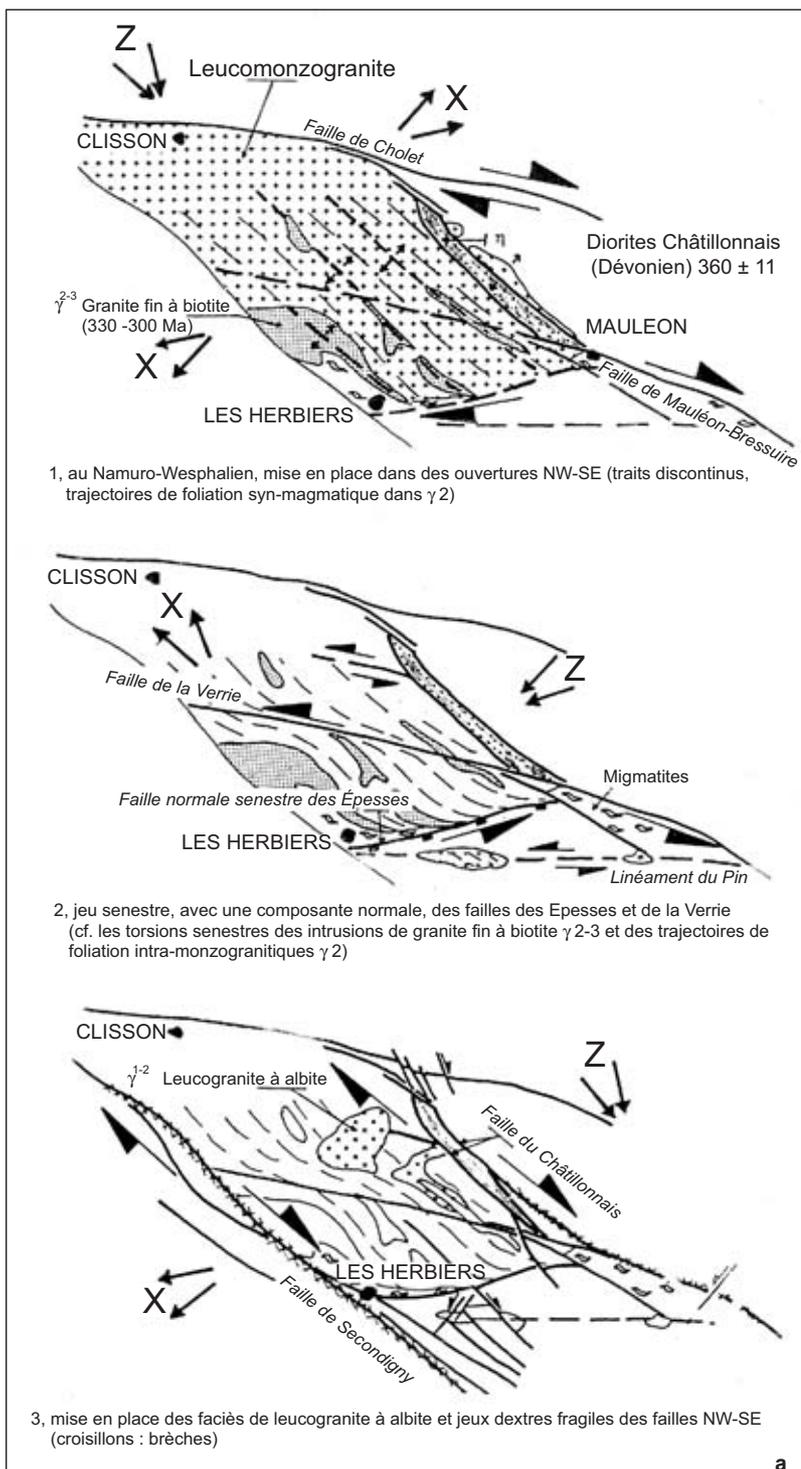


Fig. 6a.- Modalités de mise en place des granitoïdes du Haut Bocage. Des faciès granitiques du massif de Mortagne et évolution tectonique post-solidus (d'après Rolin, 1999b) : 1. au Namuro-Westphalien, mise en place dans des ouvertures NW-SE (traits discontinus, trajectoires de foliation syn-magmatique dans [2]); 2. jeu senestre, avec une composante normale, des failles des Epesses et de la Verrie (cf. les torsions senestres des intrusions de granite fin à biotite (2-3) et des trajectoires de foliation intra-monzogranitique 3. mise en place des faciès de granite à albite et jeux dextres fragiles des failles NW-SE (croisillons : brèches).

Fig. 6a.- Emplacement modalities for the Haut Bocage granitic rocks. Mortagne massif granite facies and post solidus evolution (from Rolin, 1999b): 1, Namuro-Westphalian, emplacement in NW-SE pull-aparts (dashed lines, synmagmatic foliation trajectories in [2]); 2, sinistral normal faulting of the Epesses and Verrie faults (cf. sinistral torsion of the [2-3] fine-grained biotite granite and the intra-monzogranite trajectories); 3, albite granite emplacement and brittle dextral faulting of the NW-SE faults.

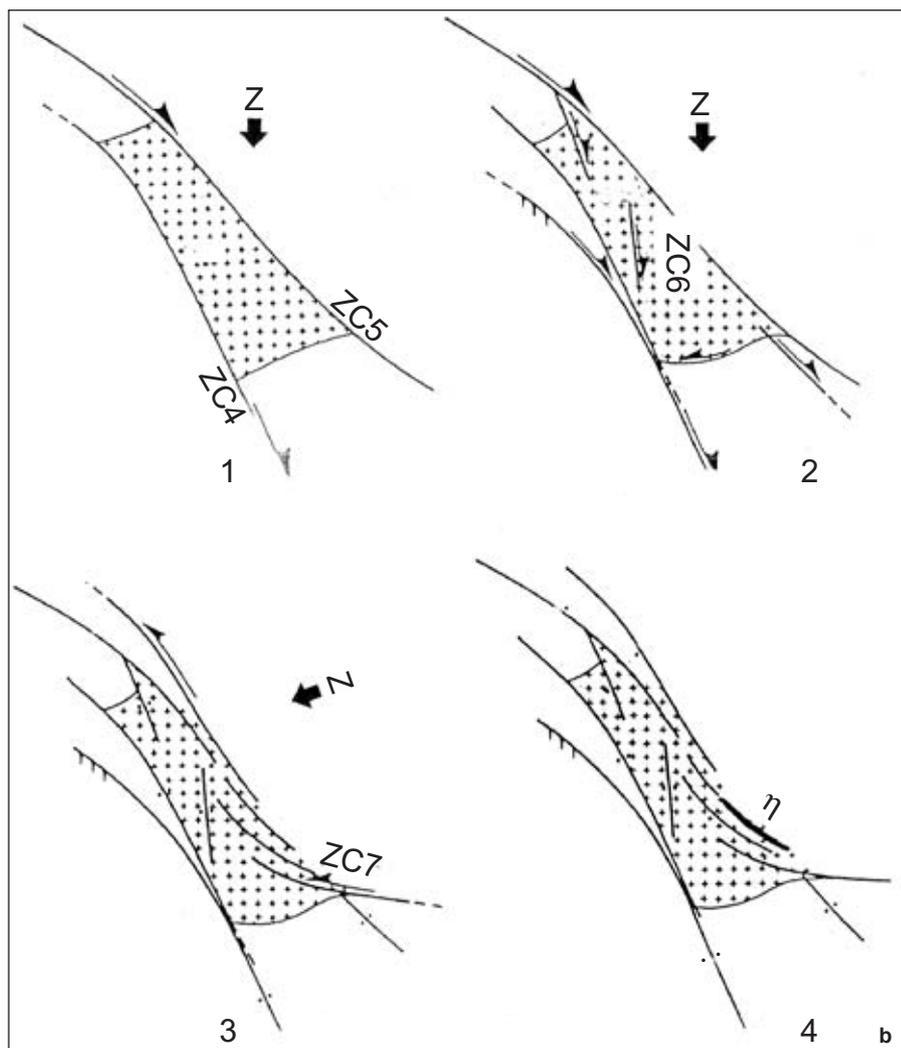


Fig. 6b.- Modalités de mise en place des granitoïdes du Haut Bocage.

Modèle de mise en place du massif granitique de Parthenay; évolution de la déformation tardi-magmatique et rotation horaire de la direction principale de raccourcissement régionale Z. (d'après Poncet, 1993). 1, mise en place du pluton leucogranitique à la faveur d'une ouverture crustale de type "pull-apart" ménagée entre deux décrochements ductiles dextres N155°E (ZC4) et N140°E (ZC5) disposés en échelon à droite (Z= NNW-SSE); 2, prolongation de la cinématique dextre et apparition d'accidents ductiles N175°E intragranitiques (ZC6) guidant l'intrusion des faciès aplitiques tardifs ("Villefranche") (Z= N-S); 3, individualisation d'un accident ductile senestre N100°E (ZC7) s'amortissant au coeur du pluton ( faisceau d'accidents N135°E à N155°E) contre un accident préexistant (ZC6) (Z = NE-SW); 4, intrusion des gabbros à hornblende de la Chapelle-Bertrand.

Fig. 6b.- Emplacement modalities for the Haut Bocage granitic rocks.

Emplacement model for the Parthenay granite; evolution of the late-magmatic deformation and clockwise rotation of the main regional stress Z (from Poncet, 1993). 1, leucogranite pluton emplacement in a pull-apart structure between two dextral strike-slip faults, N155°E (ZC4) and N140°E (ZC5) with Z (NNW-SSE); 2, continuation of dextral kinematics and appearance of the intragranitic N175°E ductile faults (ZC6) that controlled the late aplitic intrusions (Z=N-S); 3, N100°E sinistral ductile fault (ZC7); 4, intrusion of the Chapelle-Bertrand hornblende gabbro.

dolérites (amphibolites et amphibolites à grenat) aux caractéristiques géochimiques de tholéiites d'arc primitives; la série du Petit-Lay, composée de metabasaltes, de méta-andésites (amphibolites mésocrates à grenat) et différenciés acides (leptynites à hornblende-grenat); l'ensemble constituant une lignée unique de différenciation d'affinité tholéiitique d'arc. Thiéblemont (Thiéblemont *et al.*,

1987) propose d'interpréter ces formations et celle des basaltes de La Meilleraie, d'âge Dévonien supérieur, comme les témoins d'un système arc/arrière arc unique associé à la convergence varisque.

Les orthogneiss forment une longue bande qui jalonne en partie la bordure tectonique sud-ouest du complexe des Essart-Mervent dont la puissance varie de

10 à 500 m par boudinage et tronçonnage. Il s'agit de granites porphyroïdes, mylonitisés, en relation avec un jeu transcurrent dextre de cette zone. Cet orthogneiss a été daté à  $446 \pm 22$  Ma (Vidal, 1980, datation Rb/Sr sur roche totale, recalculée).

### Tectonique et métamorphisme

La déformation, dans l'unité de Mervent, (Pont de Perrure sur la Vendée et carrière d'Albert) est caractérisée par (fig. 12) :

- dans les paragneiss, la foliation S1 de forme sigmoïde est recoupée par une schistosité S2 (N105°- 80°Sud), plan axial de plis intrafoliaux et par des plans de cisaillement post-foliaux dextres à N135 et senestres à N85. Les cartes de trajectoires de la schistosité S2, établies à partir des travaux de Godard (1981), mettent en évidence des plans de cisaillement dextres d'ampleur kilométrique orientés N130-140 (Bouton, 1990).

- dans l'orthogneiss de Mervent (unité sud-ouest), une foliation mylonitique subverticale N105, soulignée par des lits quartzo-micacés à muscovite et biotite moulant les phénocristaux de feldspaths, porte une linéation d'étirement plongeant de 25° vers le N105 matérialisée par l'orientation des queues de cristallisations quartzo-feldspathiques. Des plans de cisaillement ductile dextres N125, subverticaux, déforment la foliation mylonitique de l'orthogneiss (fig. 12d).

L'accident entre les deux unités des Essarts (au nord-est) et de Mervent (au sud-ouest) est interprété, en raison du contraste métamorphique entre les deux unités, comme un ancien chevauchement actuellement redressé à la verticale sur l'essentiel du complexe (Godard, 1981).

*Relations avec les unités adjacentes.* R.Wyns (1980), M. Chalet (1985), puis P. Bouton (1990), ont mis en évidence en trois localités différentes un gradient de déformation et de métamorphisme au sud-ouest et au nord-est du complexe des Essarts - Mervent (fig. 12 a, b et c) :

*En résumé,* les caractéristiques métamorphiques et structurales du complexe des Essarts-Mervent témoignent d'une évolution polycyclique : 1) un cycle anté-hercynien, caractérisé par un métamorphisme

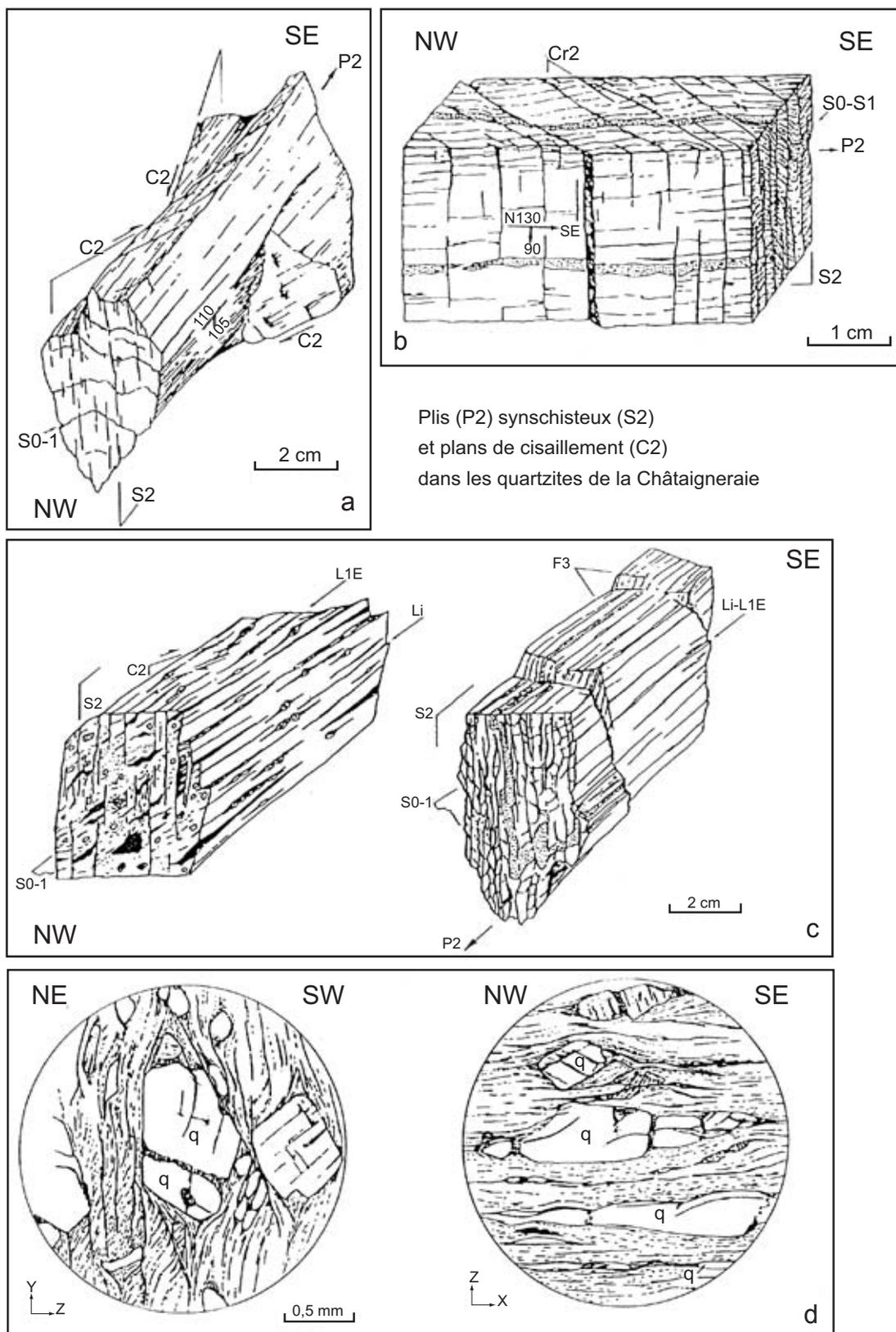
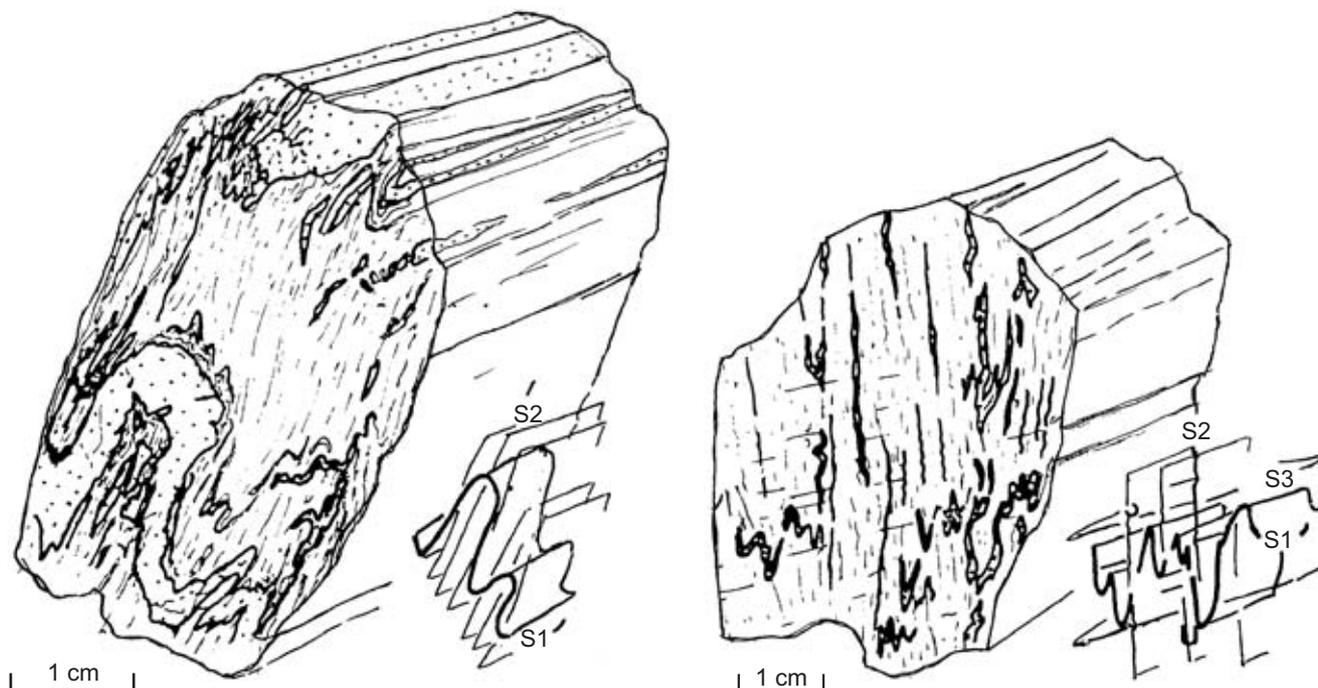


Fig. 7.- Microstructures dans le synclinorium de Chantonnay (Bouton, 1990). a) les principaux éléments microstructuraux, b) pli synschisteux P2 et plans de cisaillement C2 dans les quartzites de la Châtaigneraie, les plans C2, dextres et senestres conjugués, se répartissent symétriquement de part et d'autre de la schistosité S2 ; c) microstructures dans les ignimbrites de la Châtaigneraie, L1E linéation d'étirement subhorizontale, S2 schistosité subverticale ; d) déformation dans les ignimbrites de la Châtaigneraie, dans le plan XZ la linéation d'étirement se traduit par l'allongement et le tronçonnement des quartz (q) et des feldspaths (f), dans le plan YZ, les quartz conservent leur aspect rhyolitique initial ; S1-2, schistosité dominante subverticale.

Fig. 7.- Microstructures in the Chantonnay synclinorium (Bouton, 1990); a) and b) syn-S2 P2 folds and C2 shear structures in the Châtaigneraie quartzites; c) and d) microstructures in the Châtaigneraie ignimbrite.



Micaschistes de Saint-Paul-en-Pareds

Fig. 8.- Microstructures observées dans les micaschistes de Saint-Paul-en-Pareds (d'après Rolin *et al.*, 1999a) ; la schistosité S1 est matérialisée par des veines de quartz d'exsudation figurées en pointillés et soulignées d'un trait gras.

Fig. 8.- Examples of polyphase microstructures in the Saint-Paul-en-Pareds mica schist. The S1 schistosity is marked by segregated quartz veins.

à haute température suivi d'une première rétro-morphose conduisant à la cratonisation d'une ancienne croûte océanique ; 2) *un cycle éo-hercynien*, de l'Ordovicien supérieur au Silurien supérieur, caractérisé par le métamorphisme H.P. lié à la subduction de cette croûte puis à son exhumation ; 3) *un cycle hercynien*, du Dévonien au Dinantien, avec un métamorphisme mésozonal contemporain d'une tectonique tangentielle matérialisée par le charriage de l'unité des Essarts à éclogite sur l'unité de Mervent et la rétro-morphose partielle des éclogites. Cette tectonique se traduit par le développement d'une schistosité S1 supposée initialement subhorizontale.

Les serrages suivants verticalisent ces terrains et les anciens chevauchements qui seront repris en décrochement et intégrés dans le cisaillement sud armoricain dont ils constituent la branche la plus méridionale. La schistosité S2 transpose alors la schistosité S1. Les remaniements des gneiss des Essart-Mervent dans le houiller de Vouvant et des éclogites dans celui de Chantonay indiquent que la déformation synméta-

morphe est antérieure au Namurien (Godard, 1981).

### Les unités sud-vendéennes

Au sud-ouest du complexe des Essarts-Mervent, le dispositif structural correspond à la superposition des nappes des schistes bleus et des porphyroïdes au-dessus des formations méta-sédimentaires et métamorphiques du Bas Bocage et de Vendée littorale considérées comme l'autochtone relatif (carte h.t.).

### Les unités allochtones

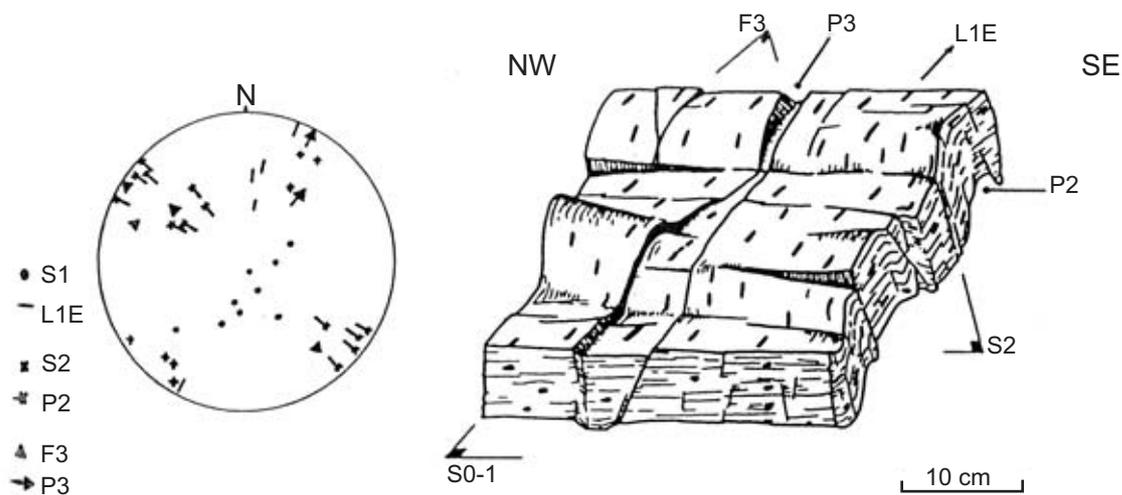
Dans le cadre géographique de notre étude, seule est représentée la nappe des Porphyroïdes, la klippe des schistes bleus du Bois de Céné étant disposée au nord-ouest, hors des limites de notre carte. Pour mémoire, rappelons que cette unité est individualisée dans un ensemble de lithologie complexe comprenant des micaschistes à chloritoïde, des gneiss à grenat et à glaucophane, des glaucophanites, des prasinites et des serpentinites (Meidom, 1991).

### La nappe des Porphyroïdes

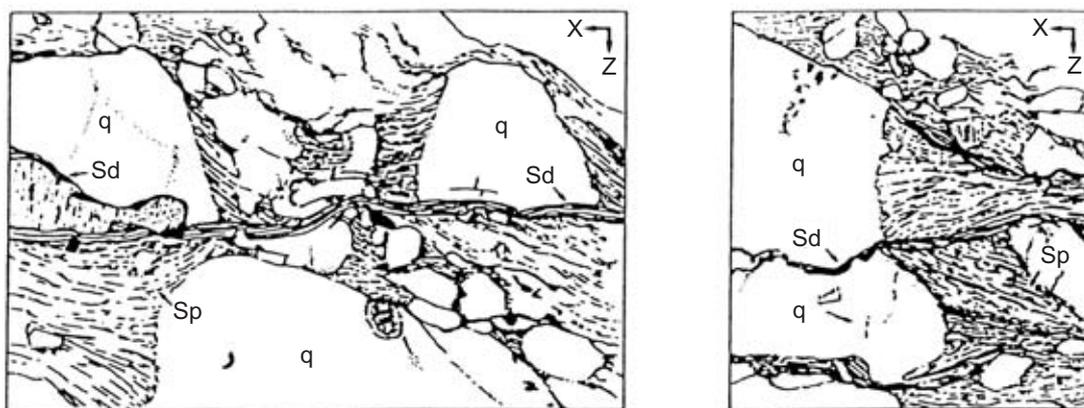
Deux formations sont généralement distinguées au sein de cette unité : les Porphyroïdes et les micaschistes de Saint-Gilles. En fait, les micaschistes de Saint-Gilles, distingués des porphyroïdes par Ters (1972), sont constitués de quartzophyllites riches en exsudats quartzeux et pauvres en porphyroclastes correspondant à un faciès plus phylliteux prépondérant dans les niveaux supérieurs de la formation des porphyroïdes (Chalet, 1985 ; Maillet, 1984). Ainsi, il ne nous semble pas utile de maintenir cette distinction.

### Lithologie

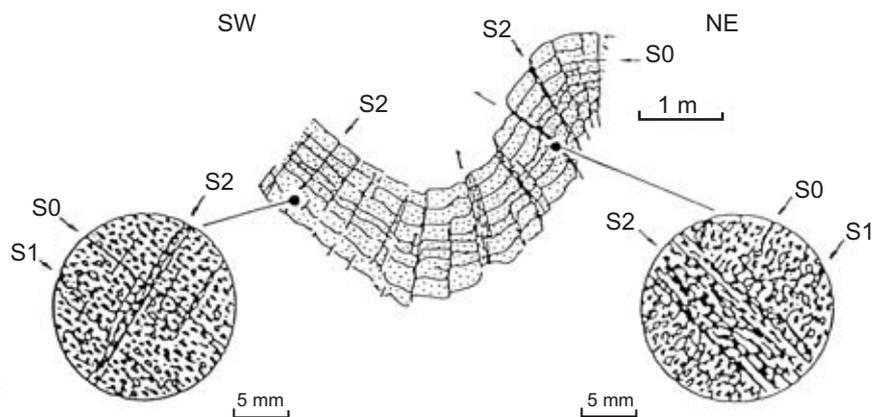
La formation dite « Porphyroïdes » attribuée au Briovérien fut interprétée tout d'abord comme un « granite écrasé » (de Lapparent, 1909 ; Mathieu, 1937). Des études récentes ont montré qu'il s'agit d'une formation volcano-sédimentaire composée de tuffo-ignimbrites à passées de phtanites (Boyer, 1974 ; Chalet, 1982 et 1985 ; Maillet, 1984), disposée en



a) les éléments structuraux, (diagramme de Wulff, hémisphère inférieure)



b) la déformation dans l'unité de Roc Cervelle. La schistosité de flux (Sp), soulignée par des séricites et des chlorites, est recoupée par des plans de dissolution (Sd) siège de recristallisations de muscovites et de chlorite ; q : quartz, f : feldspath



La déformation des quartzites de l'unité de Puyhardy (extrait de Bouton, 1990)  
 S0 : stratification, S1 : schistosité de flux, S2 : schistosité de fracture passant à une schistosité de flux dans le flanc court du pli

Fig. 9.- Structures et déformation dans les unités de Roc Cervelle et de Puy Hardy, extrait de Bouton (1990) ; S0 : stratification, S1 : schistosité de flux, S2 : schistosité de fracture, Sd : plans de dissolution siège de recristallisations de muscovite et de chlorite.

Fig. 9. - Structures and deformation in the (a) Roc Cervelle and (b) Puy Hardy units from Bouton (1990). S0, stratification, S1 foliation, S2 fracture cleavage, Sd dissolution planes with muscovite and chlorite recrystallisation.

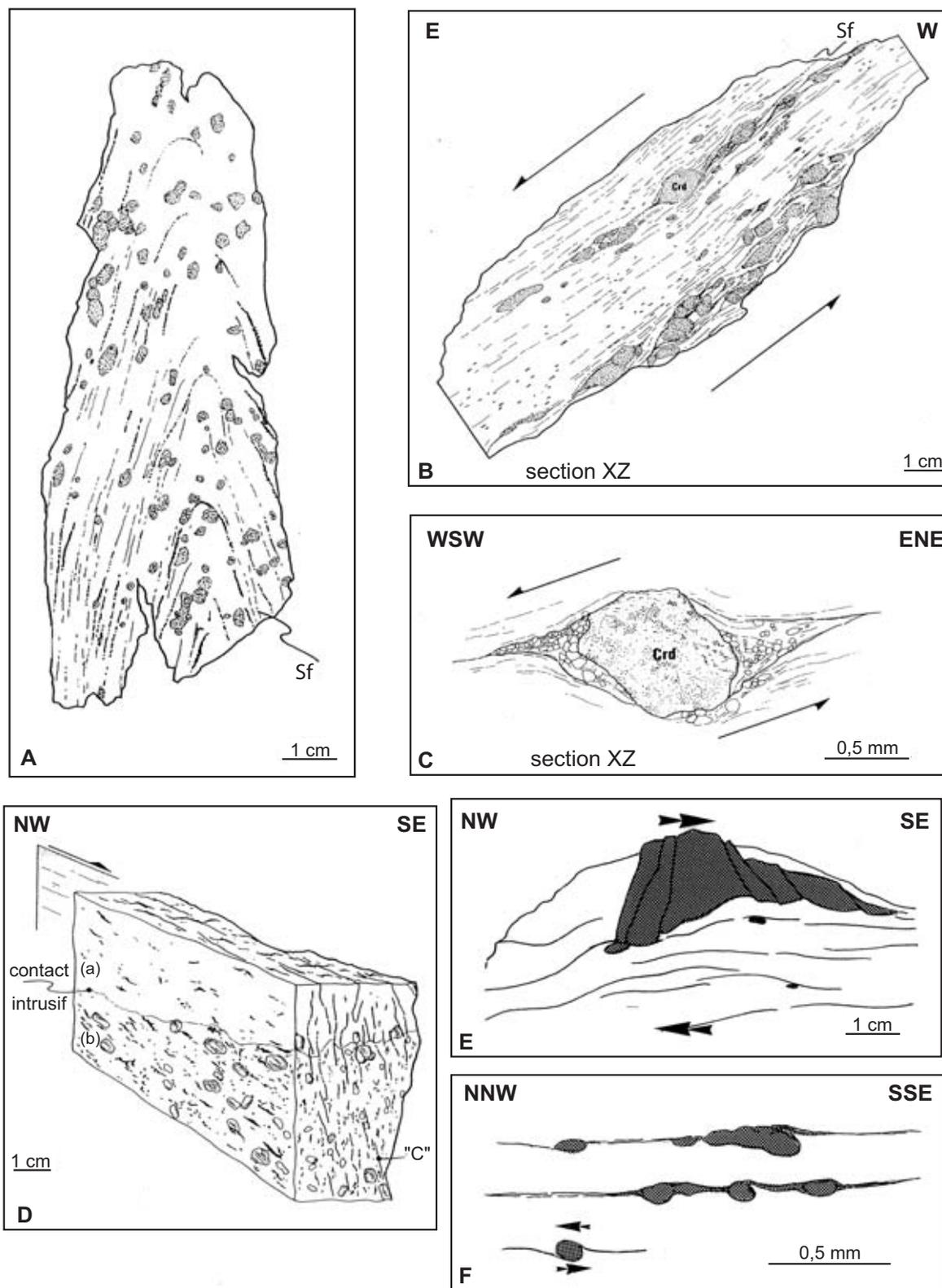


Fig. 10.- Microstructures dans les granitoïdes du Haut Bocage (Poncet 1993). Habitus de la cordiérite dans l'aurole thermique de la diorite quartzique de Moncoutant, A) porphyroblastes post-cinématiques (secteur NW, zone à grenat) ; B) porphyroblastes précoces ; C) porphyroblastes syn-cinématiques ; D) costructuration à l'état solide des leucogranites à deux micas (a) et des granodiorites et monzogranites à biotite (b) de Moulins-les-Aubiers-Gourgé au niveau d'une zone de cisaillement ductile dextre. Feldspath potassique en cornue dans les zones de cisaillement ductile dextres (E) et (F) microstructures senestres d'enroulement ou "rolling structure".

Fig. 10.- Microstructures in the Haut Bocage granitic rocks (Poncet, 1993). Cordierite in the metamorphic aureole of the Moncoutant quartz diorite: A) post-kinematic porphyroblasts (garnet zone in NW), B) early porphyroblasts, C) syn-kinematic porphyroblasts, D) co-structuring between (a) the two-mica leucogranite and (b) the Moulins-les-Aubiers-Gourgé granodiorite and monzogranite in the dextral ductile shear zone. Microstructures in the ductile shear zones, E) dextral with potassium feldspar, F) sinistral with rolling structures.

nappe au-dessus des formations paléozoïques du Bas Bocage (Burg, 1981 et carte en fin d'ouvrage).

Les études sur les Porphyroïdes ont été menées dans le Bas Bocage (Wyns, 1980 ; Chalet, 1982 et 1985 ; Meidom, 1991 ; Goujou, 1992) et en bordure de mer au nord de Brétignolles-sur-Mer (Gilbert, 1982 ; Maillat, 1984).

Dans le **Bas Bocage à Mareuil-sur-Lay**, trois types de faciès ont été reconnus (Chalet, 1985) : des ignimbritiques ; des niveaux tuffacés plus ou moins fins ; des faciès à gros feldspaths et épisodiquement des passées métriques rhyolitiques plus compacts à texture microlitique.

Des filons acides hypovolcaniques, plurimétriques, probablement subcontemporains de l'éruption ignimbritique, recoupent la tuffo-ignimbrite.

Pour Peucat *et al.* (1986) « ce volcanisme acide montre une tendance calco-alcaline et porte la trace d'une contamination crustale ancienne et paraît lié à l'existence d'une marge continentale active contemporaine d'événements métamorphiques éohercyniens ».

Des lits de phtanites interstratifiés dans les tuffo-ignimbrites ont livré, au nord-ouest de Mareuil-sur-Lay, une faune de Chitinozoaires d'âge Siluro-Dévonien (Chalet, 1985) ; âge confirmé par une datation U/Pb sur zircons à  $405 \pm 5$  Ma (Peucat *et al.*, 1986).

**En Vendée littorale**, au nord de Brétignolles-sur-Mer, Maillat (1984) a distingué deux groupes de faciès : des faciès phylliteux et méta-arkosiques et des porphyroïdes sensu-stricto composés de feldspaths automorphes (microclines) fractionnés en plusieurs tronçons dans le plan de schistosité (porphyroclastes) et plus rarement des plagioclases, l'ensemble emballé dans une matrice phylliteuse à séricite et chlorite. Des lentilles quartzofeldspathiques, d'épaisseur décimétrique, parallèles ou légèrement obliques sur la stratification, boudinées et étirées selon la linéation, caractérisent également cette formation.

#### Déformation

La déformation dans la nappe des porphyroïdes est caractérisée par une foliation et une linéation particulièrement bien

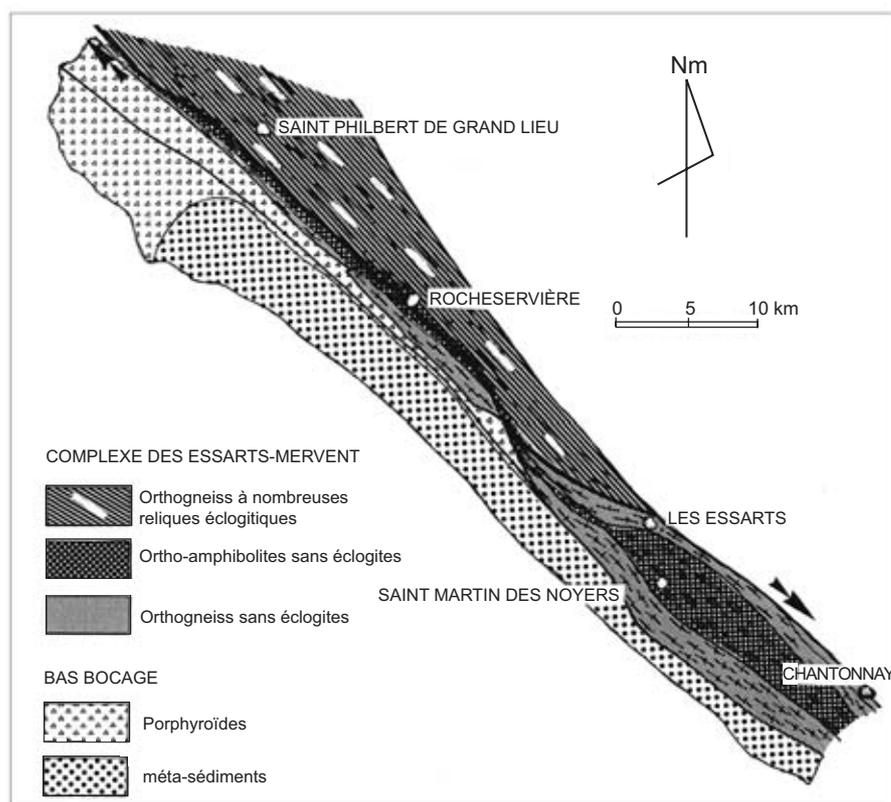


Fig. 11.- Le complexe des Essarts-Mervent, esquisse géologique d'après Godard (1981) modifié in Thiéblemont *et al.* (1987).

Fig. 11.- Geological sketch map of the Essarts-Mervent complex, from Godard (1981) modified in Thiéblemont *et al.* (1987).

exprimées dans le Bas Bocage (Chalet, 1985) et en Vendée littorale ( Gilbert, 1982 ; Maillat, 1984 ; Vauchez *et al.*, 1987) (fig. 13 et 14) : une schistosité (S1) proche de l'horizontale, soulignée par de la séricite et parfois de la chlorite et du quartz en lamelles légèrement obliques sur S1 ; une foliation mylonitique (S2) marquée par des alternances de rubans de quartz moulant des charnières de plis (P1) et les porphyroclastes de feldspaths individualisant des corps amygdalaires aux extrémités sigmoïdes, foliation dominante qui transpose le plus souvent totalement S1 ; une linéation d'étirement de direction constante E-W portée par la foliation mylonitique, matérialisée par un étirement intense des orthoclastes prolongés par des ombres de pression ou leur tronçonnement par des microfractures qui apparaît comme la structure majeure et spectaculaire des porphyroïdes. La dissymétrie des zones abritées et les caractéristiques des microstructures associées témoignent d'un cisaillement tangentiel de l'est vers l'ouest ; des plis à axe courbe (P2) et des

plis en fourreau (Gilbert 1982), des plis en chevron ouverts de direction NW-SE, droits ou déversés vers le sud-ouest. Une schistosité de fracture (S3) et des ondulations de direction sub-méridienne sont à rapporter à des déformations tardives.

#### Relations des porphyroïdes avec les unités sous-jacentes

Partout où cela a pu être observé, ce contact est toujours de nature tectonique.

A Brétignolles-sur-Mer, ce contact, visible à proximité du rocher de Sainte-Véronique, correspond à une faille E-W inclinée à  $40^\circ$  vers le nord sur laquelle on peut observer trois ensembles de stries témoins de rejeux tardifs en faille normale et en faille de décrochement. Ce contact est de plus souligné par d'autres structures développées dans les porphyroïdes et dans les formations paléozoïques sous-jacentes :

- dans les porphyroïdes, il s'agit de lentilles décimétriques de quartz d'exsu-



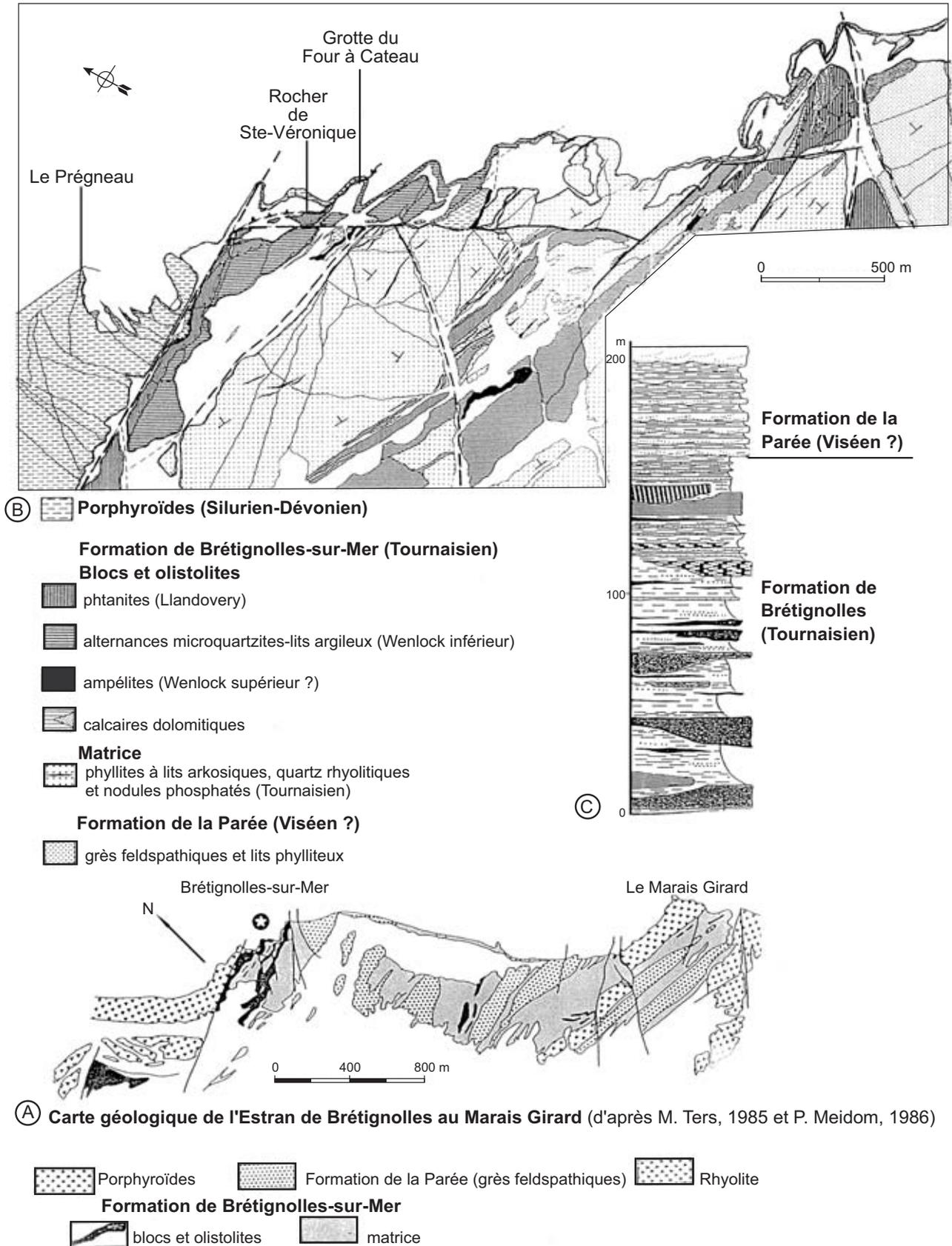


Fig. 13.- La formation à blocs de Brétignolles (Colchen et Poncet, 1987 et 1989) ; A), carte géologique de l'estran de Brétignolles au Marais Girard (d'après Ters 1985 et Meidom 1986) ; B), carte géologique de la formation à blocs ; C), colonne stratigraphique.

Fig. 13.- Blocks and olistoliths of the Bretignolles Formation (Colchen and Poncet, 1987, 1989) ; A, geological map of the strand zone ; B, geological map of the Bretignolles Formation ; C, stratigraphic succession.

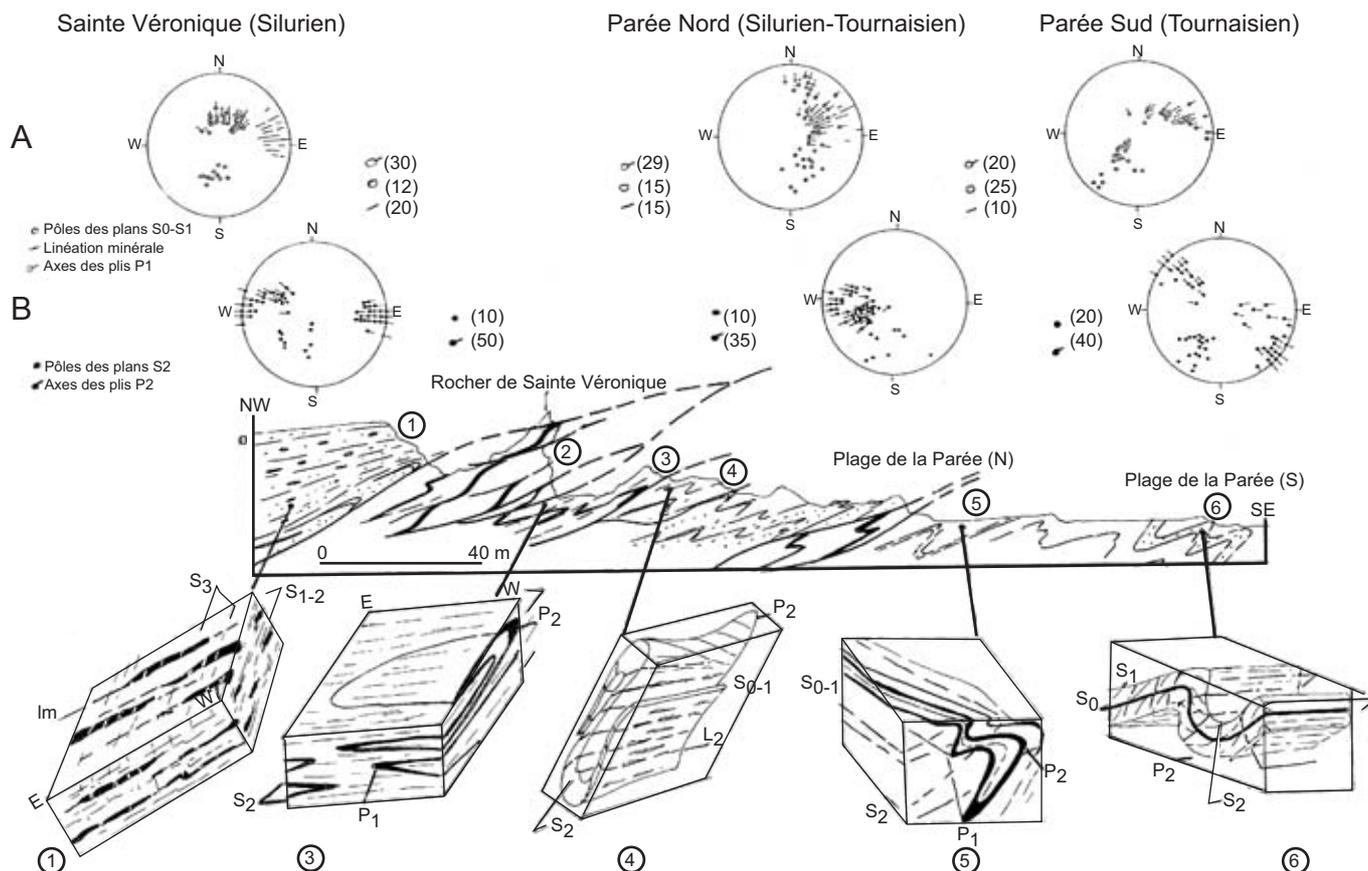


Fig. 14.- Le contact entre la nappe des Porphyroïdes et le parautochtone à Brétignolles-sur-Mer (d'après Colchen et Poncet, 1987). (1), caractères structuraux des Porphyroïdes : (lim.), linéation minérale d'étirement E-W; (S1-S2-C), foliation mylonitique; (S3), schistosité de crénulation sub-méridienne; (3), dans les alternances millimétriques de radiolarites noires et de silt rouge du Four à Cateau, sur S0-S1, (lin.), fine linéation minérale E-W et plis d'interférence P1 et P2 très aplatis; (S2), schistosité de flux jouant en plan de cisaillement à vergence ouest; (4), P2, plis anisopaques à charnières courbes E-W développés dans des alternances centimétriques de microquartzites blancs et de silts rouges S0-S1 portant une fine linéation minérale l1 déformée dans les charnières P2, (S2), schistosité de flux dans les lits silteux et de fracture dans les lits quartzeux, (l2), linéation d'étirement; (5), P1, pli anisopaque à schistosité de flux S1 plan axial dont les flancs sont replissés par des plis en chevron (P2) E-W à N.120°E déversés vers le SSW; (6), dans les arkoses de La Parée (Viséen probable), plis P2 métriques N.120°E.05SE, déversés vers le SW, déformant S0 et une fine schistosité de flux S1. On notera que la déformation D2, dans les formations parautochtones, est synschisteuse de flux à proximité de la nappe des Porphyroïdes mais est moins pénétrative en s'éloignant du contact. A, structures de première phase; B, structures de seconde phase; Pôles des plans S0-S1; Pôles des plans S2; Linéation minérale L1; Axes des plis P1; Axes des plis P2;

Fig. 14.- Thrust contact between the Porphyroids nappe and the parautochthon at Brétignolles (from Colchen and Poncet, 1987); (1), Porphyroids structures, (lim.): E-W stretching mineral lineation; (S1-S2-C): mylonitic foliation; (S3): sub N-S-trending crenulation schistosity; (3), P1-P2 interference folds; (4), P2 anisopach folds; (5), P1 anisopach fold refolded by P2 E-W to N120°E-trending chevron folds; (6) La Parée arkose (probably Viséan), P2 fold N.120°E, 05°SE; (A) first phase structures, (B) second phase structures (Wulff lower hemisphere).

dation disposées parallèlement au plan de faille et pour certaines plissées en plis anisopaques admettant la schistosité de flux S2 comme plan axial (fig. 14) ;

- dans les microquartzites de la formation à blocs, disposés sous la nappe des Porphyroïdes, on peut noter une intensification de la déformation caractérisée par ( fig. 14) : des structures d'interférences très aplaties dans la schistosité ; le passage des plis P2 de type chevron à des plis isoclinaux de type semblable ; d'une schistosité S2 fruste à une schistosité de flux et une transposition de la schistosité S1 dans S2 ; le développement

d'une linéation d'étirement L2 légèrement oblique sur les axes de plis P2 et la déformation de la linéation L1 fortement déviée sur l'extrados des charnières de plis P2 ; le double boudinage des flancs de plis P2 dans les niveaux de phtanite.

Si les contrastes de ductilité entre les porphyroïdes et les microquartzites sous jacents peuvent expliquer cette intensité de la déformation exprimée ici en domaine épizonal, on peut y voir aussi une conséquence de la mise en place de la nappe des porphyroïdes dans des conditions épizonales (Iglesias et Brun, 1976 ; Colchen et Poncet, 1987).

Dans le Bas-Bocage au nord de la Coudre, la formation des porphyroïdes est superposée à des phtanites du Silurien fortement écaillées qui, selon Maillat (1984), apparaissent en fenêtre. Au nord-ouest, la nappe des schistes bleus du Bois de Cené, superposée aux Porphyroïdes, n'a pas induit de métamorphisme inverse dans celle-ci. Par ailleurs, l'auréole de métamorphisme de contact, développée dans l'encaissant des granitoïdes sous jacents, ne semble pas exprimée dans les Porphyroïdes. La disposition actuelle des nappes apparaît sinon postérieure tout au moins tardive par rapport à la mise en place des granites. De plus, le fait que la linéation

E-W portée par la foliation développée au toit des granites d'Aizenay et de Legé, sous la nappe des Porphyroïdes, soit de même direction que la linéation d'étirement des Porphyroïdes va dans le même sens sans exclure cependant qu'une possible dénudation tectonique se soit surimposée à la mise en place précoce des unités allochtones du nord vers le sud (Meidom, 1991 ; Goujou, 1992).

### L'autochtone relatif

Il correspond aux formations du Bas Bocage et de Vendée littorale : formations méta-sédimentaires et métamorphiques d'âge paléozoïque voire protérozoïque (cf. orthogneiss des Sables d'Olonne) et granitoïdes peralumineux d'origine crustale (ensemble de la Roche-sur-Yon).

### Les formations paléozoïques à Brétignolles-sur-Mer

En Vendée littorale, à Brétignolles-sur-Mer, les formations paléozoïques faiblement métamorphiques, chevauchées par la nappe des Porphyroïdes, sont séparées de la série métamorphique des Sables d'Olonne par des terrains jurassiques discordants qui masquent les affleurements sur environ 6 km de sorte que les contacts entre ces deux ensembles ne peuvent être observés (cf. carte h.t.).

### Stratigraphie et âge

Ces terrains sédimentaires et métasédimentaires furent tout d'abord attribués au Briovérien (Mathieu, 1937 ; Brillanceau, 1968 ; Brillanceau *et al.*, 1971). La découverte de fossiles a mis en évidence successivement la présence du Silurien et du Wenlock (Brillanceau, 1982 ; Brillanceau *et al.*, 1985 ; Deflandre et Ters, 1970 ; Ters, 1970), puis récemment le Tournaisien (Comble *et al.*, 1985).

La coupe de Brétignolles était considérée alors comme une référence pour la série du Paléozoïque du Bas Bocage. Cependant, les successions proposées par les auteurs ne concordaient pas, les mêmes unités lithologiques étant en effet situées à des niveaux différents dans la série dont la polarité était parfois même totalement inversée (Ters, 1970, 1972 et 1986 ; Maillet, 1984).

L'étude des affleurements en falaise et sur l'estran (fig. 13) et la réalisation d'une

carte détaillée nous a conduit à interpréter une partie du Paléozoïque de Brétignolles comme une formation comprenant des blocs et olistolites d'âge Ordovicien et Silurien emballés dans une matrice volcano-sédimentaire d'âge Tournaisien (Colchen et Poncet, 1989), l'ensemble étant surmonté par les arkoses de la Parée, formation détritique rapportée au Viséen (Ters, 1986).

### Déformation

Le dispositif en écailles bien exposé en falaise et sur l'estran est le résultat d'une tectonique polyphasée comme en témoignent les structures d'interférence nombreuses dans les formations paléozoïques de Brétignolles où l'on reconnaît (fig. 14) : des structures de première phase, plis P1 (N000 et N090), anisopaques ; une schistosité de flux S1 (N080 et N110, 30 à 60° N) ; une linéation minérale ou d'étirement L1 (N060-N100, 45° E) ; des structures de seconde phase : plis P2 (N090 à N130) ; une schistosité de fracture S2, (N085 à N130) ; des plis en chevron P3 (NW-SE déversés vers le sud-ouest) ; un système de décrochement conjuguées, NNE-SSW senestres et NW-SE dextres (Colchen et Poncet, 1987) :

Ceci nous conduit à envisager une évolution de la déformation avec successivement : de l'aplatissement (D1, symétrie des zones abritées développées dans les plans S1) suivie d'une déformation en cisaillement (D2) caractérisée par le déversement des plis P2 vers le sud ou le sud-ouest, des cisaillements sur les plans de schistosité S2, puis l'écaillage de l'ensemble selon des structures de cisaillement à vergence sud ou sud-ouest. Cette tectonique est postérieure au Tournaisien, niveau le plus jeune impliqué et antérieur à la rhyolite de Saint-Martin-de-Brem (Stéphanien ?) qui recoupe l'ensemble des structures.

### La série métamorphique des Sables d'Olonne

En Vendée littorale, la série métamorphique des Sables d'Olonne comprend du haut vers le bas (soit du nord au sud) (fig. 15) : les micaschistes de Sauveterre à biotite et grenat, des cipolins à minéraux, des quartzites micacés (Ters *et al.*, 1980) puis, les méta-arkoses de l'Aubraie-Anse de Chaillé. Cette série, rapportée au Cambrien par corrélations lithostratigra-

phiques avec la série cambrienne épizonale du Synclinorium de Chantonnay (fig. 6), (Wyns et Chantraine, 1984), est superposée aux orthogneiss des Sables d'Olonne. L'ensemble est intrudé par le granite d'anatexie du Puits d'Enfer (carte fig. 16, Iglesias et Brun, 1976 ; Brillanceau, 1978 ; Ters, 1976 ; Ters et Chantraine, 1980 ; Cannat et Bouchez, 1986 ; Geoffroy 1986, 1988, 1993 ; Goujou, 1992).

La répartition géographique des minéraux index a permis d'établir une zonation du métamorphisme à polarité normale du nord vers le sud (fig. 15) correspondant à un métamorphisme plurifacial de moyenne pression et de moyenne température de type Barrow (Brillanceau, 1968 ; Ters et Chantraine, 1980 ; Wyns et Chantraine, 1984 ; Cannat et Bouchez, 1986 ; Goujou, 1992). La partie prograde terminale des trajets pression-température se situe essentiellement dans le champ de stabilité du disthène ou de la sillimanite selon un gradient géothermique de type barrowien (35 à 40°C/km). Les minéraux index apparaissent tantôt ante, syn ou postérieurs à la schistosité dominante S2, ce qui, selon Goujou, montre que les réactions ont été franchies à différents stades de l'évolution de S2. Goujou souligne de plus la croissance rapide de l'intensité du métamorphisme et de la déformation majeure D2 du nord-est vers le sud-ouest.

Dans la série métamorphique des Sables d'Olonne, la structure dominante est une foliation de direction E-W à pendage nord portant une linéation d'étirement subhorizontale de même direction.

Au nord de Sauveterre, de part et d'autre d'un décrochement dextre de direction N160, on peut observer (fig. 15) : dans le compartiment est, des micaschistes présentant une schistosité de flux S1-(S0-S1) déformée en figures sigmoïdes compatibles avec une cinématique Nord - Sud par une schistosité S2 qui créneule S1 et qui peut jouer en plan de micro-cisaillement vers le sud (S2-C) ; dans le compartiment ouest, S1 est le plus souvent totalement transposée dans S2 (N095, 48°N), une linéation L2, sub-horizontale, de direction N110, portée par la schistosité S2 (N110-45°N), est soulignée par des alignements de biotites et le développement de zones abritées autour des minéraux antérieurs ; l'asymétrie des queues de cristallisation autour des grenats et des

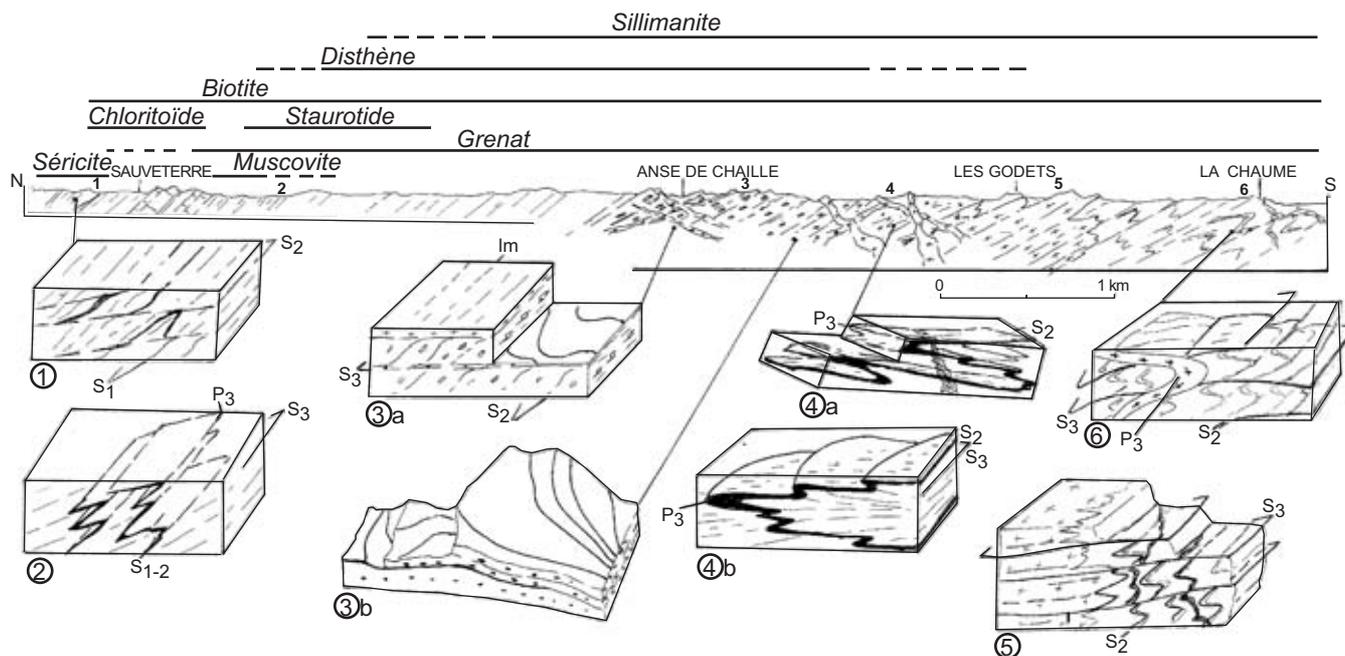


Fig. 15.- Déformation des formations métamorphiques des Sables d'Olonne de Sauveterre à La Chaume. 1, Micaschistes et métadolomie de Sauveterre ; 2, micaschistes et métasilt ; 3, méta-arkoses de l'anse de Chaillé recoupées en 4 par un intense système filonien de pegmatites et d'aprites ; 5, granite d'anatexie ; 6, orthogneiss. Blocs diagrammes (1), séricitoschistes à l'est de la faille subméridienne de Sauveterre, (S0-S1) N100-80N, (S2) N110-10N ; (2), micaschistes à grenat à l'ouest de la faille, (S1-S2) N110-40 à 75N, (P3) N 090 à 120- 10N ; (3a), méta-arkoses de l'anse de Chaillé, (S2), foliation dominante portant une linéation minérale (lm) d'allure sigmoïde, plan de cisaillement ; (3b), allure sigmoïde de la linéation minérale sur les plans de foliation recoupés par un intense réseau de filons d'aprite et de pegmatite ; (4a), plis couchés dans les méta-arkoses, (S2) foliation portant une linéation minérale (lm) E-W et plissée par des plis P3 NS, l'ensemble est recoupé par des filons d'aprite ; (4b), dans les mêmes formations, mais au sud des Sables d'Olonne au lieu-dit " La Salle Roy ", (P3), plis anisopaques à axes courbes (N05-045, 15-20 N) développés dans des métaquartzites, (S2), foliation portant une fine linéation minérale E-W, (S3), schistosité de plan axial ; (5), contact entre le granite du Puits d'Enfer et l'Orthogneiss des Sables d'Olonne, les plans de cisaillement (S3-C) à vergence SW, qui recoupent la foliation S2 plissée en chevrons et les filons d'aprite, se prolongent dans le granite d'anatexie ; (6), dans les orthogneiss à La Chaume, en falaise sous les " immeubles tours ", plis en chevron développés dans la foliation S2, (S3-C), schistosité jouant en plan de cisaillement à vergence SW, (P3) (N45-90), plis métrique, cylindrique, développé dans les filons d'aprites portant en surface une fine linéation minérale (L2).

Fig. 15.- Deformation of the Sables d'Olonne metamorphic formations between Sauveterre and La Chaume. 1, Sauveterre mica schist and metadolomite ; 2, mica schist and metasilt ; 3, Anse de Chaillé meta-arkose cut by pegmatites and aprite veins ; 5, anatexite granite ; 6, orthogneiss. (1), sericite schist to the east of the Sauveterre Fault ; (2), garnet-mica schist to the west of the Sauveterre Fault ; (3a), Anse de Chaillé meta-arkose ; (3b) sigmoidal mineral lineation ; (4a and 4b) recumbent folds in meta-arkose to the north and south of the Sables d'Olonne ; (5) contact between orthogneiss and the Puits d'Enfer granite ; (6) chevron folds in orthogneiss near La Chaume.

chloritoïdes témoignent d'une déformation rotationnelle vers l'ouest (Geoffroy, 1986 ; Goujou 1992).

Du sud de Sauveterre aux Sables d'Olonne, la foliation majeure S2 de même orientation E-W s'aplatit progressivement en allant vers le sud (Cannat et Bouchez, 1986) ; la linéation L2 est soulignée par des zones abritées de direction E-W ; épisodiquement, on peut observer une linéation N-S d'allure sigmoïde témoin d'une première génération de structures conservées entre des bandes de cisaillement S2 où seule L2 est bien exprimée (Cannat et Bouchez, 1986).

Au sud de la Cayola, au lieu-dit de la Salle Roy, on peut observer, bien exprimés dans des alternances centimétriques de

métapélites et de métaquartzites, des plis isoclinaux couchés (cf P2) à axes courbes (N000 à N030) et une linéation d'intersection exprimée sur S2 parallèlement aux axes des plis P2 qui se superposent à une fine linéation d'étirement (L1), E-W à N110 développée aux extrémités des grenats.

En résumé, deux phases de déformations synschisteuses ont été reconnues :

- la première n'est bien exprimée qu'au nord, dans la partie haute de l'édifice, en domaine épizonal, plus bas, la schistosité (S1) n'est visible qu'épisodiquement, matérialisée par des inclusions dans les blastes de grenat et de staurotide (Goujou, 1992). Ce premier épisode, caractérisé aussi par des plis isoclinaux, des linéations

N-S d'étirement ou d'intersection, correspondrait pour Iglesias et Brun (1976) à un aplatissement rotationnel et à allongement subméridien alors que pour Cannat et Bouchez (1986) il s'achèverait en chevauchement vers le sud ;

- la seconde phase, à laquelle on rattache les structures dominantes (S2 et L2), présente un gradient croissant d'intensité de la déformation du nord vers le sud. Cette déformation, caractérisée par la linéation E-W omniprésente, correspondrait soit à un cisaillement simple vers l'ouest et à un aplatissement de la foliation S2 du nord vers le sud (Cannat et Bouchez, 1986) soit à une extension vers l'ouest en régime de « constriction non rotationnelle » (Iglesias et Brun, 1976) ;

- les autres structures reconnues, schistosité de crénulation S3 N115 et kink band N150-170 seraient à rattacher respectivement à des phases hercyniennes locales (Goujou, 1992).

**Les formations du Bas Bocage**

L'encaissant des granitoïdes est constitué par des formations métasédimentaires et métamorphiques de lithologie contrastée on reconnaît : des lits de phanites relativement continus constituant un ou des niveaux repères cartographiables attribués au Silurien ; des ampélites en lentilles ; des niveaux de rhyolites interstratifiés dans un ensemble grésopélimitique homogène (Ters, 1979 ; Chalet, 1985) (cf. carte h.t.) .

Vers l'ouest, ces formations semblent se raccorder avec la série métamorphique des Sables d'Olonne développée dans des niveaux plus anciens rapportés au Cambrien (Wyns et Chantraine, 1984) .

Selon Goujou (1992), il convient de distinguer deux types de métamorphisme successifs : un métamorphisme général précoce, associé au développement de dômes granito-migmatitiques autour desquels il s'organise et qui correspond à un front thermique syn-déformationnel (Stussi, 1975) que nous rapportons à la phase D2 (syn S2 et Lm2 EW) ; un métamorphisme de contact lié à la montée des plutons tardifs qui se manifeste dans l'épizone par une auréole, autour du granite d'Avrillé par exemple (fig. 16).

Les structures dominantes ont des caractéristiques différentes selon le niveau structural considéré :

La première phase de déformation reconnaissable dans l'épizone correspond à une schistosité de flux parallèle à la stratification (S0-S1) visible seulement dans les secteurs où la schistosité S2 n'a pas atteint le stade crénulation. Le plus souvent S1 est totalement transposée dans S2 et au microscope on peut seulement observer quelques rares plis P1 isoclinaux admettant S1 comme plan axial.

Une deuxième phase de déformation matérialisée par une schistosité de crénulation (S2), des micro plis P2 droits ou déversés vers le sud ou le sud-ouest de direction E-W à NW-SE, une linéation d'intersection entre SO-1 et S2 ou une linéation d'étirement (L2) plus ou moins

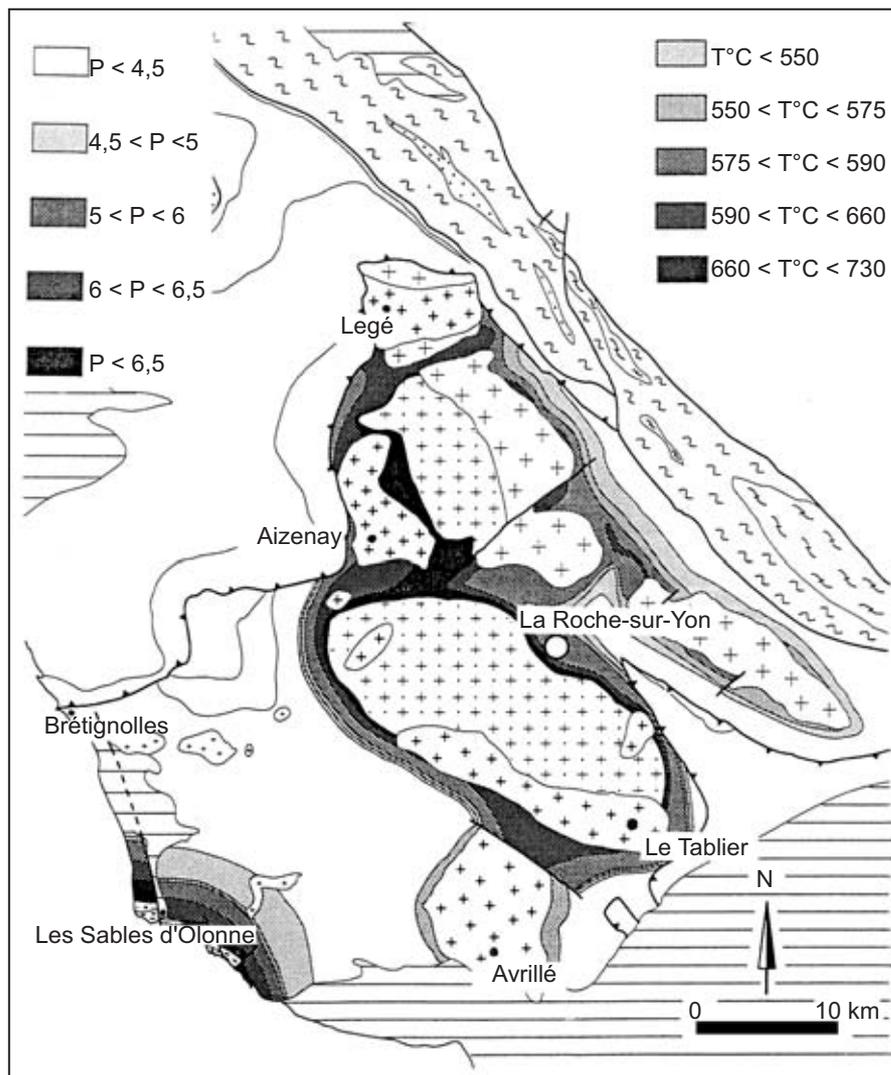


Fig. 16.- Zonéographie métamorphique isobare et isotherme du Bas Bocage et de Vendée littorale; la zonéographie du métamorphisme, respectivement dans l'épizone et la mésozone et l'intensification des conditions P-T se font vers la base de la série paléozoïque (extraits de Goujou, 1992).

Fig. 16.- Geological maps of the Bas Bocage and Vendée littorale (from Goujou, 1992); showing metamorphic zoning.

bien marquée, de direction E-W entre le littoral et les granites mais NW-SE (N130) entre les granites et le complexe de Mervent. A proximité du contact avec les porphyroïdes, cette schistosité porte une linéation de crénulation voire d'étirement correspondant à L2. Dans la mésozone, S2 correspond à la foliation dominante en accordance avec la direction des anatexites mais elle est recoupée par les granites intrusifs. A l'ouest des granites, cette schistosité joue le plus souvent comme plan de cisaillement de l'est vers l'ouest. La linéation d'étirement ou minérale L2 N110-130 est mieux exprimée ici que dans l'épizone. Les plis P2 sont isoclinaux à charnière épaisse et à axes courbes de direction N110 à N130. Les minéraux de

métamorphisme de contact développés autour des granites intrusifs sont plaqués sur S2, ce qui souligne le caractère statique ici de ce métamorphisme de contact.

Une schistosité de crénulation (S3), soulignée parfois par des chlorites secondaires, déforme les minéraux de métamorphisme de l'auréole des granites intrusifs. Des kinks-band affectent l'ensemble des structures planaires.

**Les granitoïdes du Bas Bocage**

Trois types de granitoïdes peralumineux et d'origine crustale ont été distingués par Stussi (1975) : des granitoïdes à biotite et sillimanite correspondant aux

« anatexites ou encore dômes anatectiques » de Goujou (1992) ; des granites à biotite ; des granites à deux micas ou encore leucogranites selon Goujou (fig. 16a).

#### Les granites à biotite et sillimanite

Ils correspondent pro parte aux granites de la Roche-sur-Yon et du Tablier (Stussi, 1975). Ils se placent, dans le triangle de Streckeisen, dans les syeno-granites et les granites alcalins (Goujou, 1992). Leur texture générale est typique d'anatexites pouvant évoluer jusqu'à celle des granites d'anatexie. Le granite de La Roche-sur-Yon présente une fabrique plane (foliation magmatique) discrète en accordance avec la foliation S2 de l'encaissant orientée N110-N130, et une structure circonscrite en dôme autour de laquelle se moule la foliation S2 des quartzites graphitiques de l'encaissant. Il renferme de nombreuses petites enclaves de roches paradérivées très recristallisées dont la foliation s'accorde également avec celle de l'encaissant. Ce dôme anatectique est recoupé par les granites équants de Le Tablier et d'Aizenay.

#### Les granites à biotite seule

Ils sont représentés pro parte dans le massif de Legé, et correspondent aux granites d'Aizenay, et d'Avrillé. Les granites de Legé et d'Aizenay sont déformés sur leurs bordures occidentales. Leur déformation se traduit par une foliation N-S portant une linéation d'alignement et d'étiement minérale E-W (Méidom, 1991 ; Goujou, 1992), dont l'origine pourrait être liée au déplacement de l'est vers l'ouest de la nappe des Porphyroïdes superposée et/ou à une dénudation tectonique vers l'ouest de l'encaissant de ces massifs granitiques.

#### Les leucogranites à deux micas

Plusieurs petits massifs équants sont intrusifs soit dans les granites orientés soit dans les formations métamorphiques dont ils postdatent la structuration. Ce sont les leucogranites de Bournezeau, qui scellent la structuration majeure du Bas Bocage, et qui est daté à 307 Ma, le granite à biotite de Le Tablier et le massif d'Avrillé (Goujou, 1992).

Les données radiométriques (Rb/Sr) obtenues sur le massif granitique de la Roche-sur-Yon s'étalent dans le temps, les

âges les plus anciens concernent les granites à biotite et les leucogranites ( $317,5 \pm 3,2$  Ma), les plus récents les granites d'anatexie ( $307,0 \pm 3,1$  Ma) (Talbert et Vialette, 1972; Sonet, 1968 ; Wyns *et al.*, 1989 ; *in* Goujou, 1992). Ainsi, les âges obtenus récemment par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur les biotites des granites d'anatexie du Bas Bocage sont à  $307 \pm 3,1$  Ma, soit Westphalien, ce qui est cohérent avec les âges obtenus en Vendée littorale sur des biotites et des muscovites syn S1-2.

En résumé, le Bas Bocage et la Vendée littorale sont caractérisés par une tectonique tangentielle synmétamorphe polyphasée développée dans des formations paléozoïques datées paléontologiquement dans le Bas Bocage et à Brétignolles-sur-Mer (Ordovicien à Silurien d'une part et Tournaisien de l'autre) et qui est rapportée au Cambro-Ordovicien aux Sables d'Olonne. Les relations géométriques entre les différentes unités et les données radiométriques obtenues récemment permettent de rapporter les événements tectono-métamorphiques et la mise en place des granitoïdes pendant le Namurien et le Westphalien (325 à 305 Ma).

## Discussion

La chaîne varisque est généralement interprétée comme une chaîne de collision entre les continents Laurasia et Gondwana. L'un des modèles géodynamiques proposés pour la transversale armoricaine fait référence à un régime collisionnel dû à la convergence entre les micro-continentes ibéro-aquitain et méso-européen (incluant le bloc Armorica) (Cogné et Wright, 1980). Cette évolution se serait effectuée pendant l'Ordovicien et le Silurien avec successivement : fermeture de l'espace océanique disposé entre ces blocs par subduction vers le nord sous une marge active installée au sud du continent méso-européen, obduction de matériel océanique sur la marge ibéro-aquitaine, puis collision à partir de la fin du Silurien (Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 1986a ; Ballèvre *et al.*, 1994).

A ce schéma monocyclique, s'oppose un modèle polycyclique comportant deux événements successifs : 1, mise en place d'une cordillère ligérienne ou éo-varisque au Paléozoïque inférieur ; 2, édification de la chaîne varisque proprement dite au Dévonien terminal-Carbonifère inférieur. A chacune de ces étapes, correspond une

zone de suture, respectivement, la suture éo-varisque située à l'emplacement du sillon de Saint-Georges-sur-Loire se prolongeant vers l'ouest jusque dans le Finistère sud par des alignements serpentins le long de la Zone Broyée Sud Armoricaïne et vers l'est, au nord du Massif central, sous les formations mésozoïques du Bassin de Paris et une suture rhéique passant au nord du Massif armoricain et se poursuivant vers l'est entre les zones Rhéno-hercynienne et Saxo-Thuringienne (Faure *et al.*, 1997).

Située entre les blocs Armorica au nord et Aquitano-Ibérique au sud, la Vendée occupe ainsi une position remarquable qui nous incite à rechercher les témoins d'éventuels espaces océaniques et de sutures entre les microblocs. Ceci nous amène à discuter plusieurs aspects de la géologie vendéenne concernant : la tectonique (allochtonie des différentes unités, chronologie relative et l'âge de la mise en place des structures et du métamorphisme), la signification géotectonique des magmatismes, le schéma paléogéographique et la place de la Vendée dans le cadre armoricain et ouest européen de la chaîne varisque.

### La tectonique

#### Sur l'allochtonie des unités vendéennes

L'interprétation par Ph. Matte des données géophysiques de la partie sud du Massif armoricain établies dans le cadre du profil « ECORS » (fig. 17B, Matte et Hirn, 1988) va dans le sens d'une complète allochtonie des unités vendéennes, allochtonie envisagée également par Cogné (1971, 1977 et 1990 ; Autran *et al.*, 1994 ; Bois *et al.*, 1994).

Les données de terrain présentées ci-dessus nous amènent à discuter cette interprétation.

Dans le Bas Bocage et en Vendée littorale, l'allochtonie des schistes bleus et des Porphyroïdes est maintenant admise par tous les auteurs.

Pour la série métamorphique des Sables d'Olonne, les cisaillements tangentiels synmétamorphes reconnus constituent des indices qui nous incitent à envisager également son allochtonie. Certes, il n'y a pas d'arguments sur le ter-

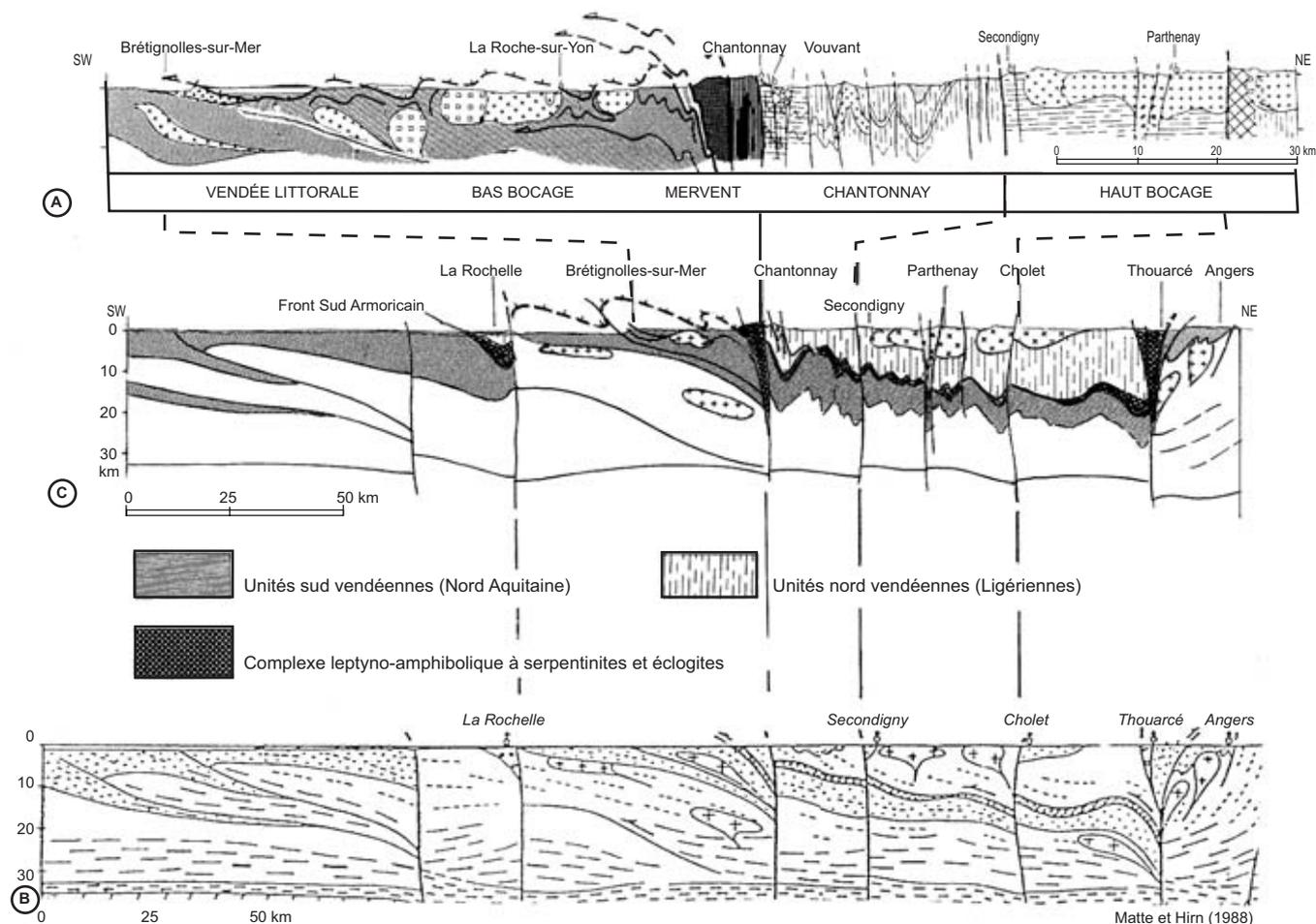


Fig. 17.- Coupe NE-SW à travers les unités vendéennes. A) coupe établie à partir des données géologiques de terrain ; B) profil géophysique interprété par Matte et Hirn (1988) ; C) coupe interprétative en tenant compte des données géologiques et géophysiques.

Fig. 17.- NE-SW cross section of the Vendée units; A, from the field data; B, geophysical profile from Matte and Hirn (1988); C, interpretative section.

rain qui permettraient de démontrer cette allochtonie comme c'est le cas par exemple pour les porphyroïdes, de sorte que l'ensemble des unités du Haut Bocage et de Vendée Littorale sont généralement dénommés par les auteurs « autochtone relatif ». Cependant on conçoit mal qu'une tectonique en cisaillement tangentiel synmétamorphe et syncollisionnelle puisse s'être effectuée dans des matériaux restés en place. Par ailleurs, l'interprétation en terme de cisaillement des réflecteurs sub-horizontaux du profil géophysique entre Secondigny et La Rochelle (fig. 17B, Matte et Hirn, 1988) est clairement exprimée dans ce sens.

L'argumentation pour le synclinal de Chantonnay et le sud du Haut Bocage repose sur le fait qu'au nord-ouest du synclinorium de Chantonnay, un contact tectonique jalonné de lentilles de serpentine sépare le complexe (leptyno-

amphibolique) bimodal de Montaigu, disposé à la base de la série de Chantonnay (fig. 2), des migmatites sous-jacentes qu'il est impossible actuellement de rattacher à une des grandes unités connues. L'allochtonie des unités de Montaigu, de Saint-Paul-en-Pareds et de Chantonnay semble ainsi vraisemblable. Par suite, l'encaissant des granitoïdes qui présente beaucoup d'analogies lithologiques et structurales avec l'unité de Chantonnay serait comme les formations du synclinorium, aussi en position allochtone (Bouton *et al.*, 1991 ; Rolin *et al.*, 1999b).

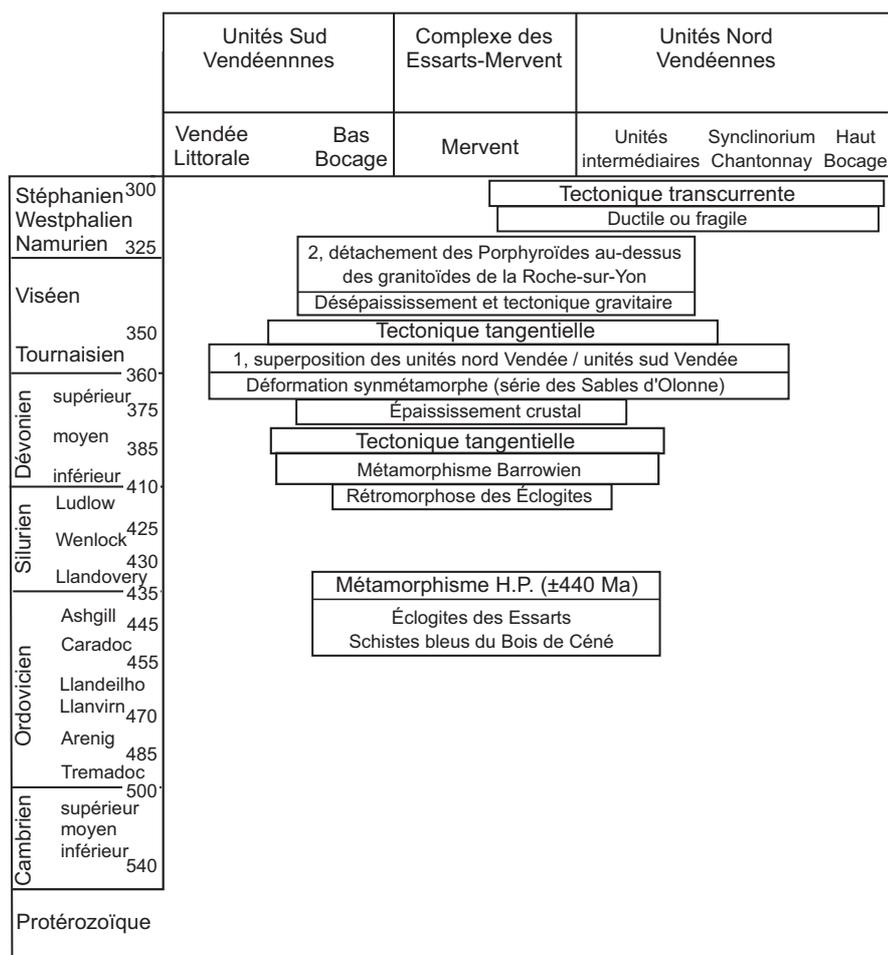
En ce qui concerne le complexe des Essarts-Mervent, l'accident, qui sépare les deux unités nord-est à écoligites et sud-ouest, correspond selon Godard (1981) à une ancienne surface de chevauchement verticalisée, témoin d'une tectonique tangentielle synmétamorphe. La disposition actuelle du complexe, en lames verticales

de direction NW-SE, est liée à une tectonique transcurrente tardive de ce segment méridional du Cisaillement Sud Armoricaïn (Bouton, 1990).

En résumé, le dispositif structural global de la Vendée correspondrait à un empilement d'unités allochtones comprenant du bas vers le haut et du sud vers le nord (fig. 17C) : les unités sud-vendéennes (Bas Bocage et Vendée littorale), le complexe leptyno-amphibolitique et écoligitique des Essarts-Mervent, le complexe leptyno-amphibolitique de Montaigu en contact tectonique avec les Migmatites sous-jacentes de Montaigu et enfin les unités nord-vendéennes (synclinorium de Chantonnay et Haut Bocage).

**Modalités de la tectonique tangentielle**

Les structures reconnues dans les unités vendéennes sont le résultat de la



Tabl. 1.- Chronologie et âge de la tectonique varisque.

Table 1.- Chronology and age of the Variscan tectonism.

succession et / ou des interférences entre deux types de tectoniques, tangentielle et transcurrente celle-ci étant principalement exprimée dans le complexe des Essarts-Mervent et dans les unités nord vendéennes (Burg, 1981 ; Brun et Burg, 1982 ; Burg *et al.*, 1987).

Dans les unités sud-vendéennes (Bas Bocage et Vendée littorale), la mise en place des structures tangentielles peut être envisagée dans un cadre collisionnel entretenu pendant le Carbonifère se traduisant successivement par un épaulement puis un désépaulement crustal.

En ce qui concerne la nappe des Porphyroïdes, rappelons que pour Vauchez *et al.* (1987), les Porphyroïdes seraient caractérisés par « un fort étalement horizontal » et que selon les conceptions de Gapais *et al.* (1993) « la base des unités à porphyroïdes de la Bretagne méridionale apparaît comme une zone de décollement extensif au niveau de laquelle s'étalent les

magmas granitiques intrusifs dans les formations parautochtones ». Appliqué à la Vendée, ceci suppose qu'avant la phase de « décollement extensif », les porphyroïdes étaient déjà superposées au-dessus des unités du Bas Bocage : soit stratigraphiquement ce qui supposerait que cette formation siluro-dévonienne représenterait le niveau le plus récent de la série du Bas Bocage ; soit en contact tectonique, la structuration des porphyroïdes serait alors associée tout d'abord à une tectonique tangentielle en compression, contemporaine de la phase d'épaulement crustal, puis à une tectonique gravitaire contemporaine de la phase de désépaulement avec glissement de la nappe des porphyroïdes vers l'ouest lors de l'ascension des granitoïdes de la partie centrale du Bas Bocage.

Les faits concernant la série métamorphique des Sables d'Olonne sont également diversement interprétés (cf. : Cannat et Bouchez, 1986 ; Brun et Burg, 1982 ; Burg *et al.*, 1987). Pour nous, la déforma-

tion ductile polyphasée exprimée dans la série des Sables d'Olonne peut être envisagée en trois stades se succédant dans un continuum de déformation synmétamorphique. Le premier, contemporain d'un métamorphisme prograde à biotite, chloritoïde et staurotite sans trace de cisaillement apparent, serait suivi d'un deuxième cisaillement du nord vers le sud correspondant respectivement aux stades D1 et D2a de Geoffroy (1988 et 1993). L'épaulement crustal résultant de ces deux phases compressives serait suivi d'une extension E-W (stade D2b) correspondant à une décompression à haute température avec anatexie des parties les plus profondes de l'édifice. Un raccourcissement vertical et un cisaillement extensif matérialisés par des failles normales ductiles vers l'est exprimés au niveau des « interfaces rhéologiques » (entre les micaschistes de Sauveterre et les gneiss ocellés dans l'anse de Chaillé et entre les gneiss et l'orthogneiss à la Chaume) seraient les dernières manifestations de la déformation ductile en Vendée littorale.

**Chronologie et âge de la tectonique (tabl. 1)**

Si la plupart des auteurs s'accordent sur la succession de plusieurs phases de déformations dans l'Hercynien de Vendée, leur âge est encore l'objet de controverses.

**Arguments pour une structuration anté-hercynienne, recherche d'un socle cadomien en Vendée**

L'orthogneiss des Sables d'Olonne est généralement interprété comme le témoin d'un socle anté-Cambrien daté à l'Ile Yeu vers 615 Ma (Wyns et Chantraine, 1984) et ainsi considéré comme le substratum des formations paradérivées superposées rapportées au Cambrien (Brillianceau, 1968 et 1978 ; Wyns et Le Métour, 1983 ; Wyns et Chantraine, 1984). Cette interprétation est discutée par Goujou (1992) qui souligne les faits suivants : « on ne peut mettre en évidence de discordance significative entre l'orthogneiss et les formations paradérivées superposées, l'orthogneiss présente une foliation constante pentée vers le nord, concordante avec la foliation majeure régionale, de plus, l'analyse chimique ne permet pas d'étayer l'origine orthogneissique de ces niveaux ». Notons cependant que les analogies dans la disposition de la foliation

des orthogneiss et des paragneiss superposés n'est pas en soit un caractère suffisant pour exclure l'interprétation de ces orthogneiss comme les témoins d'un socle granitique qui, avec sa couverture détritico, aurait été métamorphisé et déformé lors de l'orogénèse hercynienne.

Ailleurs, des témoins d'une évolution orogénique pré-hercynienne ont été reconnus dans le complexe de Mervent : métamorphisme H.T. suivi d'une première rétro-morphose conduisant à la cratonisation d'une ancienne croûte océanique (Godard, 1998) et dans le Haut Bocage où l'existence d'un socle cadomien a été avancée (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1988). En ce qui concerne le Haut Bocage, les arguments sont les suivants : le granite ordovicien de Pouzauges développe à son contact une auréole de métamorphisme qui scellerait d'après Wyns (1980) et Wyns *et al.* (1988) la structuration synschisteuse régionale (S2) de l'encaissant ante Ordovicien, rapportée au Cadomien. Or, les similitudes des phases de déformations entre l'unité sud du Haut Bocage et le synclinorium de Chantonay (schistosités et plis) incitent à douter de l'existence d'une tectonique cadomienne dans le Haut-Bocage. D'autre part, nous avons constaté que la schistosité régionale majeure (S2) moule le granite de Pouzauges et déforme en partie les cornéennes et les minéraux appartenant à son auréole de métamorphisme de contact (Rolin *et al.*, 1999b). Cette schistosité est donc postérieure à ces cornéennes et donc à la mise en place du granite. D'autre part, Poncet (1993) a montré que la mise en place de la diorite dévonienne de Moncoutant est synchrone de la schistogénèse S2, qu'il attribue au Dévonien supérieur, et non au Cadomien. Quant à l'âge de la schistosité S1, le doute est permis dans le Haut-Bocage, mais s'il est identique à la S1 du synclinorium de Chantonay, on ne peut lui attribuer qu'un âge hercynien. L'appartenance de l'unité sud du Haut Bocage vendéen à l'orogène cadomien ne nous paraît plus envisageable, son évolution sédimentaire et tectono-métamorphique s'inscrirait totalement dans le cycle hercynien.

Comment expliquer l'absence de déformation ductile hercynienne dans le granite de Pouzauges ? Rappelons : que l'encaissant du granite est très faiblement métamorphique, que la schistosité régionale S2 est peu intense dans cette région et préserve le plus souvent le litage sédimentaire S0.

Ainsi, nous pensons que le magma s'est mis en place dans des sédiments silteux et argileux fins (cambriens ou briovériens), non structurés et non métamorphisés. Ce granite et son encaissant ont ensuite subi un métamorphisme faible dans un niveau structural élevé, la déformation contemporaine de cet événement thermique crée une schistosité de flux qui s'imprime d'autant plus facilement dans les matériaux encaissants que ceux-ci sont fins, sans que la déformation soit nécessairement très forte. Cette schistosité moule le granite et n'affecte que la partie externe de l'auréole qui le protège et déforme les minéraux du métamorphisme de contact.

### **Controverses concernant la tectonique dévonienne et arguments pour une tectonique post-tournaisienne**

Le caractère syncinématique des minéraux du métamorphisme de contact développés autour de la diorite quartzique de Moncoutant datée à 373 Ma  $\pm$  6/-11 (Cuney *et al.*, 1993a), permet de situer cette tectonique synmétamorphe au Dévonien moyen-Dévonien supérieur (Poncet, 1993).

Dans le complexe des Essarts-Mervent, le métamorphisme mésozonal, contemporain du charriage de l'unité des Essarts (NE) à élogite sur l'unité de Mervent (SW) accompagné d'une rétro-morphose partielle les élogites, est rapporté au Dévonien-Dinantien (Godard, 1981 et 1998).

L'absence de structuration synschisteuse dans les calcaires givétiens de la Villedé d'Ardin seulement fracturés, alors que les unités voisines présentent une ou deux schistosités bien développées, fut invoquée comme un argument pour envisager une tectonique éo-dévonienne en Vendée (Autran et Cogné, 1980 ; Bouton et Colchen, 1984). Cette absence de déformation étonne d'autant plus que les formations de même âge du synclinorium de Chantonay sont plissées et déformées. Or, comme le souligne Bouton (1990), on ne connaît pas le substratum des calcaires givétiens, disposés, comme les unités voisines de Roc Cervelle, de Puyhardy et du Marillet, dans un ensemble vraisemblablement allochtone entre le synclinorium de Chantonay et le complexe de Mervent.

Un autre exemple remarquable concerne la Vendée littorale où nous avons observé que la tectonique synschisteuse

n'est pas développée uniquement dans les blocs siluriens (Ters, 1976, 1979 et 1985), mais également dans la matrice tournaisienne de la formation à blocs et olistolithes de Brétignolles-sur-Mer. En conséquence, nous considérons que la structuration synschisteuse est, en Vendée littorale, d'âge post-Tournaisien (Colchen et Poncet, 1987).

Dans la série métamorphique des Sables d'Olonne, la première phase de déformation fut tout d'abord rapportée au Dévonien inférieur (Cannat et Bouchez, 1986) ; ce premier épisode de déformation étant accompagné par une anatexie à 388  $\pm$  3,2 Ma (âge Rb/Sr sur roche totale, Vidal, 1973 et 1980). La qualité de cette isochrone est cependant trop mauvaise (renseignement oral J.J. Peucat) pour se servir de cet âge pour argumenter l'existence d'une anatexie au Dévonien moyen alors que les arguments paléontologiques montrent que la sédimentation s'est poursuivie en Vendée littorale jusqu'au Tournaisien. Cependant les âges voisins (376  $\pm$  19 Ma, Rb-Sr ; Vidal, 1973 et 372  $\pm$  24 ; U-Pb, Peucat, 1983) du granite de Sainte-Anne-d'Auray, en Bretagne du Sud, peuvent servir d'argument en faveur de l'âge Dévonien du granite vendéen.

Pour Geoffroy (1986 et 1988) « les plis isoclinaux serrés E-W à N-S synchrones du métamorphisme barrowien de première phase » sont, comme leurs homologues de Brétignolles-sur-Mer, post-tournaisiens.

L'âge du paroxysme tectono-métamorphique a été discuté par J.C. Goujou (1992) à partir des données radiométriques obtenues sur plusieurs échantillons de roches par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ . Les âges s'inscrivent tous dans une fourchette de temps comprise entre 317 et 305 Ma, soit Namuro-Westphalien.

Dans le synclinorium de Chantonay, l'âge Dévonien moyen-Dévonien supérieur des niveaux les plus récents déformés conduit à rapporter la première phase de cette déformation au Dinantien (Wyns *et al.*, 1989).

Un consensus se dégage donc pour rapporter à des événements post-dévonien la structuration schisteuse et synmétamorphe en Vendée littorale, dans le Bas Bocage et dans l'unité de Chantonay.

La tectonique transcurrente, remarquablement bien exprimée dans le com-

		Unités Sud Vendéennes		Complexe des Essarts-Mervent	Unités Nord Vendéennes	
		Vendée Littorale	Bas Bocage	Mervent	Synclinorium de Chantonay	Haut Bocage
Stéphanien <sup>300</sup>	Westphalien	Anatexie Granites de la Roche-sur-Yon, de Bournezeau				Leucogranites de Mortagne (±313), Bressuire, Neuvy-Bouin, Parthenay
Namurien 325	Viséen					Granite de Largeasse (±340)
350	Tournaisien	Quartz rhyolitiques formation de Brétignolles		?		
360	Dévonien supérieur			Amphibolites Saint-Martin des Noyers	Basaltes de la Meilleraie	Diorite Quartzique de Moncoutant (±373)
375	Dévonien moyen			?		
385	Dévonien inférieur	Porphyroïdes Ignimbrites				
410	Ludlow					
425	Wenlock					
430	Llandovery					
435	Silurien					
445	Ashgill					
455	Caradoc					
470	Llandeilo					
485	Llanvirn					
500	Arenig					Granites de Pouzauges (±483)
	Tremadoc					
	Cambrien supérieur	Diabases et Ryolites	Diabases et Ryolites		Diabases et Ryolites	Diabases et Ryolites
	Cambrien moyen				Complexe de Montaigu leptyno-amphibolitique	
	Cambrien inférieur					
	540					
Protérozoïque						

Tabl. 2.- Répartition et âge du magmatisme paléozoïque en Vendée.

Table 2.- Distribution and age of the Paleozoic magmatism in Vendée.

plexe des Essarts-Mervent et dans les unités nord-vendéennes, apparaît tardive voire postérieure à la tectonique tangentielle (Rolin et Colchen, 2001). Dans les unités de Chantonay et de Mervent, les structures liées à cette tectonique recoupent et déforment une première schistosité de flux selon des plans verticaux de direction NW-SE (fig. 7 à 12).

En résumé, les témoins d'événements anté-hercyniens ont été reconnus seulement en Vendée littorale (cf. l'orthogneiss des Sables d'Olonne) et dans l'unité des Essarts ; leur existence dans le Haut Bocage étant controversée. Une déformation d'âge Dévonien moyen-Dévonien supérieur est bien caractérisée dans le Haut Bocage (minéraux du métamorphisme de contact syncinématiques de la diorite quartzique de Moncoutant datée à 373 +6/-11 Ma). Les autres phases de déformations synmétamorphes se situant pendant le Dinantien, après le Tournaisien en Vendée littorale, avant le Namurien pour le complexe des

Essarts-Mervent et l'unité de Chantonay ; la tectonique transcurrente bien exprimée dans les unités nord-vendéennes étant d'âge Carbonifère supérieur.

### Signification géotectonique des magmatismes (tabl. 2)

Plusieurs ensembles de roches volcaniques ou plutoniques ont été reconnus dans les différentes unités vendéennes à diverses périodes pendant le Paléozoïque. Si leur âge est, à partir des nouvelles données stratigraphiques et géochronologiques, généralement bien établi, leurs significations géotectoniques sont cependant l'objet de controverses.

#### Les magmatismes marqueurs d'une distension crustale au Paléozoïque inférieur

Le complexe bimodal de Montaigu, disposé à la base de la formation de Saint-Paul-en-Pareds, évoque naturellement les

complexes leptyno-amphibolitiques du Massif central (Godard *et al.*, 1998). Or, ces complexes sont considérés comme des marqueurs de distension crustale permettant la mise en place de magmas basiques allant ou non jusqu'à la création d'une véritable croûte océanique (Santallier *et al.*, 1988).

Les ignimbrites de la Châtaigneraie (Cambro-Trémadocien), de composition chimique proche des leucorhyolithes potassiques ( $K_2O/Na_2O > 2$ ), pourraient s'inscrire dans la continuité du magmatisme distensif de la formation de Sigournais du Cambrien supérieur où les roches filoniennes acides et basiques sont d'affinité tholéitique continentale (Thiéblemont, 1987 ; Le Gall *et al.*, 1985).

Le granite de Pouzauges ( $483 \pm 22$ , Wyns et Le Métour, 1983 ; âge Ordovicien confirmé par de nouvelles mesures à 453 Ma par U/Pb sur zircons, Bertrand *et al.*, 1999), pourrait appartenir « au cortège d'intrusions d'âge cambro-ordovicien mis en place en de nombreux secteurs de la chaîne au cours d'un épisode extensionnel » (Bertrand *et al.*, 1999).

#### Le magmatisme calco-alcalin d'âge Dévonien, marqueur de type subductif ?

Plusieurs ensembles volcaniques et plutoniques calco-alcalins d'âge dévonien ont été reconnus en Vendée : dans le synclinorium de Chantonay, le sud du Haut Bocage et peut-être dans le complexe des Essarts-Mervent où l'âge dévonien de la formation amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers, sans datation directe, est seulement envisagé (Thiéblemont *et al.*, 1987). Leur signification géotectonique sera discutée à partir des interprétations proposées pour les roches semblables et de même âge du sud Vienne, du Confolentais et de l'ouest du Limousin, classiquement regroupées sous l'appellation de « Ligne Tonalitique » (Dhoste, 1980 ; Peiffer, 1985 ; Cuney *et al.*, 1993a).

Deux conceptions s'opposent :

- pour les uns, ce magmatisme est de caractère subductif (cf. Peiffer, 1985 et 1986 ; Shaw *et al.*, 1993 ; Faure *et al.*, 1997) ce que confirme Capdevila (1997) pour qui les quatre suites de roches reconnues dans le massif de Charroux-Civray (sud Vienne) doivent « être interprétées

comme des produits de fusion partielle d'un biseau de manteau enrichi par un processus de subduction, selon un contexte d'arc continental de type andin ». En ce qui concerne les domaines vendéens, Capdevila propose d'envisager leur mise en place, après l'épisode de collision éovarisque, soit par subduction vers le sud selon le modèle de Faure *et al.* (1997), soit par subduction vers le nord à partir de la suture des Essarts-Mervent (Colchen et Rolin, 1995). Rappelons que Thiéblemont *et al.* (1986 et 1987) ont suggéré que les basaltes de la Meilleraie se sont mis en place dans un bassin de marge active type bassin intra-arc des Mariannes. Ainsi, le caractère subductif de ce magmatisme calco-alcalin semble argumenté.

- pour d'autres cependant (Cuney *et al.*, 1997 et 2001 ; Gagny et Cuney, 1997 ; Bertrand *et al.*, 1999 ; Rolin *et al.*, 1999a ; le caractère subductif n'est pas démontré. La signature géotectonique de ce magmatisme est, pour ces auteurs, ambivalente, « elle peut correspondre tant à un magmatisme de type subduction qu'à un magmatisme provenant d'une fusion syn-à-tardicollision d'une lame mantellique plus ou moins enrichie par contamination ». Ainsi, Gagny (in Gagny, 1997 et Gagny et Cuney, 1997), propose plutôt une « mise en place des magmas en relation avec une tectonique de transpression en contexte continental activant une fusion étagée dans la lithosphère ».

Appliquée à la Vendée, cette discussion nous amène à concevoir deux contextes géodynamiques différents, l'un dans un cadre de type subductif par subduction d'une lithosphère océanique dont il ne resterait aucun témoin, l'autre dans un contexte collisionnel sans doute mieux adapté si, comme la plupart des auteurs, on considère que telle était la situation au Dévonien.

### **Le magmatisme peralumineux intracrustal au Carbonifère inférieur et moyen ( 345 à 315Ma)**

Dans le Haut Bocage, la mise en place du magmatisme peralumineux est contrôlée par des ouvertures crustales de type « pull-apart » en liaison avec des décrochements dextres d'ampleur régionale, N125E pour les leucogranites de Moulin -Les Aubiers-Gourgé et de Mortagne, N155E pour celui de

Parthenay (Guineberteau, 1984 ; Poncet, 1993 ; Rolin *et al.*, 1999b).

Dans le Bas Bocage, les granitoïdes ont une texture typique d'anatexites, l'ensemble constituant un dôme anatectique recoupé par les granites tardifs du Tablier et d'Avrillé (Goujou, 1992). Les données radiométriques obtenues par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur les biotites des granites d'anatexie du Bas Bocage sont à 307,  $\pm$  3,1 Ma, mais cet âge Westphalien correspond en fait à l'âge du refroidissement du granite vers 350-300° et non à celui de sa mise en place, qui pourrait être nettement plus ancien : Viséo-Namurien.

### **Quelle paléogéographie pour les unités vendéennes ?**

Les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires des unités nord et sud séparées par le complexe des Essarts-Mervent sont-elles les témoins de deux marges continentales séparées par un espace océanique dont le complexe serait le témoin ou s'intègrent-elles dans une paléogéographie plus contrastée de petits blocs continentaux séparés par des espaces en cours d'océanisation ?

### **Au Paléozoïque inférieur**

Les analogies des successions lithologiques et des faciès (fig. 2) entre la série métamorphique des Sables d'Olonne et les formations sédimentaires du synclinorium de Chantonay d'une part et les formations métamorphiques du sud du Haut Bocage d'autre part (Wyns et Chantraine, 1984 ; Bouton *et al.*, 1992 ; Colchen et Poncet, 1994) nous permettent d'envisager que du Cambrien (voire même du Protérozoïque supérieur) au Silurien, les différentes unités vendéennes pouvaient appartenir à un même ensemble paléogéographique ou tout du moins étaient caractérisées par les mêmes environnements.

Les caractéristiques du magmatisme exprimé dans l'ensemble des domaines vendéens permettent d'envisager, qu'au Paléozoïque inférieur, la sédimentation se soit effectuée dans des bassins développés sur une croûte continentale amincie.

La puissance des séries cambro-ordoviciennes (plusieurs milliers de mètres) et le magmatisme bimodal reconnus dans ces diverses unités s'inscrivent assez bien dans

une paléogéographie de bassins ou de marges continentales fortement subsidées au Paléozoïque inférieur (Paris et Robardet, 1994b).

### **Au Dévonien**

La paléogéographie apparaît très contrastée. Il n'y a en effet rien de commun entre les calcaires givétiens de la Villedé d'Ardin et les silstones, pélites, greywackes, phanites à radiolaires du synclinorium de Chantonay, les premiers s'inscrivent dans une paléogéographie de plate-forme, les seconds dans un bassin de type arrière arc.

### **Au Dinantien**

La formation de Brétignolles-sur-Mer d'âge Tournaisien, reconnue seulement en Vendée littorale sous la nappe des Porphyroïdes, dont les blocs et olistolites rappellent certains niveaux de la série paléozoïque du Bas Bocage, peut être interprétée comme un olistostrome. La nature volcano-sédimentaire de la matrice souligne le caractère particulier du cadre paléogéographique. Des formations marines de ce type et de cette période sont connues dans le bassin d'Ancenis (Dubreuil, 1980 et 1986 ; Pelhate, 1994 ; Lardeux et Cavet, 1994) où elles jalonnent d'importantes failles de décrochement. Une formation à blocs emballés dans une matrice volcano-sédimentaire d'âge tournaisien a été reconnue également en sondage dans le socle nord-aquitain dans une région située sensiblement dans le prolongement vers le sud-est des affleurements vendéens (Paris *et al.*, 1987 et 1994).

### **Au Carbonifère supérieur**

Après le Tournaisien, la sédimentation s'effectuera en domaine continental, localisée en Vendée dans des petits bassins intra-montagneux disposés le long du Sillon Houiller. La nature pétrographique des galets remaniés dans les conglomérats identique à celle des roches du complexe de Mervent et du synclinorium de Chantonay et les caractéristiques sédimentologiques de ces formations présentées ci-dessus révèlent que l'environnement devait correspondre à des bassins limniques localisés au nord-est du complexe de Mervent le long du système de décrochement NW-SE de la branche sud du cisaillement sud-armoricain.

## Où sont les témoins de la ou des sutures varisques en Vendée ?

L'existence et la situation géographique de cette (ou ces) suture(s) dans le Massif armoricain est aussi l'objet de controverses. Bard *et al.* (1980), Matte (1986a et b), Guiraud *et al.* (1987), Franke (1989) et plus récemment Faure *et al.* (1997) la situent en Bretagne méridionale, le long de la faille de Nort/Erdre au nord des nappes de Champtoceaux et des Mauges. Cette suture, qualifiée d'éovarisque (Silurien supérieur-Dévonien inférieur) est distinguée d'une autre suture dévono-carbonifère dénommée rhéique disposée au sud de la Cornouaille et de la zone rhéno-thuringienne (Franke, 1989 ; Faure *et al.*, 1997). Si pour Ballèvre *et al.* (1992) l'existence d'une zone de suture entre le bloc Armorica et la Vendée est vraisemblable, pour Lefort (1980) et Poulpiquet et Lefort (1989) par contre, elle se situerait plus au sud, caractérisée par la présence d'une structure magnétique importante confirmée par des données gravimétriques et sismiques reconnues sur plus de 600 km. du nord-ouest vers le sud-est, depuis le plateau continental sud-armoricain en domaine marin jusqu'au nord du bassin d'Aquitaine.

S'agissant de la Vendée, nous soulignerons qu'aucun fragment de lithosphère océanique hercynienne n'a jusqu'alors été observé. Cependant, rappelons que dans l'unité des Essarts, on reconnaît les témoins : 1) d'un métamorphisme H.T. lié, soit à un cycle orogénique anté-hercynien se traduisant par la cratonisation d'une ancienne croûte océanique (Godard, 1981 et 1998), soit à un métamorphisme précoce de rift en distension (Matte, renseignement oral) ; 2) d'un métamorphisme HP vers 440 Ma, soit à l'Ordovicien supérieur, de cette croûte matérialisé par la présence d'éclogites. Ces faits permettent d'envisager que cette unité, dont l'allochtonie est sinon certaine du moins probable, soit interprétée comme un fragment d'une nappe de croûte continentale renfermant des roches d'origine océanique impliquée dans une zone de subduction, nappe dilacérée par le jeu des différentes branches du Cisaillement sud-armoricain, qu'il faudrait rattacher à une suture située plus au nord, au niveau de la faille de Nort-sur-Erdre par exemple (Rolet *et al.*, 1994).

## La Vendée dans le cadre varisque armoricain et de l'Ouest européen

Bien que située à proximité du Massif armoricain, la Vendée est généralement mise à part ou peu concernée dans les reconstitutions géodynamiques de la chaîne varisque de l'Ouest européen. Seuls Autran et Cogné (1980) ont esquissé des corrélations entre le sud du Massif armoricain et le Massif central qui intéressent la partie septentrionale des unités vendéennes. Or, comme nous l'avons déjà souligné, des analogies existent concernant la nature, la structure et l'âge des matériels entre les unités vendéennes, armoricaines et limousines. Sans vouloir être exhaustifs, rappelons l'essentiel :

- raccords évidents entre le système de failles de décrochement, de direction NW-SE (sud armoricaine) de Cholet, Bressuire, Secondigny, du complexe des Essarts-Mervent et la Zone de Cisaillement Sud-Armoricaine ;

- les caractéristiques pétrographiques et géochimiques proches, sinon identiques, reconnues dans les granitoïdes du Haut Bocage et ceux de même âge du Cisaillement Sud Armorica (Poncet, 1993) ; ces granitoïdes (Parthenay, Mortagne, Moulins-Les Aubiers-Gourgé et les granitoïdes sud-armoricains) étant déformés ductilement selon des couloirs mylonitiques ;

- la présence d'éclogite dans le complexe des Essarts-Mervent, de schistes bleus à glaucophane à proximité (klippe du bois de Céné), sont les témoins d'un métamorphisme à haute pression reconnu au sud de la Bretagne jusqu'à l'Île de Groix ;

- la présence des Porphyroïdes, formation volcano-sédimentaire d'âge siluro-dévonien reconnue dans l'ouest vendéen, la pointe Saint Gildas et Belle-Ile-en-Mer (Audren, 1986).

Par ailleurs, les données géophysiques et géologiques obtenues dans le cadre du programme ANDRA Sud Vienne nous ont permis de proposer des corrélations entre la Vendée et la partie occidentale du Limousin (Colchen *et al.*, 1997 ; Rolin *et al.*, 1999a). Celles-ci reposent sur :

- le prolongement vers le sud-est des grands accidents de direction NW-SE

(failles de Cholet et leurs prolongements vers le système de La Marche-Combraille et Ouzilly-Arrènes-La Courtine, failles de Bressuire et d'Availles-Limouzine, faille de Parthenay) ;

- les analogies du magmatisme tant en ce qui concerne les caractéristiques pétro-géochimiques que la chronologie des intrusions ;

- le caractère intrusif des plutons calco-alcalins par rapport à leur encaissant métamorphique, magmatisme qui apparaît ainsi syn à tardi tectonique par rapport à une tectonique tangentielle mais antérieur à la mise en place des nappes des unités inférieure et supérieure des gneiss (cf. U.I.G. et U.S.G. respectivement) ;

Ainsi l'Unité nord du Haut Bocage Vendéen se prolongerait vers le sud-est sous le Seuil du Poitou, puis dans le nord du Massif central par le massif de Guéret constituant « l'axe anatectique et granitique Vendée - Creuse » (Rolin et Colchen, 2001, ce volume). L'Unité sud du Haut-Bocage et le synclinorium de Chantonnay, dont l'axe se relève vers le nord-ouest et dont on ne connaît pas l'équivalent au sud de la Bretagne, pourrait correspondre à l'unité de Génis du Limousin. Les analogies entre d'une part l'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G.) du Limousin et l'unité des Essarts de Vendée (présence d'éclogites, déformation synmétamorphe tangentielle rapportée au Dévonien) et d'autre part entre l'Unité Inférieure des Gneiss (U.I.G.) et l'unité de Mervent nous incitent à proposer d'interpréter les deux unités du complexe des Essarts-Mervent comme le prolongement en Vendée des deux unités limousines, mais disposées ici selon deux lames verticalisées lors des événements transcurrents d'âge carbonifère.

Les unités du Bas Bocage et de Vendée littorale n'auraient par contre pas d'équivalent en Limousin et au sud de la Bretagne.

Les corrélations avec la péninsule ibérique sont plus difficiles à établir (Paris *et al.*, 1977). Les formations à dominantes détritiques du Paléozoïque inférieur du Léon et de la chaîne ibérique présentent des analogies avec celles de même âge de Vendée, notamment par la présence des mêmes faunes à Brachiopodes (Billingsella) du Cambrien supérieur.

En ce qui concerne la géodynamique, nous constatons également plusieurs analogies :

- au Paléozoïque inférieur (Cambrien à Silurien inférieur), entre le Choletais et les domaines vendéens caractérisés par un magmatisme bimodal qui s'intègre assez bien dans une évolution distensive de type rift (Thiéblemont *et al.*, 1987) ;

- au Dévonien, avec successivement au Dévonien inférieur un volcanisme bimodal de type spilite-kératophyre à affinités alcalines ou de tholéiites intra-plaques qui serait analogue au volcanisme reconnu dans les porphyroïdes de Vendée et du sud de la Bretagne (Rolet *et al.*, 1986), puis au Dévonien supérieur une déformation qui s'exprime principalement aux limites de blocs par des glissements gravitaires et des cisaillements transcurrents ductiles ;

- au Dinantien avec l'individualisation de bassins (cf. le bassin Tournaisien de Brétignolles-sur-Mer), qui pourraient rappeler les bassins où se sont déposées les formations à blocs et olistolithes d'Ancenis (Rolet *et al.*, 1986).

## Conclusions

La Vendée complète la transversale armoricaine de la chaîne varisque au sud-est du Massif armoricain. Les granitoïdes et les unités du Haut Bocage séparées par des accidents NW-SE se situent dans le prolongement du Cisaillement Sud Armoricaïn selon un dispositif en éventail ouvert vers le sud-est.

L'organisation actuelle en unités lithostructurales séparées par des accidents NW-SE d'ampleur crustale est vraisemblablement héritée d'un dispositif en microblocs disposés sur une croûte continentale amincie au nord du continent de Gondwana (Cogné, 1977 ; Rodardet, 2000).

L'évolution géodynamique de ce tronçon de la chaîne varisque comprend plusieurs étapes correspondant successivement :

(1), à une phase de distension de la lithosphère continentale nord gondwanienne au Paléozoïque inférieur, contemporaine de l'ouverture de l'espace océanique « Sud Armoricaïn » entre Gondwana et Laurasia, sans doute déjà amorcée au Protérozoïque supérieur (Cogné, 1977) ;

(2), simultanément à la fermeture de l'espace sud armoricaïn par convergence entre les deux super continents, subduction et métamorphisme HP de matériel basique et ultrabasique océanique anciens déjà incorporés à la lithosphère continentale pendant le Protérozoïque (Godard, 1981 et 1998).

L'évolution géodynamique ultérieure, en régime collisionnel, se traduit par :

(3) une première phase de structuration au Dévonien inférieur comme en témoignent les faits reconnus dans le complexe de Mervent, faits qui se raccordent assez bien avec ceux mis en évidence dans le Massif central rapportés à une tectonique tangentielle syn-métamorphe qualifiée d'éovarisque (Ledru *et al.*, 1989 ; Faure *et al.*, 1997) ;

(4), une évolution en transpression du Dévonien moyen au Tournaisien qui se traduit par l'ouverture d'espaces sur croûte continentale le long d'accidents décrochant NW-SE ; puis

(5) leur fermeture au Dévonien supérieur lors d'une deuxième phase de structuration tangentielle, accompagnée du charriage des unités du Haut-Bocage et de Chantonay sur les unités du complexe des Essarts-Mervent et de Montaigu.

Suit (6) une première phase de tectonique transcurrente dextre accompagnée

de la mise en place de granites (Moulins-les-Aubiers-Gourgé).

(7) une troisième phase de structuration syn-métamorphe et de magmatisme se produit pendant le Viséen (-350 à -325 Ma) amenant le charriage des unités nord vendéennes par dessus les unités sud de la Vendée, achevant ainsi l'épaississement crustal amorcé au Dévonien supérieur.

(8) Au Carbonifère supérieur, une période de désépaississement conduit à une tectonique gravitaire au-dessus d'une surface de cisaillement plate individualisée au toit des granitoïdes, exprimée principalement en Bretagne méridionale contemporaine, dans le Bas Bocage et en Vendée littorale, de la mise en place des granites d'anatexie de la Roche-sur-Yon et le glissement vers l'ouest de la nappe des porphyroïdes.

L'évolution orogénique se termine

(9) par une deuxième phase tectonique transcurrente exprimée tout d'abord par la mise en place et la structuration ductile des leucogranites de Mortagne, de Bressuire et de Parthenay le long d'accidents NW-SE et subméridiens, puis en domaine de superstructure, par l'individualisation du Namurien au Stéphanien, le long d'accidents décrochants NW-SE disposés à proximité du complexe de Mervent, des bassins houillers du Sillon Vendéen.

Cette évolution orogénique polyphasée se déroulerait dans le temps entre le Silurien supérieur (420 Ma) et le Carbonifère terminal (300 Ma) soit sur environ 120 millions d'années.

## Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier M.M. Jean Cogné, Michel Faure et Jean Marc Stussi pour leur aide dans l'élaboration de ce travail, ainsi que Jacques Chantraine et Philippe Matte pour leurs critiques et suggestions constructives.

## Références

- Anthonioz P.M., Brillanceau A. (1969) - Introduction à la géologie de la région du Bois-de-Cené (Vendée) : un nouveau jalon du métamorphisme de Haute-Pression dans le Massif armoricaïn. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **269**, 1050-1052.
- Audren C. (1986) - Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse d'Etat, Univ.Rennes, 365 p., *Mem. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, n° 31, 1987.
- Autran A., Cogné J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In*: 26<sup>ème</sup> Congr. Géol. Paris, Coll. C6: 90-111.

- Autran A., Lefort J.P., Debeglia N., Edel J.B., Vignerresse J.L. (1994) - Gravity and magnetic expression of terranes and their correlation beneath overstep sequences, *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 49-72.
- Ballèvre M., Paris F., Robardet M. (1992) - Corrélations ibéro-armoricaines au paléozoïque : une confrontation des données paléogéographiques et tectonométamorphiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **315**, (2), 1783-1789.
- Ballèvre M., Marchand J., Godard G., Goujou J.C., Wyns R. (1994) - Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif. *In: Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 183-194.
- Bard J.P., Burg J.P., Matte P., Ribeiro A. (1980) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *In: 26<sup>ème</sup> Congr. Géol. Int. Paris*, Coll. C6: 233-246.
- Bertrand J.M., Leterrier J., Delaperrière E., Brouand M. (1997) - Geochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, de Vendée et du massif de Charroux-Civray, Journées Scientifiques ANDRA, Poitiers, p. 15.
- Bertrand J.M., Leterrier J., Delaperrière E., Brouand M., Cuney M., Stussi J.M., Virlojeux D. (1999) - Geochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (Seuil du Poitou) et de Vendée. *Geologie de la France*, n° 1-2, 2001, 167-189 (*ce volume*).
- Bois C., Cazes M., Choukroune P., Gariel O., Hirn A., Le Gall B., Lefort J.P., Matte P., Binet B. (1994) - Seismic reflection images of the Pre-Mesozoic crust in France and adjacent areas. *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 33-48.
- Bouton P. (1983) - Le Givétien de la Villedé d'Ardin. *Mém. D.E.A. Univ. Poitiers*, 59 p.
- Bouton P. (1990) - Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne -Partie orientale du synclinorium de Chantonnay - Massif Armoricaïn. Thèse Univ. Poitiers, 378 p.
- Bouton P., Colchen M. (1984) - Les formations givésiennes de la Ville-Dé-d'Ardin et l'orogénèse éodévonienne dans la Gâtine vendéenne. 10<sup>ème</sup> RAST, Bordeaux, p. 89.
- Bouton P., Poncet D. (1991) - Environnement géologique et structural du massif de Neuvy-Bouin. Notice explicative de la carte structurale à 1/100 000. *Rap. Int. ANDRA (622 RP CAL 91-002)*, 108 p.
- Bouton P., Poncet D., Colchen M., Vervialle J.P., Gros Y. (1992) - Attribution au Paléozoïque inférieur de la série métasédimentaire du Haut Bocage vendéen (segment vendéen de la chaîne hercynienne, France). *In: Paléogéographie et biogéographie de l'Europe occidentale au Paléozoïque*, C.G.P.F., Villeneuve d'Ascq, 16-17 octobre 1992.
- Boyer C. (1974) - Volcanisme acide paléozoïque dans le Massif armoricaïn. Thèse d'Etat, Orsay, 385 p.
- Brillianceau A. (1962) - Sur la présence de l'Ordovicien dans le Bas-Bocage vendéen. Région de la Roche-sur-Yon. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **255**, 2477-2478.
- Brillianceau A. (1968) - Le Briovérien de la région côtière de Vendée : ses caractères structuraux fondamentaux. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **267**, 2105-2107.
- Brillianceau A. (1978) - *In: guide géologique régional Poitou-Vendée-Charente*, Ed. Masson.
- Brillianceau A., Mathieu G. (1965) - Sur l'extension notable du Silurien dans le Bas-Bocage de Vendée. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **261**, 1879-1881.
- Brillianceau A., Nicolas A. (1971) - Age précambrien du métamorphisme de la série des Sables d'Olonne (Vendée). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **272**, 2131-2133.
- Brun J.P., Burg J.P. (1982) - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Plan. Sci. Letters*, **61**, 319-332.
- Burg J.P. (1981) - Tectonique tangentielle en Vendée littorale : signification des linéations d'étirement E-W dans les Porphyroïdes à foliation horizontale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (2), 849-854.
- Burg J.P., Bale P., Brun J.P., Girardeau J. (1987) - Stretching lineation and transport direction in the iberico-armorican arc during the siluro-devonien collision. *Geodynamica acta*, vol.I, n°1, 71-87.
- Camuzard J.P. (1972) - Le Dévonien de la Villedé d'Ardin ; *Mém. D.E.A., Univ. de Poitiers*, 22 p.
- Camuzard J.P. (1995) - Le Givétien de la Villedé d'Ardin : tableau synoptique, *in: Colchen et Rolin*, 1995.
- Camuzard J.P., Mathieu G., Pillet J., Riviere L.M. (1968) - Nouvelles découvertes fossilifères dans le Givétien de la marbrière de la Ville-Dé-d'Ardin. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **267**, 471-472.
- Camuzard J.P., Mathieu G., Pillet J., Riviere L.M. (1969) - Données nouvelles sur les calcaires givésiens de la Ville-Dé-d'Ardin au gisement de la fontaine de la Marbrière. *Bull. Soc. Sci. Anjou*, **7**, 41-52.
- Cannat M., Bouchez J.L. (1986) - Linéations N-S et E-W en Vendée littorale (Massif armoricaïn), épisodes tangentiels successifs éohercyniens en France occidentale. *Bull. Soc. géol., Fr.*, (8), 2, 2, 299-310.
- Capdevila R. (1997) - Les suites plutoniques métallumineuses recoupées par les forages ANDRA de la Vienne : caractérisation, mode de mise en place et discussion du contexte géodynamique, Journées Scientifiques Poitiers 1997, Atlas des posters, p.7.
- Carron J.P., Le Guen de Kerneizon M., Nachit H. (1994) - Variscan granites from Brittany. *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 231-239.
- Chalet M. (1982) - Contribution à l'étude de la formation de Mareuil-sur-Lay, Bas-Bocage (Vendée). D.E.A., Rennes, 20 p.
- Chalet M. (1985) - Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale : étude lithostratigraphique et structurale des " Porphyroïdes " et formations paléozoïques associées du Bas Bocage vendéen ( région de Mareuil-sur-Lay), Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Poitiers, 215 p.
- Cogné J. (1971) - Le Massif armoricaïn et sa place dans la structure des socles ouest-européens. *In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Technip., edit., tome I, 1-23.

- Cogné J. (1977) - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *In: Ecologie et géologie de l'Himalaya*, Coll. Intern. CNRS, n°268, Paris, 111-127.
- Cogné J. (1990) - *Geol. Soc., Spec. publ.*, 51, 305-311.
- Cogné J., Wright A.E. (1980) - L'orogène cadomien : vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale. 26<sup>e</sup> Congr. Géol. Int. Paris, Colloque "Géologie de l'Europe". *Ann. Soc. géol. Nord*, 99, n° 1, 29-55.
- Cogné J., Lefort J. (1985) - The Ligerian Orogeny; a Proto Variscan events related to the Silurian Devonian evolution of the Tethys I Oceans. *In: Caledonides Orogens*. Gee and Sturt (eds.) John Wiley.
- Colchen M., Poncet D. (1987) - Sur l'âge tournaisien de la tectonique hercynienne synschisteuse à Brétignolles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 307, (2), 277-280.
- Colchen M., Poncet D. (1989) - Présence, dans la série paléozoïque de Brétignolles-sur-Mer (Vendée, sud du Massif Armoricain), d'une formation à blocs et olistolites d'âge dinantien, conséquences géodynamiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 309, (2), 1503-1507.
- Colchen M., Poncet D. (1994) - Paleozoic of the Vendean Domain, *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, Keppie J.D. (Ed.), Springer-Verlag, 157-161.
- Colchen M., Rolin P. (1995) - La chaîne hercynienne en Vendée, livret guide excursion colloque du Groupe Français du Paléozoïque, Poitiers.
- Colchen M., Rolin P., Stussi J.M. (1997) - Le socle hercynien du seuil du Poitou, Journées Scientifiques C.N.R.S. et ANDRA, résumé p. 12 et posters.
- Comble C., de Wever P., Ters M., Weyant M. (1985) - Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge Tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif Armoricain. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 300, 899-904.
- Cuney M., Brouand M., Dautel D., Stussi J.M., Michard A., Gros Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M., Vervialle J.P. (1993a) - Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncutant: nouveaux arguments pour une extension de la "Ligne Tonalitique Limousine" en Vendée. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 316, 1383-1390.
- Cuney M., Stussi J.M., Brouand M., Dautel D., Michard A., Gros Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M., Vervialle J.P. (1993b) - Géochimie et géochronologie U/Pb du pluton granitique de Neuvy-Bouin (Haut-Bocage vendéen) : un exemple de corps plutonique polyphasé. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 317, (2), 219-226.
- Cuney M., Brouand M., Stussi J.M., Gagny C. (1997) - Le massif de Charroux-Civray : un exemple caractéristique des premières manifestations plutoniques de la chaîne hercynienne, Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA, Poitiers 1997, EDP Sciences, 63-104.
- Cuney M., Brouand M., Stussi J.M. (2001) - Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec la Vienne et le Confolentais. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 117-142 (*ce volume*).
- Dao P. (1981) - Contribution à la connaissance géologique de la Gâtine de Parthenay (Deux-Sèvres, France). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Poitiers, 91p.
- Deflandre G., Ters M. (1970) - Présence de microplancton silurien fixant l'âge des ampélites associées aux phtanites de Brétignolles (Vendée). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 270, 2162-2166.
- Dhoste M. (1962) - Définition des massifs de Moncutant et du Tallud (Deux-Sèvres) à l'aide de l'analyse planimétrique. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 255, 1758-1760.
- Dhoste M. (1964) - Les diorites quartziques de Moncutant et du Tallud (Deux-Sèvres). *Trav. Inst. Géol. Anthropol. Préhist. Fac. Sci. Poitiers*, 5, 35-42.
- Dhoste M. (1968) - Sur la présence de migmatites au nord du granite des Aubiers (Deux-Sèvres). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (D), 266, 1556-1558.
- Dhoste M. (1980) - Les granitoïdes de la moitié nord du département des Deux-Sèvres : pétrographie, minéralogie, chimie de la moitié est de l'axe "Nantes-Parthenay", des massifs de Moncutant et de Neuvy-Bouin. Thèse d'état, Univ. Poitiers, 493 p.
- Dhoste M. (1983) - Prolongement en Poitou de la ligne tonalitique limousin. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (2), 296, n°6, 1659-1662.
- Dhoste M., Coubes L., Ildefonse Ph. (1985) - Carte géologique à 1/50 000, n°565, Parthenay, Editions BRGM, Orléans.
- Dhoste M., Coubes L., Legendre L. (1987) - Carte géologique à 1/50 000, n° 539, Thouars, Editions BRGM, Orléans.
- Didier J., Lameyre J. (1969) - Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et des granodiorites. *Contrib. Minéral. Petrol.*, 24, 219-238.
- Dubreuil M. (1980) - Hypothèse sur la mise en place, au Dinantien, du complexe du Tombeau Leclerc (bassin d'Ancenis, Sud-Est du Massif armoricain) sous forme d'un olistostrome. Conséquences géodynamiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (D), 290, 1455-1458.
- Dubreuil M. (1986) - Evolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif Armoricain). Thèse d'Etat, Université de Nantes, 258 p.
- Dubreuil M. (1987) - Le bassin en décrochement de Saint-Julien-de-Vouvantes-Angers (Carbonifère inférieur du Sud-Est du Massif Armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 3, n°2, 215-221.
- Durand J. (1985) - Le grès armoricain, sédimentologie, traces fossiles, milieu de dépôts. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Rennes 3, 150 p.
- Faure M. (1989) - L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (2), 309, 1839-1845.
- Faure M., Leloux Ch., Roig J.Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, n°6, 3-14.
- Franke W. (1989) - Variscan plate tectonics in Central Europe. Current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169, 221-228.
- Gagny C. (1997) - Dynamique de mise en place et organisation spatiale des unités magmatiques et / ou structurales dans les sondages ANDRA de la Vienne (France), Rapport ANDRA, 3 vol.
- Gagny C., Cuney M. (1997) - Pétrologie structurale du massif de Charroux-Civray. Conséquence d'une mise en place dans un affrontement de plaques en transpression. Journées Scientifiques CNRS/ANDRA, Atlas des posters, Poitiers 1997, 20-22.

- Gapais D., Lagarde J.L., Le Corre Cl., Audren Cl., Jegouzo P., Casas Sainz A., Van Den Driessche J. (1993) - La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **316**, (2), 1123-1129.
- Geoffroy L. (1986) - Déformation incrémentale dans les schistes de Sauveterre, dans le contexte de la Vendée, D.E.A. Rennes-Poitiers, 97 p.
- Geoffroy L. (1988) - Histoire de la déformation dans les métamorphites de Sauveterre, Vendée littorale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **307**, (2), 277-280.
- Geoffroy L. (1993) - Tectonique tardi-varisque en failles normales ductiles en Vendée littorale, Massif Armoricaïn. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **317**, (2), 1237-1243.
- Gilbert E. (1982) - Tectonique tangentielle éohercynienne dans la série volcano-sédimentaire de la Pointe St. Gildas ( Loire Atlantique), Mem. D.E.A., Rennes, 30 p.
- Godard G. (1981) - Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée (Massif Armoricaïn). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Nantes, 153 p.
- Godard G. (1988) - Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the southern Armorican massif, France. In: Eclogites and eclogite-facies rocks, D.C.Smith (editor), Elsevier, Amsterdam, ch. 8, 69 p.
- Godard G., Bouton P., Poncet D. (1998) - Carte géologique de Montaigu (n°536) à 1/50 000 déposée en 1998, et consultable au service de la Carte géologique - Editions BRGM, Orléans
- Goujou J.C. (1992) - Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mésozoal de Vendée. Document du BRGM, n°216, 347 p.
- Guineberteau B. (1984) - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. *Géol. Géoch. Uranium, Mém.* Nancy, n°11, 218 p.
- Guiraud M., Burg J.P., Powell R. (1987) - Evidence for a variscan suture zone in Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené. *J. Metamorphic Geol.*, **5**, 225-237.
- Iglesias M., Brun J.P. (1976) - Signification des variations des anomalies de la déformation dans un segment de la chaîne hercynienne (les séries cristallophylliennes de la Vendée littorale, Massif armoricaïn). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **18**, 6, 1443-1452.
- Jegouzo P. (1980) - The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, **2**, n°1-2, 39-47.
- Jones K.A. (1991) - Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *J. Geol. Soc.*, Londres, 148, 55-64.
- Lapparent J. de (1909) - Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Soc. Fr. Miner.*, **33**, p. 207.
- Lardeux H., Cavet P. (1994) - Paleozoic of the Ligerian Domain. In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 152-156.
- Le Corre C. (1994) - Early tectonic events (Ordovician). In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 179-182.
- Lefort J.P. (1980) - Apport des données géophysiques à la connaissance des structures profondes du Massif Armoricaïn. In: Géologie des pays européens (France, Belgique, Luxembourg) Ed. Dunod, 131-142.
- Le Maître D. (1937) - Sur l'âge de la faune corallienne des calcaires givétiens de la Villedé d'Ardin ( Deux-Sèvres). *Bull. Soc. géol., Fr.*, (5), **7**, 105-128.
- Ledru P., Lardeux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floch J.P., Lerouge J.P., Maillot N., Marchand J., Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **5**, 3, 605-618.
- Le Gall J., Cabanis B. (1985) - Caractères minéralogiques et géochimiques des ignimbrites et des laves cambriennes de l'Est du Massif Armoricaïn, Implications pétrogénétiques. *Hercynica*, I, 2, 99-110.
- Le Metour J. et al. (1989) - Carte géologique de Cholet à 1/50 000 et notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille de Cholet (n°563). Editions BRGM, Orléans, 55 p.
- Maillot D. (1984) - Relations des Porphyroïdes et des schistes de Saint-Gilles avec les formations siluriennes de Brétignolles-sur-Mer (Vendée Maritime), une tectonique tangentielle par cisaillement ductile pendant l'orogénèse acadienne. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Aix-Marseille, 171 p.
- Marchand G. (1975) - La ceinture méridionale du massif granitique de Mortagne (Vendée) entre les Herbiers et le Dorgissière. Relations avec la géochimie de l'Uranium. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Nancy, 164 p.
- Mathieu G. (1936) - Sur l'âge givétien des marbres de la Ville-dé-d'Ardin. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **293**, (2), 223-228.
- Mathieu G. (1937) - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse. Imprimerie Sautai. Lille, 413 p., 68 fig., 3 dépl., 3 tabl., 20 pl.
- Mathieu G. (1938) - Découverte d'une faune ordovicienne dans le synclinal de Saint-Pierre-du-Chemin (Vendée), *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **206**, 1739.
- Mathieu G. (1975) - Le jeu complexe des failles longitudinales dans la structure du bassin houiller de Vouvant. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **280**, sér. D, 1067-1069.
- Matte Ph. (1986a) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- Matte Ph. (1986b) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïque péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands bassins continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, **8**, 11, 9-24.
- Matte Ph., Hirn A. (1988) - Seismic signature and tectonic cross section of the variscan crust in western France. *Tectonics*, **7**, n°2, 141-155.
- Meidom P. (1991) - Analyse structurale du complexe cristallophyllien des Essarts-Mervent et de son environnement, Vendée, Massif armoricaïn. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Poitiers, 205 p.
- Paris F., Robardet M. (1977) - Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), **19**, 5, 1121-1126.

- Paris F., Robardet M. (1994a) - The variscan orogeny in the Armorican Massif, *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 131-135.
- Paris F., Robardet M. (1994b) - Paleogeographic synthesis. *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 172-176.
- Paris F., Le Pochat G. (1994) - The Aquitaine Basin. *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 405-415.
- Paris F., Holzapffel T., Le Pochat G., Pelhate A. (1987) - Les bassins paléozoïques cachés sous l'Aquitaine, *Géologie profonde de la France*, Document du BRGM, n°144, 57 p.
- Peiffer M.T. (1985) - Données nouvelles sur la ligne tonalitique du Limousin et les "diorites quartziques" qui la composent. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **300**, (2), 345-348.
- Peiffer M.T. (1986) - La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **303**, (2), 305-310.
- Pelhate A. (1994) - Carboniferous of the Armorican Massif, *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 162-168.
- Peucat J.J. (1983) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Thèse d'Etat, Rennes. *Mém. soc. Géol. Mineral. Bretagne* (1983), Rennes, 158 p.
- Peucat J.J., Vidal Ph., Godard G., Postaire B. (1982) - Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from south Brittany (France): an old oceanic crust in the west european hercynian belt? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 70-78.
- Peucat J.J., Paris F., Chalet M. (1986) - U-Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary, from Vendée (Western France). *Chim. Geol.*, (Isotope Geol. Sec.), **59**, 133-142.
- Pin C., Peucat J.J. (1986) - Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, **8**, 11, 461-469.
- Piqué A., Bogdanoff S., Quénardel J.M., Rolet J., Santallier D. (1994) - The french paleozoic terranes. *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 483-500.
- Poncet D. (1993) - Le cisaillement sud-armoricain dans le Haut-Bocage vendéen : analyse pétrostructurale et étude de la déformation dans les granitoïdes et leur encaissant métamorphique. Thèse doctorat, Univ. Poitiers, 236 p.
- Poulpiquet J. de, Lefort J.P. (1989) - Modelling of structures representing the South Armorican Suture. *Tectonophysics*, **165**, TEC 02366.
- Robardet M. (2000) - An alternative approach to consider the variscan belt in SW Europe: the-preorogenic paleogeographical constraints, Variscan. Appalachian Dynamics, Basement Tectonics 15, Galicia 2000, abstract, 23-26.
- Rolet J., Le Gall B., Darboux J.R., Thonon P., Gravelle M. (1986) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **2**, 43-54.
- Rolet J., Gresselin F., Jegouzo P., Ledru P., Wyns R. (1994) - Intracontinental events in the Armorican Massif. *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 195-219.
- Rolin P., Colchen M. (1995) - Le socle cristallin du Confolentais le long de la vallée de la Vienne. Troisième rapport ANDRA, B RP OUPT 95-OOIIA, Juillet 1995, 91p.
- Rolin P., Colchen M. (2001) - Les cisaillements varisques de la Vendée au Massif central, *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 87-116 (ce volume).
- Rolin P., Stussi J.M., Colchen M., Cuney M. (1999a) - Structuration et magmatisme hercyniens postcollisionnels dans le Confolentais (ouest du Massif central Français). *Géologie de la France*, n°3, 11-31.
- Rolin P., Audru J.Ch., Bouroulec I., Wyns R., Thieblemont D., Guerrot C., Courtois N., Bernard E. (1999b) - Notice explicative de la carte géologique des Herbiers (n°537) à 1/50 000 déposée en 1999, soumise au CCCF et consultable au service de la Carte géologique - Editions BRGM, Orléans.
- Santallier D., Briand B., Menot R.P., Piboule M. (1988) - Les complexes leptyno-amphybolitiques (C.L.A.) : revue et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **4**, 1, 3-12.
- Shaw A., Downes H., Thirlwall M.F. (1993) - The quartz-diorites of Limousin : elemental and isotopic evidence for Devonian-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French massif Central. *Chem. Geol.*, **107**, 1-18.
- Sonet J. (1968) - Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (D), **267**, n°1, 15-17.
- Stampfli G.M., Borel G.D., Raumer J.F. (2000) - Terrane accretion in the Variscan Domain, Variscan- Appalachian Dynamics, Basement Tectonics 15, Galicia 2000, abstract, 167-169.
- Stussi J.M. (1975) - Le massif granitique de la Roche-sur-Yon (Vendée). Zonalité pétrographique et différenciation chimico-minéralogique. Rapport interne CRR-CEA et Sci. de la Terre, **20**, 3, 219-163.
- Talbert J.C., Vialette Y. (1972) - Etude géochronologique du Massif de Mareuil-sur-Lay (Vendée). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **274**, 2737-2739.
- Ters M. (1970) - Découverte d'un gisement de Graptolithes du Silurien (Wenlock) dans la « série de Brétignolles » (Vendée). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **274**, 2737-2739.
- Ters M. (1972) - Sur l'extension du Paléozoïque en Vendée littorale. Stratigraphie et structure. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **3**, 146-148.
- Ters M. (1976) - Métamorphisme et plissement dans le SE du Massif Armoricain : les phases éodevoniennes. 4<sup>ème</sup> RAST, Paris, 374.
- Ters M. (1979) - Les synclinoriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen : stratigraphie et structure. *Bull. BRGM, Fr.*, **4**, 293-301

- Ters M. (1985) - Découverte d'une orogénèse viséenne succédant à une orogénèse éo-dévonienne en Vendée littorale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **300**, 969-974.
- Ters M. (1986) - Notice explicative de la carte géologique de Saint-Gilles-Croix-de-Vie à 1/50 000. Editions BRGM.
- Ters M., Chantraine J. (1980) - Le métamorphisme éodévonien dans le Sud-Est du Massif Armoricaire : la coupe des Sables d'Olonne (Vendée). Livret guide excursion B03 du 26<sup>ème</sup> Congrès Géologique International, France.
- Thiéblemont D. (1987) - Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Paris VI, 365.
- Thiéblemont D., Cabanis J. (1986) - Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basalte de type " MORB " dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **311**, (2), 1221-1226.
- Thiéblemont D., Cabanis J. (1994) - Magmatic record of the geodynamic evolution of Brittany and Vendée during Paleozoic times: trace element constraints. *In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, 220-230.
- Thiéblemont D., Cabanis B., Wyns R., Treuil M. (1987) - Etude géochimique (majeurs et traces) de la formation amphibolitique de St. Martin-des-Noyers (complexe cristallophyllien des Essarts, Vendée). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne de l'orogène varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), **2**, 371-378.
- Vauchez A., Maillet D., Sougy J. (1987) - Strain and deformation mechanisms in the variscan nappes of Vendée, South Brittany, France. *J. Structur. Geol.*, **9**, 31-40.
- Vidal Ph. (1973) - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), **15**, n°3-4, 239-245.
- Vidal P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaire : apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, **21**, 161 p.
- Vignerresse J.L., Brun J.P. (1983) - Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **25**, n°3, 357-366.
- Weber C. (1973) - Les granitoïdes du sud du bassin de Paris : données hypogéologiques obtenues par la géophysique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, **15**, 252-259.
- Welsch J. (1903) - Etude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, **3**, 797-881.
- Wyns R. (1979) - Découverte de Graptolithes dans les séricitoschistes associés aux phanites du synclinorium de Chantonay (Vendée) (ex Briovérien) : conséquences stratigraphiques et structurales. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **288**, 477-480.
- Wyns R. (1980) - Contribution à l'étude géologique du Haut-Bocage vendéen : le précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonay, Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris VI, 134 p.
- Wyns R. (1984) - Le synclinorium de Chantonay (Vendée). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **16**, **1**, 45-48.
- Wyns R., Le Métour J. (1983) - Le Précambrien du Massif vendéen. Etude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. Document du BRGM, n°68, 60 p.
- Wyns R., Chantraine J. (1984) - Les séries métamorphiques de Sauveterre et des Sables d'Olonne (côte vendéenne) sont-elles cambriennes ? 10<sup>ème</sup> Réun. Ann. Sci. Terre, Bordeaux, 554.
- Wyns R., Chantraine J. (1984) - Essais de modélisation de l'évolution géodynamique du Massif Armoricaire au Paléozoïque. R.C.P. 705, " Géodynamique du Massif Armoricaire ", p.43.
- Wyns R., Lablanche G., Lefavrais-Raymond A., Bresson G., Biron R. (1988) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 de Chantonay (n°563), BRGM, Orléans, 77 p.
- Wyns R., Lardeux H., Weyant M. (1989) - Présence de Dévonien dans le Groupe de Réaumur (synclinal de Chantonay, Vendée) ; conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **308**, 855-860.

Légende de la carte géologique

**HAUT BOCAGE**

-  Granodiorite et monzogranite calco-alkalin à biotite et hornblende de Pouzauges
-  Granodiorite et monzogranite peralumineux à biotite de Moulin-les-Aubiers-Gourgé
-  Diorite quartzique et diorite calcoalcalins de Montcoutant, du Tallud et de Fenery
-  Monzogranite peralumineux de Largeasse
-  Granite et leucogranite peralumineux à deux micas ou à biotite dominante
-  Anatexites de la Tessouale
-  Formations métamorphiques, encaissant des Granitoïdes

**UNITÉ DE MONTAIGU**

-  Complexe leptyno-amphibolitique
-  Migmatites de Montaigu
-  Leucogranite de l'Orthais

**UNITÉ DE CHANTONNAY**

-  Basaltes de la Meilleraie, Dévonien moyen à supérieur
-  Groupe de Réaumur, Ordovicien supérieur à Dévonien
-  Ignimbrites de la Châtaigneraie, Cambrien supérieur à Trémadocien
-  Formation du Bourneuf et de Sigournais, Cambrien supérieur
-  Formation de Saint-Paul-en-Pareds, micaschistes

-  Unité de Roc Cervelle, grauwackes et pélites, Cambrien supérieur probable
-  Unité de Marillet, grès et pélites, Cambrien probable
-  Unité de Puyhardy, silstones et grès, Cambrien supérieur
-  Unité de la Villedé d'Ardin, conglomérats, grès et calcaires, Givétien
-  Sillon Houiller Vendéen, bassin de Vouvant, Namurien-Stéphanien

**COMPLEXE DES ESSARTS-MERVENT**

-  Unité des Essarts, métamorphites orthodérivées à reliques éclogitiques
-  Unité de Mervent, orthogneiss et paragneiss sans éclogites
-  Unité de Mervent, ortho-amphibolites ne dérivant pas d'éclogites

**BAS BOCAGE et VENDÉE LITTORALE**

-  Granites d'anatexie
-  Leucogranites
-  Granites à biotite
-  Métarhyolites de la Chapelle-Hermier
-  Para-autochtone, métapélites à lits de phtanites (niveau repère), Cambrien à Silurien
-  Nappe des Porphyroïdes, tuffo-ignimbrites, méta-arkoses, Silurien supérieur
-  Dévonien inférieur
-  Formation de Brétignolles-sur-Mer, Tournaisien

Carte géologique de la Vendée, (M. Colchen et R. Rolin) (en fin d'ouvrage.)

Dans l'encart, schéma structural : A, Bas Bocage et Vendée littorale ; B, Unité de Chantonnay ; C, Haut Bocage ; 1, Complexe des Essarts-Mervent ; 2, accident de Secondigny.

Geological map of the Vendée, (M. Colchen and P. Rolin) (app.)

Structural sketch inset: A, Bas Bocage and Vendée littorale; B, Chantonnay unit; C, Haut Bocage; 1. Essarts-Mervent complex; 2 Secondigny Fault.

# INITIATION À LA GÉOLOGIE ET À LA TOPOGRAPHIE À L'USAGE DES AIDES-GÉOLOGUES, TECHNICIENS DE CHANTIER ET D'EXPLOITATION MINIÈRE

par

**Jean-Bernard CHAUSSIER**

Manuels et Méthodes n° 34, 1 vol., 180 p., nombreuses illustrations (1999)

Le métier d'aide-géologue consiste à « assister » le géologue en réalisant des « itinéraires de pénétration et de prospection », dans le but de rapporter le maximum d'observations relevées avec la plus grande précision possible.

Pour cela, un aide-géologue doit posséder quelques notions de géologie afin de pouvoir comprendre le vocabulaire du géologue, mais aussi « pourquoi » on lui demande telle ou telle observation, ou tel prélèvement dans certaines conditions.

Ce manuel est volontairement concis, simplifié et illustré de nombreuses figures aux dépens du texte. Il présente un aperçu des notions de base permettant de connaître les phénomènes géologiques affectant la terre, sa structure et ses composantes. Quelques points importants ainsi que des chiffres sont donnés hors-texte « pour mémoire » pour ceux qui ont l'esprit encyclopédique.

Quant aux notions de topographie, elles permettent l'initiation à la lecture de carte et au cheminement à la boussole.

En outre, ce manuel sera utile à tous les amateurs de la nature qui aiment comprendre le « pourquoi » du paysage qui les entoure et qu'ils découvrent lors d'excursions, tout en utilisant les notions élémentaires de lecture de cartes, de positionnement et de cheminement présentées ici.

*The function of an assistant geologist is to assist the geologist by preparing entrance and prospecting routes for the purpose of obtaining the maximum number of observations with the greatest possible accuracy.*

*Accordingly, an assistant geologist must have some knowledge of geology in order to understand the vocabulary of geology as well as the reason why a specific observation or specific sample is required under certain conditions.*

*This deliberately concise, simplified manual gives priority to illustrations over text. It offers an overview of the basic concepts that enable us to understand the geological phenomena affecting the Earth, its structure and its constituents. Some significant facts and figures are appended as a matter of interest for those who have an encyclopaedic mind.*

*Elements of topography are provided as an initiation to map reading and course setting by compass.*

*This manual will also prove valuable to all nature lovers who enjoy understanding the origin of the landscapes where they live or come across on trips, while applying the basic concepts of map reading, positioning and course setting that are given here.*

**Prix de vente : 230 F + 50 F** de frais de port et d'emballage pour la France et **60 F** pour l'Étranger.

**En vente chez votre libraire habituel ou, à défaut, aux :** Éditions BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France - Tél. : 02 38 64 30 28.  
Fax : 02 38 64 36 82 accompagné de votre titre de paiement.