

Sortie géologique à Brétignolles-sur-Mer

Dimanche 19 Avril 2015

avec **Didier PONCET, Géologue,**
Responsable de la Réserve Naturelle du Toarcien
et du Centre d'interprétation géologique du Thouarsais (79)



Didier PONCET

La série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer (Vendée) : une coupe de référence, un « musée à ciel ouvert »

« Si la série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer bénéficie d'un grand intérêt de la part des géologues depuis près d'un demi-siècle, c'est que dans les décennies 1970 et 1980 elle a livré des fossiles ayant permis de dater des formations soit du Silurien, soit du Carbonifère inférieur (cf. Tournaisien) et, en conséquence, de rapporter sa structuration à l'orogénèse hercynienne. Toutefois, des problèmes subsistent et diverses hypothèses ont été avancées pour les résoudre. Parallèlement, les conditions d'affleurements étant excellentes, la falaise vive et l'estran sont l'opportunité

d'observer des roches variées (phtanites, ampélites, grès...) et des structures (sédimentaires, tectoniques) exemplaires qui ne peuvent que retenir l'attention de l'amateur de géologie ou du spécialiste... »

Didier PONCET



**Le groupe de l'AVG près du Rocher de Sainte-Véronique
(Llandoverly - Silurien inférieur)**

INTRODUCTION

1. Localisation géographique

Brétignolles-sur-Mer est situé à 11 km au Sud de Saint-Gilles-Croix-de-Vie et à 18 km au Nord des Sables d'Olonne, sur le littoral vendéen, région qui constitue la partie occidentale du Bas-Bocage (figure 1).

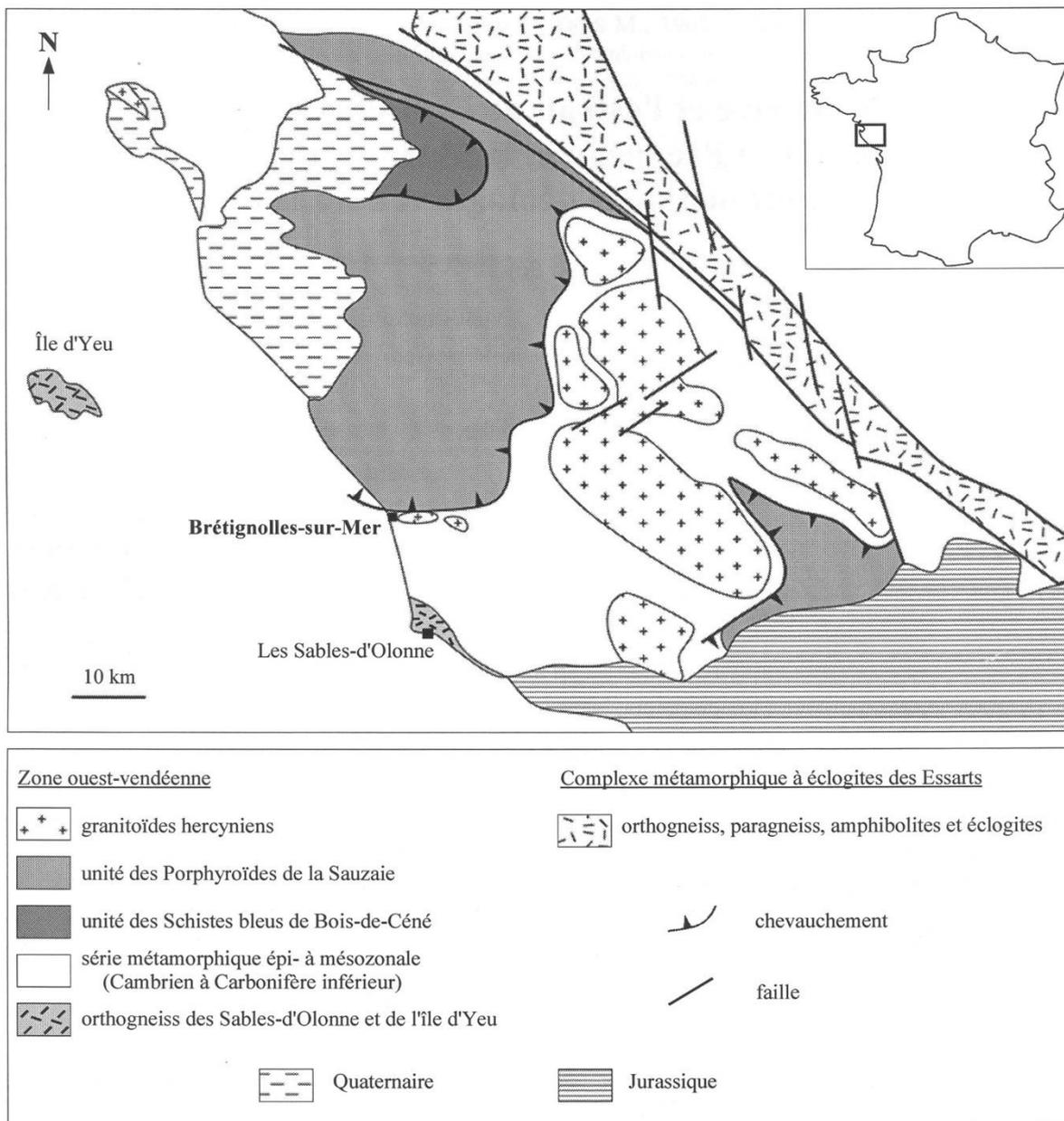


Figure 1 : Schéma structural de la Zone ouest-vendéenne

2. Cadre géologique régional

Le Bas-Bocage appartient au Domaine ouest-vendéen (figure 2) qui occupe l'extrémité méridionale du Domaine sud-armoricain (figure 3).



Figure 2 : Les grands domaines géologiques du Massif armoricain

CNA : Cisaillement nord-armoricain
CSA : Cisaillement sud-armoricain
ZBSA : Zone broyée sud-armoricaine

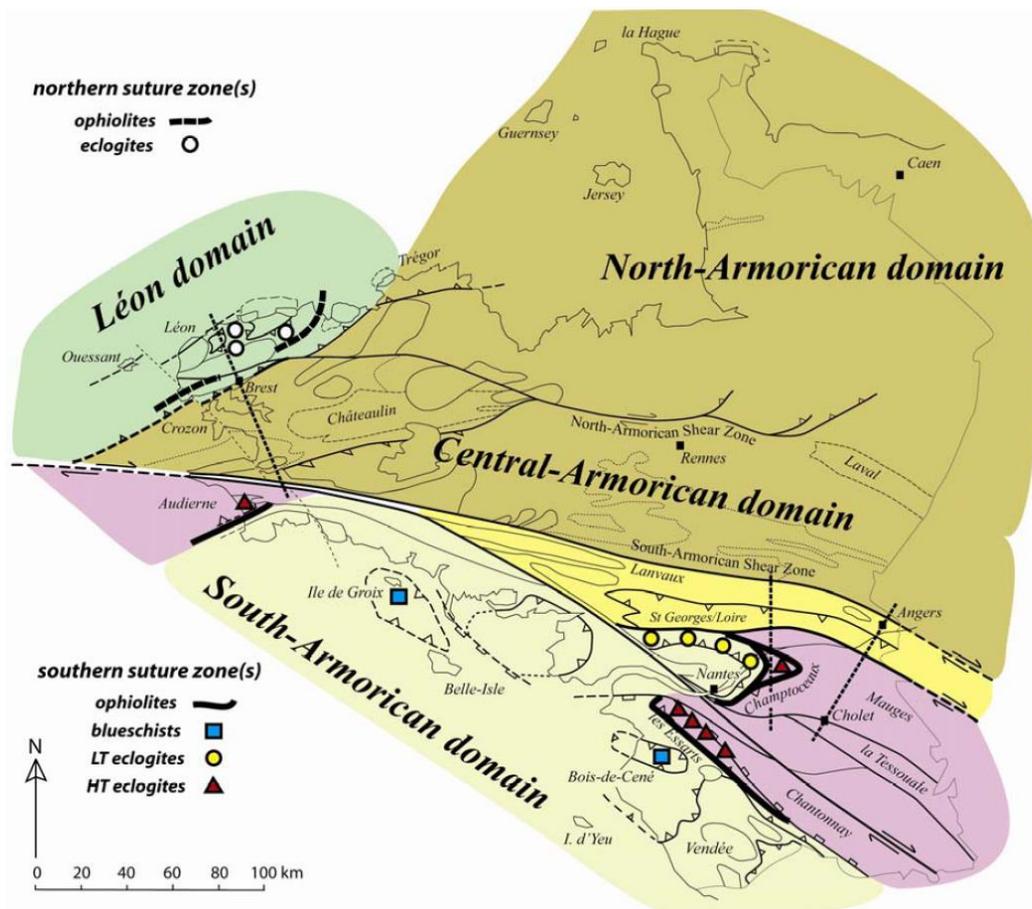


Figure 3 : Situation du Domaine sud-armoricain et des principales zones de suture

Le Domaine Ouest-vendéen constitue une unité structurale indépendante qui s'étend au Sud et au S-O du horst gneissique et migmatitique de Rocheservière - Les Essarts - Mervent (= Complexe métamorphique à éclogites des Essarts), axe structural important d'orientation sud-armoricaine, prolongement de l'anticlinal de Saint-Nazaire. Il comprend un vaste ensemble de terrains essentiellement épimétamorphiques, s'appuyant au Sud, dans la région des Sables d'Olonne, sur un môle gneissique et migmatitique. L'extension géographique de ce môle est limitée à la fois par l'Atlantique à l'Ouest, et la couverture jurassique du Bassin Aquitain au Sud.

3. Le Massif armoricain et Chaîne varisque

Le Massif Armoricain est un petit segment de la Chaîne varisque ou Chaîne hercynienne née de la collision, à la fin du Paléozoïque, entre - 380 et - 300 Ma, de deux super-continentes : le Gondwana et la Laurussia (ou Laurasia), cette dernière, née de la réunion de Laurentia et de Baltica.

Dans le détail, cette collision a également impliqué au moins deux blocs continentaux ou « terranes » issus de Gondwana : Avalonia et Armorica, blocs séparés par des domaines océaniques plus ou moins étendus et aujourd'hui occlus.

Seuls témoins de ces domaines océaniques disparus : des lignes de suture où affleurent des roches océaniques métamorphisées dans des faciès de HP-BT puis plus ou moins rétro-morphosées dans le faciès des amphibolites dont les célèbres écolites du « Complexe métamorphique des Essarts » et du « Complexe de Champtoceaux » (figure 3).

Par la suite, tout cet ensemble a été affecté par d'importants cisaillements dextres. Cela explique la complexité de la géologie vendéenne.

« Le Domaine Vendéen est lui-même une sorte de "giga-brèche tectonique", dont chaque élément a sa propre logique et raconte une histoire. Coller les pièces très éparpillées du puzzle qui sont à notre disposition s'avère très compliqué, parce que la plupart des éléments ont disparu, et parce qu'il est difficile de savoir la place initiale de ceux préservés. » (Gaston GODARD).

4. Quelques étapes de l'histoire hercynienne du Massif Armoricain

Au Cambro-Ordovicien, Avalonia puis Armorica se détachent de Gondwana.

A la fin de l'Ordovicien, Avalonia est séparée de la microplaque Armorica par l'Océan rhéique, et Armorica de Gondwana par l'Océan centralien (encore appelé « Océan Galice-Massif Central » ou « Galicia Brittany Ocean » sur la figure 4).

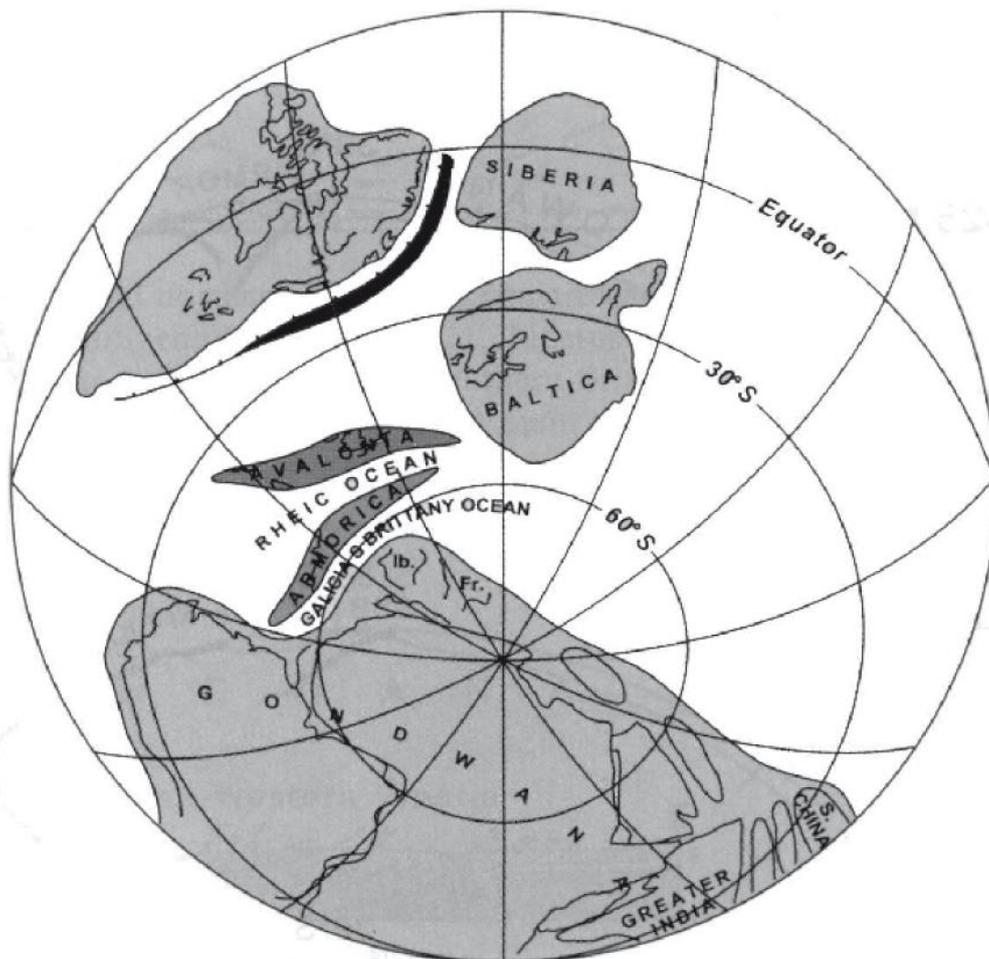


Figure 4 : Situation à la fin de l'Ordovicien

d'après C. Cartier

Au Silurien moyen, Avalonia entre en collision avec Laurussia (ou Laurasia).

Conséquence : l'Océan rhéique cesse de s'élargir.

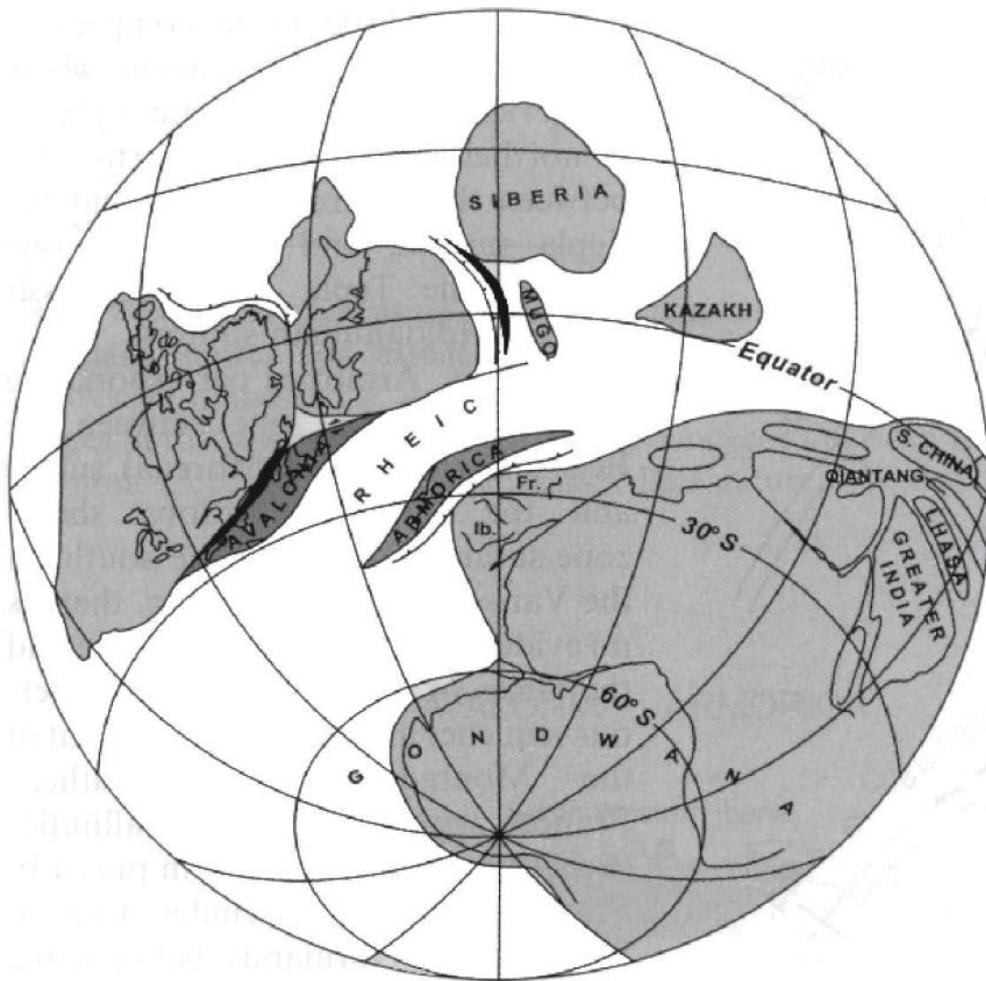


Figure 5 : Situation au milieu du Silurien

d'après C. Cartier

Mais Armorica continue à se rapprocher d'Avalonia, l'Océan centralien poursuivant quant à lui son expansion.

L'Océan rhéique disparaît alors par subduction vers le Sud sous Armorica ; Armorica heurte à son tour Avalonia.

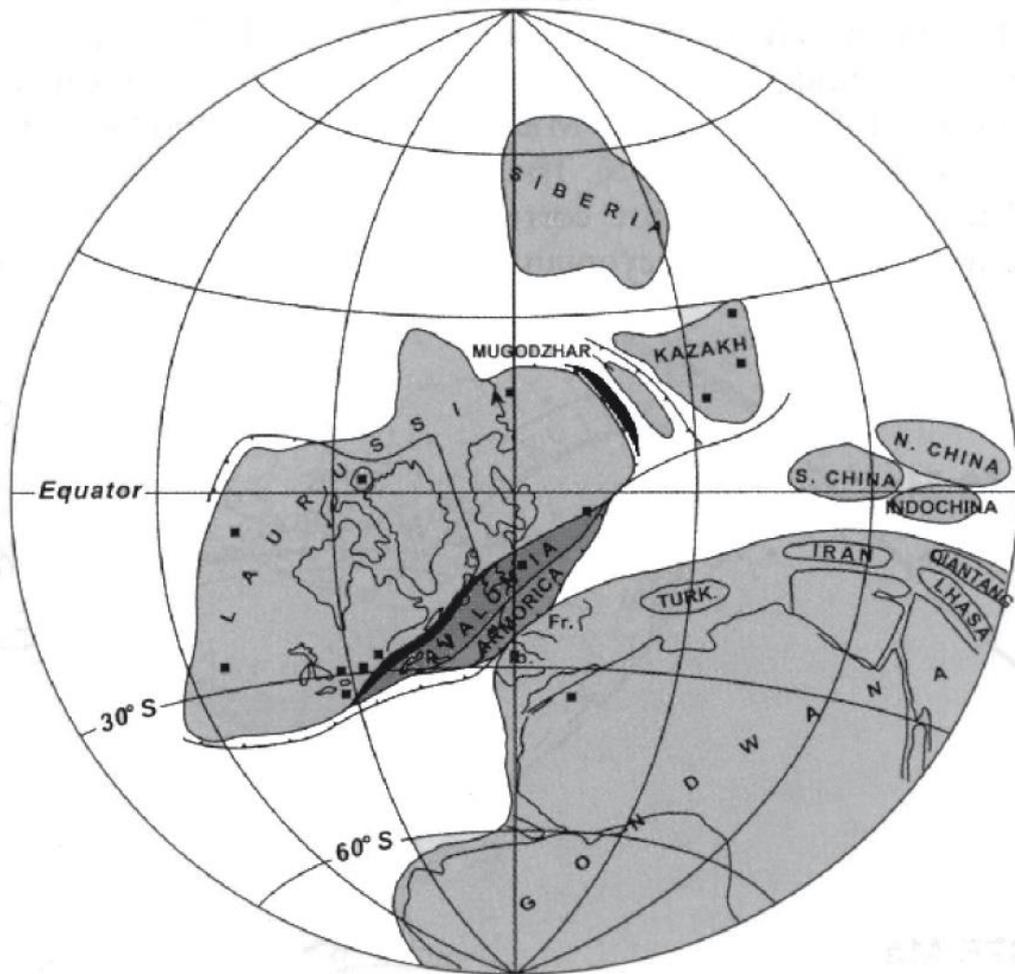


Figure 6 : Situation au milieu du Dévonien

d'après C. Cartier

C'est cette collision entre Armorica et Avalonia qui sera finalement responsable de la fermeture de l'Océan centralien par subduction de la croûte océanique de ce dernier vers le Nord, sous Armorica, dès le début du Dévonien.

La collision continentale qui s'en suivra, entre Gondwana et Armorica, aura lieu au Dévonien supérieur.

Aarmorica se trouvera en quelque sorte écrasée, comprimée entre Avalonia et Gondwana (figure 7 d'après M. Faure).

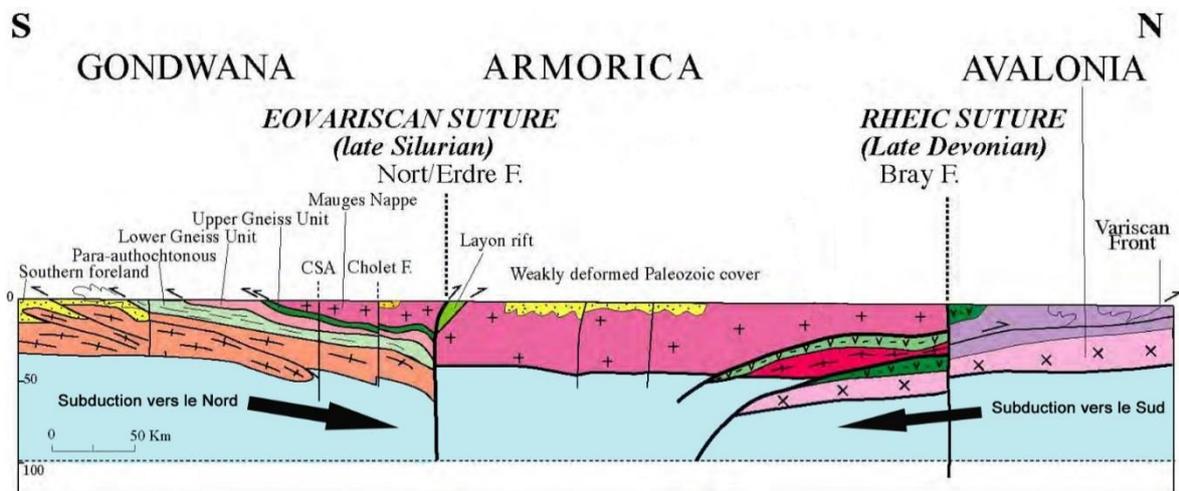


Figure 7

Le résultat en est, entre autres, la mise en place de nappes allochtones (elles sont bien visibles sur la figure 7 précédente, à gauche) charriées vers le Sud sur un autochtone relatif, nappes qui s'empilent les unes sur les autres pour créer du relief : le Massif Armoricain qui pouvait atteindre en certains endroits des altitudes équivalentes à celles de la Chaîne alpine ou de la Chaîne himalayenne.

CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR- 310 MA

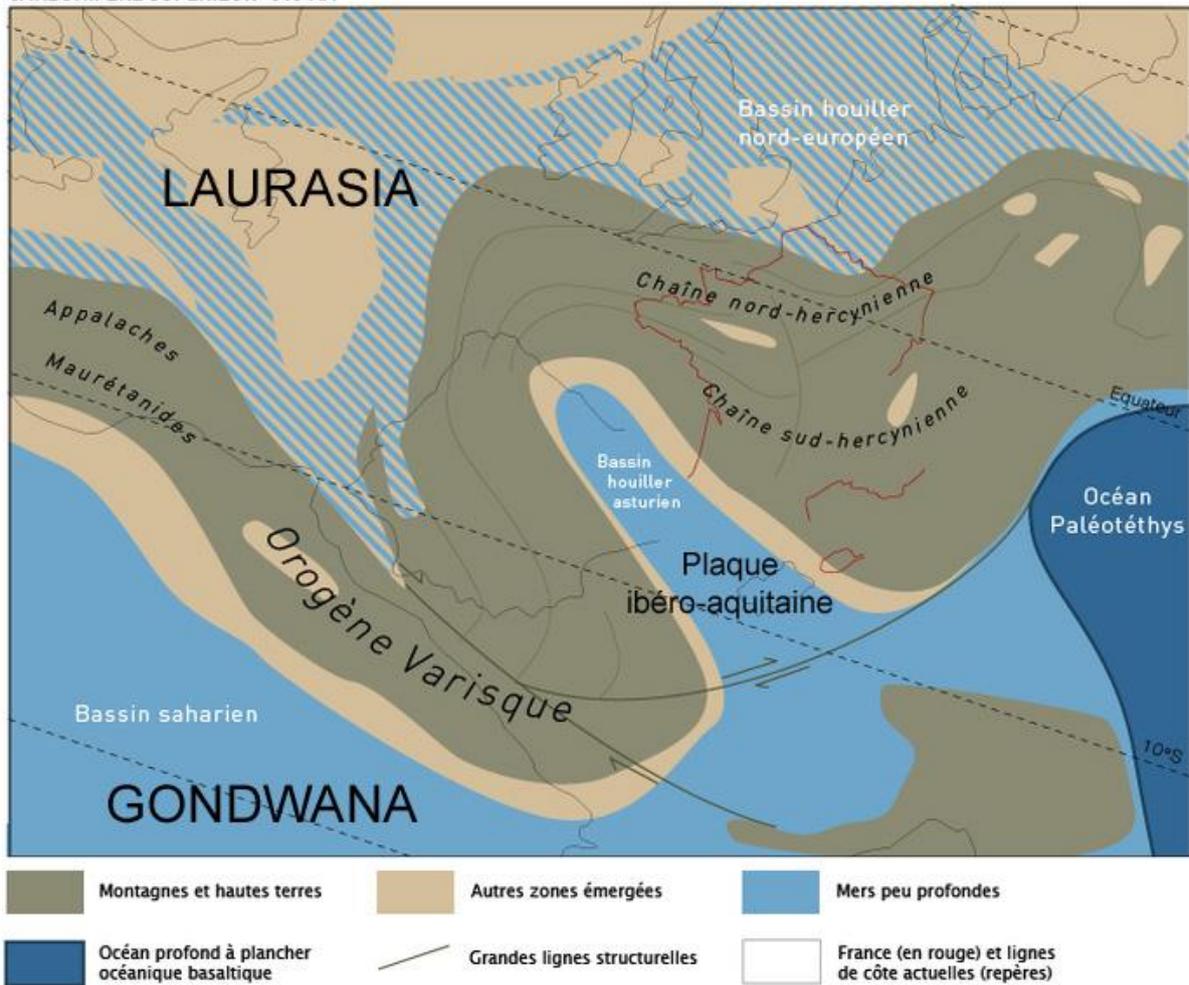


Figure 8 : Poinçonnement de Gondwana (plaque Ibéro-Aquitaine) dans la plaque Ibéro-Armoricaine

Document Wikipedia

5. Cadre géologique local

A Brétignolles-sur-Mer, au Prégneau, un peu au Nord du Rocher Sainte-Véronique, on est à la limite entre deux unités géologiques importantes du Domaine Ouest-Vendéen :

- au Nord, une unité allochtone : **la nappe des « Porphyroïdes de La Sauzaie »**.
- au Sud, la « Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer ».

■ **La nappe des « Porphyroïdes de La Sauzaie »** représente la nappe la plus inférieure des nappes allochtones qui se sont mises en place lors de l'orogénèse varisque. Elle s'étend vers le Nord jusqu'à la Pointe Saint Gildas, Belle-Île-en-mer ; on la retrouve plus au Sud dans la région de Mareuil-sur-Lay et vers l'Est, elle semble s'enraciner sous le « Complexe amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers ».

Elle est surmontée par la nappe moyenne des « Schistes de Saint-Gilles », elle-même chevauchée par la nappe des « Schistes à glaucophane de Bois-de-Céné ».

NB : Certains auteurs placent la nappe des « Porphyroïdes de La Sauzaie » dans l'Unité des « Schistes de Saint-Gilles ».

Ces « Porphyroïdes », plus précisément ceux de Mareuil-sur-Lay, avaient été datés à 405 ± 5 Ma (Silurien terminal) par la méthode U/Pb sur zircons par CHALET et PEUCAT (1986). Cet âge a été « vieilli », deux datations de BÉCHENNEC et *al.* (2010) donnant 483 ± 4 et 486 ± 6 Ma sur monazite et 479 ± 4 Ma sur zircon.

Et ces mêmes auteurs (BÉCHENNEC et *al.* - 2010) ont daté les « Porphyroïdes de La Sauzaie » à 477 ± 7 Ma et à 481 ± 14 Ma soit Ordovicien inférieur (Floïen) (méthode sur zircon en U/Pb - laser ICPMS-MC).

Les Porphyroïdes de Mareuil et de La Sauzaie sont donc contemporains.

■ La « Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer » représente l'autochtone relatif ou le para-autochtone. Elle débute au Rocher Sainte-Véronique et se prolonge vers le Sud jusqu'au Marais Girard. Elle constitue la partie tout à fait terminale du « Synclinorium de Nieulle-Dolent » du Bas-Bocage vendéen.

Elle est constituée de roches faiblement métamorphisées et fossilifères et que l'on a datées du Silurien et du Carbonifère inférieur. Le Dévonien y est absent.

Au Sud, elle est limitée par de nombreux petits massifs de métarhyolite au niveau de la Normandelière, du Bréthomé, de Saint-Martin-de-Brem et de Vairé et que l'on pensait être du Carbonifère supérieur (Stéphanien).

La rhyolite y est en fait d'âge Ordovicien inférieur : la métarhyolite du Bréthomé a été datée à 472 ± 4 Ma (figure 9).

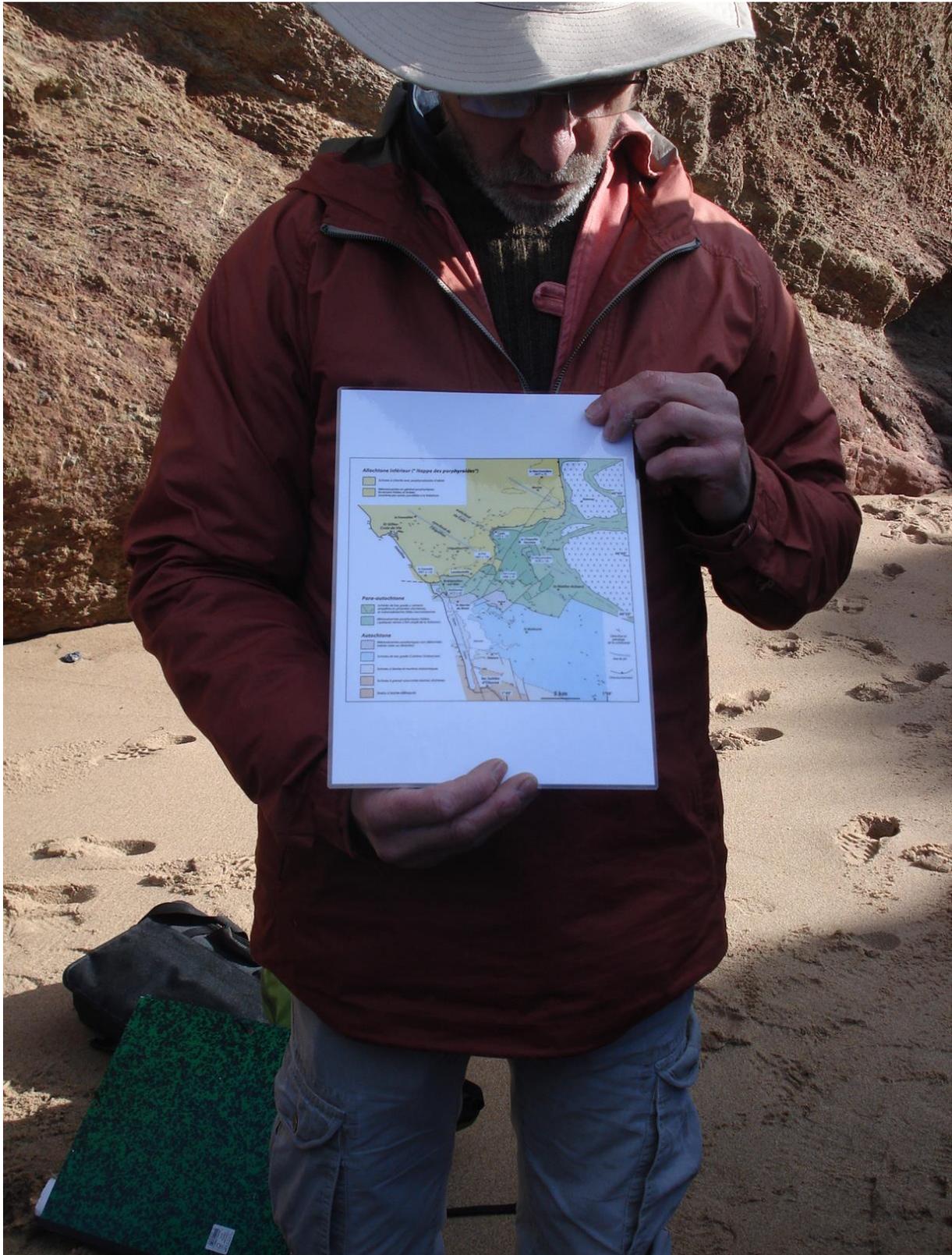


Photo 1 : Didier Poncet nous présente la carte structurale schématique du chevauchement de l'allochtone inférieure (Nappe des « Porphyroïdes de La Sauzaie ») représenté en jaune sur le para-autochtone (« Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer ») représenté en vert

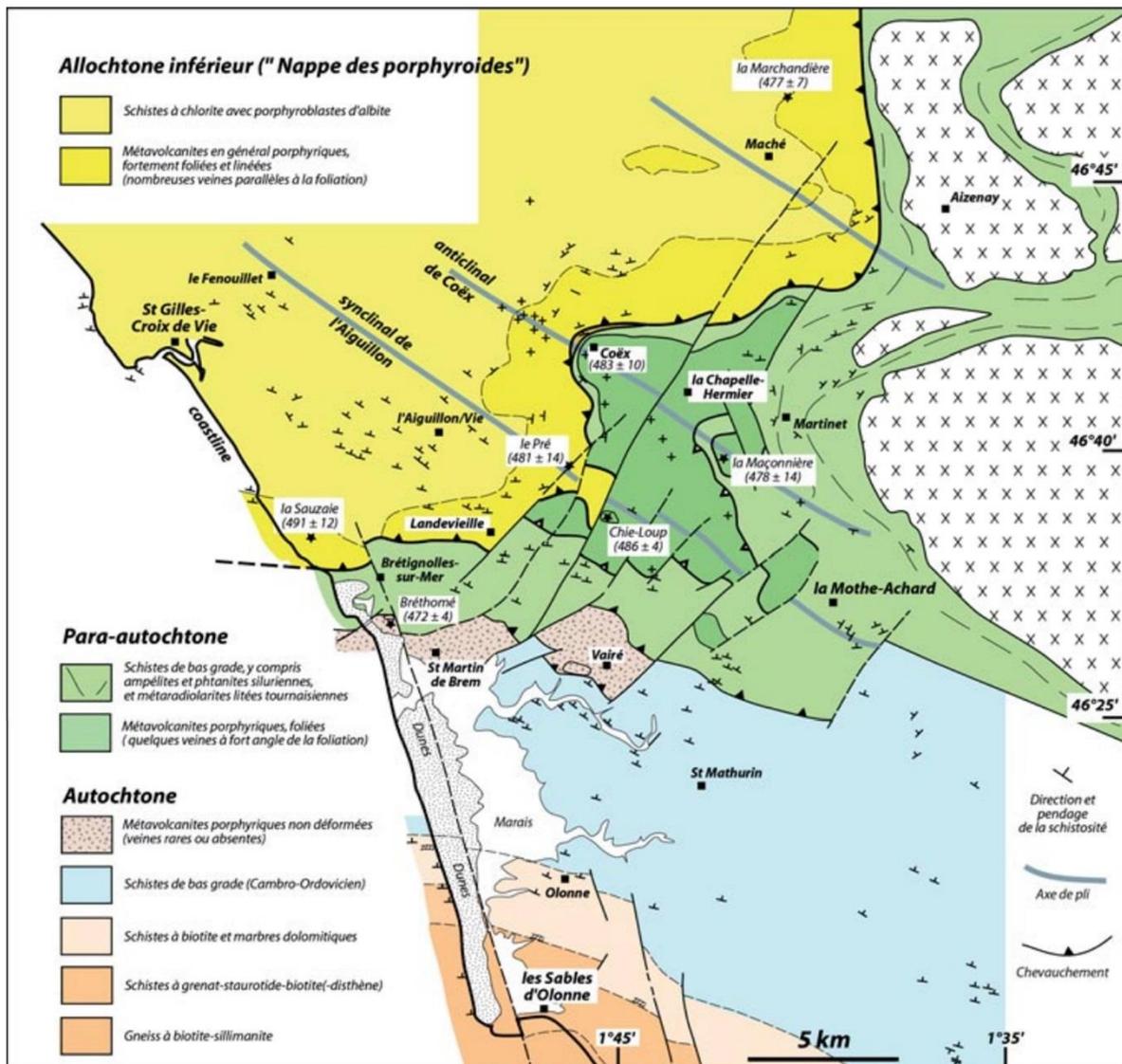


Figure 9 : Détail de la carte structurale schématique du front chevauchant en Vendée littorale

Le contact basal de l'allochtone inférieure sur le para-autochtone est bien visible à Brétignolles-sur-Mer ; c'est ce qui en fait une coupe de référence.

Cartographiquement, l'allochtonie des « Porphyroïdes de La Sauzaie » est argumentée par trois observations :

- son contact avec la « Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer » (limite entre le jaune et le vert sur la figure 9) apparaît très contourné,
- son pendage vers le Nord-Est est faible, de l'ordre de 30°,

Puis l'ensemble Formation des « Porphyroïdes de La Sauzaie » chevauchante - « Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer » chevauchée a été faillé. S'est superposé alors tout un système de failles conjuguées de directions grossièrement NO-SE et E-O.

Les failles de direction E-O forment des rentrants très nets dans la falaise.

La thèse nappiste est aujourd'hui admise.

Le contact des « Porphyroïdes de La Sauzaie » sur les « Phtanites de Sainte-Véronique » n'est donc pas une discordance stratigraphique. C'est un véritable contact tectonique souligné sur le terrain par la présence de nombreuses écailles dans les formations siluriennes.

La « Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer », silurienne et carbonifère, est chevauchée par la Formation des « Porphyroïdes de La Sauzaie » ordovicienne donc plus âgée.

6. Principaux résultats antérieurs

❖ Stratigraphie

Au début du siècle dernier, les schistes du Bas-Bocage vendéen étaient dénommés « Schistes X » tout simplement parce qu'aucun fossile n'y avait été trouvé (schistes azoïques) ; on supposait par conséquent qu'ils étaient très vieux et on leur a attribué un âge infracambrien puis briovérien.

Mais en 1937, M. TERS découvre dans les phtanites de Brétignolles-sur-Mer des Radiolaires qu'elle date du Llandovery (Silurien inférieur) par analogie avec les phtanites à *Monograptus lobiferus* de l'Unité du Tombeau Leclerc (Bassin d'Ancenis - Gisement des Fresnaies à Chalonnes-sur-Loire).

Puis à partir des années 1960, les découvertes de gisements fossilifères dans le Bas-Bocage se multiplient :

1962 - A. BRILLANCEAU : *Ctenodonta* (Mollusque Bivalve) à La Limouzinière (44) et A. BRILLANCEAU et G. MATHIEU : *Ctenodonta* à Moutiers-les-Mauxfaits (85) - Ordovicien moyen (Llandeilo)

1966 - M. TERS : *Cruziana furcifera* (Bilobite) à Vairé - Arénigien

1966 - M. TERS et G. DEFLANDRE : Acritarches du genre *Papinochium* à Saint-Julien-des-Landes - Wenlock moyen

1966 - M. TERS et G. DEFLANDRE : Paléophycées du genre *Pictonicopila* à Talmont, Vairé et La Mothe-Achard - Ordovicien moyen (Llandeilo)

1966 - M. TERS et G. DEFLANDRE : Acritarches du genre *Deunffia* à Vairé et La Mothe-Achard - Ordovicien moyen (Llandeilo)

1970 - M. TERS : *Monograptus priodon* et *Monograptus cultellus* (Graptolites) à Brétignolles-sur-Mer dans les nodules phosphatés de la Série rythmique inférieure - Silurien (Wenlock inférieur)

Enfin, en 1985 - C. COMBLE, P. DE WEYER, M. TERS et M. WEYANT : Découverte de Conodontes et de Radiolaires Tournaisien dans les schistes bariolés à nodules phosphatés de Brétignolles-sur-Mer.

Les formations schisteuses du Bas-Bocage vendéen ont été ainsi considérablement rajeunies. Elles sont maintenant sans contestation possible paléozoïques.

Dans le détail, la stratigraphie de l'estran de Brétignolles-sur-Mer pose néanmoins toujours problème.

Des mêmes unités lithologiques sont en effet, en fonction des auteurs, placées à des niveaux différents dans la série (voir comparaison des logs de MAILLET -1984 - et TERS et VIAUD - 1987- ci-dessous) ; leur polarité est même parfois totalement inversée !

AGE	Ep. m	PROFIL SYNTHÉTIQUE	FAUNE	FORMATION
LUDLOWI inf. ?		<p>Porphyroïdes Arkoses du Marais Girard</p> <p>Phthanite de St^e Véronique</p>	<p>Radiolaires</p>	<p>FORMATION des PHTANITES Fm₅</p>
		<p>Ampélite et Calcaire dolomitique</p>	<p>Acritarches Chitinozoaires (<i>Angochitina echinata</i>)</p> <p>Crinoïdes</p>	<p>FORMATION des AMPÉLITES et des CALCAIRES DOLOMITIQUES Fm₄</p>
WENLOCK inf.	100	<p>Phyllite rutilante</p> <p>Alternances millimétriques de microquartzite et de phyllite beige ou rouge</p>	<p>Graptolites (<i>Monograptus priodon</i>; <i>Pristiograptus dubius</i>)</p>	<p>FORMATION "VARVÉE" Fm₃</p>
		<p>Phyllite jaune</p> <p>Phyllite à nodules siliceux et à lentilles de microquartzite</p>	<p>Radiolaires</p>	<p>MEMBRES des PHYLLITES ROSEES</p> <p>FORMATION des PHYLLITES Fm₂</p>
LLANDOVERY	50	<p>Lentilles de phyllite à quartz bleutés dans les phyllites rosées</p> <p>Phyllite orangee à nodules siliceux</p> <p>Phyllite bariolée</p>	<p>Radiolaires Nassellaires (<i>Archocyrtium tersae</i> et <i>A. parvum</i>)</p>	
		<p>Bancs décimétriques de grès feldspathiques et de phyllites rouges</p>		<p>FORMATION des GRÈS FELDSPATHIQUES Fm₁</p>
ORDOVICIEN sup. ?	10			

Maillet (1984)

Maillet (1984)

Etages	Not.	Ep. max. (m)	Formations	Lithologie
SILURIEN s.l.	ζ^3 ρ	150 ? 75 ?		Formations allochtones Porphyroïdes de la Sauzaie (métarhyolites, métatufs et schistes) Métarhyo-dacites et méta-arkoses du Marais-Girard
TOURNAISIEN	h1	10		Schistes ferrugineux
		20		Schistes roses feuilletés siliceux, schistes rutilants à lentilles d'arkose à grains de quartz rhyolitiques, et lentilles de phtanite
COMPLEXE DE LA "SÉRIE DE WENLOCK"	WENLOCKIEN SUPÉRIEUR	3		Complexe de la "Série de Wenlock" Schistes sanguine à lentilles de phtanite
		s2C 10		Calcaires dolomitiques en bancs massifs, à Polypiers et Crinoïdes, ou en alternances centimétriques avec des ampélites, des schistes arkosiques et des schistes rutilants
		s2A 5		Ampélites à nodules phosphatés à Chitinozoaires, Acritarches et Radiolaires avec lentilles d'arkoses à quartz rhyolitique
WENLOCKIEN INFÉRIEUR	s2a	8		Radiolarites noires du Four à Cateau, à lits de schistes rouges, avec nodules phosphatés à Graptolites Radiolarites rouges et blanches (Série "varvée" à plis en chevrons)
LLANDOVÉRIEN	s1	4		Phtanite du Rocher Sainte-Véronique

Ters, Viaud (1987)

Ters, Viaud (1987)

Ces conceptions contradictoires peuvent s'expliquer par la complexité de la tectonique. Mais l'analyse des faits de terrains, appuyée sur une cartographie à grande échelle, révèle aussi que la distribution irrégulière de certaines unités lithologiques, le plus souvent lenticulaires, a également une origine sédimentaire.

❖ Tectonique

Après l'identification des terrains du Silurien par les Radiolaires et les Graptolites, et sachant que les calcaires de Villé d'Ardin (79) datés du Givétien (Dévonien moyen) par leurs fossiles (*Stringocephalus burtini* et *Calceola sandalina*) sont dépourvus de toute déformation, la tectonique majeure dans le Domaine Ouest-Vendéen a été rapportée à une phase éo-dévonienne (M. TERS 1979).

Puis la découverte ultérieure des Conodontes caractéristiques du Tournaisien (Carbonifère inférieur) dans les formations du Marais Girard (C. COMBLE, P. DE WEYER, M. TERS et M. WEYANT 1985) a permis de différencier un ensemble Silurien et un ensemble Carbonifère inférieur.

M.TERS (1985) révisé alors sa proposition : les caractéristiques métamorphiques et structurales de ces deux ensembles sont suffisamment différentes pour y distinguer la succession de deux tectogenèses : l'une éodévonienne affectant les terrains siluriens et l'autre post-tournaisienne (voire fini-viséenne) affectant tout l'ensemble.

Pour d'autres auteurs enfin (M. COLCHEN, A. TORBI, D. PONCET et E. GILBERT 1986), toutes les unités de Brétignolles-sur-Mer auraient en fait subi une seule et même évolution structurale comme le montre l'homoaxialité des plans de schistosité dans le Silurien et le Tournaisien.

Et si le style des déformations varie d'un ensemble à l'autre comme l'avait observé M. TERS, il varie aussi au sein d'un même ensemble ; cela serait avant tout lié aux propriétés rhéologiques des roches : de compétence différente, elles n'auraient pas réagi de la même façon aux mêmes contraintes qui leur étaient appliquées.

Aujourd'hui, un consensus semble se dessiner en faveur de cette dernière hypothèse.

I. Les « Porphyroïdes de La Sauzaie »



Photo 2 : Vue d'ensemble de l'affleurement

a) Généralités

- Il s'agit d'un ensemble volcano-sédimentaire métamorphique constitué de coulées de rhyolites bourrées de phénocristaux de quartz et de feldspath microcline alternant avec des bancs d'arkoses rhyolitiques, des tufs gréseux et des schistes micacés. C'est la présence en grand nombre de ces phénocristaux de quartz et de feldspath microcline qui est responsable de l'appellation « Porphyroïdes »
- Âge : Ordovicien inférieur $477 \text{ Ma} \pm 7 \text{ Ma}$
- Mode de formation : volcanisme continental lié à la distension crustale cambro-ordovicienne de la marge gondwanienne et qui va conduire à l'individualisation de la microplaque Armorica et à la formation de l'Océan centralien.

b) Description des affleurements et composition de la roche

Les « Porphyroïdes » affleurent au Prégneau (près de la rampe en béton) en niveaux massifs, gris-rosé, pentés vers l'Est.



Photo 3 : Détail

Dans cet ensemble d'aspect stratifié très net, différents faciès peuvent être observés :

1. Des niveaux rose-violet très riches en gros phénoblastes de feldspath potassique (microcline) et de quartz liés par une matrice schisteuse verdâtre à chlorite et séricite.

Les cristaux de feldspath bruns, automorphes, peuvent y atteindre 4 voire 10 cm de longueur et ceux de quartz, d'aspect gris bleuté et globuleux, 1 à 2 cm.



Photo 4 : Phénoblastes de feldspath microcline



Photo 5 : Cristaux de quartz globuleux

2. Des niveaux gris-brun plus arkosiques, moins riches en phénocristaux de feldspath et de quartz que les précédents, et qui renferment des lentilles quartzo-feldspathiques d'épaisseur décimétrique, parallèles ou légèrement obliques sur la foliation des porphyroïdes.

Le plan de la foliation (plan XY) est toujours penté vers l'Est.

L'allure sigmoïde des lentilles quartzo-feldspathiques révèle un cisaillement vers l'Ouest.



Photo 6 : Lentilles quartzo-feldspathiques (dans le plan XZ)

Celle de gauche d'allure sigmoïde ou celle de droite plissée à flanc long et flanc court indiquent un cisaillement et déversement de l'Est vers l'Ouest.



Photo 7 : Schistosité horizontale (plan YZ)

Mais si les cristaux de feldspath microcline y sont moins nombreux, ils sont toujours de grande taille, en forme de baguettes très allongées.



Photo 8 : Plan XY

► Dans tous les niveaux précédents interprétés comme des coulées de rhyolite, les cristaux de feldspath sont disposés parallèlement les uns aux autres dans le plan de la schistosité (XY) et alignés approximativement selon une direction Est-Ouest : on parle de **linéation minérale**.



Photo 9 : Orientation E-O des phénoblastes de feldspath microcline

▶ Ils sont en même temps tronçonnés transversalement en rondelles selon une direction Nord-Sud à peu près orthogonale à leur allongement.

Dans les fractures ménagées entre les tronçons, il y a eu recristallisation de chlorite, de séricite et de quartz.

Cela indique que les clastes de feldspath microcline ont été étirés dans la direction Est-Ouest.

La linéation minérale Est-Ouest est également une linéation d'étirement. Elle est orientée selon X.

▶ Mais les tronçons d'un même cristal peuvent être de plus légèrement décalés les uns par rapport aux autres, toujours dans le plan de la foliation.



Photo 10

Des cisaillements se sont donc également opérés selon une direction Nord-Sud.

Preuves de ces cisaillements : Certains cristaux de feldspath présentent des formes sigmoïdales indiquant un cisaillement dextre (Photo 11).



Photo 11 : Figure sigmoïdale dans les phénoblastes de feldspath microcline



Photo 12

Des cristaux de feldspath apparaissent clivés longitudinalement, clivage souligné par la recristallisation de matière plus translucide (quartz ?)

3. Et enfin des niveaux beaucoup plus schisteux, fins, tuffacés, affleurant surtout vers le haut de l'estran et riches en petits cristaux de quartz.

Sur les affleurements verticaux orientés Nord-Sud (donc dans le plan YZ), les quelques lentilles d'arkoses quartzo-feldspathiques visibles apparaissent boudinées, discontinues et très laminées (voir aussi photo 7).

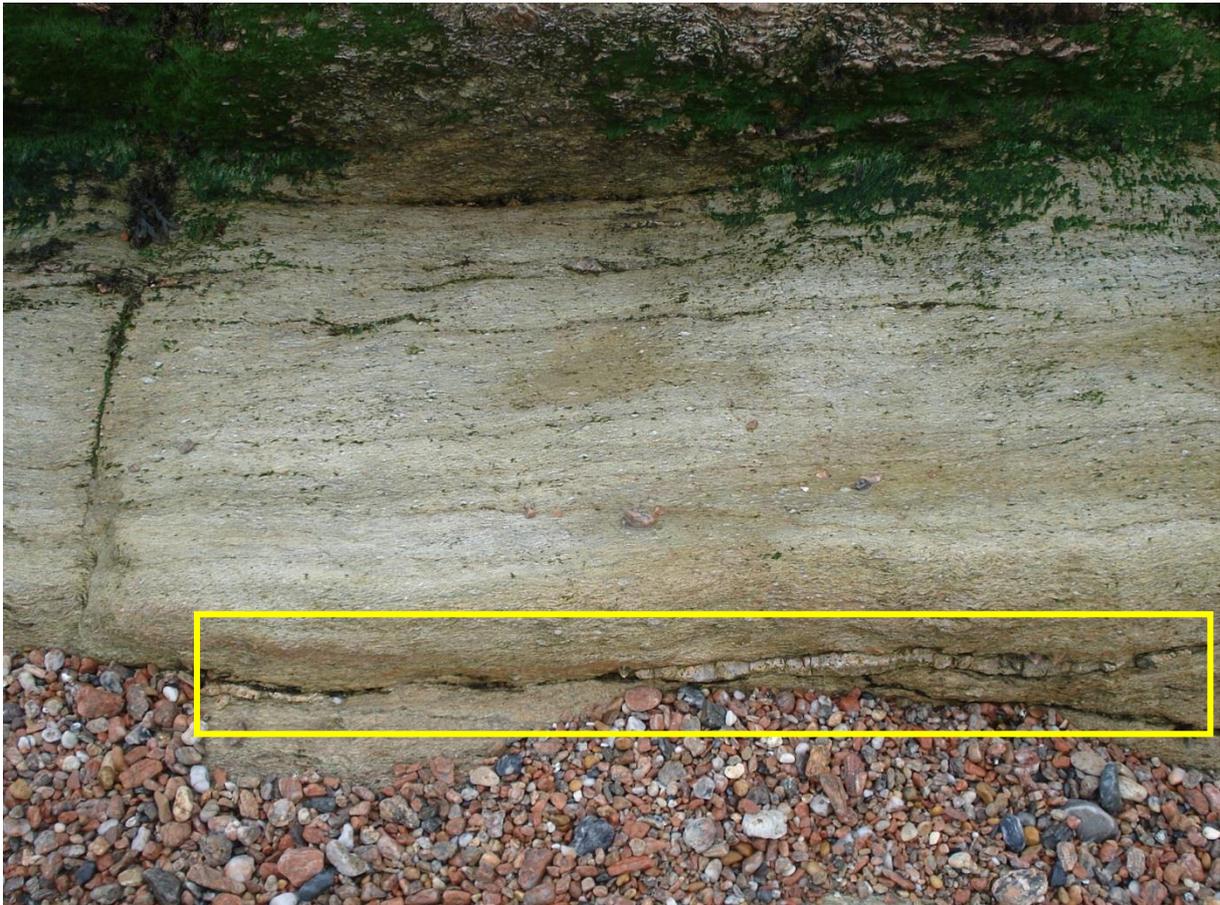


Photo 13 : Lentille d'arkose boudinée et très étirée (plan YZ)

Les cristaux de quartz montrent des queues de cristallisation symétriques dans le même plan YZ horizontal.

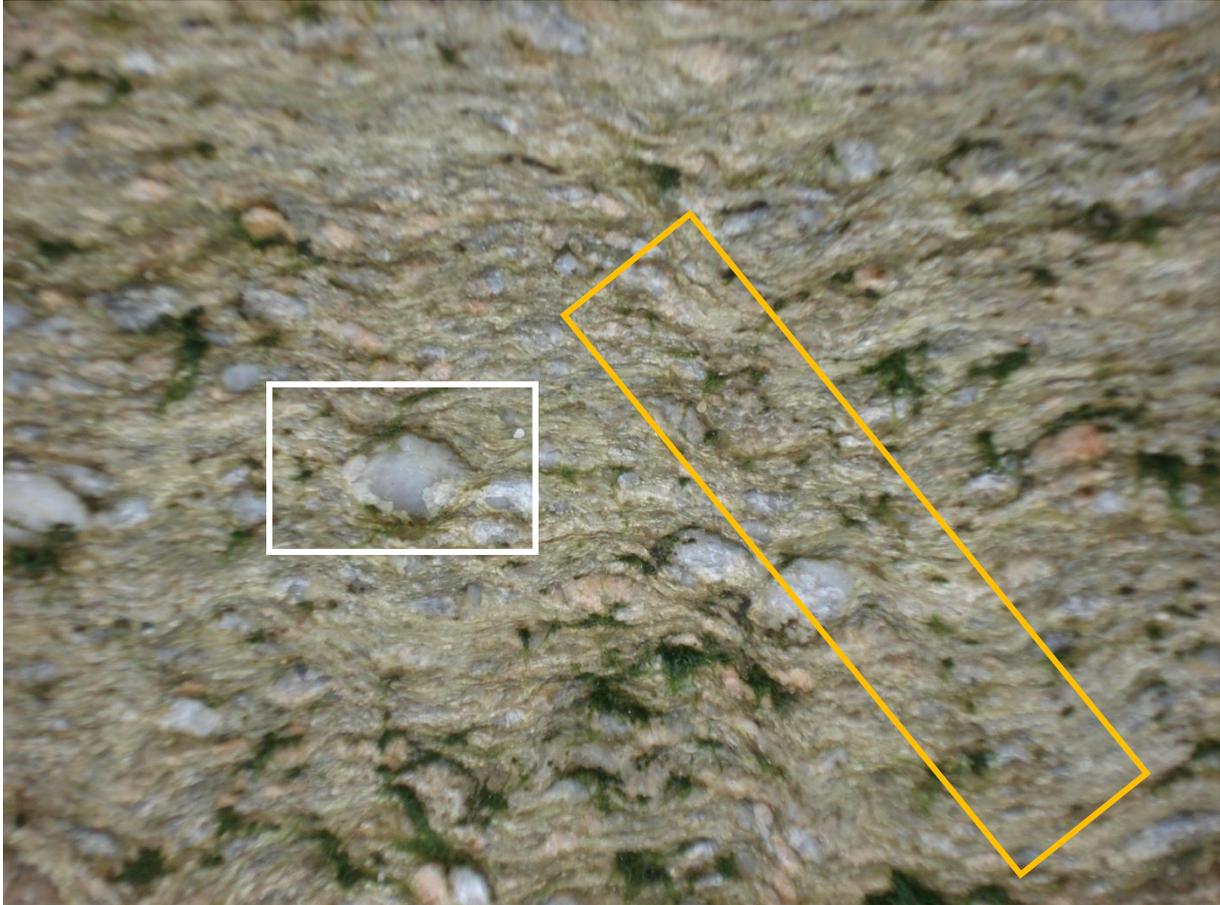


Photo 14 : Cristal de quartz étiré à queues symétriques (cadre blanc) et bande de cisaillement (cadre orange)

Synthèse : Les « Porphyroïdes de La Sauzaie » ont subi une intense déformation marquée par une foliation subhorizontale portant une forte linéation d'étirement selon la direction Est-Ouest.

NB : Sur la photo 14, on observe dans le cadre orangé des quartz déformés. La déformation de leurs queues de cristallisation indique un cisaillement à jeu dextre selon un plan assez fruste mais bien visible, et très redressé (angle de 60° à 70° environ).

c) Origine des « Porphyroïdes » – Déformations et métamorphisme

Les « Porphyroïdes de la Sauzaie » ont la composition de coulées rhyolitiques et de cendres volcaniques. Aucun faciès ignimbrétique n'y a été vraiment reconnu.

Aujourd'hui, les « Porphyroïdes » présentent une schistosité, une foliation très nette : les cristaux de feldspath sont bien « rangés », orientés parallèlement les uns aux autres et ils sont de grande taille, pluricentimétriques.

Or, les porphyroïdes se sont formés à partir d'un magma acide qui a cristallisé en surface, à l'Ordovicien inférieur (477 ± 7 Ma), dans un contexte d'extension crustale.

On peut alors se poser les questions suivantes : le protolithe rhyolitique formé à l'Ordovicien était-il dès l'origine à très gros cristaux et à structure fluidale ; ou dans le cas contraire, s'il avait une texture équante et si les cristaux de feldspath étaient de petite taille, quand cette foliation a-t-elle été acquise et comment les cristaux de feldspath ont-ils « grossi » ?

Réponses :

- Les rhyolites para-autochtones du Bas-Bocage vendéen, contemporaines des « Porphyroïdes de la Sauzaie » ou de Mareuil et non déformées, présentent rarement une structure fluidale et leurs cristaux de feldspath sont de taille normale.

On peut donc supposer qu'il en était de même des porphyroïdes allochtones de la Sauzaie.

- D'autre part, dans ces derniers, il n'y a pas eu déformation plastique du quartz qui est resté « rond » ce qui implique que son seuil de plasticité (400°C) n'a pas été atteint.

En revanche, il y a eu déformation par dissolution-recristallisation des feldspaths, déformation conduisant à des cristaux si allongés qu'ils en ont fini par se tronçonner, la recristallisation entre les tronçons étant pour une bonne part constituée de quartz.

LE HÉBEL et *al.* (2002 et par utilisation du thermobaromètre phengite-chlorite) ont déterminé les conditions de T° et de P du métamorphisme des « Porphyroïdes de Belle-Île-en-Mer », considérés comme équivalents des « Porphyroïdes de la Sauzaie » : T° voisine de $350 - 400^{\circ}\text{C}$ et P de 8 kbar, donc dans des conditions de BT-HP à la limite entre le faciès schistes verts et le faciès schistes bleus.

NB : La validité du baromètre phengitique est aujourd'hui remise en question pour le Bas-Bocage.

La Formation des « Porphyroïdes » aurait donc subducté au cours de la fermeture de l'Océan centralien vers 370 / 360 Ma (Dévonien supérieur = Fammenien).

Mais surtout, elle a été très fortement tectonisée au cours de son exhumation et de sa migration gravitaire vers l'Ouest en même temps qu'elle se faisait chevaucher (en fait, il s'agit seulement d'un contact syn-métamorphe) par les schistes à glaucophane de l'Unité de Bois-de-Céné / Île de Groix, tout cela vers 340 / 330 Ma (Carbonifère inférieur).

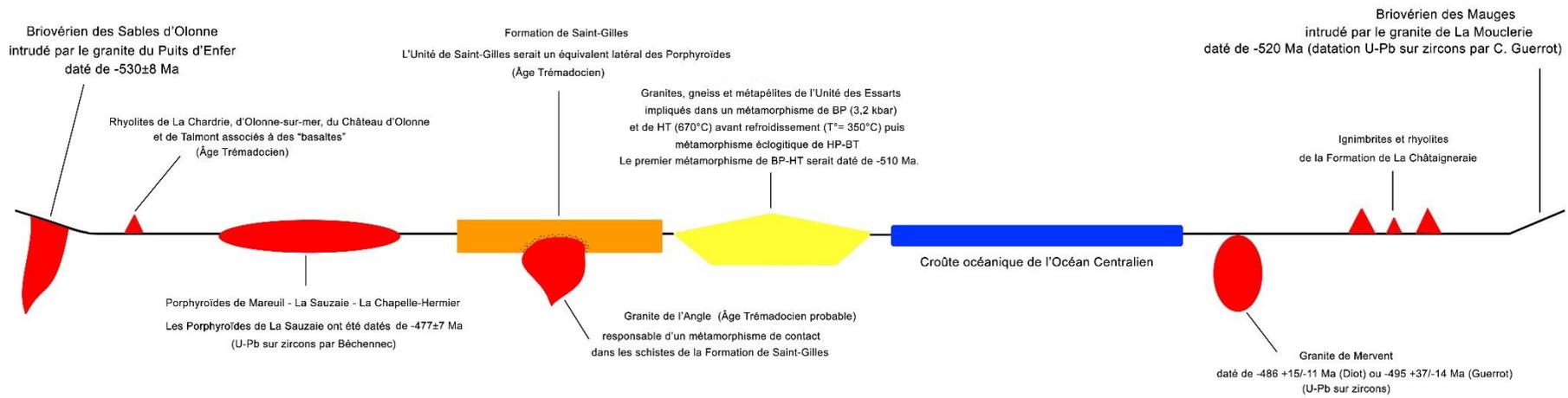
NB : Cette exhumation s'est accompagnée d'une rétro-morphose dans le faciès épizonal à quartz-albite-séricite-chlorite.

Les « Porphyroïdes » sont venus finalement chevaucher à leur tour la « Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer », sommet de la pile sédimentaire affleurant depuis Brétignolles-sur-Mer jusqu'aux Sables d'Olonne où l'anatexie a été atteinte à l'Anse de Chaillé, à la Pointe de Péruse et au Puits d'Enfer entre 330 et 320 Ma (Viséen - Datation par TURILLOT, 2010).

Les « Porphyroïdes de la Sauzaie » peuvent donc être qualifiés de métarhyolites et plus précisément, de métarhyolites porphyriques.

NB : Il est classiquement admis que dans le Domaine sud-armoricain, la nappe des « Porphyroïdes » s'est mise en place du Nord vers le Sud.

En Vendée, elle a été charriée gravitairement vers l'Ouest, tout comme la nappe des « Schistes de Saint-Gilles » à laquelle elle est intimement liée, suite à la collision continentale entre les marges gondwaniennes et armoricaines lors de la fermeture de l'Océan centralien.



Des épanchements basaltiques ont également eu lieu pendant cette phase d'extension : basaltes de Talmont par exemple.

Figure 10

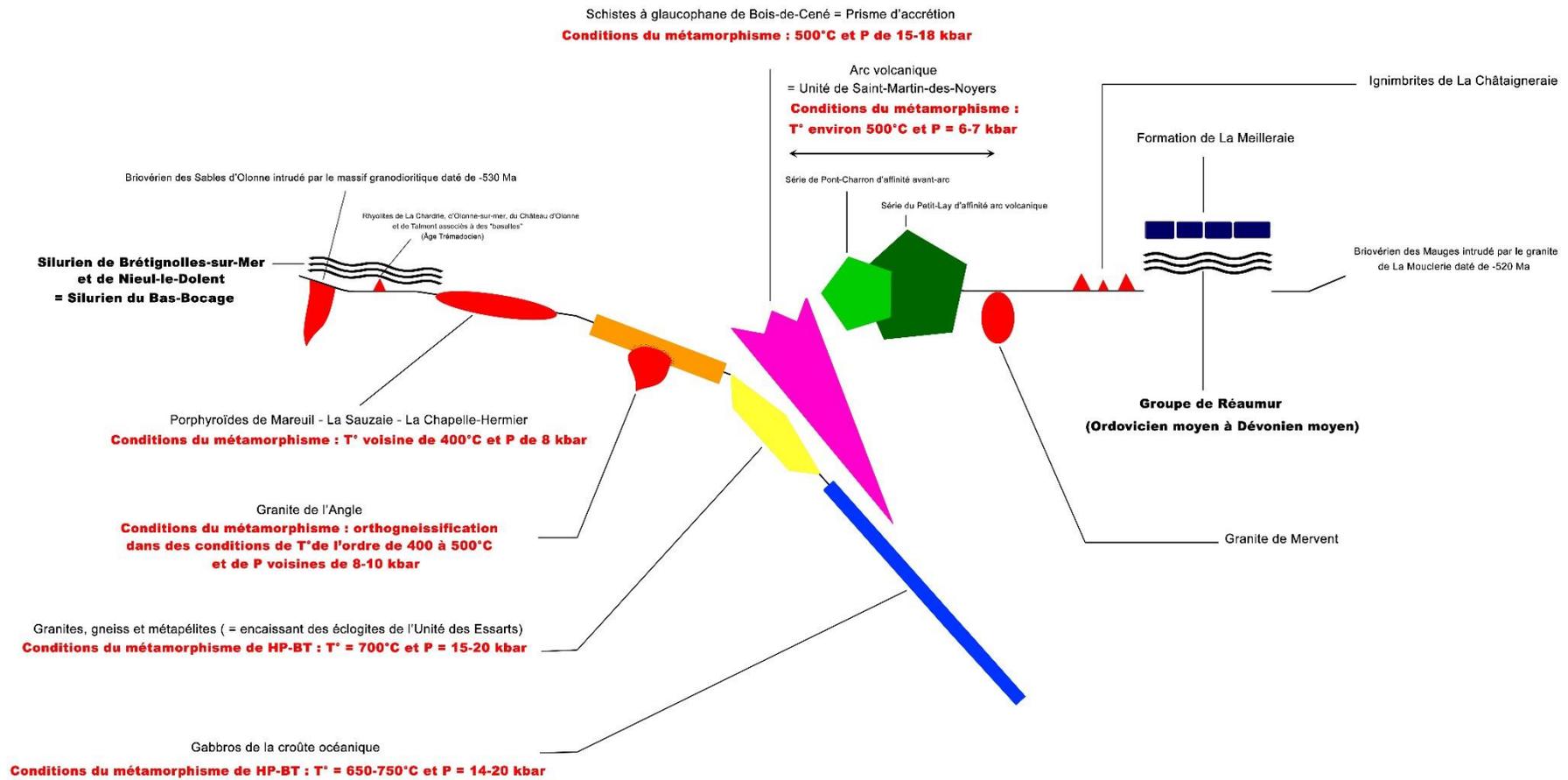
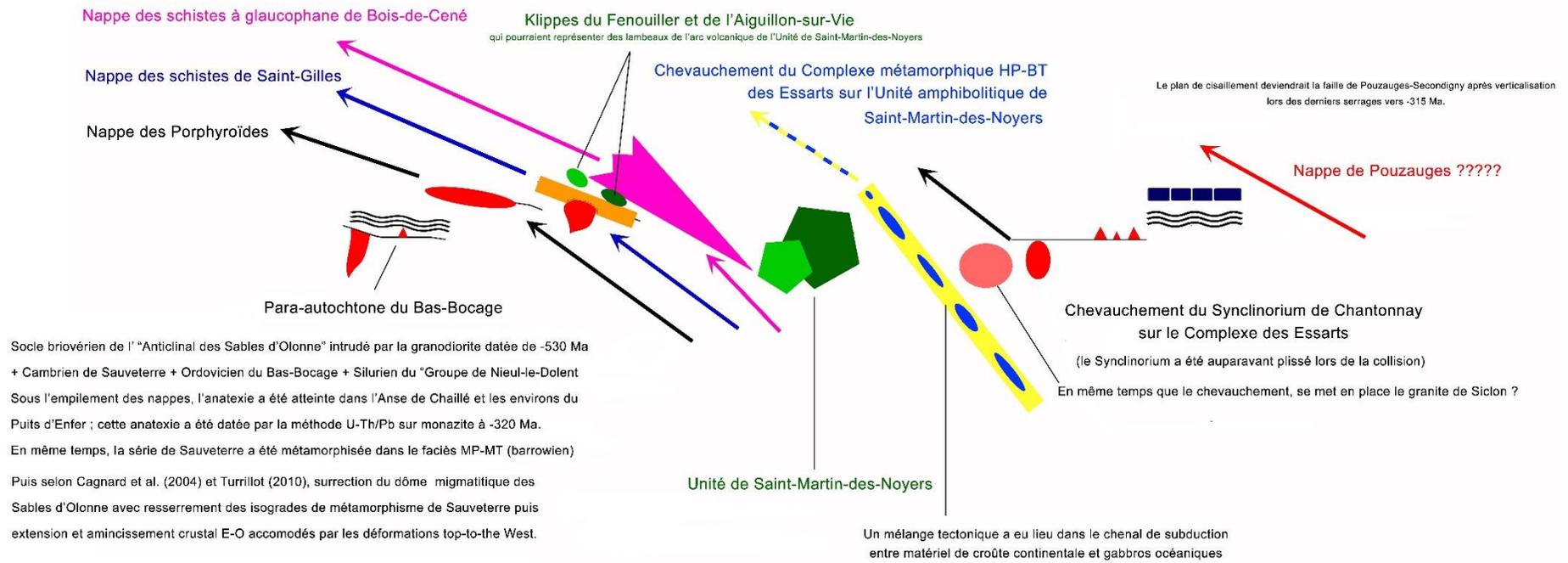


Figure 11



Socle briovérien de l' "Anticlinail des Sables d'Olonne" intrudé par la granodiorite datée de -530 Ma + Cambrien de Sauveterre + Ordovicien du Bas-Bocage + Silurien du "Groupe de Nieul-le-Dolent" Sous l'empilement des nappes, l'anatexie a été atteinte dans l'Anse de Chaillé et les environs du Puits d'Enfer ; cette anatexie a été datée par la méthode U-Th/Pb sur monazite à -320 Ma. En même temps, la série de Sauveterre a été métamorphisée dans le faciès MP-MT (barrowien) Puis selon Cagnard et al. (2004) et Turrillot (2010), surrection du dôme migmatitique des Sables d'Olonne avec resserrement des isogrades de métamorphisme de Sauveterre puis extension et amincissement crustal E-O accomodés par les déformations top-to-the West.

Les klipes du Fenouiller et de l'Aiguillon-sur-Vie constituées de prasinites (basaltes métamorphisés) pourraient également représenter des restes des épanchements et filons basaltiques formés au cours de la phase d'extension (voir figure 10).

Figure 12

II. Le « Phtanite de Sainte-Véronique »

a) Description des affleurements et composition de la roche

Un peu au Sud des « Porphyroïdes », se dresse le Rocher Sainte-Véronique.



Photo 15 : Estran de Sainte-Véronique



Photo 16 : Rocher Sainte-Véronique

A sa gauche :

- *au premier plan, falaise claire appartenant à la formation des « Porphyroïdes »*
- *en arrière-plan, falaise rouge appartenant à la Série Rythmique Inférieure (SRI)*



Photo 17 : Rocher Sainte-Véronique

Il est constitué d'une roche sombre, gris-noir, et dure, très résistante à l'érosion, à l'action des vagues. En témoigne sa position en haut de l'estran, en éperon au pied de la falaise de « Porphyroïdes » battue lors des tempêtes.

Cette roche est de la **phtanite**.



Photo 18

Examinée en lame mince au microscope, la phtanite est essentiellement constituée de très petits cristaux de quartz moulés les uns sur les autres.

Elle a donc une composition siliceuse, ce qui explique sa dureté, et une structure microquartzitique.

Sa couleur sombre est due à l'abondance de matière graphiteuse.

À l'affleurement, la phtanite présente un aspect tantôt homogène (photo 19), tantôt finement lité (photos 20, 21 et 22).



Photo 19



Photo 20



Photo 21

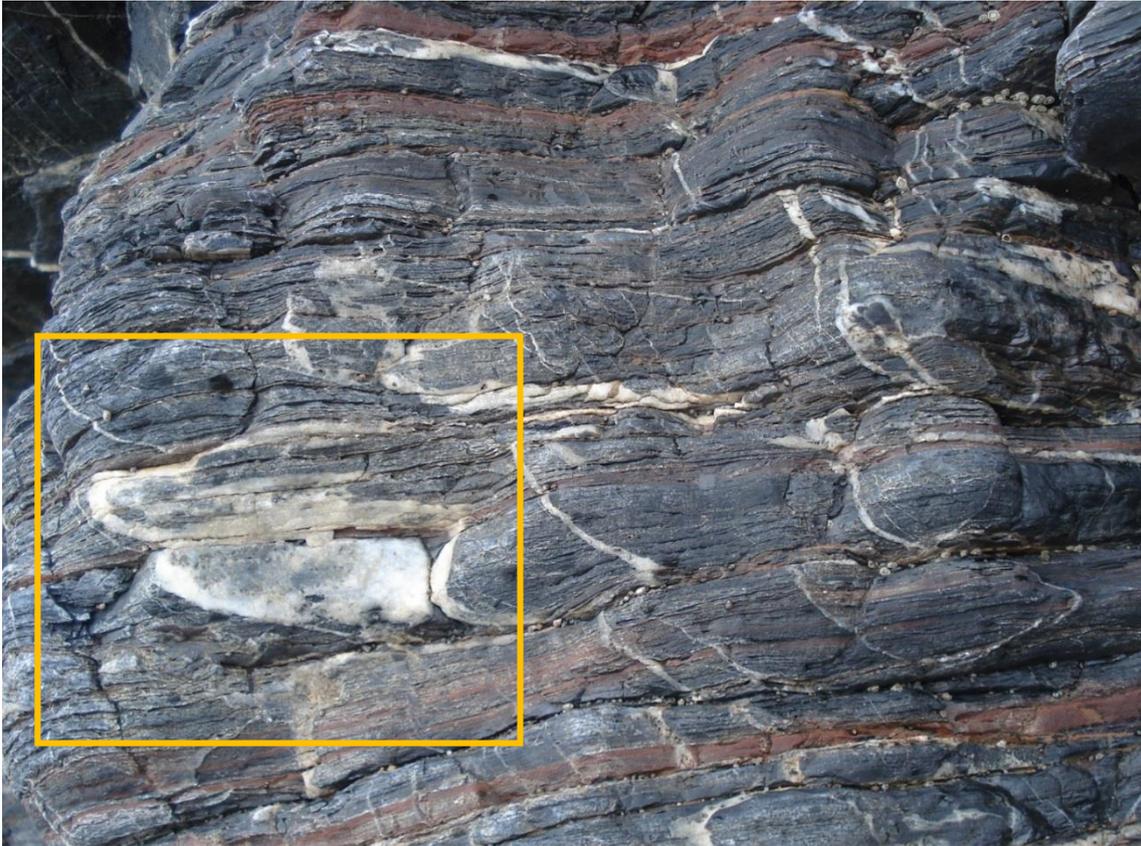


Photo 22

Les très nombreuses surfaces planes et blanches constituées de quartz pourraient correspondre à des fentes de tension.

Ce litage, qui reflète la stratification initiale d'origine sédimentaire (S0), est encore davantage souligné par la présence de nombreux niveaux fins d'argile rouge.

Les lits de phtanite sont en relief et les lits argileux en creux.

Remarque : C'est dans ces phtanites que M. TERS a découvert des Radiolaires qui ont permis de les dater du Llandovery (Silurien inférieur, environ - 440 Ma). La « Phtanite de Sainte-Véronique » est encore appelée radiolarite.

La phtanite est donc une roche sédimentaire formée en milieu marin et qui présente ici une alternance de lits siliceux riches en Radiolaires et en matière organique, et de lits argileux rouges.

b) Milieu de formation de la roche – Essai de reconstitution paléogéographique

▪ Milieux de formation des radiolarites actuelles

Aujourd'hui, on peut observer une sédimentation siliceuse de Radiolaires entre 300 et 1000 m de profondeur dans les bassins de Somalie, le Golfe de Basse Californie ... qui sont des bassins allongés (1000 km de long), étroits (100 km de large), sièges d'upwellings particulièrement actifs, ouverts sur l'océan mais seulement en partie, en tout cas plus ouverts que ceux favorables à la préservation de la matière organique.

La formation des radiolarites semble donc exiger la présence de puissants upwellings.

▪ Origine des nodules phosphatés - Mode de formation des nodules phosphatés actuels

Dans la « Série Rythmique Inférieure » (S.R.I) qui va lui succéder, formation également caractérisée par une alternance centimétrique de microquartzites graphiteux et de phyllites rouges, on a mis en évidence un niveau d'épaisseur décimétrique de phyllites rouges renfermant des nodules silicophosphatés de forme ovoïde.

NB : Ce sont ces nodules qui ont livré une association de Graptolites caractéristique du Wenlock inférieur (M. TERS 1970).

Aujourd'hui, suite à des observations faites le long des talus continentaux des côtes du Chili, Pérou, Maroc, Mauritanie, Namibie..., une relation entre zones d'upwelling et formation des phosphates sous-marins a été bien établie selon le mécanisme suivant.

Explication du mécanisme

Par **up-welling**, les eaux marines froides et riches en nutriments remontent de la profondeur vers la surface le long du talus continental.

Cet apport de nutriments upwellés a pour conséquence de doper la productivité organique des eaux superficielles, chaudes sous climat tropical. Dans la zone photique, le phytoplancton « explose » en premier en consommant les phosphates upwellés (on parle de « blooms » ou de « floraisons » de phytoplancton) puis vient le tour du zooplancton puis du necton qui attire à son tour les Oiseaux marins ! C'est le principe des réseaux trophiques.

Mais le plancton a une durée de vie limitée !

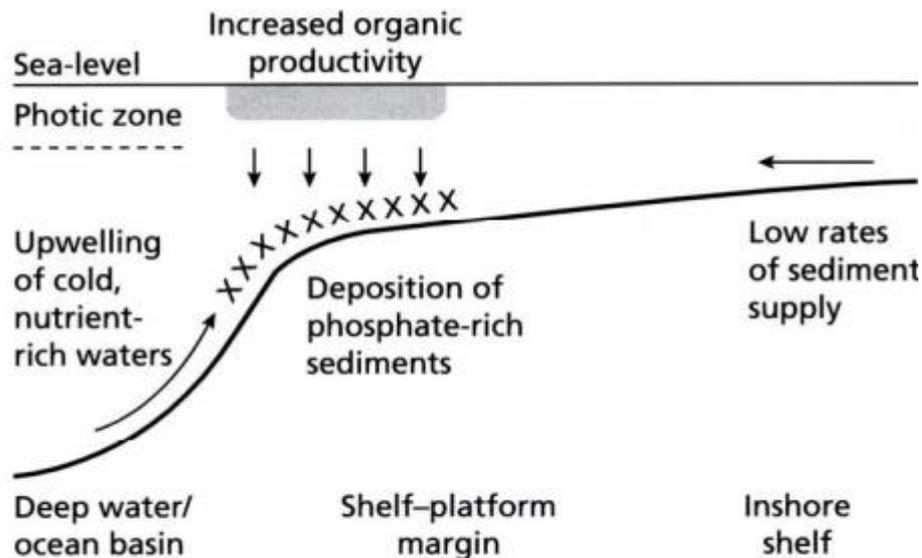
La fraction qui meurt sédimente et s'accumule sur le rebord externe de la plateforme continentale et sur la pente du talus continental.

Résultat : Là, la matière organique planctonique est dégradée par les Bactéries ; les phosphates sont libérés.

Et cette dégradation s'accompagne d'une forte consommation en oxygène dissous ; elle est aérobie.

Cette suboxie, voire anoxie du milieu, juste au-dessus de ces zones de décomposition de la matière organique, entraîne alors de véritables hécatombes d'organismes marins (à squelette

riche en phosphate de calcium) ce qui accentue encore la précipitation des ions phosphate PO_4^{3-} .



Model for formation of marine phosphorites.

<http://www.ulb.ac.be/>

Figure 13

La phosphatogénèse marine actuelle est donc étroitement limitée aux zones enrichies en éléments minéraux par upwelling côtier. Elle se produit sous climat tropical et plutôt sur le rebord externe de la plateforme continentale, entre 60 et 300 m de profondeur.

- **Reconstitution de la région de Brétignolles-sur-Mer au Silurien (Llandovery et Wenlock inférieur)**

Par application du Principe de l'Actualisme, la région de Brétignolles-sur-Mer se trouvait donc en limite de plateau continental.

Des up-wellings remontant le talus continental le long de la marge gondwanienne ont favorisé la formation de « blooms » de Radiolaires responsables ultérieurement (après décomposition) d'hécatombes d'organismes marins par anoxie (Poissons ? Coraux ? Crustacés ? ...).

Le climat était de type tropical. Au cours de l'Ordovicien et pendant tout le Silurien, Armorica et Gondwana ont effectivement entamé une migration vers l'équateur. Au Silurien, Armorica et la marge gondwanienne de l'Océan centralien (à laquelle appartenait la région de Brétignolles-sur-Mer) étaient situés au niveau du Tropique Sud.

c) Déformations

Rappel : Le litage sédimentaire est souligné par l'alternance de lits épais de phtanite noire et de fins niveaux argileux rouges disposés parallèlement les uns aux autres.

Il nous donne le plan de la stratification d'origine S0-1.

- En certains endroits, en particulier sur la face Sud du Rocher Sainte-Véronique, on peut observer de très beaux plis isoclinaux à charnière aigüe (20 à 40°).



Photo 23 : Plis dans le Rocher Sainte-Véronique

Cela montre que les strates de phanites et d'argile rouge ont été plissées.

- Les plis d'argile rouge présentent des charnières gonflées et des flancs très étirés.

Au niveau des charnières, on peut facilement observer à l'œil nu des plans de clivage, à peu près de même direction que les flancs, preuve qu'il s'y est développé une schistosité de flux (encore appelée « schistosité ardoisière »).

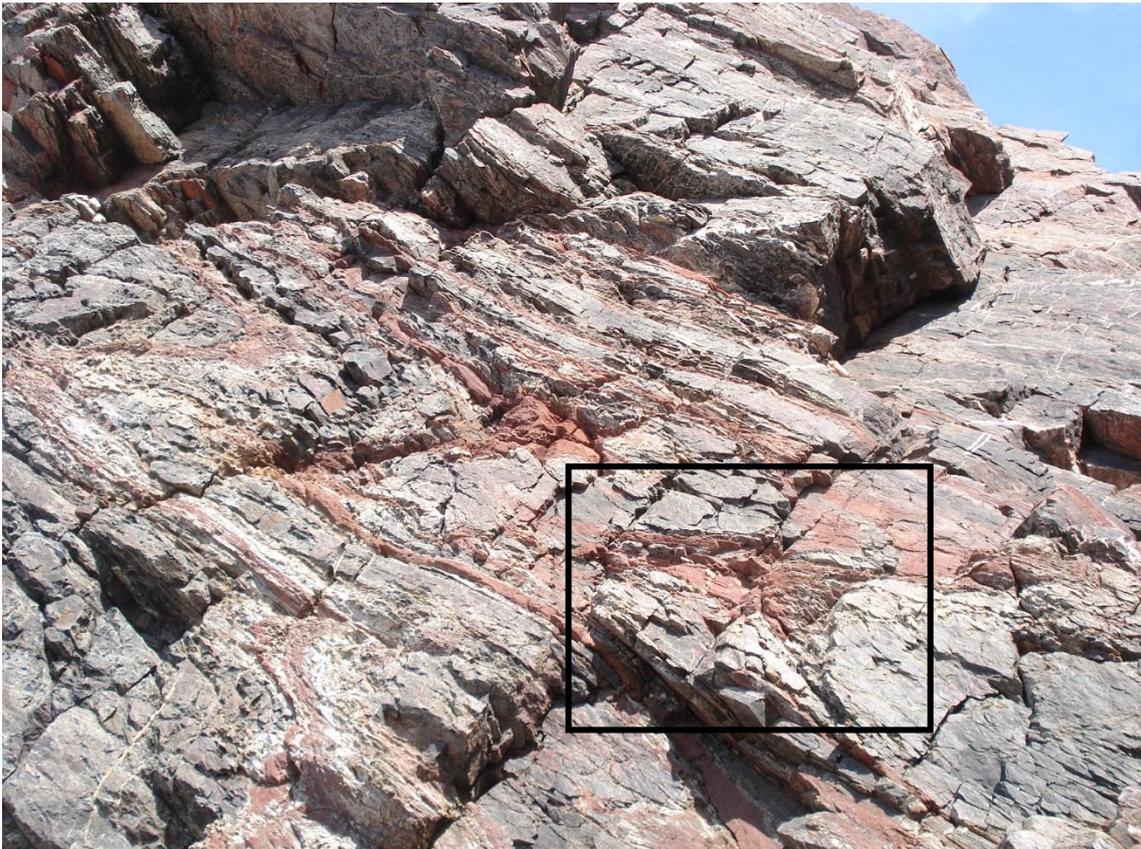


Photo 24 : Schistosité de flux au niveau de la charnière d'argile rouge

- A l'inverse, les charnières des plis de phanites sont cassées en gros blocs. La schistosité qui y est développée est une schistosité beaucoup plus fruste, dite « de fracture ». Les plans de clivage débitent la phanite en gros microlithons. Ces plans de clivage convergent généralement vers le cœur du pli ce qui n'est pas évident sur la photo 25 suivante.

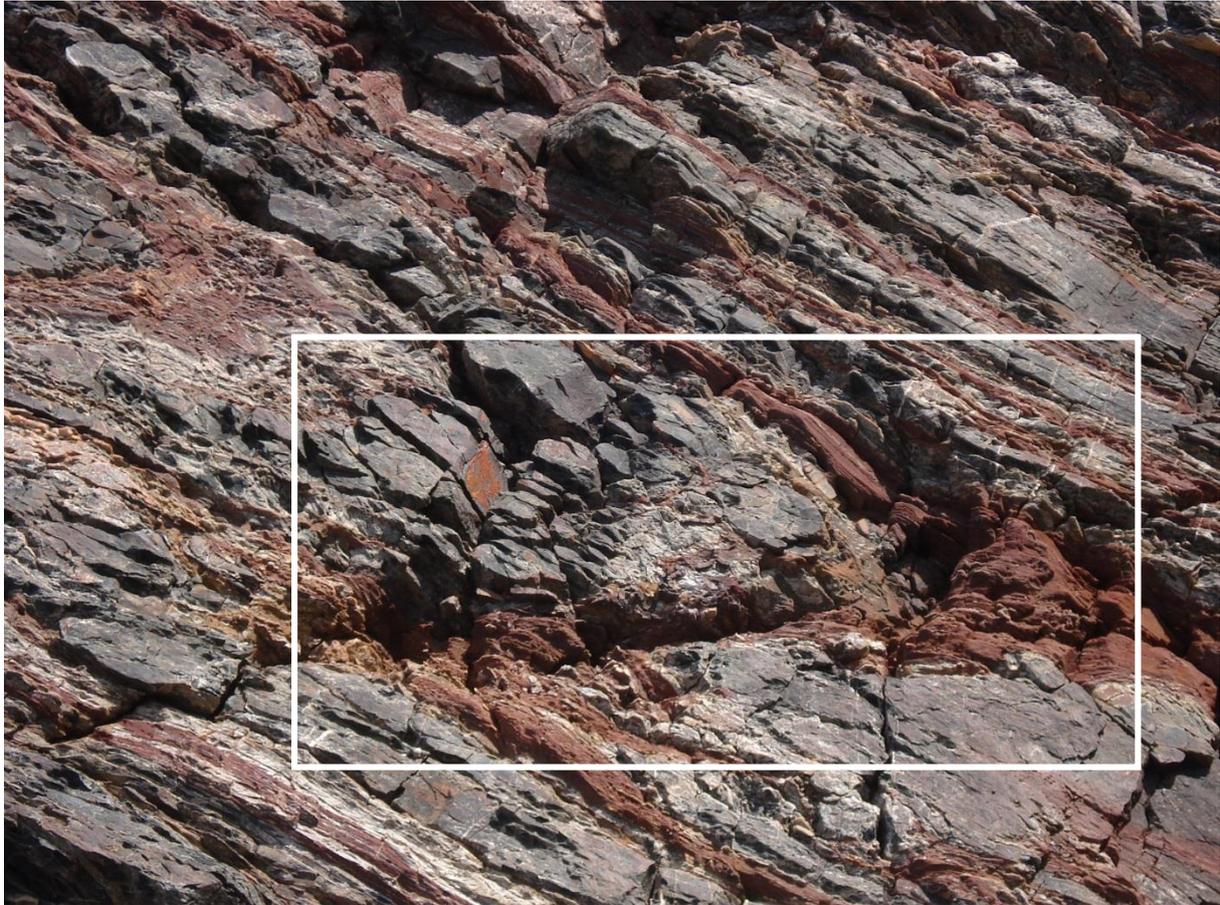


Photo 25 : Schistosité de flux au niveau des charnières d'argile rouge et schistosité de fracture au niveau de la charnière de phtanite

On constate donc ici que, placées dans les mêmes conditions de T° , de P et de contraintes tectoniques, les niveaux d'argile et de phtanites n'ont pas répondu de la même façon. Les premiers ont été affectés par une schistosité de flux (déformation continue) et les seconds par une schistosité de fracture (déformation discontinue, cassante).

Cela tient aux différences de comportement mécanique des minéraux qui constituent ces deux roches.

- Les niveaux argileux sont riches en phyllites, minéraux aplatis en feuillets comme les micas par exemple. Sous la contrainte, ces minéraux vont se réorienter, se placer perpendiculairement à la contrainte maximale et parallèlement les uns aux autres ; ils vont ainsi constituer des feuillets microscopiques séparés par des plans de clivage extrêmement serrés.

Les niveaux argileux relativement ductiles sont dits « non compétents ».

- Les niveaux de phtanites sont au contraire compétents. Sous la contrainte, ils ont un comportement cassant.

Cette nouvelle surface qui est apparue dans les plis est appelée plan de schistosité. On la désigne par S_2 . Elle a surtout une origine mécanique et matérialise l'anisotropie interne du milieu.

Ce plan de schistosité S2 est parallèle à la stratification S0-1 au niveau des flancs des plis.

En revanche, au niveau des charnières, il est perpendiculaire à S0-1 (c'est net dans les charnières d'argile). Il devient alors plan bissecteur du pli. On dit encore que le plan de schistosité S2 est plan axial du pli.

- On peut parfois observer la présence des filonnets de quartz blanc appelé quartz d'exsudation disposés parallèlement au plan S0-1.



Photo 26 : Filonnets de quartz d'exsudation parallèles à S0-1

Elle s'explique par la dissolution du quartz de la phtanite sous l'effet de la contrainte, de la pression principale qui s'exerce perpendiculairement à S0-1.

Attention ! Les filets verticaux de quartz qui coupent perpendiculairement le plan de stratification S0-1 sont à relier aux failles tardives post-nappes (post-Tournaisien).

L'examen de lames minces de phtanite (figure 14 suivante) montre également des figures de déformation par pression-dissolution. Les fantômes de Radiolaires ne sont plus en effet sphériques, ce qui est leur forme habituelle. Ils présentent deux faces aplanies où la silice du test a été dissoute sous l'effet de la compaction due à la contrainte ; cette silice dissoute est allée ensuite cristalliser dans des ombres de pression, zones de moindre contrainte.

Les pics des joints stylolithiques (ou stylolitiques) présents sur les faces aplanies donnent la direction de la contrainte : elle est perpendiculaire à S0-1 et la forme symétrique des ombres de pression, disposées parallèlement à S0-1, indique que S0-1 est aussi un plan d'aplatissement.

Ces figures de pression-dissolution sont caractéristiques d'un métamorphisme de faible intensité.

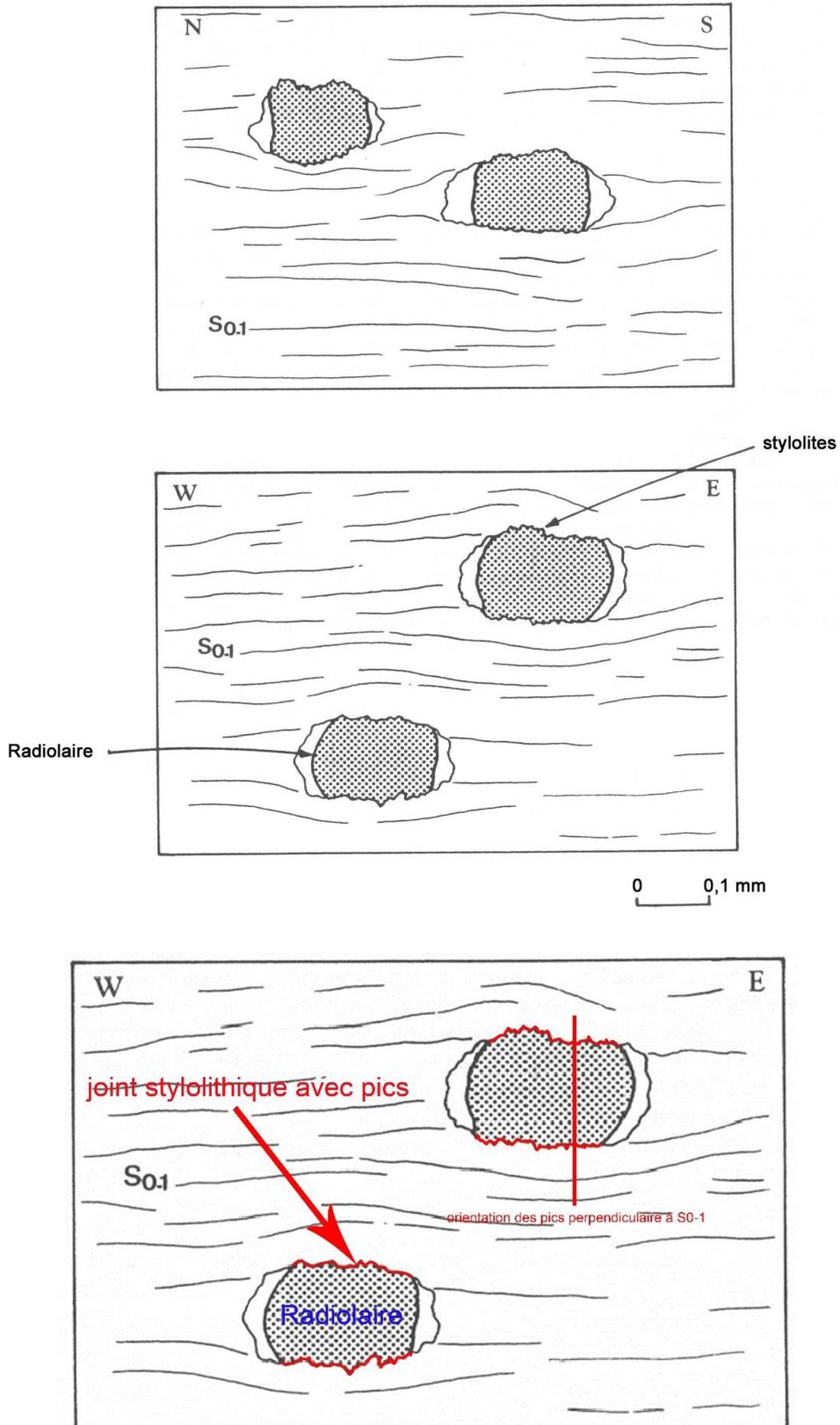


Figure 14 : Déformation par pression-dissolution

Les stylolithes indiquent la direction de la contrainte principale σ_1 et montrent que S0-1 est un plan d'aplatissement.

Document Didier PONCET

Jointes stylolithiques

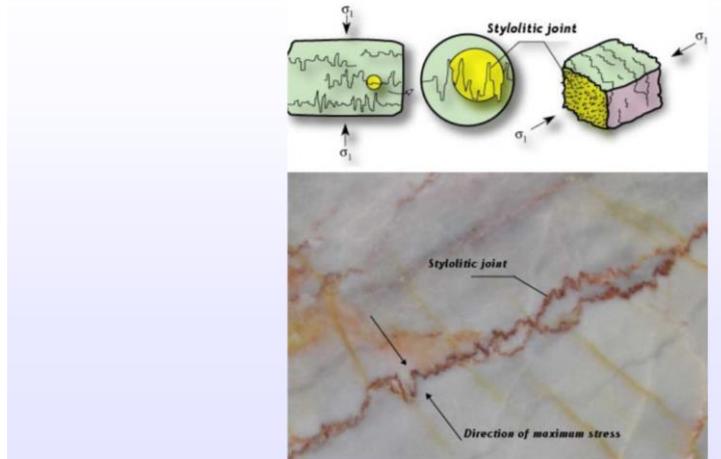


Figure 15

▪ L'examen attentif des plis de la face Sud du Rocher de Sainte-Véronique et qui sont des plis P2 montre de plus une asymétrie des flancs : plis en forme de « Z » avec des flancs longs pentés vers l'Est et des flancs courts pentés vers l'Ouest.

Les flancs longs tendent à venir en coïncidence avec le plan de schistosité S2 et les flancs courts font un angle plus raide avec lui.

Cela indique que :

- les plis P2 sont des plis d'entraînement vers l'Ouest, entraînement accompagné d'un cisaillement dextre. Les plans de cisaillement sont parallèles au plan de schistosité S2.
- les Phtanites du Rocher Sainte-Véronique sont en position inverse. Elles appartiennent au flanc inverse d'un pli plus vaste.



Photo 27 : Asymétrie des plis P2

NB : Les plis P1 existent mais sont rares et généralement de taille centimétrique.

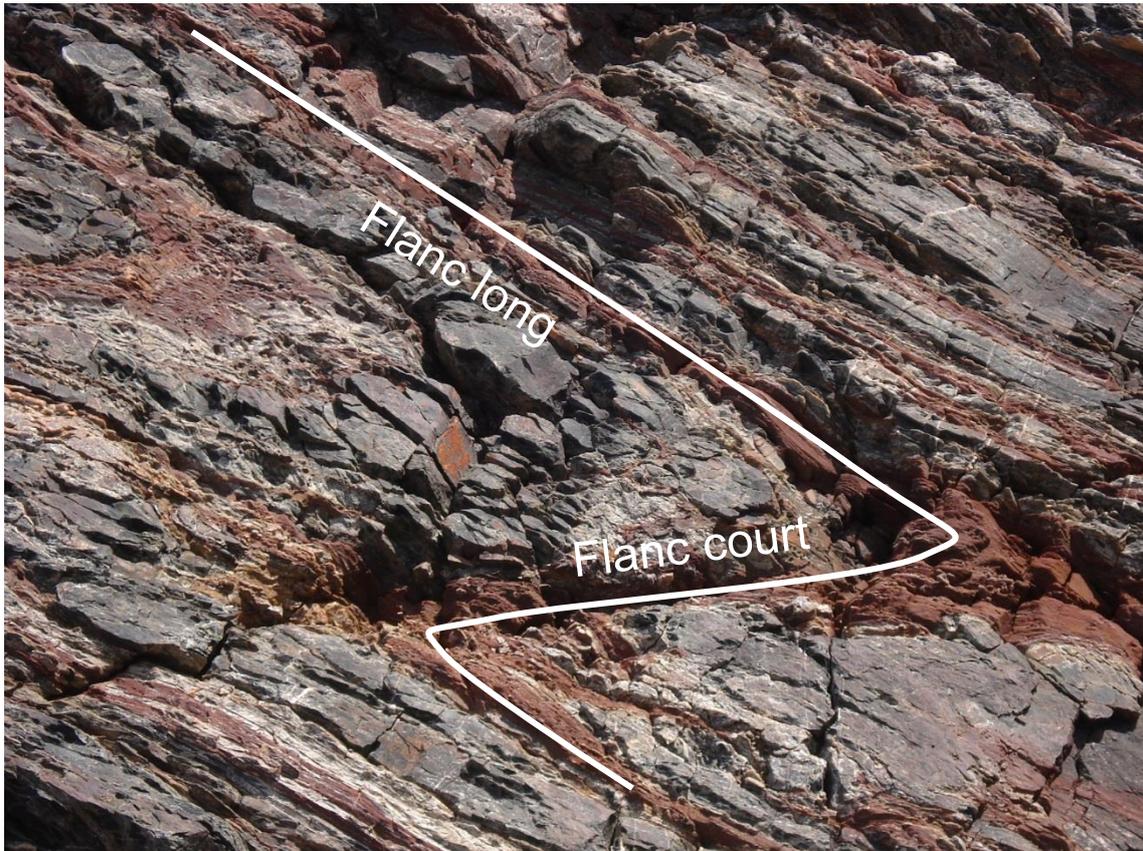


Photo 28 : Détail

Ces plans de cisaillement débitent finalement le Rocher Sainte-Véronique en « pseudo-strates ».



Photo 29 : Débit en « pseudo-strates » du Rocher Sainte-Véronique

Rappel : Les plis P2 observés appartiennent vraisemblablement au flanc inverse d'un pli beaucoup plus grand.

Le « berceau » formé par l'ensemble des phtanites de Sainte-Véronique et de la Grotte du Four à Cateau (photo 30) pourrait silhouetter ce pli plus vaste.



Photo 30 : Forme en berceau de la « Formation des Phtanites »

Des petites failles inverses peuvent être également mises en évidence sur l'estran.



Photo 31 : Faille inverse dans les phyllites de l'estran

- Au pied du Rocher Sainte-Véronique, on peut aussi trouver des structures qui font penser à des bourrelets, parallèles entre eux, orientés NO-SE et assez fortement pentés vers l'Est.

Ces structures pourraient être l'indice d'une compression Est-Ouest.



Photo 32 : Structure en « bourrelets » ou « mullion structure » dans les phyllites de la base du Rocher Sainte-Véronique

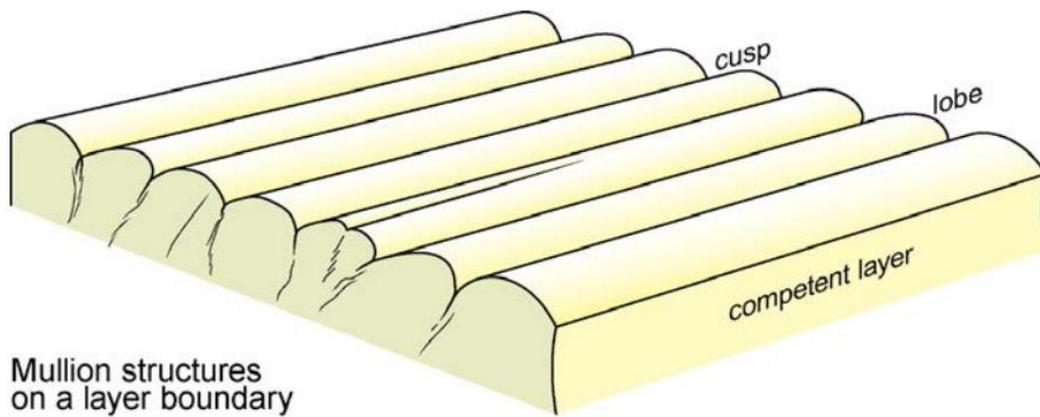


Figure 16 : Structure (linéation) en mullion, indice d'une compression

http://www.geology.um.maine.edu/geodynamics/AnalogWebsite/UndergradProjects2005/HJT.ERS416_2005/HTML/naturalworld.html

Sur l'estran, on peut retrouver ces mêmes structures en boudins mais orientées Est-Ouest.



Photo 33 : Structure en « bourrelets » ou « mullion structure » dans les phyllites de l'estran



Photo 34 : Détail

Remarque : Ces burrelets semblent eux-mêmes tronçonnés verticalement et certains plans de tronçonnement orientés NO-SE semblent remplis d'un « ciment » à faciès de porphyroïde.

On aurait donc là une autre preuve, mais cette fois-ci sur l'estran même, de la présence de la nappe des « Porphyroïdes » sur le para-autochtone des phanites.

En revanche, cette observation ne permet pas de dater l'arrivée de la nappe des « Porphyroïdes » qui peut être antérieure, contemporaine ou postérieure au tronçonnement des burrelets, indice d'une extension Est-Ouest.

Problème

Au pied du Rocher Sainte-Véronique et du côté de la falaise, les cisaillements semblent se faire de l'Est vers l'Ouest et les « mullion structures » sont orientées NO-SE alors que sur l'estran, les cisaillements se font surtout du Nord vers le Sud et les « mullion structures » sont orientées Est-Ouest.

Comment peut-on expliquer cette observation ?