

## ASSOCIATION VENDÉENNE DE GÉOLOGIE

## Bulletin annuel

Publication	Sommaire
<p><b>Directeur de la publication</b> Hendrik VREKEN</p>	<p>Exposition sur le volcanisme à Beautour 2</p>
<p><b>Rédacteurs :</b> Pierre GIBAUD, André POUCKET, Jean-Pierre TORTUYAUX, Hendrik VREKEN</p>	<p>Conférence de Jacques-Marie Bardintzeff à Beautour 7 Thème - « Volcans, séismes et tsunamis - La Terre en colère »</p>
<p><b>Maquette, illustration et mise en page :</b> Jean CHAUVET, Hendrik VREKEN</p>	<p>Sortie géologique de Brétignolles-sur-mer (85) 14 Thème - « Le volcanisme en Vendée : une observation des rhyolites de Brétignolles »</p>
<p><b>Photographies :</b> Jean CHAUVET, Alain DURET, Pierre GIBAUD, Dominique LOIZEAU, André POUCKET, Jean-Pierre TORTUYAUX, Hendrik VREKEN</p>	<p>Sortie géologique dans le Haut-Bocage vendéen (85) 18</p>
<p><b>Comité de lecture :</b> Christian FRADIN, Pierre GIBAUD, André POUCKET, Michel ROUET, Jean-Pierre TORTUYAUX, Josiane VREKEN</p>	<p>Sortie géologique dans la Corniche angevine (49) 37</p>
<p><b>Illustration de couverture :</b> <i>Ignimbrites - Brétignolles-sur-Mer</i> <i>Rue du Port Thinault - Denée (49)</i> <i>Grès roussard - Le Mans Sud (72)</i> <i>Figures sédimentaires - Les Sables-d'Olonne</i> <i>Au verso : Groupe de l'AVG - Les Malécots</i></p>	<p>Sortie géologique dans le Cénomaniens de la région du Mans et les Alpes mancelles (72) 66</p>
<p><b>Dépôt légal : 1<sup>er</sup> trimestre 2018</b>  Tirage : 100 exemplaires Imprimerie : Pixartprinting.fr</p>	<p>Sortie géologique dans le « Complexe métamorphique et granitique des Sables-d'Olonne » 96</p>
	<p>Séance de TP - « Chronologie relative et Stratigraphie » 112</p>
<p><b>Association Vendéenne de Géologie</b>  Centre Beautour - Route de Beautour 85 000 - LA ROCHE-SUR-YON  E-mail : avg.85000@gmail.com Site : avg85.fr</p>	<p>Séance de TP - « Les granitoïdes : approche pétrographique et contextes tectoniques de formation » 113</p>
<p><i>Toute reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'AVG, est illicite. (Loi du 11 mars 1957, alinéa 1<sup>er</sup> de l'article 40)</i></p>	

# Exposition de l'AVG sur le Volcanisme au Centre Beautour

du lundi 7 février au dimanche 5 mars 2017



Au Centre Beautour de La Roche, l'association vendéenne de géologie vient d'installer une exposition sur les volcans. Avis aux curieux de tous âges.

Vous ignoriez que la Vendée fut, il y a 500 millions d'années, une région truffée de volcans ? Tout comme il y a un peu plus de 300 millions d'années le département, parsemé de montagnes, culminait à plus de 18 000 pieds ? L'exposition temporaire sur les volcans du Centre Beautour, organisée par l'association vendéenne de géologie (AVG), vous dévoile, au détour, ses secrets. Mais pas que...

Plus largement, « notre objectif, c'est de faire découvrir au public la création des volcans, les minéraux qui en découlent ou encore le mouvement des continents », détaille Michel Rouet, le trésorier de l'AVG.

Jusqu'au dimanche 5 mars. Exposition saisonnière sur le volcanisme, Centre Beautour, du mardi au vendredi et le dimanche, de 14 h à 18 h. Gratuit.

Ouest-France du 15/02/2017



De gauche à droite : Christian Fradin, constructeur de toutes les maquettes et initiateur du projet - Pierre Gibaud (Président de l'AVG) - Hendrik Vreken



Les minéralogistes de l'AVG - De gauche à droite : Alain Duret, Christian Mahu, Gérard Bertet, Joseph Giraudeau et Gérard Mérand



Michel Rouet à côté de la « Machine à éruption explosive » !

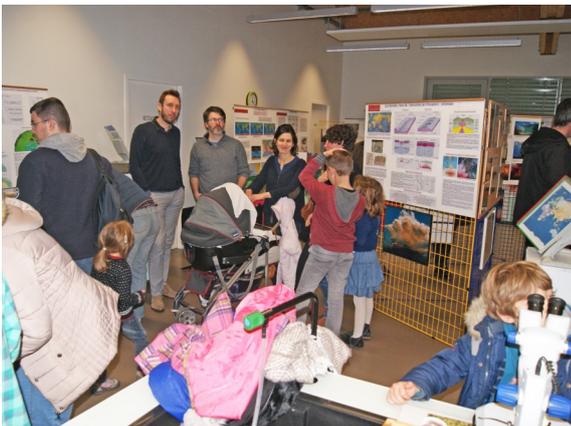
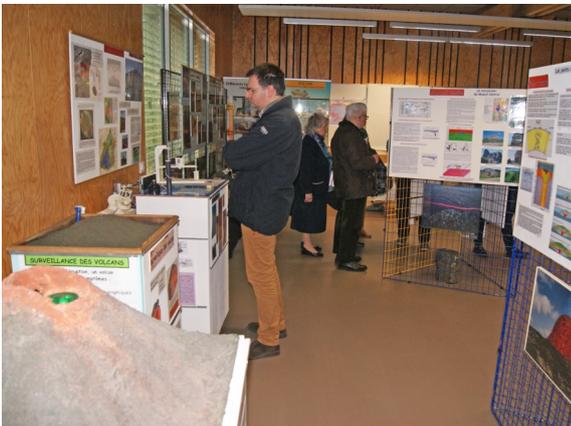


Alain Duret et Dominique Loizeau



**Vernissage en présence de Monsieur Laurent Caillaud,  
Conseiller régional des Pays de Loire**







*Apophyllite, scolécite et prehnite - Poona (Indes)*



*Apophyllite - Poona (Indes)*



*Apophyllite sur stilbite - Poona (Indes)*



*Cavansite sur stilbite - Poona (Indes)*



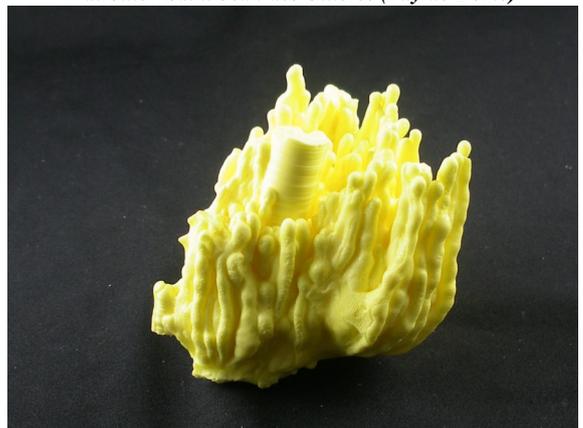
*Fluorapophyllite sur stilbite - Poona (Indes)*



*Natrolite - Saint-Jean-des-Ollières (Puy-de-Dôme)*



*Soufre - Sicile*



*Soufre - Sicile*

## Conférence de Jacques-Marie Bardintzeff

« Volcans, séismes et tsunamis - La Terre en colère »

Vendredi 24 février 2017



Jacques-Marie Bardintzeff et notre Président : Pierre Gibaud



Vue de l'assistance

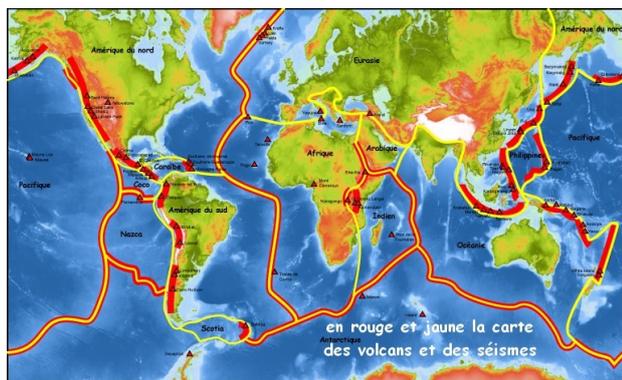
Jacques-Marie Bardintzeff est volcanologue, agrégé et Docteur d'Etat, professeur à l'Université de Cergy-Pontoise et à l'Université Paris-Sud Orsay, attaché au CNRS. Spécialiste des risques naturels dans le monde, il a écrit une grande quantité d'ouvrages et d'articles scientifiques et a collaboré à de nombreuses émissions de radio ou de télévision.

Il vient ici, à La Roche-sur-Yon, pour la 5ème fois ! (c'est peut-être la ville qui l'a le plus souvent accueilli !), sur invitation de l'AVG et de Christian Fradin, à l'occasion de notre exposition sur le Volcanisme.

En préambule et en quelques mots, Jacques-Marie Bardintzeff ne manque pas d'ailleurs d'en dire le plus grand bien ! Merci à lui.

## 1- Introduction

La structure de la Terre a été déterminée par « échographie sismique », en exploitant le cheminement des ondes P et S produites par les séismes. L'intérieur du globe comporte ainsi plusieurs enveloppes dont la superficielle : la lithosphère, n'a que 100 km d'épaisseur environ, faible par comparaison au rayon terrestre (6370 km). Cette lithosphère est fracturée en calottes sphériques ou plaques qui se déplacent. C'est la dissipation de la chaleur interne de la Terre par convection thermique dans le manteau qui est à l'origine de cette mobilité des plaques. Les premiers modèles, dans les années 1960, prenaient en compte sept plaques principales puis 12 et aujourd'hui, plus de 40 ! Le volume de la Terre étant constant et puisqu'il n'y a pas de « vide » à l'intérieur, il en résulte que la somme algébrique des vitesses des plaques doit être nulle sur tous les cercles virtuels (parallèles et méridiens) autour de la planète. Si donc deux plaques s'écartent en un endroit du globe pour former un océan, en un autre endroit, une plaque doit disparaître en plongeant sous une autre : on parle de subduction. Le réseau GPS permet de mesurer ces vitesses de déplacement, de l'ordre de quelques cm par an.



Sur le terrain, le travail du volcanologue est double : bien évidemment, lors d'une éruption, il observera l'écoulement de la matière lavique en fusion, plus ou moins visqueuse, mais aussi, armé de son marteau, il prélèvera sur des coulées solidifiées, donc plus vieilles, des échantillons bien solides pour en déterminer la composition et retracer l'histoire et l'évolution du volcan.

## 2- Risques volcaniques et prévisions

L'IAVCEI (pour International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) a retenu sept risques volcaniques majeurs (à rapprocher des sept péchés capitaux ?) : les coulées de lave, les retombées de cendres et de blocs, les écoulements pyroclastiques, les gaz, les lahars, les glissements de terrain et les tsunamis.

Parmi ces sept cas, il convient de bien distinguer les risques primaires, directement liés à l'activité volcanique, des risques secondaires et tertiaires dérivés dans le temps et dans l'espace.

### 2-1 Les risques primaires

Les risques primaires immédiats (laves, retombées, nuées, gaz), existent au moment même de l'éruption volcanique et directement à cause d'elle.

#### A- Les coulées de lave

Le Kilauea, volcan d'Hawaï, est en éruption permanente depuis le 03/01/1983. Il émet de la lave (température voisine de 1000°C), très fluide et qui peut s'écouler très localement à près de 50 km/h. En refroidissant, sa surface se plisse et peut prendre un aspect cordé ou en tresses, en draperies et l'on parle de lave cordée ou « pahoehoe ». Plus visqueuse, elle s'épanche moins facilement, sur quelques kilomètres. Leur surface prend alors un aspect plus chaotique, avec des blocs scoriacés que le front de la coulée repousse à la façon d'une chenillette : ce sont les laves de type « aa », équivalentes des *cheires* d'Auvergne.



Ces coulées de lave ne constituent pas vraiment un danger pour l'homme car les populations ont, en général, le temps de s'en aller ; leur vitesse reste faible, quelques km/h. Mais elles peuvent causer des dégâts importants en détruisant les cultures et les constructions qu'elles rencontrent sur leur passage.

Leur trajet est également si prévisible en tenant compte de la viscosité de la lave et du relief de la zone menacée qu'on a même parfois essayé de les détourner par barrages de terre ou explosifs, voire de les refroidir par pompage d'eau dans la mer !

**Remarques :**

- Lorsque la lave est très visqueuse, elle ne donne pas de coulée, elle sort du cratère comme la pâte de dentifrice sort de son tube. Il se forme alors un dôme comme le célèbre Puy de Dôme du Massif Central qui s'écroule finalement par simple gravité. La surrection d'un dôme est donc une manifestation effusive mais on verra qu'elle peut conduire à un dynamisme explosif.

- L'existence voire la permanence d'un lac de lave dans le cratère d'un volcan résulte d'un équilibre thermique parfait entre l'alimentation et la vidange de lave d'une part, entre l'apport de chaleur magmatique et le refroidissement de la lave en surface au contact de l'air d'autre part.

Il est donc parfois à la merci d'un débordement ou d'une vidange tout aussi rapide. Le 10 septembre 1977, une violente éruption vida le lac de lave du Nyiragongo (République Démocratique du Congo - Branche Ouest du Rift Est-Africain) par des fissures latérales ; la lave sous pression fut éjectée à 100 km/h et recouvrit une surface de 20 km<sup>2</sup>, causant la mort d'une centaine de personnes. Suite à cette vidange de 22 millions de m<sup>3</sup> en moins d'une heure, un effondrement se produisit dans le cratère ; de l'eau d'infiltration rencontra le magma et s'en suivit une violente explosion hydromagmatique. Le panache de vapeur et de cendres atteignit 11 km de hauteur.

L'éruption du 17 Janvier 2002 fut autrement plus dévastatrice sur le plan social et économique. Elle tua 147 personnes, 60.000 perdirent leur maison et selon les Nations-Unies, environ 250 000 personnes furent déplacées suite à cette éruption.

***Dans l'ensemble, la plupart des manifestations laviques précédentes, dites « éruptives », ne sont pas dangereuses. En revanche, lorsque beaucoup de gaz sont rejetés, l'éruption devient violente. Ces éruptions, qualifiées d'« explosives », projettent violemment des matériaux solides ou téphras ».***

***B- Les projections (ou retombées) de bombes, de blocs et de cendres (= téphras)***



Il convient de distinguer les cendres, d'une taille inférieure à 2 mm, les lapilli, d'une taille comprise entre 2 et 64 (= 2<sup>6</sup>) mm et, pour des dimensions supérieures, les blocs de forme anguleuse et les bombes de forme globuleuse.

**• Les bombes volcaniques (taille supérieure à 6,4 cm)**

Pendant leur refroidissement dans l'air, les bombes volcaniques, en tournoyant, vont prendre une belle forme fuselée aérodynamique. Si le magma n'a pas eu le temps de refroidir complètement, elles retombent sur le sol encore molles, s'écrasent et acquièrent une forme en « croûte de pain » ou en « bouse de vache ».

Ce sont parfois des blocs anguleux de plusieurs mètres qui sont projetés et retombent à des centaines de mètres du cratère.

**Remarque** - Les cônes résultent de l'accumulation des blocs, bombes et lapilli.

Les bombes sont extrêmement dangereuses aux abords du volcan. Au Japon, des abris en béton ont été construits au pied du Sakurajima pour la protection des individus.

**• Les cendres (taille inférieure à 2 mm)**

Beaucoup plus fines que les bombes et les lapilli, les cendres font encore plus de dégâts car elles retombent beaucoup plus loin. Elles recouvrent alors le paysage d'un manteau gris, un peu à la façon de la neige... mais qui ne fond pas !

Elles s'infiltrèrent partout dans les maisons et peuvent asphyxier les personnes qui les inhalent en quantité.

Recouvrant l'herbe, elles peuvent blesser gravement le palais et les voies digestives des herbivores, voire les empoisonner.

Elles sont aussi une source de pollution des eaux.

En 1883, le nuage de cendres du Krakatoa, volcan indonésien, a été aperçu au-dessus de Paris plusieurs semaines après l'éruption. Des témoignages rapportent qu'il resta même en orbite trois années durant et qu'il était régulièrement visible au-dessus de la capitale !

***C- Les écoulements pyroclastiques (nuées ardentes)***

Les écoulements pyroclastiques correspondent à l'émission brutale et dirigée d'une émulsion intime de liquide et de gaz magmatiques dans laquelle le gaz constitue la phase continue, transportant des éléments solides en suspension.

L'ensemble ressemble à une sorte de mousse brûlante à haute température (300 à 400°C) qui peut dévaler le flanc du volcan à une vitesse de 60 à 180 km/h, 500 peut-être pour la montagne Pelée en 1902.



Après l'échappement des gaz, la nuée ardente s'effondre sur elle-même.

L'exemple de la Montagne Pelée à la Martinique est tristement célèbre : le 8/05/1902, l'éruption a fait 28000 morts, Saint-Pierre a été complètement rasée, seulement 2 rescapés : le cordonnier Léandre et le prisonnier Cyparis.

Leur pouvoir destructeur est considérable et toute fuite est impossible.

Une prévision devient capitale. Les causes de morts d'hommes apparaissent multiples : onde de choc, heurt des bombes et des objets déplacés, effet thermique, asphyxie...

#### **D- Les gaz volcaniques**

Les volcans actifs émettent des gaz quasi continuellement, pendant et entre les éruptions.

Une grande partie de ces gaz s'échappent par le cratère ; une autre, moindre, les fumerolles, par des fissures situées sur le flanc du volcan.

Il s'agit surtout de vapeur d'eau blanche, mais aussi de dioxyde de carbone ou de dioxyde de soufre.

Certains gaz s'enflamment dès leur émission : l'hydrogène produit une flamme bleue et le soufre une flamme orange.

Le dioxyde de carbone, incolore, inodore et plus dense que l'air ambiant, peut s'écouler en nappe surnoise et s'accumuler dans les vallées et les points bas autour du volcan comme c'est le cas autour du Nyiragongo ou du Nyamuragira, près du lac Kivu. Il constitue un danger important pour les populations et leur bétail qui peuvent être victimes d'asphyxie.

Il en est de même des exhalaisons de dioxyde de carbone dans les lacs d'eau douce occupant d'anciens cratères. On connaît l'exemple du lac Nyos, au Cameroun, qui s'était établi dans le cratère d'un volcan que l'on pensait inactif. Subitement, le 21 août 1986, il a libéré d'un seul coup une quantité considérable de dioxyde de carbone. Ses eaux profondes sursaturées en CO<sub>2</sub> sont remontées à la surface peut-être suite à un séisme ou un glissement de terrain ; le gaz, dense, s'est ensuite répandu alentour, asphyxiant tous les habitants des villages voisins (1746 victimes) ainsi que le bétail, les animaux domestiques et même ... les fourmis.

Aujourd'hui, par précaution et dans le cadre d'un vaste programme international, l'eau profonde de ce lac est pompée pour qu'elle se dégaze en douceur. On pourrait même envisager une éventuelle valorisation de cette extraction !



**Les volcans, même après leur éruption, présentent encore bien des dangers pour les populations qui vivent tout alentour.**

#### **2-2 Les risques secondaires**

Les risques secondaires découlent d'une conjonction de plusieurs faits, certains extérieurs (pluies torrentielles, masse instable, zone marine). Ils apparaissent donc plus ou moins différés dans le temps (lahars, instabilités) ou dans l'espace (tsunamis).

##### **A- Les coulées boueuses (lahars et jökulhlaup)**

Les coulées boueuses ou lahars résultent de la conjonction entre la présence de matériaux volcaniques instables, d'un apport d'eaux d'origine variées et d'une instabilité.

Dans les régions tropicales, lorsqu'un cyclone se produit juste après une éruption volcanique, la pluie transforme les cendres en une boue très fluide. Toute cette boue dévale les pentes en formant de véritables coulées.



Les coulées de boue peuvent aussi résulter de la libération des eaux d'un lac de cratère dont un bord s'effondre ou de la fonte de glaciers. Dans la Cordillère des Andes, les volcans ont leurs sommets recouverts de glace. Parfois, la chaleur du volcan fait fondre l'intérieur du glacier, une poche d'eau se forme, prisonnière d'une enveloppe de glace.

Si la glace se brise, des tonnes d'eau se déversent, déblayant les pentes du volcan. Les coulées de boue peuvent alors parcourir des distances considérables, près de 80 km, comme ce fut le cas pour l'éruption du Nevado del Ruiz (Colombie) le 13 novembre 1985. A Armero, située à 72 km du volcan, la coulée boueuse avait encore une vitesse de 43 km/h et la vague une hauteur de 2 à 5 m. De nombreuses villes ont été rayées de la carte (25 000 morts).

Des coulées du même type se produisent aussi en Islande : les « *jökulhlaup* ».

### **B- Les instabilités : glissements de terrain et avalanches**

Les volcans apparaissent beaucoup plus instables qu'une montagne d'importance équivalente.

Un volcan est régulièrement ébranlé par des microséismes et déformé par la montée du magma.

Les instabilités concernent à la fois les volcans actuels (Etna, Stromboli, Montagne Pelée) que les volcans anciens (Cantal, Tahiti). Elles peuvent se produire pendant la phase éruptive (Mont Saint-Helens) ou plusieurs années, voire des siècles après celle-ci.

Les masses déplacées peuvent combler des vallées, créer des lacs de retenue. Avec une teneur en eau croissante, on passe progressivement à une coulée de débris puis à un lahar.

### **C- Les tsunamis**

Un tsunami (« vague dans le port » en japonais) a pour origine un phénomène tellurique : un séisme, un glissement de terrain et occasionnellement, une éruption volcanique. Brusquement, une importante quantité d'eau est mise en mouvement. Initialement, les vagues qui se forment ont une faible amplitude, de l'ordre du mètre pour une longueur d'onde d'une centaine de km ; elles sont donc à peine perceptibles par un bateau. Elles traversent l'océan à près de 700 km/h soit la vitesse d'un avion de ligne ! Ensuite, près des côtes, quand la profondeur du bassin diminue, les vagues ralentissent fortement (100 km/h ou moins, soit la vitesse d'une voiture) mais leur hauteur augmente pour atteindre plusieurs dizaines de mètres. Plusieurs trains de vagues se succèdent à intervalle de 5 à 40 minutes, le premier n'étant pas toujours le plus important.

L'éruption du Santorin en mer Egée (XVII-XVI<sup>ème</sup> siècle avant J.-C.) a détruit l'île Stronghlyli dont il ne subsiste qu'un anneau fragmenté autour d'une immense caldeira. Elle a mis fin à la civilisation minoenne.

Celle du Krakatoa du 27 août 1883 (Détroit de la Sonde) fit 36417 victimes. Les vagues engendrées traversèrent le Pacifique et l'Atlantique et furent même détectées par les marégraphes dans le Golfe de Gascogne soit à 17000 km du lieu de l'éruption.

Deux tsunamis récents, d'origine sismique, ont eu des conséquences dramatiques : à Sumatra le 26 décembre 2004 avec 250 000 morts et au Japon le 11 mars 2011 avec 18 000 morts et la catastrophe de Fukushima.

### **2-3 Les risques tertiaires**

Les risques tertiaires sont liés à l'occupation et à l'action humaine (population concentrée, stockage de produits dangereux) qui augmentent encore les bilans (fuite de gaz, court-circuit, incendie, rupture de barrage, famine...).

Ainsi les réserves de rhum ont accentué l'incendie de Saint-Pierre lors de la nuée ardente de la Montagne Pelée en 1902. La rupture des conduites de gaz urbain a déclenché des incendies lors du tremblement de terre de San Francisco le 18 avril 1906.

### **2-4 Prévision des éruptions**

Des stations automatiques et autonomes captent divers paramètres comme l'activité sismique, les déformations du sol, les variations magnétiques, gravimétriques et électriques, la température et le chimisme des fluides... Les informations sont ensuite transmises à l'observatoire de surveillance, construit à proximité du volcan à risques mais dans un lieu relativement peu exposé. Elles permettent aux spécialistes de prévoir l'imminence d'une éruption et apportent une aide aux décideurs politiques sur l'opportunité d'une évacuation de la population.



La France possède trois observatoires près de la Soufrière de la Guadeloupe, de la Montagne Pelée en Martinique et du Piton de la Fournaise à La Réunion.

Cette surveillance instrumentale est également complétée par une surveillance visuelle, nécessaire et qui donne de bonnes informations : microséismes ressentis, déformations visibles, éboulements, apparition de fumerolles, montée du niveau d'eau des sources et des rivières, modification de la végétation, comportement anormal des animaux...

L'observation actuelle d'un volcan ne nous renseigne pas toujours suffisamment sur les dangers à venir. L'expression très utilisée par les volcanologues « *Par l'esprit par le marteau* » montre la nécessité d'aller voir sur le terrain mais aussi de faire appel à l'histoire passée du volcan pour réfléchir sur son évolution possible « *Situer, observer, comprendre, prédire* ».

De nos jours, les satellites qui tournent inlassablement autour de la Terre sont des alliés de poids qui permettent de suivre les déformations de très nombreux volcans, d'analyser par images multispectrales (thermométrie infrarouge) les variations thermiques de certaines parties de leur édifice.

En France, les volcans de la chaîne des Puys sont les plus récents : moins de 8000 ans et seulement 6000 ans pour le lac Pavin situé plus au sud.

On considère qu'un volcan est éteint au-delà de 50 000 ans (voire 100 000 ans) sans éruption.

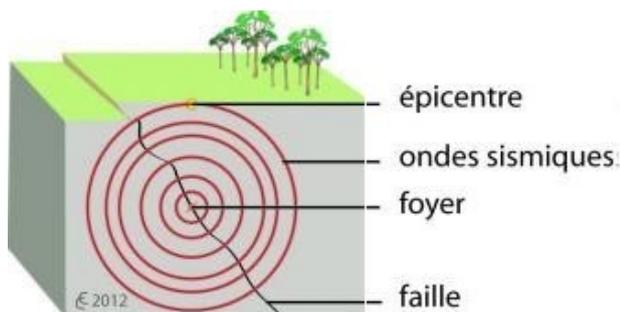
Le cas de l'Islande est singulier car l'Île est à la fois sur la dorsale médio-Atlantique et à l'aplomb d'un point chaud, ce qui explique son altitude importante et l'intensité des diverses manifestations volcaniques. L'eau y est aussi un facteur aggravant. On connaît les geysers islandais mais on connaît moins les maars, ces lacs de cratère de forme parfaitement circulaire formés au cours d'éruptions phréato-magmatiques violentes.

Les éruptions islandaises ont plusieurs fois perturbé l'Europe : Benjamin Franklin, l'inventaire du paratonnerre, fut le premier à faire le rapprochement entre l'hiver 1783-1784 particulièrement rigoureux et l'éruption du Laki. Cette éruption dura 9 mois. Un quart de la population de l'époque mourut, l'Islande faillit devenir un désert. Elle produisit un abaissement de la température sur l'ensemble de l'Europe, une surmortalité de 200 000 personnes sur le continent par ses gaz sulfureux transformés en pluies d'acide sulfurique. Elle a été responsable d'années de disette et peut-être de la révolution française.

Plus récemment, les rejets de cendres de l'Eyjafjöll au printemps 2010 ont cloué les avions au sol en Europe occidentale et causé des pertes financières colossales. Le principe de précaution qui a été judicieusement retenu par les responsables de l'aviation civile s'explique par le fait que l'on appréhende encore insuffisamment les tenants en particules, leurs évolutions et les risques pour les avions.

### 3- Les séismes

Dans un volcan, un fluide monte progressivement, alors que dans un séisme c'est un solide qui casse brutalement. Le foyer ou hypocentre du séisme est le lieu où se produit la cassure ou bien le glissement de faille, tandis que l'épicentre est la zone de la surface de la Terre à sa verticale.



Dans le cas d'un solide homogène comme le béton ou l'acier, il est possible d'estimer la résistance du matériau. Mais la lithosphère est très hétérogène et même si on connaît le niveau des contraintes, on ne saura jamais où et quand le séisme va se produire.

Les séismes ont toujours été une source d'effroi. Leur violence et leur imprévisibilité sont à l'origine de nombreuses légendes : ainsi en Chine et au Japon, on raconte qu'un énorme poisson dort sous le continent et que lorsqu'il se débat dans les entrailles de la Terre, il crée des séismes !

En Europe, le séisme de Messine du 28 décembre 1908, d'une magnitude de 7,5, et le tsunami associé ont fait 100 000 victimes.

Les plus violents séismes peuvent bouleverser le paysage, déformer les routes.

La France métropolitaine est moyennement concernée par les séismes. Les derniers séismes meurtriers sur le territoire français ont eu lieu en Provence, à Lambesc, le 11 juin 1909 (magnitude estimée à 6,4 et 46 victimes - destruction de plusieurs villages dont Lambesc) et à Arette, dans les Pyrénées-Atlantiques, le 13 août 1967 (magnitude estimée à 5,3 et 1 victime).

A défaut de prévoir avec certitude les futurs séismes, il est nécessaire de bâtir des constructions aux normes parasismiques. Les maisons sont édifiées en béton armé, avec des murs très solidaires grâce à un système de « chaînage » (ferraillages faisant le tour des habitations et inclus dans les murs). Ainsi, lors d'un séisme, les murs ne s'écartent que peu et les plafonds ne s'effondrent pas sur les planchers. Des volumes incompressibles sont ainsi ménagés pour assurer la survie des occupants.

Des plaques caoutchoutées entre les immeubles les empêchent de s'entrechoquer et des amortisseurs leur permettent d'osciller, de mieux répartir les pressions afin de les atténuer.

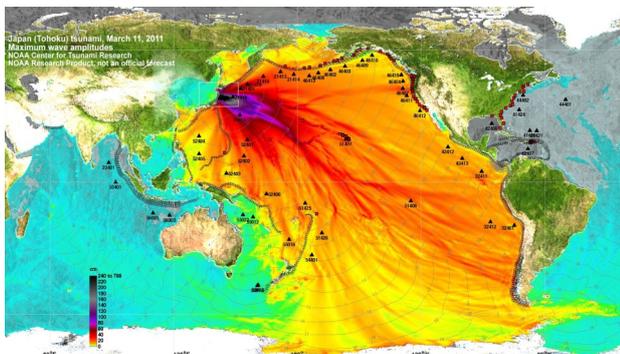
### 4- Les tsunamis

Ils ont été évoqués au 2-2 C- (page 11).

Les nombreuses îles volcaniques de l'Océan Atlantique pourraient être à l'origine de tsunamis. Par exemple, l'effondrement dans la mer d'un flanc (500 km<sup>3</sup>) du volcan Cumbre Vieja à La Palma aux Canaries provoquerait un tsunami sur l'Atlantique, qui atteindrait l'Espagne, l'Angleterre avec des vagues de 5 à 7 m et aussi les côtes américaines avec des vagues de 10 à 25 m.

Pour preuve, le séisme historique qui détruisit Lisbonne le 1<sup>er</sup> novembre 1755 créa un grand tsunami. Les vagues ont atteint Cadix en Espagne (avec une hauteur de 15 m) et Tanger au Maroc (hauteur : 17 m) en 20 minutes, puis Lisbonne (hauteur : 5 m) 25 minutes plus tard soit 45 minutes après le séisme. Les habitants de Lisbonne qui s'étaient réfugiés juste après le séisme près du Tage en se croyant à l'abri ont été emportés par la vague destructrice : 90 000 morts à Lisbonne, 10 000 au Maroc. La vague atteignit l'Angleterre avec 3 m de haut.

En Méditerranée, région sismique et volcanique, 250 tsunamis se sont produits au cours des deux derniers millénaires dont 70 en Italie. Leur importance est moindre car la masse d'eau est plus faible mais le temps de parcours est réduit (5 à 10 minutes) à cause des dimensions réduites du bassin, ce qui complique la prévention. Les deltas sont les plus exposés.



Pour conclure, **le volcanisme et les séismes nous montrent que la Terre est une planète active et que les risques qui en découlent en sont le prix à payer.**

**Mais les volcans sont aussi, paradoxalement, utiles : accroissement de la surface des terres émergées, cendres riches en divers éléments chimiques jouant le rôle d'engrais naturels, gisements andésitiques fournissant des métaux ou exploitation du soufre natif, géothermie, thermalisme...**

### Questions posées par l'assistance

Q1 - On parle d'un volcan au large de la Vendée. Qu'en savez-vous ?

R1 - Non, il n'y a pas de volcans dans votre région depuis plus de 300 millions d'années !

Q2 - On dit qu'à Assise en Italie, les chauves-souris avaient fui avant le séisme ?

R2 - Oui, les animaux sont très sensibles aux micro-vibrations du sol ou de l'air qui précèdent les séismes. Hélas ! Les observations ne permettent pas une prédiction fiable de l'heure du séisme ou de son intensité. Une équipe de 3 scientifiques grecs a proposé la méthode VAN (acronyme de Varotsos, Alexopoulos et Nomicos) dans les années 1980. Ils avaient remarqué que quelques heures ou quelques jours avant le séisme, le sol était parcouru par des micro-courants électriques. Ils pensaient donc qu'un enregistrement en permanence des courants du sol permettrait de prédire les séismes. Quelques succès encourageants ont été obtenus. Mais cette méthode doit encore être améliorée pour devenir vraiment efficace.

Q3 - À la Réunion, le piton des Neiges est entouré par 3 cirques. Sont-ils la trace d'une caldeira ?

R3 - Non. Ce sont des cirques creusés par l'érosion liée à des effondrements et inexorablement, les parois de séparation sont appelées à disparaître.

Q4 - Les super-volcans. Combien sont-ils ? Quels sont les risques ?

R4 - On parle de super-éruption quand celle-ci dégage un volume de l'ordre de 1000 km<sup>3</sup>. On connaît 5 à 6 super-volcans. Le plus connu est le Yellowstone. S'il se manifestait aussi violemment que par le passé, il y a 2,1 Ma, 1,3 Ma et 630 000 ans, la destruction serait totale dans un rayon de 100 km, les USA seraient recouverts de 1 cm de cendres, le climat mondial serait bouleversé et un hiver sévère abaisserait la température moyenne de 15°C pendant une à deux décennies !

Q5 - Quelle est la différence entre une nuée ardente et un écoulement pyroclastique ?

R5 - Les deux termes sont synonymes au même titre que les surges ou les blasts. Ils correspondent à une émission brutale et dirigée d'une émulsion de liquide et d'éléments solides en suspension dans une phase gazeuse.

Q6 - Est-ce que le Vésuve est un super-volcan ?

R6 - Non, bien que ses éruptions puissent être très importantes. Son éruption en 79 après J.-C. a été précédée de signes avant-coureurs. Il y a eu 2500 victimes mais beaucoup d'habitants avaient fui Pompéi. La dernière éruption, plus modeste, du Vésuve remonte à 1944. Dans la région du Vésuve, les Champs Phlégréens près de Pouzzoles sont une formation volcanique à la fois plus imposante et plus dangereuse.

### Pour en savoir plus, deux livres de J.-M. Bardintzeff :

« Tout savoir sur les volcans du monde, séismes et tsunamis », Editions Orphie, 2015.

« Volcanologie », 5ème édition, Dunod, 2016.

Son blog « Volcanmania » : <http://blogs.futura-sciences.com/bardintzeff/>

**Merci encore à Jacques-Marie Bardintzeff pour cette remarquable conférence.**

**Article de Pierre Gibaud  
et Hendrik Vreken**

## Sortie géologique de Brétignolles-sur-Mer

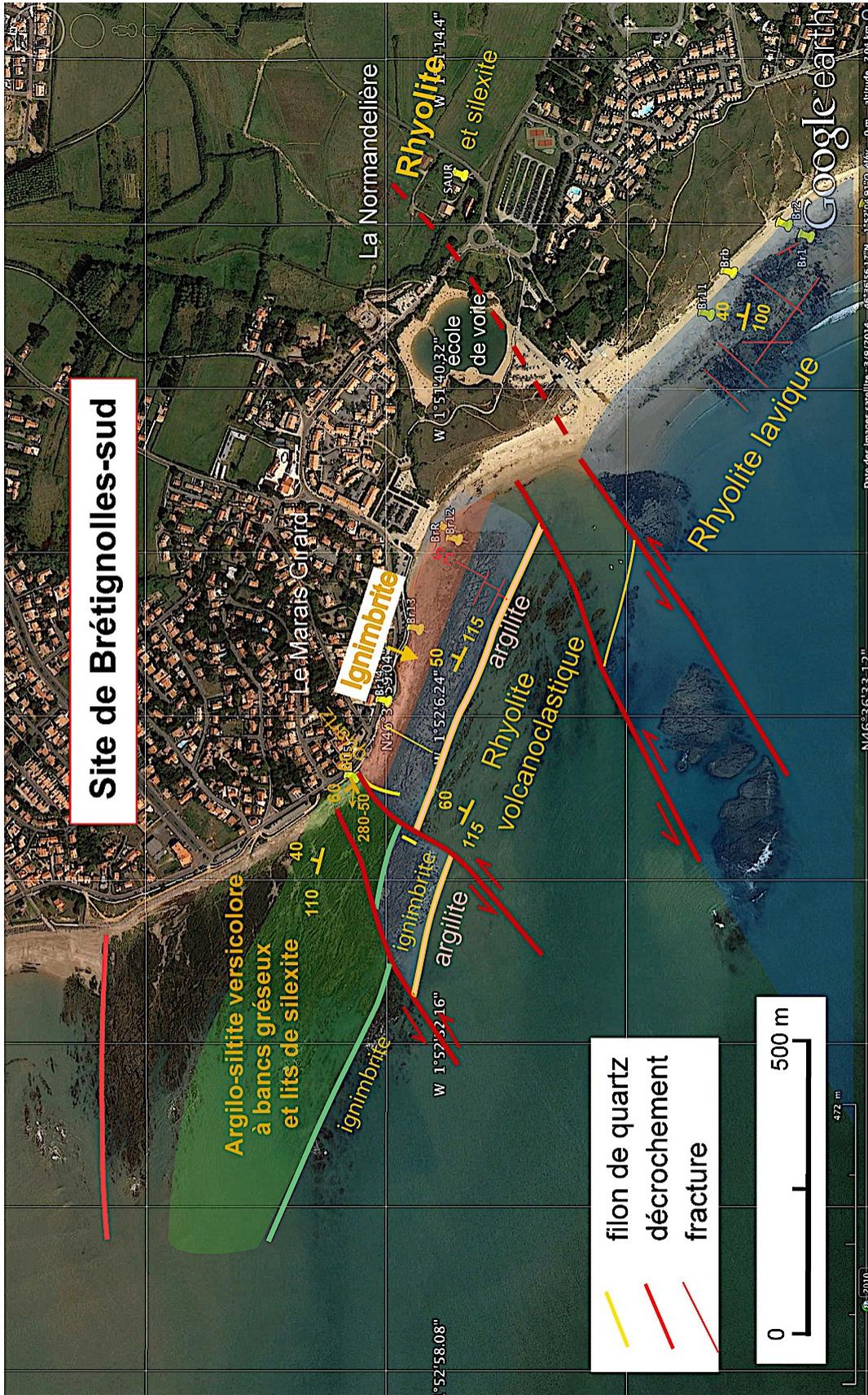
« Le volcanisme en Vendée : une observation des rhyolites de Brétignolles »

Samedi 25 février 2017

avec André POUCKET, membre de l'AVG et Jacques-Marie Bardintzeff



Jacques-Marie BARDINTZEFF et André POUCKET



**Site de Brétignolles-sud**

**Figure 1**  
Document de André POUCKET

A l'occasion de l'exposition sur les volcans réalisée par l'Association Vendéenne de Géologie (AVG) au Centre Beautour de La Roche-sur-Yon, une sortie d'application sur le terrain a été organisée le samedi 25 février 2017. Le célèbre volcanologue Jacques-Marie Bardintzeff, invité par l'AVG à prononcer une conférence lors de l'exposition, était naturellement l'invité d'honneur de cette sortie.

Nous nous sommes rendus sur l'estran rocheux de l'anse de La Normandelière et du Marais Girard au sud de Brétignolles où affleure magnifiquement une suite de coulées de laves et de pyroclastites rhyolitiques (**Figure 1** - carte extraite du Bulletin n°16 de l'AVG renfermant la description détaillée de ce site géologique majeur du sud de Brétignolles).

Ce volcanisme est daté en moyenne de 485 millions d'années, ce qui le situe au début de l'Ordovicien, partie inférieure du Paléozoïque datant les terrains du Primaire. Allant vers le sud, à gauche de la plage, nous observons une coulée de rhyolite massive hyalo-porphyrrique à petits phénocristaux de feldspath potassique et de quartz. La nature effusive de cette coulée est trahie par un rubanement magmatique en pseudo lits centimétriques avec alternance de niveaux riches en phénocristaux orientés et de niveaux vitreux (**Figure 2**).



**Figure 2**

Cette fabrique planaire résulte de l'écoulement laminaire d'un fluide visqueux. Les plans sont orientés N 100° et pentés de 40° vers le nord-nord-est. L'écoulement étant initialement sub-horizontale, la pile de lave a donc été basculée vers le nord-nord-est.

Compte tenu de la largeur de l'affleurement, la puissance visible de la coulée atteint 200 m.

Ainsi, partant vers le nord puis le nord-ouest à droite de l'anse, nous remontons vers le haut de la séquence volcanique. La lave massive passe rapidement à une formation de débris en fragments centimétriques que l'on détermine comme une coulée de pyroclastites. C'est une évolution classique de la partie supérieure d'un épanchement lavique rhyolitique. Cette séquence pyroclastique est épaisse d'environ 200 m. Elle est surmontée par un dépôt d'argile épais de 2 à 3 m qui indique un ennoyage de la formation volcanique et un arrêt momentané de l'activité. En effet, le banc d'argile est immédiatement surmonté par une coulée d'ignimbrite (**Figure 3**).



**Figure 3**

Cette coulée typiquement constituée de tufs soudés à chaud (texture eutaxitique, abondance de fiammes et de scories aplaties) résulte d'un écoulement cataclysmal de type « nuée ardente » à une température de l'ordre de 600°C ayant dévalé la pente d'un massif volcanique. Son épaisseur de l'ordre de 100 m est le résultat d'une mégas-éruption.

Vers l'ouest, au niveau de la stèle de l'ancien corps de garde, l'ignimbrite est en contact tectonique avec les argilo-siltites viséennes de la partie supérieure du bassin dinantien de Brétignolles. Il s'agit d'un décrochevauchement dextre repris en décrochement senestre avec écailles imbriquées d'argilo-siltites et d'ignimbrites cataclasées, le tout traversé par des filons de quartz métriques (**Figure 4**).



**Figure 4**

**Article de André Pouclet  
Photographies de André Pouclet**

#### Références :

- Bulletin AVG n°16 de 2016 : Sortie géologique en Pays de Vie (Vairé - Brétignolles-sur-Mer - Croix-de-Vie) - Thème : « Rhyolites et nappes de charriage dans la zone littorale vendéenne »

<http://avg85.fr/wp-content/uploads/2017/03/Compte-rendu-d%C3%A9finitif-HV-23-06-2016.pdf>

**Adresse du blog de Jacques-Marie Bardintzeff :**

<http://blogs.futura-sciences.com/bardintzeff/2017/02/26/des-volcans-en-vendee/#more-2182>



*Présentation de l'estran par A. Pouclet et J.-M. Bardintzeff*



*Argilite bariolée du Dinantien de Brétignolles*



*Argilite bariolée du Dinantien de Brétignolles*



*Le groupe sur un affleurement d'ignimbrites*



*Ignimbrite trémadocienne à texture eutaxitique*



*Ignimbrite trémadocienne à texture eutaxitique - Détail*



*Filon de quartz barrant l'estran*

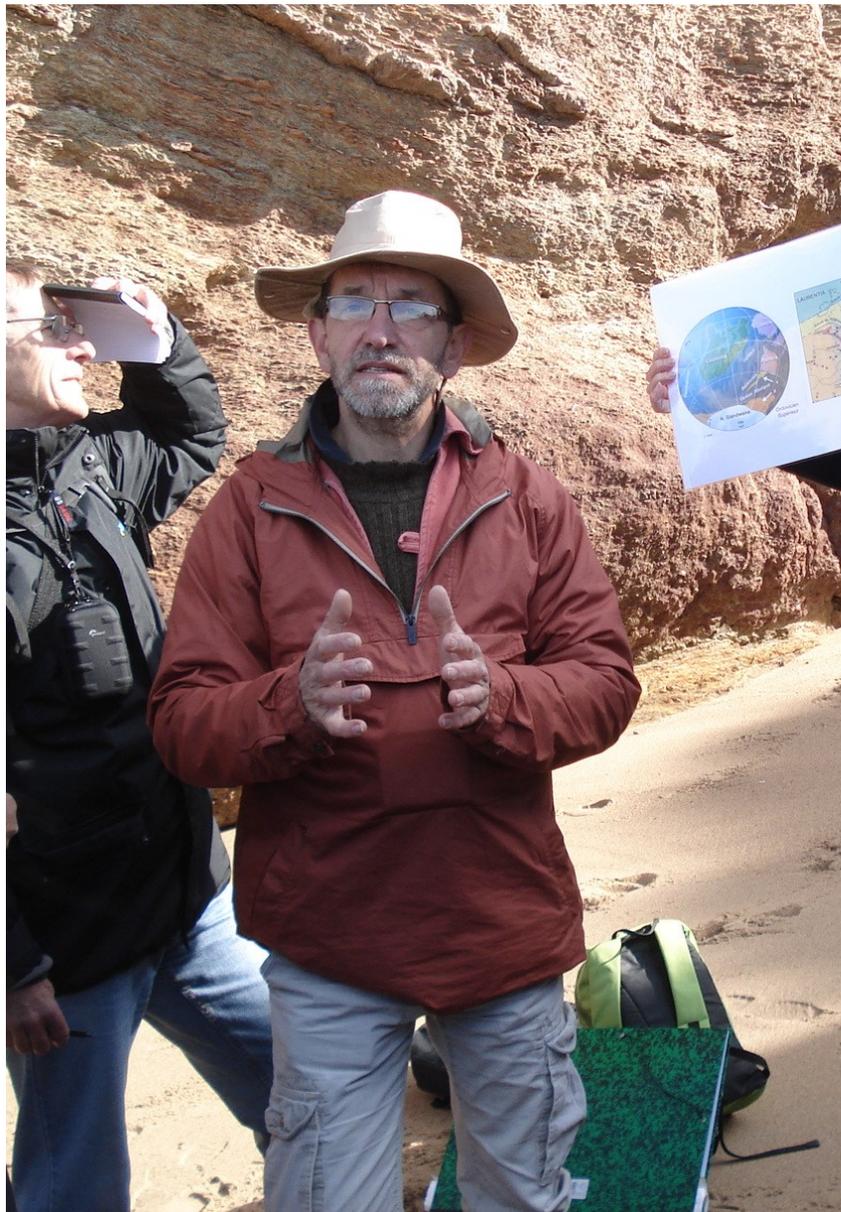


*Vue rapprochée - Le Filon de quartz est injecté dans une faille inverse*

## **Sortie géologique dans l'Unité Sud du Haut-Bocage Vendéen**

Dimanche 30 Avril 2017

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



**Didier PONCET**

## Introduction

### 1- Localisation géographique

La totalité de la sortie s'est déroulée en Gâtine\* poitevine. Elle aurait dû se poursuivre jusque dans les « Collines vendéennes » près de Saint-André et de La Forêt-sur-Sèvre mais une météo très défavorable nous a conduits à l'interrompre à l'heure du pique-nique !

Le pays de la Gâtine poitevine ou de Parthenay correspond en gros au tiers central du département des Deux-Sèvres. C'est une région vallonnée et bocagère qui constitue le prolongement naturel, vers le Sud-Est, de nos « Collines vendéennes ».

Comme dans ces dernières, l'altitude moyenne de la Gâtine est de l'ordre de 200 mètres ; elle culmine au Terrier de Saint-Martin-du-Fouilloux au Sud-Est de Parthenay à 271 mètres.

L'eau y est également omniprésente et pour deux raisons essentielles :

- la Gâtine constitue une barrière pour les vents chargés de pluies venant de l'Atlantique,
- les altérites argileuses et les arènes granitiques du sol jouent le rôle d'éponge au-dessus de la roche-mère ; imperméables, elles retiennent l'eau en surface.

Aussi, elle constitue le « château d'eau » du Poitou : la Sèvre nantaise et le Thouet au Nord-Ouest, la Vendée, l'Autize et le Chambon, affluents de la Sèvre niortaise, au Sud, la Vonne et l'Auxance, affluents du Clain, à l'Est, y prennent leur source.

Les ruisseaux composent un réseau dense ; les mares et les étangs, souvent consacrés à la pisciculture, sont innombrables.

\* *Gâtine* : de « *guastine* », terme issu de l'ancien français « *guast* » signifiant terrain inculte.

### 2- Cadre géologique régional

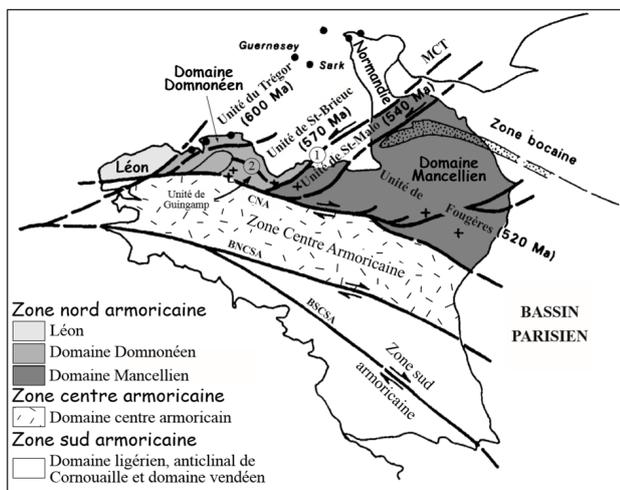


Figure 1 - Les grands domaines géologiques du Massif Armoricain

Géologiquement, la Gâtine poitevine et les « Collines vendéennes » appartiennent toutes deux au Massif Armoricain et plus précisément au Domaine vendéen (Figure 1).

Comme le montre la figure 1, le Massif Armoricain est découpé en 3 zones :

- la zone Nord-Armoricaine,
- la zone Centre-Armoricaine,
- et la zone Sud-Armoricaine,

séparées les unes des autres par de **grands accidents tectoniques cisailants à jeu dextre**.

L'accident le plus septentrional : le **Cisaillement Nord-Armoricain (CNA)**, orienté Ouest-Est, sépare les zones Nord-Armoricaine et Centre-Armoricaine.

Le second, plus complexe, sépare la zone Centre-Armoricaine de la zone Sud-Armoricaine : c'est le **Cisaillement Sud-Armoricain (CSA)**. Son allure est plus complexe.

Il se divise en effet en deux branches :

- une **branche Nord (BNCSA)** orientée N110° qui longe les Landes de Lanvaux et limite au Nord le Domaine ligérien contenant l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire,
- et une **branche Sud (BSCSA)** orientée N140° à terminaison en « queue de cheval » (Figure 2).

Au Nord de Nantes, à hauteur de Nort-sur-Erdre, la BSCSA donne naissance à la faille de Nort-sur-Erdre se prolongeant plus à l'Est par la faille du Layon-Loudun qui sépare le Domaine ligérien au Nord de l'ensemble Complexe de Champtoceaux - Domaine briovérien des Mauges - Unité du Choletais au Sud.

Puis à Nantes même, elle se divise à nouveau en deux autres accidents :

- la faille de Clisson - Cholet de direction N110° entre le Domaine briovérien des Mauges et l'Unité du Choletais au Nord et l'Unité du Haut-Bocage vendéen au Sud,
- et la faille de Secondigny entre l'Unité du Haut-Bocage vendéen et le Domaine central vendéen (Unité de Chantonnay).

Le Haut-Bocage vendéen est lui-même divisé en une unité Nord (Domaine de La Tessoualle) et une unité Sud (Zone granitique Nantes-Parthenay) par la faille de Mauléon-Bressuire-Vasles.

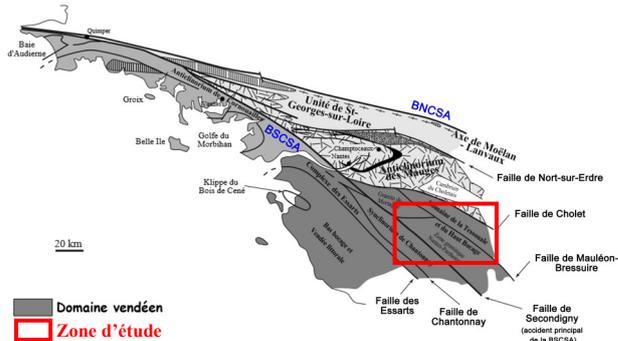


Figure 2 - Localisation de la Gâtine Poitevine

La Gâtine poitevine se situe dans l'Unité Sud du Haut-Bocage vendéen.

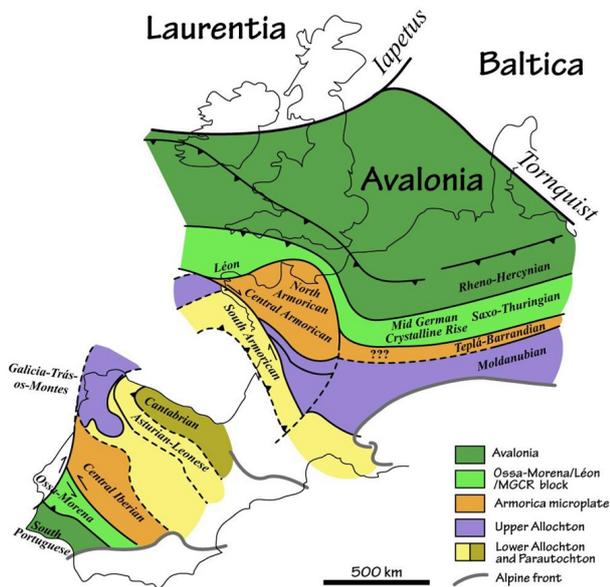
**3- Reconstitution rapide de l'histoire de la formation de l'orogène varisque (ou hercynien) à l'échelle du globe**

**Le Golfe de Gascogne (ou de Biscaye) tel que nous le connaissons aujourd'hui est de formation relativement récente !**

Sa formation a débuté au Jurassique inférieur (et certainement dès le Permo-Trias) par étirement de la croûte continentale de la Pangée entre le Massif Armoricain et l'Ibérie. Puis cette croûte a fini par se déchirer ; l'accrétion océanique a pris le relais de la distension continentale vers l'Albien supérieur (anomalie magnétique 33). Au Campanien, il y a environ 75 Ma, l'Ibérie était éloignée de 200 km du Massif Armoricain et se trouvait à environ 100 km au Sud de sa position actuelle. Le pré-Golfe de Gascogne est né !

**Mais avant la formation du Golfe de Gascogne, l'Ibérie était soudée au Massif armoricain et comme lui, a subi elle aussi l'orogène varisque.**

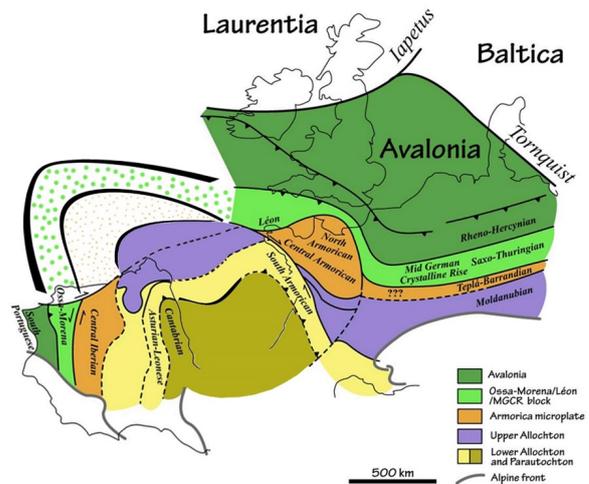
On a en effet mis en évidence en Espagne et au Portugal de grands domaines hérités de cette orogénèse varisque : en allant du Sud vers le Nord (Figure 3), le Domaine Centro-Ibérique, le Domaine de Galice-Trás-os-Montes et le Domaine Asturien-Léonien qui ont enregistré les mêmes événements géologiques que les Domaines Nord, Centre et Sud-Armoricains (Figure 1) à la seule différence près ( mais de taille !) que dans la péninsule ibérique, ces domaines sont séparés les uns des autres par de grands cisaillements cette fois-ci senestres.



Document C. Cartier

**Figure 3 - Les grands domaines géologiques de l'Ibérie et du Massif Armoricain**

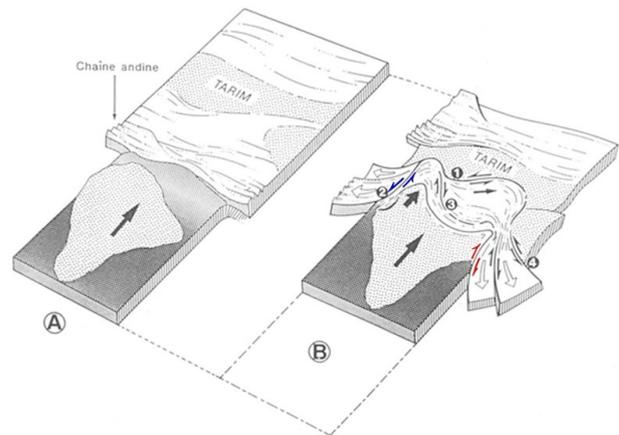
Si l'on referme maintenant le Golfe de Gascogne, ce qui revient à remettre l'Ibérie dans la position qu'elle occupait à la fin de l'orogénèse varisque, il y a 300 Ma, on constate alors que la chaîne varisque dessinait un arc en tout point comparable à l'arc alpin ou à l'arc himalayen formés à l'Ère Tertiaire (Figure 4).



Document C. Cartier

**Figure 4 - Position de l'Ibérie et du Massif Armoricain à la fin du Carbonifère, il y a 300 Ma**

Cette forme caractéristique, en arc, des chaînes alpines ou himalayennes est aujourd'hui bien comprise : elle est due à un enfoncement en coin, à un poinçonnement de la plaque Apulienne ou de la plaque Indienne dans la plaque Eurasienne avec, parallèlement, fermeture d'un domaine océanique plus ou moins important : fermeture de l'Océan Ligurien dans le cas de la formation des Alpes et d'une portion de la Téthys dans le cas de l'Himalaya (Figure 5).



**Figure 5 - Poinçonnement de l'Inde dans la plaque eurasiennne**

Remarquons sur la figure (B) près de ❶ des cisaillements dextres (flèches rouges) identiques à ceux que l'on observe au niveau du Massif Armoricain et en ❷ des cisaillements senestres (flèches bleues) comme on en a mis en évidence dans la péninsule ibérique.

**La formation de l'arc varisque Ibéro-Armoricain s'explique donc de la même façon que la formation de l'arc alpin ou de l'arc himalayen. Il y a eu poinçonnement d'une plaque : le bloc Aquitano-Cantabrique dans la microplaque Ibéro-Armorica avec fermeture d'un océan : l'océan Centralien (ou Galice-Massif Central ou Médio-Européen !...).**

A plus petite échelle, le bloc Aquitano-Cantabrique était une dépendance, un promontoire d'un gigantesque supercontinent : le Gondwana.

De même, la micro-plaque Ibéro-Armorica ou tout simplement Armorica appartenait au supercontinent Laurussia (Laurentia + Baltica) qui venait de s'agrandir suite à la fermeture de l'Océan Rhéique et à l'accolement de la microplaque Avalonia (Figure 6).

La chaîne varisque est donc une chaîne de collision qui résulte de l'affrontement de deux supercontinents : le Gondwana et la Laurussia. Et cela suffit à expliquer ses dimensions gigantesques : rien qu'en Europe, elle s'étend sur près de 5000 km de long (du Sud de l'Espagne jusqu'au Caucase) pour 700 km de largeur ! Elle se prolonge ensuite vers l'Ouest dans les Appalaches (Amérique du Nord) et dans les Mauritanides (Afrique du Nord) (Figure 6).

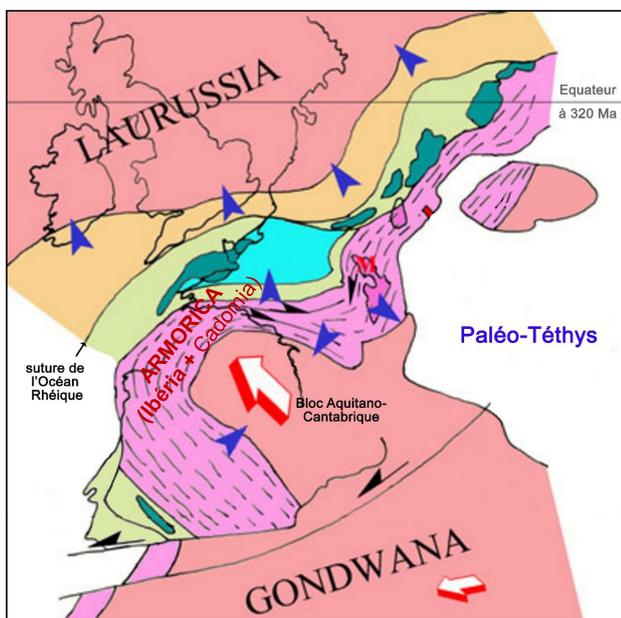


Figure 6 - Formation de la chaîne varisque (en mauve) par subduction du bloc Aquitano-Cantabrique (dépendance du Gondwana) sous la microplaque Armorica (en bleu, vert clair et vert foncé), dépendance du supercontinent Laurussia

#### 4- L'orogène varisque dans le Domaine vendéen

Dans le Domaine vendéen, le Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts à éclogites et amphibolites (Figure 7) dérive d'une ancienne croûte océanique qui a subducté jusqu'à 60 km de profondeur au Paléozoïque inférieur. Elle représente la suture de l'Océan Centralien.

En conséquence et pour simplifier, tout le Bas-Bocage vendéen appartiendrait à la marge Nord du Gondwana et le Domaine Central vendéen (Synclinorium de Chantonay) et le Haut-Bocage vendéen à la marge Sud d'Armorica.

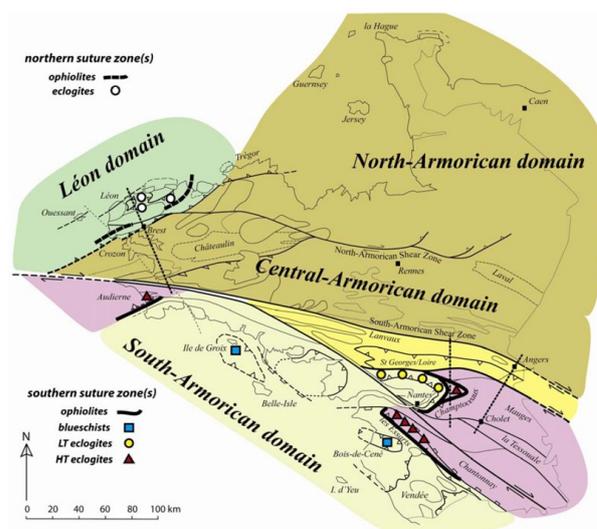


Figure 7 - Localisation du Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts

En fait, les choses ne sont certainement pas aussi simples car des cisaillements importants qui ont eu lieu au Carbonifère ont déplacé les différents domaines les uns par rapport aux autres et chaque domaine, chaque unité raconte une histoire qui lui est propre.

« Si l'histoire géologique et tectonométamorphique de chacune des unités est assez bien comprise, les rapports entre elles nous échappent presque totalement. Selon les conceptions mobilistes en vigueur, elles pourraient s'être formées à plusieurs centaines de kilomètres de distance, avant d'avoir été juxtaposées par la tectonique au cours de l'orogénèse hercynienne. Nous devons les considérer comme les éléments d'une giga-brèche tectonique constituée au Paléozoïque supérieur. Aujourd'hui, elles nous apparaissent comme les pièces éparées d'un puzzle incomplet. »

Extrait de la notice de la carte géologique de Montaigu au 1/50 000<sup>ème</sup>

« Le Domaine Vendéen est une sorte de « giga-brèche tectonique », dont chaque élément a sa propre logique et raconte une histoire. Coller les pièces très éparées 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.

Par exemple, l'unité de Roc-Cervelle et le méta-granite de Mervent sont difficilement corrélables avec le soubassement des formations du Synclinorium de Chantonay car ils en sont séparés par une faille, celle du Sillon Houiller, qui fait plus de 120 km de long (en réalité, elle en fait plusieurs centaines, car c'est la même faille qu'on observe à Quimper, reprise tardivement par celle de la Zone broyée Sud-Armoricaine), et qui pourrait coïncider plus ou moins avec l'ancienne zone de suture. De ce fait, les formations situées de part et d'autre de la faille du Sillon Houiller étaient probablement à des centaines de kilomètres de distance au Paléozoïque inférieur et il est hasardeux de les corrélées.

*Faire des transects des Sables-d'Olonne aux Mauges peut avoir un certain sens, car cela contribue à donner une image de l'allure générale de la chaîne, mais ce ne peut pas être la réalité, laquelle nous échappe forcément.*

*Pour autant, ne faut-il pas tenter des reconstructions paléogéographiques ? Sans doute, car cela est utile à la réflexion, mais il faut être très lucide quant au résultat. »*

**Gaston Godard**

## La géologie de l'Unité Sud du Haut-Bocage

### Arrêt 1 - La Morelière (Commune de Largeasse)

**Le Massif de granite de Largeasse - Age viséen (340 ± 4 Ma - U/Pb sur zircons)**

#### 1- Histoire du site

Le site a connu sa notoriété quand, en 1980, le Gouvernement a chargé le BRGM de prospector différentes régions de France pour envisager un confinement profond des déchets nucléaires à longue durée de vie.

La région de Neuvy-Bouin (79) avait été sélectionnée parce que cartographiquement le massif granitique de Neuvy-Bouin ne présentait aucune déformation superficielle : sur la carte géologique de Moncoutant au 1/50 000<sup>ème</sup>, il apparaît effectivement bien circulaire et non faillé.

A partir de 1983, des travaux sont donc menés pour le compte de l'ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) par divers organismes (BRGM, CREGU et CRPG, Université de Poitiers...) : étude cartographique, pétrographique et structurale du pluton, contexte structural du pluton, géochimie (éléments majeurs et éléments traces) et datations (U-Pb sur zircons) des granitoïdes du Haut-Bocage vendéen.

En mars 1987, le site figure parmi les quatre finalement retenus dans la phase suivante de l'expérimentation.

L'annonce rencontre presque immédiatement une forte opposition des citoyens locaux.

Deux associations se créent, le CIAD (Comité intercommunal d'action et de défense) et le GRANIT (en référence à la nature géologique du sol dans cette région).

Dans cette région de bocage, la mobilisation se structure autour de la paysannerie. C'est une véritable jacquerie.

*« Des blocs de granite ont été utilisés pour murer des accès, une caravane est restée campée en observation durant 14 mois sur le site et tous les mouvements de l'ANDRA étaient épiés. Leurs locaux ont été vidés, murés, goudronnés, emplumés. La population était rapidement mobilisée avec le réseau téléphonique... Le blocage était tel que les CRS et les engins de construction ne pouvaient passer sauf le bus scolaire.*

*Les élus venaient s'ils en avaient envie. Il est vrai qu'avec les élections, ils finissaient par le faire, sinon ils étaient sanctionnés. Il n'y a pas eu de revendication politique du mouvement. Les Verts se sont joints mais à titre personnel. »*

#### Document Wikipedia modifié

Après trois ans de lutte intense, le Premier Ministre, Michel Rocard, adopte un moratoire en 1990. L'année suivante, la loi Bataille se veut une réponse politique et législative à l'échec des premières expérimentations de l'ANDRA. Mais le site de Neuvy-Bouin ne sera dès lors plus inquiété, la prospection s'orientant à la fin des années 1990 vers le site de Bure dans l'Aube.

Le mouvement des protestataires a utilisé la loi de 1930 sur la protection des sites pittoresques pour créer le bâtiment d'accueil de La Morelière à proximité d'un chaos granitique très pittoresque, objet de notre visite.



**Le bâtiment d'accueil du « Jardin des Chirons » de La Morelière**

Le « jardin des Chirons » de la Morelière, situé en bordure immédiate de la Sèvre Nantaise et non loin de ses sources, est en effet célèbre dans la région pour son « Rocher branlant », bloc de granite bien rond posé en équilibre sur un autre bloc enterré dans le sol : il bougerait si on le pousse mais sans jamais tomber de son piédestal !



**Localisation du « Jardin des Chirons » à La Morelière (Image Google Earth)**



**Le groupe de l'AVG sur le parking du « Jardin des Chirons »**

En Gâtine, le « chiron » (appellation locale pour désigner des boules de granite qui émergent du sol) est un élément très présent dans la nature, autour duquel se sont imaginées de nombreuses légendes et histoires mystérieuses.

Souvent, ces légendes mettent en scène un ermite ou des animaux tel le boeuf, symbole de fécondité, et l'eau, intarissable aux vertus bienfaitrices.

Les traditions locales précisent que les rochers branlants ont pu servir de « Pierres de Jugement ». Les femmes accusées d'adultère étaient lavées de ce soupçon si elles parvenaient à mettre en branle l'une de ces pierres...

## 2- Le granite de Largeasse

### a) Description

- *A l'œil nu*



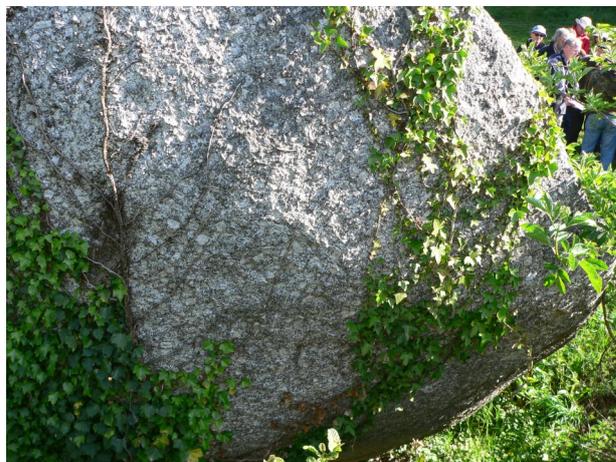
**Boule de granite de Largeasse**

C'est un granite de teinte gris-bleuté, à texture équante et à faciès franchement porphyroïde.

Les grains de quartz dont l'aspect rappelle celui du gros sel sont de taille moyenne (3-5 mm) et globuleux, en relief.

Le feldspath potassique (microcline), blanc, forme des méga-cristaux quadrangulaires automorphes de 20 à 50 mm de long (et jusqu'à 70 mm). Ils sont maclés Carlsbad et présentent le quadrillage du microcline.

La biotite, en paillettes brillantes noires, semble moins développée et la muscovite (mica blanc) absente.



**Boule de granite de Largeasse - Vue rapprochée**



**Détail**

*Les quartz sont en relief, les feldspaths en creux.  
Les biotites sont de petite taille.*

- *En lame mince*

Sa composition minéralogique comprend : quartz + microcline + plagioclase [An20-30] + biotite + apatite + zircon ± épidote (pistachite).

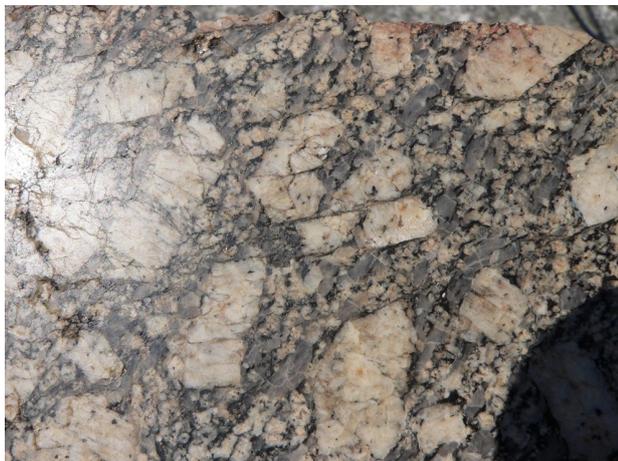
La présence de plagioclase (oligoclase) à côté du feldspath potassique en fait un monzogranite.

Sa richesse en biotite, fortement aluminieuse ( $Al_2O_3 > 18\%$ ), indique son caractère peralumineux (= hyperalumineux).

**Le granite de Largeasse est un monzogranite à faciès porphyroïde et à caractère peralumineux. Il appartient au « type Guéret ». C'est un granite de type « S ».**

Il provient donc de la fusion partielle de roches paradérivées (anciens sédiments argileux métamorphisés en schistes, micaschistes et/ou gneiss) de la croûte continentale supérieure comme le confirme aussi son rapport isotopique initial en Strontium ( $Sr^{87} / Sr^{86}$ ) relativement élevé (compris entre 0,705 et 0,715) ce qui exclut toute participation du manteau.

Du point de vue géotectonique, il se rattache au groupe des « granitoïdes de collision post-épaississement ».



**Section polie du monzogranite de Largeasse**  
(Échantillon Didier Poncet)

### b) Origine du granite

**Rappel** - Tous les granites sont des roches magmatiques de profondeur.

Dans le cas du granite de Largeasse, la fusion partielle ou anatexie des roches paradérivées est atteinte vers 10 à 15 km de profondeur dans la croûte continentale supérieure.

Le liquide de fusion produit remplit les pores du milieu et se déplace ensuite si les pores constituent un réseau. Il est évacué au fur et à mesure de sa formation tout simplement parce qu'il est plus chaud et donc moins dense que son encaissant.

Tous ces liquides vont finalement se rassembler en un diapir en forme de goutte d'eau renversée, diapir qui va poursuivre son ascension vers la surface à la façon d'une montgolfière.

En même temps, le magma commence à cristalliser : sa viscosité augmente et il se refroidit, il devient plus dense.

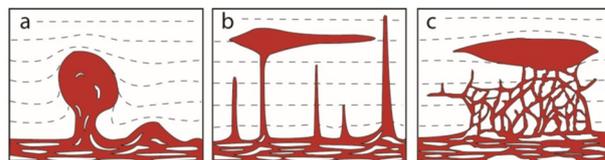
Lorsque la différence de densité entre le magma du diapir et son encaissant devient négligeable ou que sa viscosité devient trop importante, il s'arrête (stopping) puis s'étale horizontalement (ballooning).

Il termine alors sa cristallisation.

**NB** - L'ascension en diapir et le « ballooning » expliqueraient en grande partie la forme actuelle de l'affleurement du granite de Largeasse, en pluton bien arrondi (en tout cas sur sa bordure Ouest puisqu'il est en partie recoupé à l'Est par le pluton de Pougne-Hérissou).

Le diapirisme est souvent invoqué pour expliquer l'ascension du magma dans le cas de la formation des dômes migmatitiques. Hors de ce contexte particulier, on admet aujourd'hui que le transport du magma depuis sa source jusqu'à son site de mise en place se fait essentiellement par tout un réseau de failles.

Ces failles sont ouvertes dans l'encaissant du fait de la tectonique régionale (contexte extensif ou compressif) ou de la surpression qu'exerce le magma lui-même sur cet encaissant (fracturation hydraulique) en fonction de sa richesse en fluides ou/et de son volume et donc du débit de son alimentation à la source.



### Les trois principaux mécanismes de remontée et de mise en place des magmas granitiques

- Les contrastes de viscosité et de densité entre le magma et son encaissant permettent la remontée de magma sous la forme d'un diapir (figure a). La vitesse d'ascension est dans ce cas contrôlée par la déformation de l'encaissant. Des morceaux d'encaissant ou des restites peuvent être entraînés lors du transfert.

- L'ascension du magma s'effectue au travers de fractures présentes dans l'encaissant qui servent de drain au liquide: système de dykes (figure b)

- Le magma peut aussi remonter à travers un espace poreux ou grâce à un réseau de fractures tectoniques ou hydrauliques (figure c).

### A quelle profondeur le granite de Largeasse s'est-il immobilisé et solidifié il y a 340 Ma ?

Sa minéralogie ne permet pas de le déterminer ; certainement à plusieurs km de profondeur.

Une première fracturation s'est sans doute amorcée à cette profondeur, immédiatement après sa solidification, au moment de son refroidissement. Tout refroidissement s'accompagne en effet d'un retrait de la matière : la surface du pluton a commencé à être découpée par des fractures radiales et concentriques comme dans un cake que l'on vient de sortir du four !

Puis ultérieurement, grâce au jeu conjugué de l'érosion, de la surrection tectonique et du rééquilibrage isostatique, le granite a été amené progressivement à l'affleurement, au Permien.

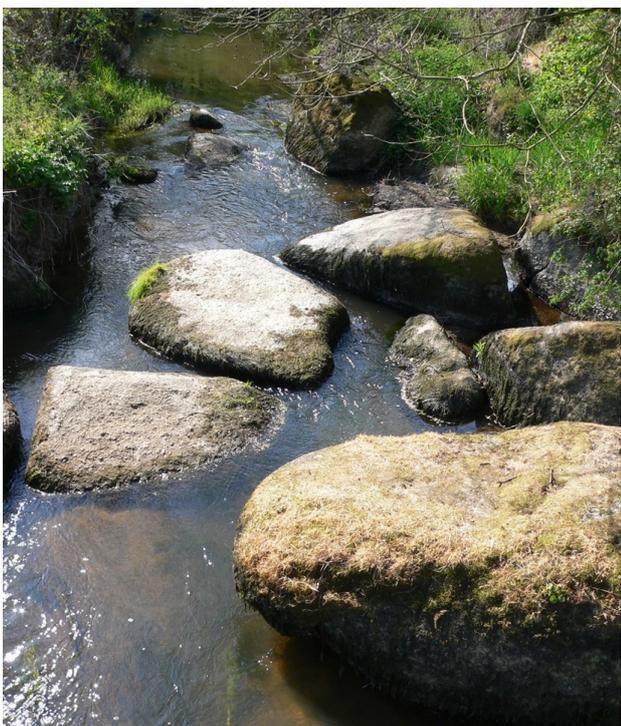
Au cours de cette remontée du pluton, une deuxième fracturation s'est opérée par décompression, détente du fait de la diminution de la charge lithostatique pesant sur lui. Ce sont alors des fissures plutôt tangentielles, parallèles à sa surface qui se sont formées et qui « ont fini » le découpage en profondeur en blocs polyédriques, en parallélépipèdes.

Cette seconde fracturation qui s'est faite à plusieurs centaines de mètres de profondeur va développer dans le granite une perméabilité « en grand » (perméabilité à l'échelle d'un affleurement) dont la conséquence sera une augmentation de la surface soumise à l'action agressive de l'eau.

**NB** - Le granite sain est une roche compacte, cohérente ; ses grains sont bien jointifs. En conséquence, il est imperméable à l'eau à l'échelle de l'échantillon : on parle alors d'imperméabilité « en petit ».

Le résultat de cette altération sera la formation d'un « chaos ».

3- Etude du paysage



**Le Rocher branlant**  
**Chaos de blocs granitiques**  
**dans le lit de la Sèvre nantaise**

**La genèse d'un « chaos granitique »**

L'accumulation des blocs de granite au fond de la vallée de la Sèvre nantaise résulte de processus naturels. Ces blocs n'ont jamais été déplacés par des Celtes ou des Gaulois ou Gargantua... !

La formation d'un chaos granitique comme celui de la Morelière est la conséquence d'une longue et lente évolution du pluton granitique de Largeasse, depuis le Permien quand il a atteint la surface. Mais pour des raisons climatiques, cette évolution s'est accélérée il y a 60 Ma. Pour l'essentiel, elle s'est déroulée durant le Cénozoïque (ères Tertiaire et Quaternaire).

Les affleurements granitiques sur le versant de la vallée de la Sèvre nantaise au « Jardin des Chirons » permettent d'expliquer le mode de formation des chaos (**Figure 8 p.29**).

Schématiquement, la genèse d'un chaos de blocs comprend trois étapes successives, d'inégales importances dans la durée.

**Etape 1 - Formation des blocs par arénisation du granite**

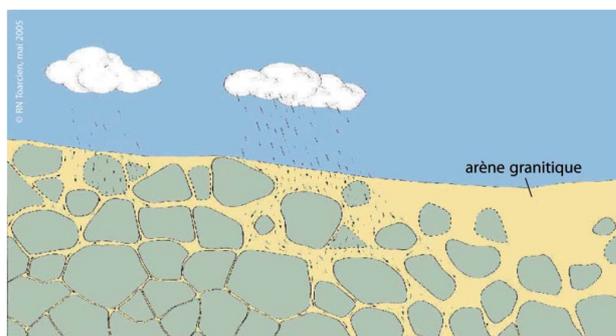
L'eau de pluie pénètre dans le socle granitique en circulant le long de fractures verticales et horizontales (diaclasses et failles) qui délimitent les blocs anguleux de taille variable.

L'eau peut ensuite s'infiltrer au sein même des minéraux du granite qui bordent les fissures. En effet, les feldspaths présentent des plans de maclé (ils sont maclés) et les micas des plans de clivage (ils sont feuilletés).

Elle dilate alors les grains qui vont exercer une pression plus grande sur les grains voisins. Suite à un temps plus sec, ces grains vont retrouver leur taille initiale mais ils ne seront plus aussi jointifs. La roche perd progressivement de sa cohésion. On parle alors de **désagrégation mécanique**.

Parallèlement, l'eau va oxyder le fer ferreux des biotites en oxyde ferrique (hydrolyse\*), dissoudre les ions interfoliaires des micas... On parle de **altération chimique**.

Le granite sain évolue donc progressivement vers un matériau de moins en moins compact, de moins en moins cohérent (« *granite pourri* » des carriers) puis vers un sédiment meuble ayant la consistance d'un sable grossier, plus ou moins argileux : l'arène granitique. **C'est l'arénisation météorique du granite.**



**Phase d'arénisation du granite**

En se maintenant au-dessus de la roche saine, l'arène granitique qui retient l'eau comme une éponge permet à l'arénisation de progresser vers le bas.



**Arène granitique**

Cette arénisation progresse à une vitesse de quelques mm à 300 mm pour 1000 ans selon le climat\*, parfois jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

Le résultat est un élargissement des fissures et un arrondissement des gros blocs par désagrégation centripète se matérialisant par la formation d'écailles concentriques « en pelures d'oignon ». Quant aux plus petits blocs, ils sont totalement décomposés.

Finalement, on aboutit à des noyaux rocheux de granite sain, cohérent, de forme ovoïde, emballés dans une matrice arénacée.

**\* Définition de l'hydrolyse** - L'hydrolyse est une réaction chimique qui aboutit à la transformation ou à la destruction des minéraux d'une roche par l'eau. Dans le cas d'un matériau granitique, certains d'entre eux, comme le quartz, la muscovite et dans une moindre mesure, les feldspaths potassiques sont peu ou très peu vulnérables à l'action de l'eau de pluie. En revanche, d'autres, à l'image de la biotite et des plagioclases y sont très sensibles.

L'hydrolyse de ces minéraux est favorisée par le fait que l'eau de pluie est acide, car chargée en CO<sub>2</sub> qu'elle a dissous dans l'atmosphère puis en traversant le sol (CO<sub>2</sub> provenant de la respiration de la microflore et de la microfaune du sol, des réactions de fermentations).

L'hydrolyse de la biotite et, plus particulièrement, des plagioclases, donne naissance à des minéraux argileux dont la nature et la proportion dans les arènes dépendent des conditions climatiques (température et précipitations).

**\* Influence du climat sur l'arénisation** - L'arénisation est étroitement dépendante des conditions climatiques, en particulier de la température (la vitesse d'altération double pour une augmentation de température de 10°C - Loi de van't Hoff) et de l'importance des précipitations qui conditionnent l'acidité du milieu.

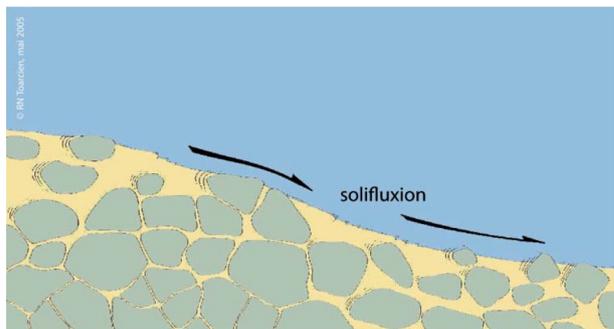
A titre d'exemple, les progressions verticales suivantes ont été estimées : environ 1 mm / 1000 ans sous climat continental froid ; de 1 à 30 cm / 1000 ans sous climat chaud et humide de la zone intertropicale. Les milieux froids à température trop basse et les milieux arides où l'eau est déficitaire sont défavorables à l'arénisation.

**Etape 2 - Transport des blocs dans les arènes granitiques**

Sur un versant modérément incliné (30° au maximum et une pente de 3° serait suffisante), l'équilibre précédent (noyaux de granite sain + matrice arénacée) peut être rompu pour peu que le couvert végétal soit insuffisant et que l'ambiance soit humide : les arènes granitiques argilo-sableuses gorgées d'eau sont déstabilisées.

Elles glissent en masse sur la pente par gravité et entraînent avec elles les blocs qui s'accumulent en contrebas du versant, dans le fond d'une vallée ou talweg.

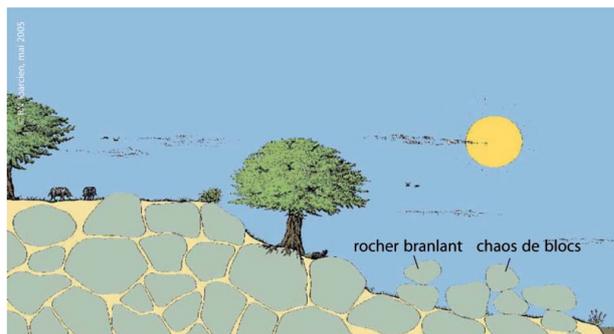
Ce phénomène équivalent à un glissement de terrain est appelé **solifluxion**.



**Phase de déplacement de blocs le long des versants**

**Etape 3 - Déblaiement des arènes granitiques**

Dans la vallée, les eaux courantes déblaiement l'arène granitique et dégagent un empilement de blocs disposés pêle-mêle : le « chaos granitique ». Parfois, deux blocs sont en équilibre l'un sur l'autre : ils déterminent alors un « rocher branlant » encore appelé « merveille ».



**Phase d'exhumation d'un chaos de blocs par les eaux courantes**

Sur le plateau, plus ou moins découpé de l'arène granitique, apparaissent des blocs arrondis, non déplacés, parfois isolés : les « dos de baleine ».

Lorsque le décapage est plus prononcé, c'est alors un ensemble de blocs disposés côte à côte et empilés sur plusieurs « couches » qui est mis à nu. Cet ensemble forme dans le paysage un véritable relief d'aspect ruini-forme ou « tor » comme on peut en observer en Bretagne.



**Les fameux « chaos granitiques »  
du littoral de Ploumanac'h (Côtes d'Armor)  
ne sont pas des chaos mais des tors !**

#### 4- Chronologie des trois phases précédentes dans le Domaine vendéen

En ce qui concerne le Massif Armoricaïn et les grani-toïdes de la Gâtine, exondés depuis au moins la fin du Crétacé supérieur (vers - 65 Ma), la formation des chaos de blocs dans notre région s'est déroulée de la façon sui-vante :

- tout d'abord, au Paléogène qui a connu la surrection des « Collines vendéennes » (à l'Eocène suite à la formation des Pyrénées) et la « mort » du fleuve Ypresis, puis au Néogène, longue période dominée par un climat uniformément chaud et humide de type tropical, il y a eu arénisation des granitoïdes avec formation des blocs et des arènes granitiques (**Phase 1**), arénisation qui a même pu conduire au développement de puissants manteaux latéritiques ;

- puis, durant les épisodes froids et pluvieux du Quaternaire (glaciations du Pléistocène), il y a moins de 1,8 Ma, sous l'effet de la solifluxion, se sont produits les déplacements modérés le long des versants des blocs emballés dans leur matrice arénacée (**Phase 2**).

Durant les périodes interglaciaires humides, la fonte des neiges et le dégel du sol superficiel ont libéré en effet des quantités d'eau considérables qui ne pouvaient s'infiltrer complètement en profondeur en raison d'un sous-sol en partie gelé ; les blocs de granite glissaient par solifluxion sur les pentes et beaucoup s'accumulaient dans le fond de la vallée où s'installait une rivière.

- enfin, en continuité, il y a eu décapage préférentiel des arènes granitiques par les eaux courantes (eaux de ruissellement et de la rivière) ce qui a abouti à l'exhumation des blocs en place au sommet des versants (tor, « dos de baleine ») et des blocs plus ou moins bousculés dans les vallées (chaos) (**Phase 3**).

L'érosion par l'eau des rivières s'est poursuivie à l'Holo-cène et se poursuit toujours aujourd'hui au moment des crues en réduisant la taille des blocs et en les arrondissant, du fait de l'action abrasive du sable qu'elles transportent en suspension.

Une fois à l'air libre, les blocs sont très peu sensibles à l'action des agents atmosphériques. Toutefois, sous l'influence des alternances gel-dégel et hydratation-dessiccation, de petites écailles millimétriques à centimétriques peuvent se détacher de la face nue des blocs.

#### a) Vasques et cannelures

Les principales de ces microformes d'érosion sont les vasques, circulaires ou allongées, simples ou coales-centes. Ce sont des dépressions à fond plat et à bords raides qui naissent au sommet des blocs où une flaque d'eau a pu stagner et entraîner la désagrégation granu-laire de ce même matériau. Des feuilles mortes peuvent s'y accumuler et leur décomposition, en générant des produits acides, participe aussi à cette altération.



**Vasque**

Dans certains cas, les vasques se prolongent par des cannelures. Les cannelures sont des sillons étroits, plus ou moins rectilignes, parfois profonds, sur les parois latérales des blocs et sont liées à un ruissellement entretenu qui a provoqué la dissolution du granite. Les cannelures sont un peu l'équivalent des lapiés en pays calcaire.



**Cannelure**

Ce phénomène est appelé « *desquamation* » et il contribue à donner des boules de granite de moins en moins grosses.



**Écaille en « pelure d'oignon »**



**Chêne remarquable divisé en deux troncs**

*Il a profité d'une diaclase dans ce bloc de granite en place au sommet du versant.*

Le dos de baleine de faciès porphyroïde renferme également des enclaves ovoïdes de taille décimétrique, mélanocrates, à grain très fin (<1mm), essentiellement constituées de biotite mais aussi de quartz et de plagioclase : ce sont les « *crapauds* » des carriers.



**Enclave à petits cristaux (« crapaud des carriers »)**

**b) Observation du dos de baleine (écaille en « pelure d'oignon », enclave)**

Le dos de baleine affleure entre le parking et le bâtiment d'accueil.

Ces enclaves ne sont pas des xénolites provenant de l'encaissant ou du protolithe : elles sont comagmatiques, c'est-à-dire qu'elles représentent en quelque sorte comme des « grumeaux », des phases cumulatives au sein du magma à l'origine du granite.

Lorsqu'elles sont allongées, elles marquent la trace de la foliation magmatique.



**Le « dos de baleine »**

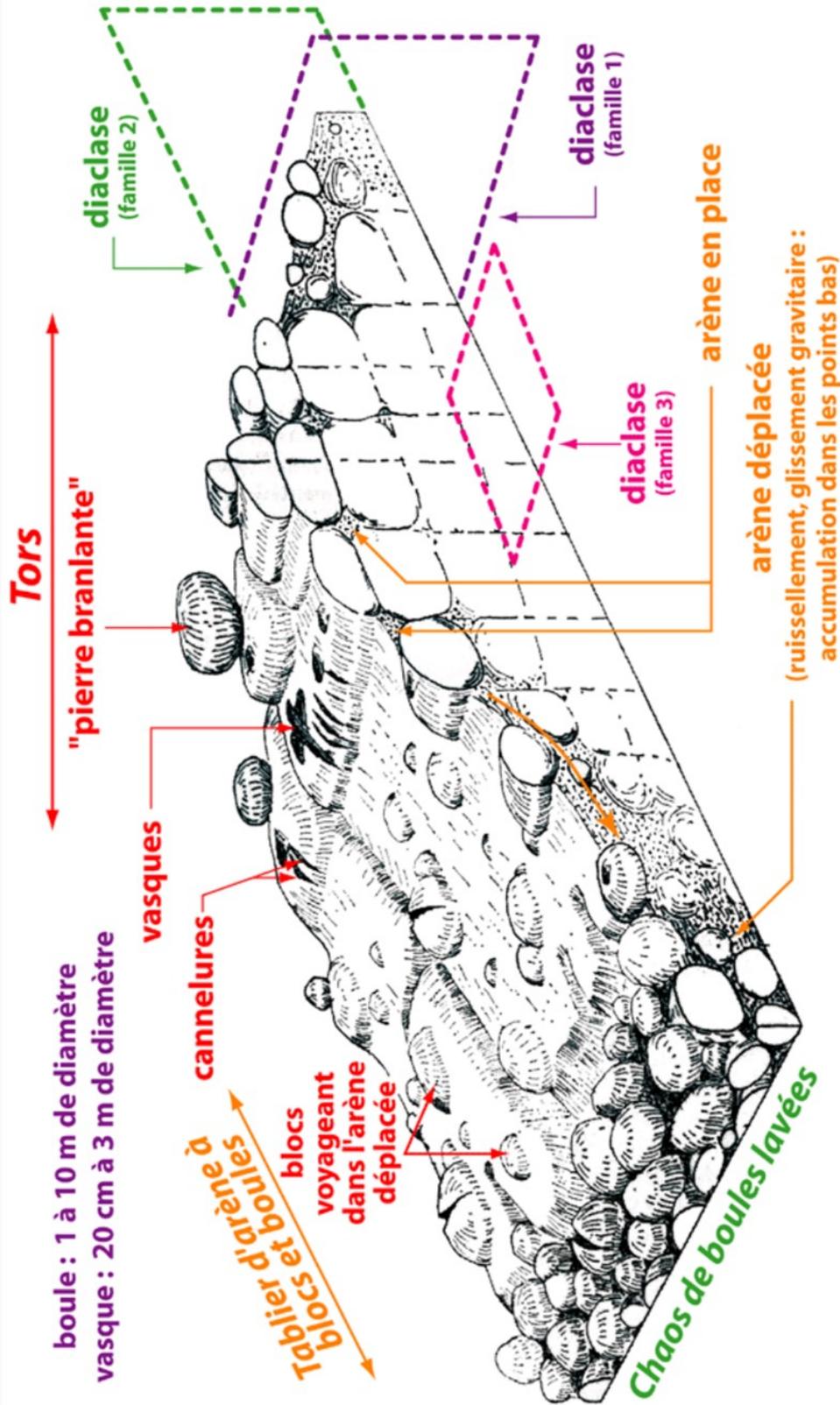
Ce bloc de granite présente sur un de ses côtés une écaille en « pelure d'oignon ». Le granite a perdu une plaque de quelques centimètres d'épaisseur et de plusieurs décimètres carrés.

**c) Structures magmatiques**

Généralement, dans un granite, les cristaux sont disposés pêle-mêle, bien mélangés, dans le désordre le plus complet. Un tel granite présente une texture équilibrée.

Mais parfois, certains de ses cristaux sont disposés selon une direction privilégiée : ils sont orientés. On parle alors de « *fabrique* » du granite.

**Définition de « *fabrique* »** - Orientation préférentielle (de forme et/ou de réseau) des grains d'une roche.



**Figure 8 - Micromodelés en pays granitique**

**Tor** : relief ruiforme réalisé par un empilement géométrique d'énormes blocs aux arêtes émoussées et en place. Il résulte de l'altération de roches cristallines préférentiellement selon leurs diaclases. Ils reposent sur la roche saine de « dos de baleine ».

**Chaos granitique** : il correspond à un amas de blocs arrondis (boules) déplacés par la gravité (solifluxion) le long des versants, accumulés dans les points bas de la surface topographique et délogés de leurs arènes par le ruissellement, principal agent d'altération.

C'est le cas ici où l'on peut observer facilement, à la surface de blocs émergeant à peine du sol, les gros phénocristaux pluricentimétriques de feldspath disposés parallèlement les uns aux autres.

Cette orientation préférentielle des cristaux de feldspath, cette linéation minérale ou fabrique ne peut être que d'origine magmatique du fait de l'absence de déformation plastique ou fragile post-solidus (= après cristallisation) de ces minéraux : ils ne sont ni déformés ni cassés.

Ils sont alors de très bons marqueurs de la déformation interne du magma et donc des contraintes qui se sont exercées sur lui après la cristallisation des feldspaths.

Sur notre affleurement, la linéation minérale et par conséquent magmatique des mégacristsaux de feldspath est orientée N40°E.

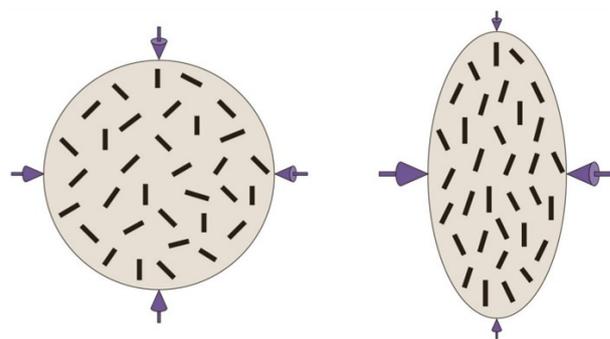


Figure 9

- a) Contrainte isotrope (identique dans toutes les directions de l'espace)
- b) Contrainte anisotrope ou déviatorique (horizontale ici)



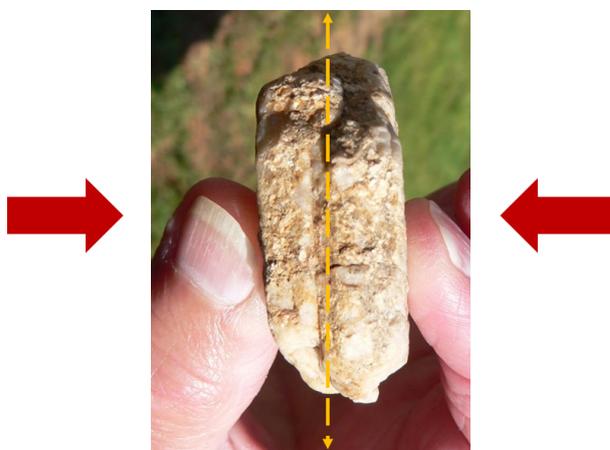
Affleurement de granite correspondant à un « dos de baleine » encore complètement enterré



Détail - Linéation magmatique des mégacristsaux de feldspath microcline

Cela implique que la contrainte qui s'est exercée ici, perpendiculaire à la linéation magmatique, était orientée N140°.

**NB** - Sous l'effet d'une contrainte, les cristaux de feldspath, en forme de tablette, s'orientent toujours de façon à présenter leurs deux grandes faces (et leur plan de macles) perpendiculairement à cette contrainte (Figure 9).



La pression exercée par les deux doigts sur les deux grandes faces du cristal de feldspath représenterait la contrainte principale (flèches rouges) et le trait orange pointillé la trace du plan de la foliation magmatique.

**Remarque** - On n'a pas pu apprécier le plan de la foliation magmatique et son pendage faute d'affleurement.



Cristal de feldspath (vue de sa grande face)

Dans la région de La Chapelle-Seguin (Vernoux-en-Gâtine), au sein du faciès à texture porphyroïde du granite, sa direction moyenne s'établit à N90°E pour un pendage moyen à fort vers le Nord.

**NB** - Pour les granites non porphyroïdes, il n'est pas possible de déterminer leur fabrique à l'œil nu.

On la détermine depuis une vingtaine d'années par la mesure de l'ASM du granite (Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique) qui exploite les propriétés paramagnétiques du fer ferreux contenu dans la biotite. Les axes magnétiques de la biotite étant en effet parallèles à ses axes cristallographiques, la fabrique magnétique du granite traduit ainsi directement l'orientation des biotites.

### Arrêt 2 - L'Écochardière (Commune de Largeasse)

**Géomorphologie : observation d'un paysage caractéristique de la Gâtine poitevine**



Localisation de L'Écochardière (Image Google Earth)



Site 1 - Versant Sud



Site 2 - Fond du talweg occupé par le Ruisseau des Brandes (caché par la ligne d'arbustes) et la « Mare au Calme » (occupée par des touradons de *Carex*)



Site 3 - Versant Nord

Sur les deux versants du talweg, on observe à mi-pente des blocs de granite qui ont glissé par solifluxion le long des pentes.

Sur ces versants, pâturent des moutons (versant Sud) et des vaches de la race Parthenaise (versant Nord).

Le versant Nord est marqué par des haies parallèles ou perpendiculaires à la pente.

Au fond du talweg, coule le Ruisseau des Brandes. Il est bordé de la « Mare au calme », en eau lors des crues et dont l'imperméabilité peut s'expliquer par l'accumulation des limons provenant du lessivage des pentes.

Y sont également accumulés de nombreux blocs de granite qui eux ont atteint le fond de la vallée lors des mouvements de solifluxion. On a là un chaos typique mais plus ou moins masqué par la végétation.

**Ce paysage est identique à celui de la figure 8 p.29 à la différence près que le modelé est ici recouvert d'un sol et d'une végétation.**

**Remarque** - Dans les cadres rouges de l'image Google Earth ci-dessus, donc au sommet des interfluves, on observe très nettement le réseau de diaclases qui découpent le granite de Largeasse.

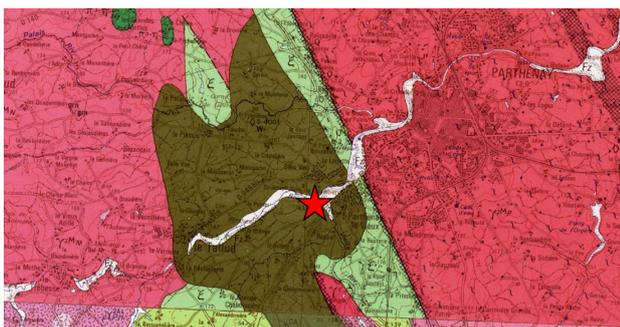
Toutes ces observations montrent que la Gâtine n'est pas une région propice à la culture. Les sols y sont lourds ou absents.

### Arrêt 3 - En bordure de la D949bis au niveau de la rue de La Logette et de la rue du Bois vert (Commune du Tallud)

#### La diorite quartzique du Massif de Moncoutant - Le Tallud - Age dévonien supérieur (373 ± 6/-11 Ma)



Localisation de l'affleurement (Image Google Earth)



Localisation de l'affleurement sur la carte géologique de Parthenay au 1/50 000<sup>ème</sup>



Vue de l'affleurement de diorite quartzique

### 1- Description de la roche à l'œil nu

La diorite quartzique du Tallud présente une teinte gris-bleuté et une texture équilibrée.

Les grains ont une taille moyenne : 3 à 4 mm.

Les grains de quartz couleur gros sel sont arrondis et ceux de feldspath microcline et plagioclase (andésine) blanc-gris, rectangulaires, trapus ou non.

Les grains noirs sont constitués d'amphibole et de biotite. Les grains d'amphibole (hornblende) présentent l'aspect de prismes mats et ceux de biotite sont en forme de paillettes brillantes.

### 2- Composition chimique et origine

Sa couleur plus foncée que celle du granite de Largeasse est due à sa richesse en ferro-magnésiens (biotite et amphibole).

Bien que le quartz s'exprime dans le mode, la diorite quartzique du Tallud est également moins riche en silice (59% contre 72%) donc plus basique.

Elle est aussi plus riche en calcium ce qui explique la prédominance du plagioclase andésine sur le feldspath microcline.

Elle est métalumineuse et nettement magnésienne.

**Tout cela fait de la diorite quartzique du Tallud un granoïde appartenant au groupe des tonalites dans la classification de Streckeisen.**

**NB** - En Deux-Sèvres, Maine-et-Loire et Loire-Atlantique, on trouve d'autres affleurements de tonalites :

- diorites quartziques de Moncoutant et de Soutiers,
- diorites quartziques du Chatillonnais, entre Le Puy-Saint-Bonnet (49) et Mauléon (79) datées de 360 ± 11/-10 (U/Pb sur zircons),
- gabbro des Quatre-Etalons (49) et du Pallet (44), ce dernier non daté mais certainement lui aussi Dévonien...

A cet alignement d'intrusions, on a donné le nom de « ligne tonalitique ». Cette ligne tonalitique se poursuit jusque dans le Limousin et même au-delà, dans les Monts du Lyonnais. Cela montre le rôle essentiel qu'elle a dû jouer dans l'orogénèse varisque.

**Le chimisme de la « ligne tonalitique » montre des affinités tholéitiques à calco-alcalines. Elle est aujourd'hui le plus souvent interprétée du point de vue géotectonique comme un vestige d'un arc calco-alcalin lié à une subduction : la subduction de la lithosphère de l'Océan Centralien sous Armorica.**

Elle proviendrait alors de la fusion partielle de la croûte inférieure de la plaque chevauchante armoricaine du fait de l'accumulation sous le « Moho » de magma d'origine mantellique dont la formation est liée à la déshydratation de la plaque plongeante.

**Peut-être représenterait-elle aussi une écaille, un biseau mantellique coincé et remonté lors de la collision ?**

### 3- Etude de l'affleurement

On peut observer au sein de la diorite des petites enclaves sombres, finement grenues (grains de l'ordre du mm ou moins). Elles présentent des contours francs, jamais anguleux, et font bien corps avec l'encaissant dont elles ne se détachent pas mécaniquement.

Ces enclaves, dont les compositions sont plus basiques, sont du même genre que leur roche hôte.



**Diorite quartzique avec enclave**

On peut remarquer aussi sur certains blocs une variation très rapide de couleur : on passe brusquement d'une couleur gris-bleu qui est celle de la diorite à une couleur beaucoup plus foncée, presque noire traduisant une composition plus basique, tonalitique.

Ce passage du gris-bleu au noir s'explique à la fois par une augmentation de la teneur en amphibole et en biotite, un appauvrissement en quartz et la disparition du feldspath microcline.



**Bloc de roche présentant dans le cadre un faciès très sombre, noir, mélanocrate**

*Il s'agit de hornblendite.*



**Hornblendite**

La hornblendite est en fait en enclave dans la diorite.

Elle montre ici une granulométrie grossière, avec des cristaux prismatiques d'amphibole (hornblende) dont les dimensions atteignent plus du cm (couramment trois à quatre cm).

C'est à sa richesse en amphibole (hornblende) qui représente plus de 90 % de la composition minéralogique que la roche doit son nom.

Sa composition minéralogique est la suivante : hornblende (90 % à 100 %), plagioclase, sphène, apatite, pistachite, calcite.

Au contact avec la diorite, la hornblendite est localement feldspathique (couleur rose) et parcourue par des filonnets de silice et de carbonates (photo ci-dessus).

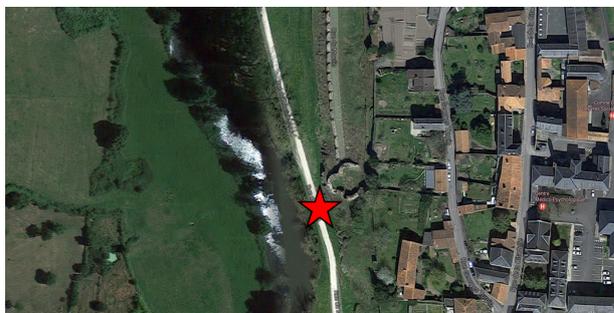
Les hornblendites se répartissent toutes à l'Ouest du massif leucogranitique de Parthenay, aussi bien dans les terrains métamorphiques (micaschistes) que dans ceux d'origine ignée (diorites quartziques et tonalites du Talud, leucogranites de Neuvy-Bouin).

**Arrêt 4 - La Citadelle (Commune de Parthenay)**

**Le granite de Parthenay - Age namuro-westphalien ?**

**Géomorphologie : observation de la faille de Parthenay**

Nous sommes ici sur la bordure Ouest du massif granitique de Parthenay, près de la faille éponyme.



**Localisation de l'affleurement (Image Google Earth)**



Localisation de l'affleurement sur la carte géologique de Parthenay au 1/50000<sup>ème</sup>



Falaise de granite de Parthenay au pied de la Citadelle

### 1- Description de la roche à l'œil nu

C'est un granite de couleur crème, à grain moyen de 5 à 7 mm. Il peut présenter parfois un caractère légèrement porphyroïde du fait de la présence de cristaux de feldspath pluricentimétriques (2 cm et plus).

Sa teinte crème s'explique par sa richesse en feldspath qui peut constituer 50 à 60 % de la roche.

Sur ce fond, le quartz (30 %) tranche par sa teinte grisâtre, de même que les paillettes brillantes de biotite et de muscovite dont les grandes dimensions ne dépassent que rarement 3 mm. Ces micas témoignent d'une répartition équilibrée, bien qu'il existe des zones où la biotite est le mica exclusif.

### 2- Composition chimique

L'étude au microscope révèle des compositions minéralogiques qui sont celles des leucomonzogranites dans la classification de Streckeisen.

Leur expression résumée est la suivante : quartz, microcline, oligoclase, biotite, muscovite, apatite, zircon...

### 3- Fabricique

Au pied de la Citadelle, le leucomonzogranite de Parthenay présente un caractère folié. Macroscopiquement, il nous fait penser à un orthogneiss ou à un granite gneissifié.



Foliation dans le granite de Parthenay

#### a) Déformation des grains, figures C/S

Parallèlement, tous les cristaux apparaissent déformés.

Les grains de feldspath disposés parallèlement entre eux sont étirés, parfois tordus. Certains se poinçonnent.

Les cristaux de quartz ne sont plus globuleux mais également étirés. Ils dessinent parfois comme des lanières dans la roche.

Les cristaux de biotite semblent aussi se rassembler dans des zones privilégiées, sombres, étroites et allongées.

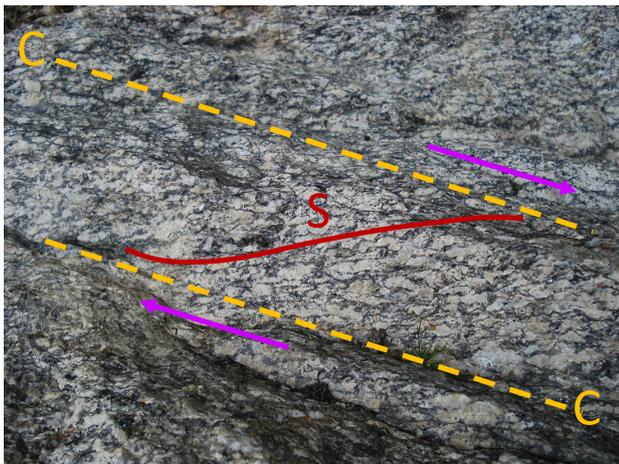
Toutes ces déformations ont eu lieu postérieurement à la cristallisation et se sont faites ductilement.

Sur des plans horizontaux, on peut observer des figures C/S avec:

- une schistosité soulignée par l'alignement des feldspaths qui dessinent des figures sigmoïdes,
- des zones de cisaillement marquées par de nombreux filonnets de biotites flexueuses, filonnets disposés en tresses.

Les plans de cisaillement sont verticaux ou proches de la verticale, et de direction N140°E à N160°E, c'est-à-dire conforme au plan de la faille de Parthenay et à l'axe d'allongement du massif.

**L'analyse des figures C/S indique un décrochement dextre.**



Figures C/S sur un plan horizontal



Tectoglyphes sur le plan de la faille



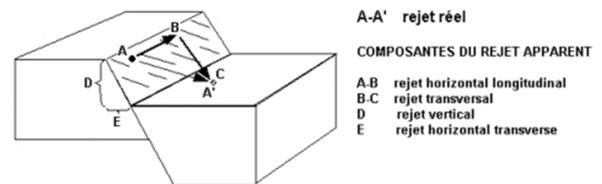
Autre vue - Plan horizontal vu de dessus

**b) Stries (tectoglyphes)**

Sur une paroi verticale parallèle aux plans de cisaillement et à la faille de Parthenay (direction N140° à N160°), on peut observer des stries parallèles entre elles et pentées (angle de chute) vers le S-SE de 45° environ.

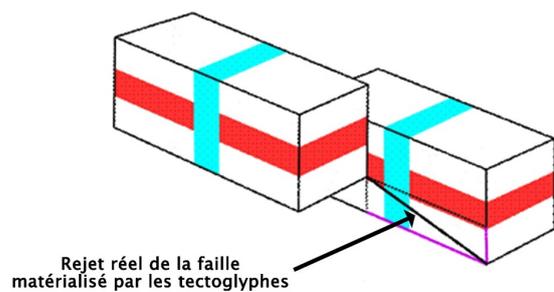
Elles matérialisent un déplacement relatif du bloc Ouest, où l'on se trouve, par rapport au bloc Est (qui nous fait face, le soubassement de la Citadelle) porteur des tectoglyphes.

Elles matérialisent surtout le rejet réel de la faille (Figure 10).



**Figure 10 - Rejet réel de la faille (AA') et ses composantes horizontale (AB) et verticale (BC)**

Le décrochement étant dextre, l'orientation des tectoglyphes implique que le bloc Ouest s'est obligatoirement soulevé par rapport au bloc Est (Figure 11).



**Figure 11 - Faille verticale associant un mouvement décrochant dextre et l'abaissement relatif du bloc Est**

Si aujourd'hui, il y a inversion du relief (le bloc Est est plus haut que le bloc Ouest, la Citadelle domine la plaine du Thouet), cela peut s'expliquer par une érosion différentielle entre le granite du bloc Est, peu faillé ou mylotinisé et le bloc Ouest qui l'est davantage, peut-être parce que plus proche de l'accident (= faille) de Parthenay.

**c) Filons de quartz**

Ils ont globalement une direction verticale mais sont tordus, plus ou moins sinueux, et sécants par rapport à la foliation du granite gneissifié.

Leurs épontes ne sont pas nettes. Il y a pénétration sur quelques mm d'épaisseur de cristaux de quartz du filon dans la masse du granite gneissifié.



**Filon de quartz**



**Détail du filon**

Si le contraste de température entre le jus de silice à l'origine du filon et l'encaissant avait été important, on aurait observé des gros cristaux aux épontes ce qui n'est pas le cas ici.

Et si le granite avait été complètement solidifié, en se fissurant, il aurait donné naissance à des diaclases plutôt rectilignes que le jus aurait ensuite empruntées ce qui n'est pas le cas non plus.

Tout laisse donc à penser que ces jus riches en silice ont été injectés dans un magma en toute fin de cristallisation et donc encore ductile.

\*\*\*\*\*

Malheureusement, à l'heure du pique-nique, un ciel bâché puis un véritable déluge a perturbé le reste de la journée, obligeant le groupe à stopper là ses explorations et à se réfugier à l'abri autour d'une boisson chaude. Didier Poncet a donné un complément d'informations sur le programme annulé de l'après-midi. Partie remise pour une prochaine sortie!

**Article de Hendrik Vreken  
Photographies de Pierre Gibaud**

#### **Bibliographie**

NÉDÉLEC A. et BOUCHEZ J.-L. : « Pétrologie des granites - Structure-Cadre géologique » - Editions Vuibert-Société Géologique de France - Mars 2011

PONCET D. : « Chaos de blocs et rochers branlants de Gâtine poitevine » - Le Picton n° 207 - Mai-juin 2011

Notices des cartes géologiques au 1/50 000<sup>ème</sup> de Moncoutant, Bressuire, Parthenay, Mazières-en-Gâtine, Chantonnay, Les Herbiers, Cholet et Montaigu

#### **Sites internet consultés**

[http://www.nouvelle-aquitaine.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/21\\_rapport\\_de\\_presentation\\_Chaos\\_granitique\\_cle7cbe1a.pdf](http://www.nouvelle-aquitaine.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/21_rapport_de_presentation_Chaos_granitique_cle7cbe1a.pdf)

<http://paleopolis.rediris.es/cg/DVD-fr-index.html>

[https://reporterre.net/IMG/pdf/brgm\\_neuvy-bouin.pdf](https://reporterre.net/IMG/pdf/brgm_neuvy-bouin.pdf)

<http://spiralconnect.univ-lyon1.fr/spiral-files/download?mode=inline&data=3059815>

## Sortie géologique dans la Corniche angevine

Dimanche 21 mai 2017

avec Fabrice REDOIS, Géologue et Maître de Conférence  
à l'Université d'Angers (49)



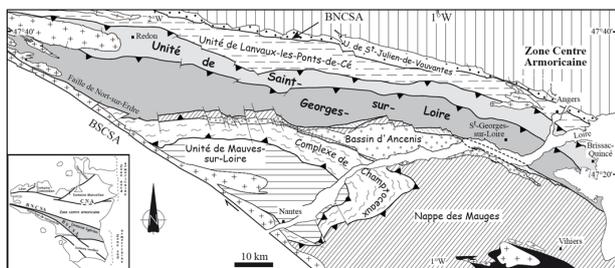
Fabrice REDOIS



**Le groupe de l'AVG autour de Fabrice Redois pour la présentation du programme de la journée**

### Généralités sur l'ancien « Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire »

L'ancien « Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire » dénommé « Unité de Saint-Georges-sur-Loire » sur la **figure 1** ci-dessous appartient au Domaine varisque Ligéro-Séna qui est limité au Nord par la Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (BNCSA) et au Sud par la Branche Sud de ce même Cisaillement Sud-Armoricain (BSCSA).



**Figure 1 - Carte géologique simplifiée du Domaine Ligéro-Séna**

*Document Carine CARTIER*

BNCSA : Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain  
 BSCSA : Branche Sud du Cisaillement Sud-Armoricain

- **Orientation :** L'Unité de Saint-Georges-sur-Loire est grossièrement orientée N130° (ONO-ESE) à la longitude d'Angers.

- **Extension et limites :** Elle s'étend depuis Rochefort-en-Terre près de Redon à l'Ouest jusqu'à Doué-la-Fontaine vers l'Est (150 km de longueur).

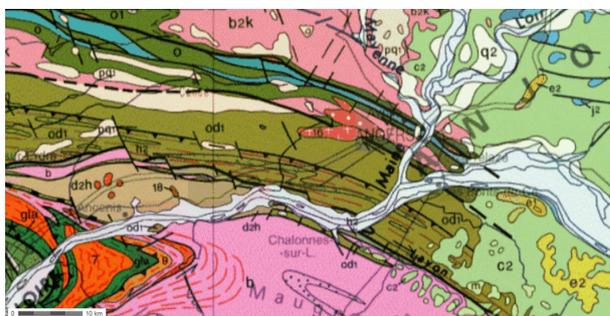
Elle est séparée au Nord de l'Unité de Lanvaux - Les-Ponts-de-Cé par un contact chevauchant vers le Nord, localement appelé « Faille de Freigné » et qui passe par Les-Ponts-de-Cé (Sud immédiat d'Angers), Nozay et Rochefort-en-Terre.

Elle est limitée au Sud par la faille de Nort-sur-Erdre qui la sépare de l'Unité immédiatement plus méridionale : l'Unité du « Sillon Houiller de Basse-Loire ».

La faille de Nort-sur-Erdre (qui porte localement différents noms : faille du Layon, faille de Montreuil-Bellay, faille de Loudun) disparaît à l'Est, près de Châtellerault, par « ennoïement » sous les sédiments du Bassin Parisien.

C'est un accident majeur du Massif Armoricain au même titre que les Cisaillements Nord et Sud-Armoricains (CNA et CSA). Il s'agit d'un puissant décrochevauchement ; la faille a joué en « transpression et en senestre au Carbonifère puis rejoué plus tard, puisque cette même faille recoupe par exemple des terrains du Crétacé supérieur (C1-2a).

- **Description de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire**



**Figure 2 - Extrait de la carte géologique au 1/100<sup>ème</sup> de la France (Document Géoportail)**

Cartographiquement (**Figure 2**), on voit immédiatement que l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire représentée dans des tons vert-brun apparaît elle-même divisée latitudinalement en deux sous-unités : une sous-unité méridionale avec des traits rouges en surcharge et une sous-unité septentrionale unie, les deux sous-unités étant séparées par un trait noir épais portant des triangles noirs pleins à pointe dirigée vers la sous-unité méridionale ; ce figuré représente un chevauchement.

Les triangles étant toujours portés par le domaine chevauchant, la sous-unité Sud vient donc chevaucher la sous-unité Nord. Le chevauchement s'est donc fait du Sud vers le Nord.

- **Comparaison de ces deux sous-unités (Figures 2 et 3)**

- Sur la carte d'Angers au 1/50000<sup>ème</sup> (**Figure 3**), la sous-unité Nord porte le symbole O4S3 ce qui indique qu'elle est constituée de terrains sédimentaires d'âge Ordovicien moyen à Silurien supérieur. En revanche, la sous-unité Sud porte le symbole O5d2 ; elle est d'âge Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur.

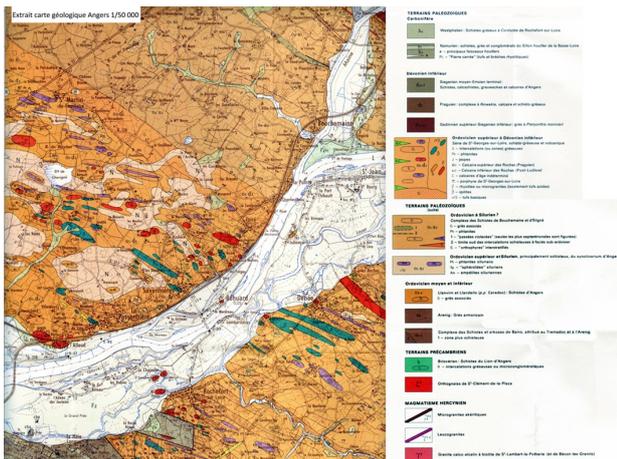
**La sous-unité Sud qui chevauche la sous-unité Nord est donc constituée de roches globalement plus jeunes que celles de la sous-unité Nord.**

- De même, si la sous-unité Nord apparaît homogène du point de vue des couleurs comme on l'a déjà remarqué sur la carte géologique de la France au 1/10<sup>6</sup>, (elle est essentiellement schisto-gréseuse), ce n'est pas du tout le cas de la sous-unité Sud qui présente une très grande hétérogénéité avec des affleurements ponctuels de rhyolite ou microgranite (taches rouges), de basalte spilitique (taches vert-glauc), de phanites (taches violettes), de grès (taches orangées pointillées) et de calcaires (taches vert-fluo), le tout disséminé dans un encaissant schisteux.

**La sous-unité Sud est très hétérogène, la sous-unité Nord très homogène.**

- Enfin, la surcharge de traits rouges sur la sous-unité Sud remarquée sur la carte géologique de la France au 1/10<sup>6</sup> indique que cet ensemble a subi un métamorphisme auquel a échappé la sous-unité Nord. Il s'agit en fait d'un métamorphisme de faible intensité qui n'a atteint que le faciès « Schistes verts ».

**La sous-unité Sud a été légèrement métamorphisée, la sous-unité Nord a échappé à ce métamorphisme.**



**Figure 3 - Extrait de la carte géologique au 1/50000<sup>ème</sup> d'Angers**

*Remarque - Les isogrades de métamorphisme, les chevauchements et de nombreuses failles n'ont pas été représentés sur la carte géologique d'Angers au 1/50000<sup>ème</sup>, preuve que cette carte a été réalisée par des sédimentologistes plutôt que par des structuralistes.*

**Conclusion**

Les deux sous-unités qui composent l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (ancien « Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire ») s'opposent donc sur de nombreux points : la sous-unité Nord est pétrographiquement homogène, non métamorphique et plus âgée que la sous-unité Sud qui la chevauche, très hétérogène, relativement plus jeune et légèrement métamorphisée.

Cela explique qu'aujourd'hui, les géologues font de ces deux sous-unités des unités à part entière :

- la sous-unité Nord est désormais appelée « Unité de Saint-Mars-la-Jaille » ; c'est l'« Unité sans blocs » de C. Cartier.

- la sous-unité Sud est l'« Unité de Saint-Georges-sur-Loire » au sens strict ; c'est l'« Unité à blocs » de C. Cartier, les « blocs » étant les taches colorées en vert, rouge et violet de la carte géologique d'Angers au 1/50000<sup>ème</sup>.

Ce sont les dénominations que l'on adoptera.

**L'Unité de Saint-Georges-sur-Loire**

**Arrêt 1 - Denée**

**a) Un peu d'histoire**

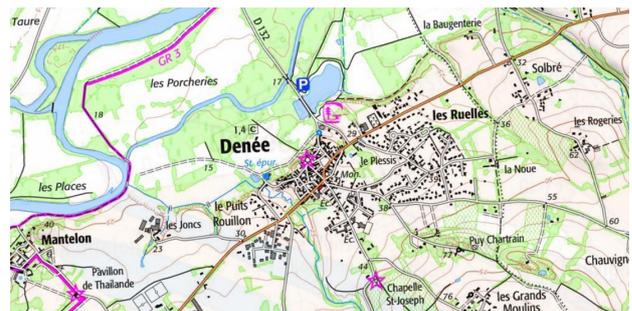
Le site du bourg, protégé des eaux et des agresseurs par son éperon rocheux, fut occupé dès l'époque gallo-romaine. Le nom de Denée vient du gaulois « dann : le chêne ». Le visage actuel du village prit forme au X<sup>ème</sup> siècle, lorsqu'après l'effondrement du pouvoir central, l'influence des seigneuries locales et l'insécurité se développèrent : le seigneur de Denée entoura alors son fief de remparts et de palissades. Les traces architecturales des siècles suivants subsistent, dans l'église en ce qui concerne les XII<sup>ème</sup> et XIII<sup>ème</sup> siècles et dans des logis datés des XVI<sup>ème</sup> et XVII<sup>ème</sup> siècles. Après la Révolution et la guerre de Vendée, la grande « révolution » intervint au XIX<sup>ème</sup> siècle. Le développement des moyens de transport imposa une refonte importante de la topographie du bourg : déplacement de la Mairie sur son site actuel, du cimetière vers la sortie Nord-Ouest du village et percement de la route de Nantes qui coupa la localité en deux. Le « vieux bourg » a su garder une grande part de son cachet ; il y subsiste des traces de son histoire millénaire.

**b) Géologie**

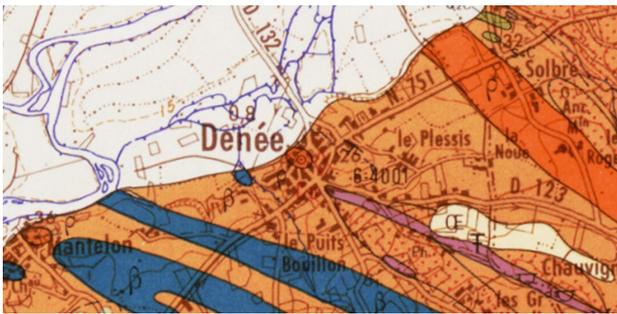
On est ici dans l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire au sens strict ou « Unité à blocs » de C. Cartier.



**Vue aérienne de la ville de Denée (Document Géoportail)**



**Carte topographique de Denée (Document Géoportail)**



Extrait de la carte géologique d'Angers au 1/50000<sup>ème</sup>  
(Document Géoportail)

◇ *Place du général Emile Delcambre*

La roche qui affleure ici à la base du mur est de la phtanite. On retrouve d'ailleurs de très nombreux blocs de phtanite dans le mur.

La phtanite est une roche sombre, grise et parfois noire, souvent traversée par de nombreuses veines blanches de silice.

Sa couleur grise à noire témoigne de sa richesse en matière organique et les nombreuses veines de silice de sa richesse en quartz.



Mur de la Place Delcambre



Phtanite « in situ » sous l'étiquette

En effet, examinée en lame mince au microscope, la phtanite est essentiellement constituée de très petits cristaux de quartz moulés les uns contre les autres, ce qui explique sa composition siliceuse et sa dureté ; elle a une structure microquartzitique.

Sur une section polie (photo suivante), la phtanite présente un fin litage ; les lamines sont disposées parallèlement les unes aux autres. C'est la preuve de son origine sédimentaire. Ce litage reflète la stratification initiale S<sub>0</sub>.



A l'intérieur de certains échantillons de phtanite, des Graptolites sont présents.



*Didymograptus* (Graptolite) dans une phtanite

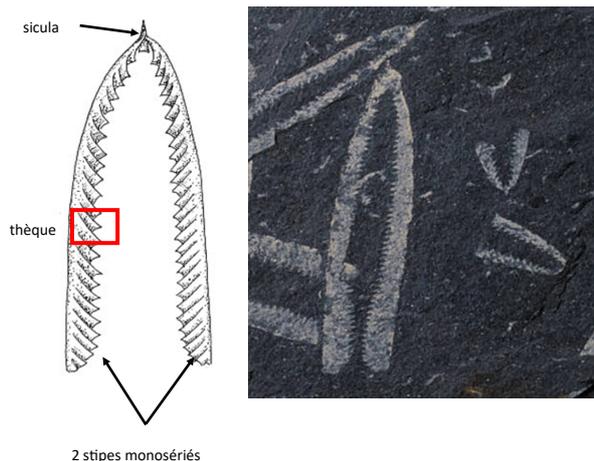
Le spécimen représenté dans les cadres jaunes ci-dessus est en fait une colonie (ou « rhabdosome ») d'individus.

Chez *Didymograptus*, la colonie est divisée en deux branches ou « stipes » (d'où le préfixe « di ») unies au niveau d'une « sicula » ce qui lui donne une forme caractéristique en « V ».

Sur l'échantillon présenté, le « V » est très aigu, les deux stipes sont pratiquement jointifs.

Chaque stipe est porteur d'une seule série de petites loges ou « *thèques* » abritant chacune un individu ou « *zoïde* » de la colonie : le stipe est dit « *monosérié* ».

Ces organismes, qui sont restés très longtemps énigmatiques, sont aujourd'hui placés parmi les Hémichordés : ils seraient proches des Ptéroranches actuels avec lesquels ils partagent un grand nombre de traits.



*Didymograptus*

Les Graptolites, éteints aujourd'hui, étaient des organismes planctoniques. Du fait de ce mode de vie particulier, ils se sont dispersés sur de vastes étendues marines. Parallèlement, ils se sont diversifiés rapidement. Ces deux caractéristiques : grande extension géographique et évolution rapide en font d'excellents marqueurs chronostratigraphiques, très utilisés en particulier pour dater les terrains ordoviciens et siluriens, périodes pendant lesquelles ils ont pullulé.

Les phanites de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire se sont donc formées dans un milieu océanique calme, loin des côtes pour ne pas être « polluées » par des apports détritiques grossiers, et à une profondeur suffisamment grande (plus de 100 m) pour échapper à l'action des vagues de tempêtes qui auraient perturbé le bel agencement des lamines.

Postérieurement à leur dépôt, les lamines ont été compactées sous le poids des sédiments qui se sont déposés sur elles.

Cela s'observe sur la section sciée ci-contre par la présence de joints stylolithiques.

On peut expliquer très simplement ces figures sédimentaires ou « *tectoglyphes* » que sont les joints stylolithiques de la façon suivante.

1- Sous l'effet de la pression exercée par le poids des sédiments (flèche rouge), les grains de quartz initialement distants les uns des autres dans le sédiment meuble deviennent jointifs. Le sédiment se compacte et perd de sa porosité.

2- Quand deux grains de quartz arrivent au contact, les faces des grains soumises à la plus forte contrainte (ou pression) vont se dissoudre dans le fluide mouillant les grains.

3- Leurs ions vont alors migrer vers les faces soumises à la contrainte la plus faible.

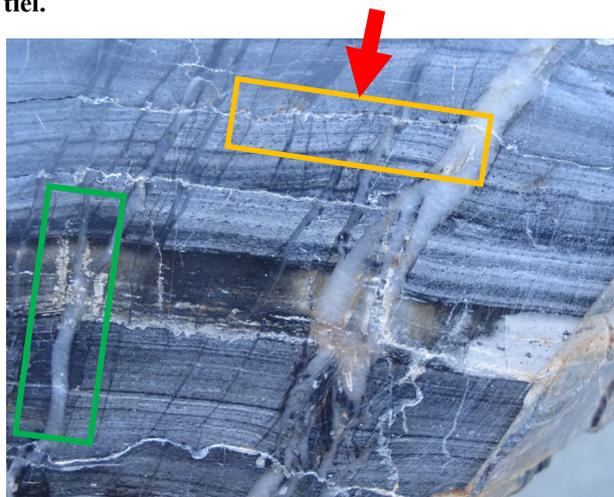
4- Il se produit ainsi un transfert d'ions qui va se faire dans le fluide intergranulaire par simple diffusion.

5- Sur les faces soumises à faible contrainte, ils vont précipiter.

6- Les grains de quartz se déforment donc à la longue ; ils se raccourcissent perpendiculairement à la contrainte principale et s'allongent dans la direction de la contrainte la plus faible.

7- Parallèlement, il y a aussi colmatage des « vides » par précipitation d'ions transportés par le liquide intergranulaire.

Les joints stylolithiques sont donc la plupart du temps des surfaces d'aplatissement caractéristiques d'un métamorphisme de faible intensité (diagenèse et anchimétamorphisme), c'est-à-dire d'un métamorphisme où la pression lithostatique joue le rôle essentiel.



Joint stylolithique (cadre orange) et fente de traction (cadre vert)

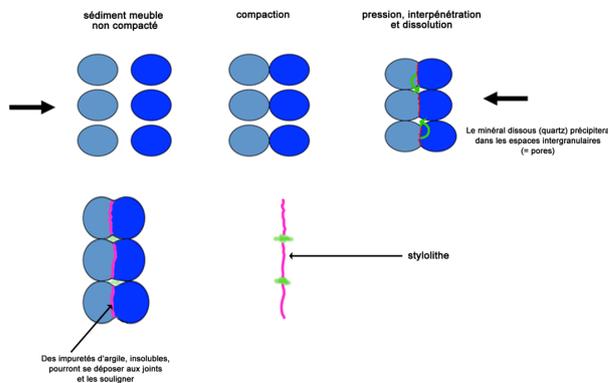
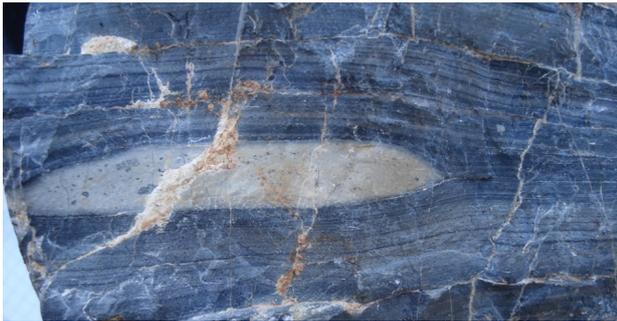


Schéma explicatif de la formation des joints stylolithiques dans un niveau quartziteux

Sur le bloc de phtanite précédent, les nombreuses fentes de traction remplies de silice sont à peu près perpendiculaires aux joints stylolithiques.

On peut également expliquer facilement leur présence.

La direction des joints stylolithiques, perpendiculaire à la contrainte principale, est en effet un axe d'extension. En conséquence, la roche étirée dans cette direction peut se fracturer perpendiculairement aux joints stylolithiques ; les fractures se rempliront ensuite par précipitation des ions transportés par le fluide intergranulaire.



**Phtanite finement litée avec « galet » écrasé**  
(échantillon de Fabrice Redois)

« Galet mou » de rhyolite ? Quelques microfailles syn-sédimentaires affectent le litage.

◇ **Eglise Notre-Dame-de-l'Assomption**

Eglise du XII<sup>ème</sup> siècle, agrandie aux XVI<sup>ème</sup> et XVIII<sup>ème</sup> siècles. L'édifice est inscrit au titre des monuments historiques en 1968.

- Mur de la façade Sud



**Portail restauré en tuffeau**



**Façade Sud de l'église**



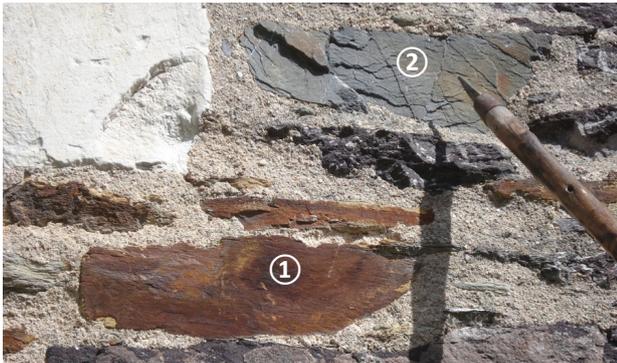
① **Bloc de schiste blanchâtre très friable**



**Blocs de calcaire et de basalte**

- ① Bloc de basalte vert avec filonnets de calcite (effervescence à l'acide)
- ② Bloc de « calcaire »

Le bloc de « calcaire » présente à sa surface des tectoglyphes marqueurs de glissement entre deux compartiments. La surface observée correspond donc à un plan de fracturation, à une faille. Sa surface est lisse parce que le glissement relatif des deux compartiments a entraîné une abrasion des surfaces en contact. En même temps, il y a eu cristallisation de calcite. Mais rien ne nous permet de conclure quant à la nature même du bloc, il faudrait l'ôter de la façade !



#### Blocs de grès

- ① Bloc de grès à grain très fin et présentant une surface oxydée de couleur rouille
- ② Bloc de grès identique au précédent mais observé selon une cassure fraîche



#### Blocs de basalte vert et de grès rouge

- ① Bloc de basalte vert avec filonnets de calcite (effervescence à l'acide)
- ② Bloc de grès rouge



#### Blocs violacés de basalte

- ① Bloc de basalte avec vésicules de dégazage remplies de calcite
- ② Secondairement, la calcite disparaît par dissolution en laissant des trous.

**NB** - Les basaltes de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire sont en réalité des spilites.

Une **spilite** est une roche magmatique à structure micro-litique et de composition chimique semblable à celle du basalte ; elle en diffère un peu par un enrichissement en  $\text{Na}_2\text{O}$  et un appauvrissement en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et en  $\text{K}_2\text{O}$ . Elle renferme souvent des varioles claires et des amygdales et veinules blanchâtres de calcite (voir photo ci-dessus) et est fréquemment métamorphisée dans des faciès de faible métamorphisme (faciès « Schistes verts »). L'hydrothermalisme est en grande partie responsable de ce métamorphisme.

Pour faire court, les spilites sont des basaltes généralement bulleux (la lave a eu du mal à se dégazer) et légèrement métamorphisés.

**Le mur de l'église montre donc une très grande hétérogénéité quant à sa composition : schiste, basalte, grès et quelques blocs de phtanite.**

**On note cependant ici l'absence de rhyolite et de calcaire.**

**L'origine des blocs ayant servi à sa construction étant locale, il illustre à lui tout seul toute la diversité pétrographique de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire.**

- Chevet de l'église



#### Bloc de tuffeau gris argilo-sableux très friable

*Il ne provient pas de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire.*



#### Pierres d'angle en schiste

◇ *Rue Bourgeoise*



**Rue Bourgeoise**



**Bloc de lydiennite  
(encore appelée jaspe ou radiolarite ou chert)**

Sur certains murs, on a également trouvé des blocs de poudingue.



**Blocs de phyllite, de grès, de schiste et de basalte**



**Bloc de poudingue**

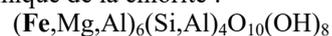


◇ *Rue du Port Thinault*

La roche que l'on observe ici, au pied du porche du n°8 de la rue du Port Thinault, est l'encastrement des phyllites, basaltes, rhyolites, grès et calcaires de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire.

Il s'agit de schistes pourpres ou violacés ou couleur lie-de-vin, parfois verdâtres, la couleur variant selon le degré d'oxydation du fer qui entre dans la composition de certains minéraux, de la chlorite par exemple.

Formule chimique de la chlorite :



**Bloc de chlorite**

Ces schistes seraient d'âge dévonien.  
Les plis sont de direction Est-Ouest avec un pendage de 55° vers le Sud.



**Affleurement de schistes pourpres**



**Nombreux filons de quartz dans les schistes pourpres, indices de fortes contraintes**



**Portail du Logis du Portineau**

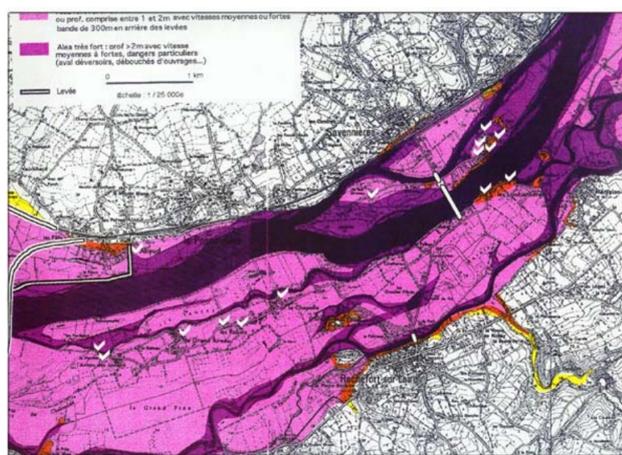


**Pilier droit du Portail avec échelle des crues**

*La crue record a été celle de 1711.*

Ces crues s'expliquent facilement.

La commune de Denée est en effet traversée par trois cours d'eau : l'Aubance, le Louët et la Loire.



**Carte des zones inondables dans le secteur de Rochefort-sur-Loire - Denée**

On comprend aussi pourquoi la vieille ville a été construite sur un éperon rocheux de basalte et de phanite.

◇ *Parc près de l'étang*

Affleurent ici des grès grossièrement stratifiés.



**Affleurement de grès**

Ces grès sont très fracturés ce qui implique qu'ils ont été soumis eux aussi, comme les schistes pourpres, à de fortes contraintes. On peut rappeler que le grès est une roche compétente qui va réagir aux contraintes en se cassant.

Les surfaces des fractures sont soulignées par des placages de quartz laiteux.

Les plans de fracture sont orientés Est-Ouest (N95°) avec un pendage de 40° vers le Sud.



**Placage de quartz dans les plans de fracture**

**NB** - On vient de voir deux affleurements relativement proches l'un de l'autre (schistes pourpres formant l'encaissant et grès) de même direction et de même pendage mais pas de contact entre ces grès et ces schistes.

Il en est de même entre les phanites entrevues plus haut et les mêmes schistes de l'encaissant.

Cela explique pourquoi sur la carte géologique d'Angers au 1/50000<sup>ème</sup> ces affleurements sont représentés par des taches.

◇ *Chemin des Halliers au pied des remparts*



**Escalier du Chemin de la Foirouse et Jardin**



**Jardin aménagé au pied des remparts**

*A droite, piton rocheux (ancienne carrière)*

Ces remparts ont été bien évidemment construits pour défendre le château contre d'éventuels envahisseurs. Mais très certainement aussi, ils ont pu jouer un rôle protecteur vis-à-vis des crues de la Loire et de ses affluents (Aubance et Louët).

◇ *Rue Basse Halopeau*

Sur le muret qui borde à gauche la Rue Basse Halopeau, on se retrouve au sommet du piton rocheux de la photo précédente ; on peut supposer que les matériaux ont été en grande partie empruntés directement dans le piton lui-même (ancienne carrière).

On y observe de nombreux blocs violacés et bulleux. Cette roche, on l'a déjà rencontrée dans les murs de l'église. Il s'agit de basalte.



**Basalte « bulleux » (vacuoles vides)**

Sur d'autres blocs, les vacuoles (= « bulles ») sont remplies de calcite (effervescence à l'acide).



**Basalte non « bulleux » (vacuoles remplies de calcite)**

Les premiers « à bulles » donnent donc l'aspect initial de la lave basaltique qui se dégage.

Puis secondairement, au cours du métamorphisme hydrothermal, les vacuoles de dégazage se sont remplies de calcite.

Il y a eu précipitation de calcaire provenant en grande partie de l'eau de mer selon la réaction ① :



$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  = Hydrogénocarbonate de calcium soluble  
 $\text{CaCO}_3$  = Carbonate de calcium (calcite) insoluble qui précipite

Ultérieurement (voir photos suivantes), la roche a été tectonisée, ramenée en surface où elle a été soumise à l'action des agents atmosphériques et principalement de l'eau chargée en dioxyde de carbone  $\text{CO}_2$ .

C'est la réaction ② inverse de la précédente qui se produit :



et l'hydrogénocarbonate de calcium soluble s'en va avec les eaux de pluies.

**Preuves de la déformation des basaltes**

- ◆ Le basalte a été plissé.



**Plis dans du basalte en place**

- ◆ Il a été soumis à des contraintes cisailantes attestées par la présence de fentes de tension en échelon et d'allure sigmoïdale.

Ces fentes étaient à l'origine remplies de calcite qui a ensuite disparu par dissolution selon la réaction chimique ② précédente.



**Figures C/S dans un bloc de basalte du mur**

Les fentes de tension matérialisent les plans S (schistosité de fracture).

Les plans de cisaillement C sont soulignés aujourd'hui par la présence d'épidote verte (ou pistachite) cristallisée. La calcite devait aussi y être présente.

L'épidote est un minéral caractéristique du faciès « Schistes verts ». Il proviendrait de la déstabilisation des plagioclases du basalte au cours du métamorphisme hydrothermal.

- ◆ Enfin, tout au bout du muret, on peut observer un énorme pillow en forme de ballon de rugby, preuve de sa déformation. Son grand axe est orienté N120° et penté de 45° vers le Sud-Ouest. Il présente en coupe transversale des fentes en « X ».



**Pillow**

Une pseudostratification est visible.



**Pseudostratification : empilement de pillows et de boudins ?**

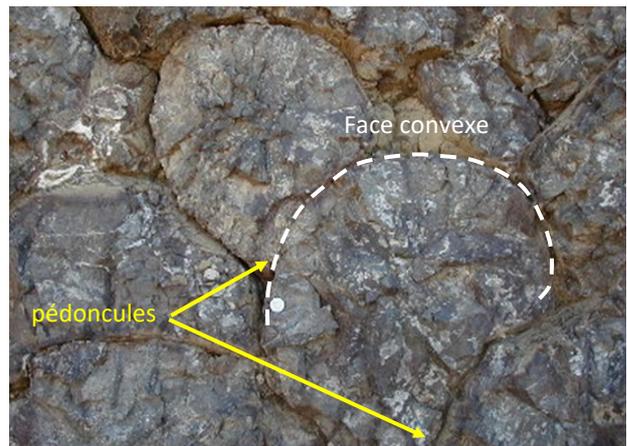
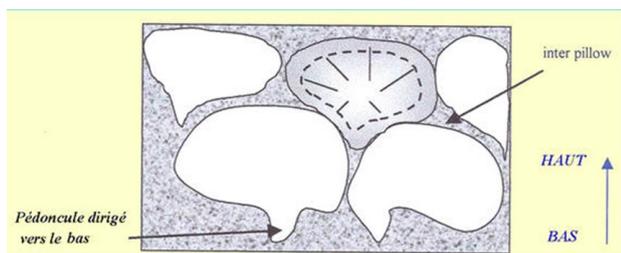
- Est-elle artificielle : marches ?
- Est-elle le résultat des contraintes cisailantes qui ont plissé les basaltes ?
- Est-elle d'origine ? On observerait alors comme un empilement de pillows et de « tubes » de basalte.

Dans la troisième hypothèse, se pose alors le problème de la polarité de cet empilement : normale (le pillow au-dessus des tubes) ou inverse (le pillow sous les tubes) ?

**Rappel** - Toute l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire a été tectonisée.

**Critères de polarité des pillows**

Lors de leur mise en place, les pillows se moulent les uns sur les autres. Le résultat est la formation d'objets dissymétriques avec une face supérieure bombée vers le haut, convexe et une face inférieure en creux, concave au niveau de laquelle on peut observer parfois le pédoncule d'alimentation.



**Application**

*Sur la photo ci-dessus, la polarité est normale : le haut est en haut et le bas en bas !*

Par manque de temps... ou absence de figures bien nettes, on n'a pas répondu au problème !

L'Unité de Saint-Georges-sur-Loire a été fortement tectonisée quand elle est venue chevaucher vers le Nord l'Unité de Saint-Mars-la-Jaille au moment de la fermeture du « Rift du Layon » au Dévonien moyen.

Elle a été intensément fracturée (nombreux filons de quartz dans les schistes pourpres), plissée, cisailée et en même temps métamorphisée dans le faciès « Schistes verts » (présence d'épidote dans les plans « C » des basaltes de la Rue Basse Halopeau).

**Arrêt 2 - La rhyolite de Rochefort-sur-Loire**



**Pique-nique sur les marches de la Mairie**

◇ *Au pied de l'escalier du cabinet du médecin*



**Cabinet de consultation du médecin**

Affleure ici une roche verdâtre, très altérée et qui semble présenter un débit schisteux.



On la retrouve en face et beaucoup plus fraîche dans les murs de l'église.



La roche présente de beaux cristaux gris automorphes de quartz baignant dans une matrice (= mésostase) verdâtre.

C'est une rhyolite.

◇ *Eglise Sainte-Croix : une église inachevée !*

• Principales étapes de construction

Eglise relevant de l'abbaye du Ronceray d'Angers par donation du comte d'Anjou dès le XI<sup>ème</sup> siècle.

L'église romane et les bâtiments de l'abbaye sont rasés autour de 1840 pour permettre la reconstruction d'une grande église néoclassique.

Celle-ci fut « *si mal construite* » qu'il avait fallu en permanence la réparer. De plus, trop petite, elle ne répondait pas aux besoins d'une paroisse de quelque 2400 habitants.

On la reconstruit de nouveau en 1880 en style éclectique sur les plans d'Auguste Beignet.

Mais l'inachèvement du projet de Beignet a permis d'épargner l'ancien clocher-tour du XVI<sup>ème</sup> siècle en bulbe et campanile qui aurait dû être abattu et remplacé par une haute flèche en tuffeau. Le projet de Beignet prévoyait aussi la construction de deux chapelles en ronde de part et d'autre du clocher. On n'en voit aujourd'hui que les fondations.



base circulaire de la chapelle

**Emprise maçonnée en rotonde, base d'une chapelle qui n'a jamais été construite**

*Le gros œuvre du clocher devait être un ancien donjon de l'An mil !*

**Arrêt 3 - Le Pic Saint-Offange (rhyolite ou microgranite)**

L'affleurement se situe à l'Ouest de Rochefort-sur-Loire. A l'instar des Pics Martin, Saint-Symphorien et de Dieuzy voisins, il s'agit d'un promontoire très massif de rhyolite au sein d'un ensemble schisteux.



**Extrait de la carte géologique d'Angers au 1/50000<sup>ème</sup> (Document Géoportail)**

Cette masse de rhyolite porte les ruines d'un ancien château du XII<sup>ème</sup> siècle : le Château de Saint-Offange dont il ne reste qu'une partie du donjon et quelques murs très épais.



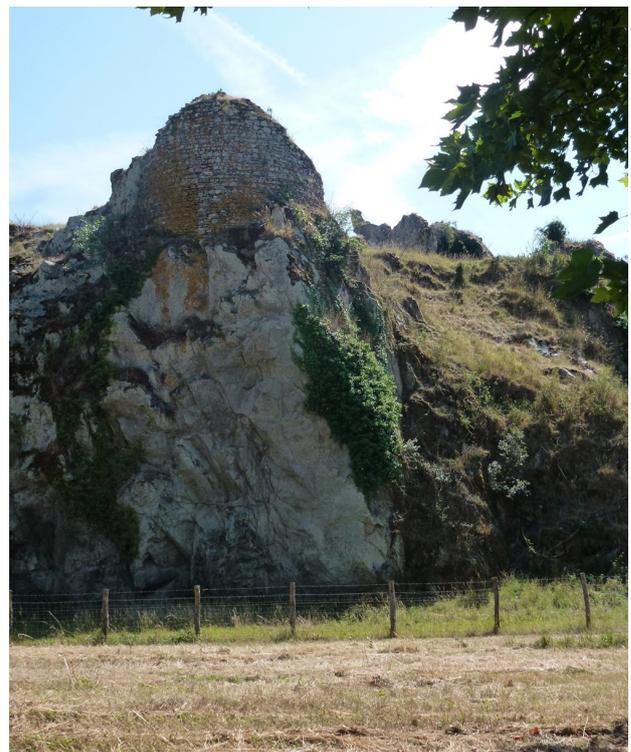
**Le Pic Saint-Offange**



**Vue aérienne de Rochefort-sur-Loire (Document Géoportail)**



**Carte topographique (Document Géoportail)**



**Ruines du château de Saint-Offange**



**Pic Saint-Offange**  
Dessin de Fabrice Redois

### a) Histoire - Rochefort-sur-Loire pendant les Guerres de Religion

Par deux fois, Rochefort-sur-Loire fut un lieu d'affrontement lors des Guerres de Religion, la première fois du fait d'un seigneur protestant, Hercule Jacques de Saint-Aignan dit aussi le Capitaine Desmarais, la seconde fois du fait de ligueurs, les frères de Saint-Offange.

L'épisode « Saint-Aignan » remonte à 1562 et fut de courte durée. En avril, ce seigneur s'emparait de la ville d'Angers. Chassé par l'armée royale et les habitants, le petit reste de sa troupe se réfugiait au château des Ponts-de-Cé, puis, ne s'y sentant pas en sécurité, allait à celui de Rochefort, quelque peu laissé à l'abandon. L'armée royale attaquait le 1<sup>er</sup> juillet et le 10, venait à bout de toute résistance. Fait prisonnier avec deux de ses soudards, Hercule Jacques de Saint-Aignan fut rompu sur la roue en la place du Pilory à Angers.

L'épisode « Saint-Offange » fut d'une toute autre ampleur et dura de 1588 à 1598. Les « héros » en furent trois des quatre fils du Chastelier René de Saint-Offange qui avait adhéré en 1576 au pacte catholique de la noblesse angevine. L'assassinat du Duc de Guise donna le signal de la révolte des ligueurs. Angers leur échappant, Rochefort devint l'un de leurs points forts en Anjou, les arrières étant assurés par le Duc de Mercoeur qui tenait Nantes et la Bretagne. Les troupes royales, pour beaucoup soudards anglais et lansquenets allemands, attaquèrent une première fois et sans succès en 1590 ; une deuxième fois et sans plus de succès en 1592. De guerre lasse, le roi n'insista pas et plusieurs années durant, la situation resta en l'état avec une Ligue Catholique contrôlant plus ou moins bien une moitié de l'Anjou.

Cette période de guerre civile fut extrêmement éprouvante pour la population de Rochefort. La soldatesque de passage vivait à ses dépens et s'en donnait à cœur joie de piller, violer et incendier. La paix ne se fit qu'en 1598. En cette année-là, par le traité dit de Saint-Symphorien, le roi Henri IV accorda aux ligueurs son pardon. En contrepartie de leur ralliement, les Saint-Offange obtenaient une amnistie totale pour toutes les exactions dont ils pouvaient être responsables et, de plus, recevaient 6 000

écus et une charge de gentilhomme ordinaire de la Maison du Roi.

Ils abandonnèrent la place, ne laissant que les murs. Il fallut dix mois pour démolir ce qui restait de la forteresse, ce qui fut fait le 15 mai 1599.

### b) Géologie

#### - Pétrographie

La rhyolite renferme des cristaux automorphes de quartz couleur gros sel dispersés dans une mésostase verte.



**Section polie de la rhyolite du Pic Saint-Offange**  
Echantillon : Fabrice Redois

#### - Mode de gisement

On ne connaît pas du tout l'allure que présente cette masse rhyolitique en profondeur :

- se prolonge-t-elle verticalement et l'on aurait comme une cheminée volcanique, un **neck**, un **dôme** ou un **culmo-dôme** ?
- est-elle complètement emballée dans les schistes ce qui évoquerait un énorme bloc, un **olistolite** ?
- ou s'agit-il d'un **dyke** ou encore d'un filon-couche, d'un **sill** allongé selon une direction armoricaine NO-SE (N110°), peut-être plusieurs fois plissé et qui « pointerait » de temps à autres par érosion différentielle ?

Une chose est sûre : dans la masse de rhyolite, les filons de quartz sont intensément plissés ce qui implique que la roche a été déformée.

**Définitions**

Neck : un neck correspond à une ancienne cheminée volcanique qui s'est solidifiée à la fin d'une éruption et qui a été ensuite dégagée par l'érosion.

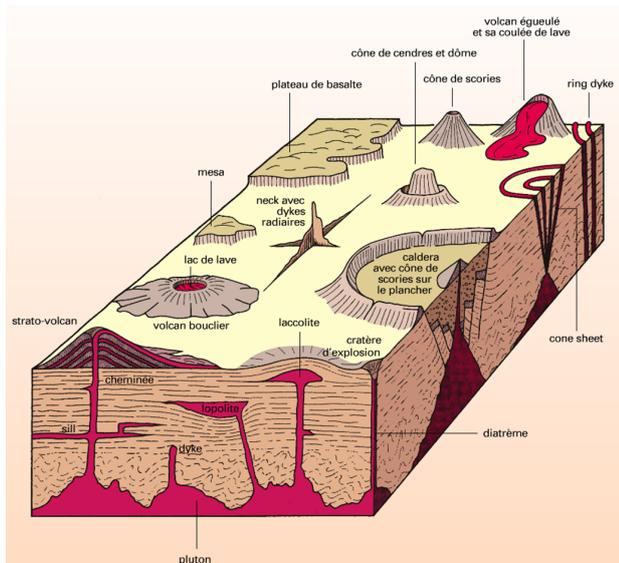
Dyke : un dyke est une lame de roche magmatique qui s'est infiltrée dans une fissure à travers différentes couches de roches. Il est sécant à ces couches.

Sill : un sill (ou filon couche) est une couche de roche magmatique souvent horizontale qui s'est infiltrée entre des couches plus anciennes de roches sédimentaires, volcaniques ou le long de la foliation d'une roche métamorphique. Il est concordant avec les couches qui l'entourent.

Olistolit(h)e et olistostrome : un olistostrome est une accumulation chaotique de terrains empruntés au front d'une nappe de charriage, au cours de sa mise en place dans un bassin sédimentaire, par suite de leur glissement par gravité sur le fond de ce bassin. On nomme olistolites les gros blocs appartenant à cette masse glissée et qui sont emballés dans le sédiment (matrice) en cours de dépôt.



**Localisation de la coupe type de la Roche Aireau (↔) de C. Cartier**



**Quelques exemples de modes de gisement de roches magmatiques**

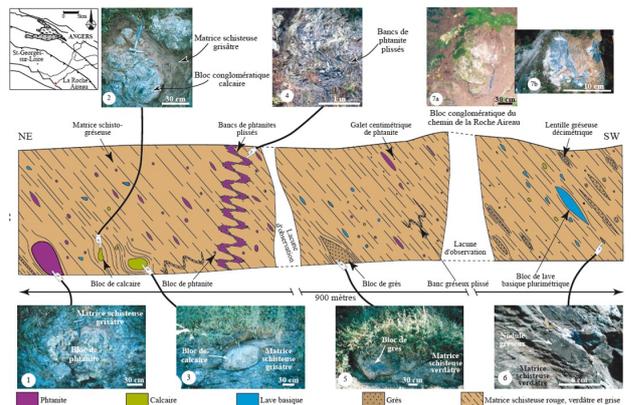
*Document Encyclopedia Universalis*

→ On quitte le Pic Saint-Offange pour rejoindre la Haie-longue par la Corniche angevine.

En cours de route, au virage de la Gourdière, on retrouve les schistes pourpres qui constituent l'enceignant de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire puis quelques dizaines de mètres plus loin, un ravin qui matérialise la faille de Nort-sur-Erdre ou du moins l'une de ses branches.

On quitte donc à ce niveau l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire pour entrer dans celle du « Houiller de Basse-Loire ».

**NB** - C'est entre La Roche Aireau et le virage de la Gourdière que C. Cartier a réalisé la coupe type de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire.



**Coupe synthétique illustrée de la Roche Aireau**

*Document C. Cartier*

**Synthèse sur l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire  
Conception actuelle**

L'Unité de Saint-Georges-sur-Loire montre une très grande variété de roches.

Pratiquement, toutes ont été utilisées, très tôt et pêle-mêle, dans la construction des édifices religieux, des ouvrages de défense...dont les murs reflètent cette hétérogénéité.

Dans les affleurements observés : affleurements de phanite, de grès et de basalte à Denée et de rhyolite au Pic Saint-Offange, on a vu à chaque fois d'énormes masses de roches isolées. Jamais on n'a observé de contact direct entre ces masses et les schistes pourpres qui les emballent.

Cela explique en grande partie pourquoi ces affleurements très diversifiés ont été représentés sur la carte d'Angers au 1/50000<sup>ème</sup> par des taches isolées.

Les pointements de rhyolite, circulaires sur le terrain, ont pu alors faire penser à des necks ou à des cumulo-dômes, c'est-à-dire à d'anciennes cheminées volcaniques, recoupant les schistes pourpres de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire ; les affleurements de basalte, plus allongés cartographiquement, à des sills c'est-à-dire à des coulées injectées entre les couches sédimentaires, en concordance avec elles.

Dans les années 1980, on supposait que ces deux volcanismes : basaltique (basique) et rhyolitique (acide), étaient contemporains.

**Ce volcanisme bimodal suggérait alors la formation d'un rift : le « Rift du Layon » que l'on expliquait par un étirement, une extension de la croûte continentale au Paléozoïque inférieur.**

Ce rift se serait par la suite océanisé. Preuve de la présence d'eau dans ce rift : le débit en pillows dans les affleurements de basalte de Denée et de Pierre-Bise.

**Dit rapidement, l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire représentait un paléo-rift.**

Les études de C. Cartier (2002), en particulier l'établissement de quelques coupes références comme la transversale de la Roche Aireau entre Rochefort-sur-Loire et la Faille de Nort-sur-Erdre près de la Gourdière, ont montré qu'à côté des grosses masses de roches de taille hectométrique que l'on vient de voir, on pouvait aussi trouver dans l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire des blocs plus petits, de toutes les tailles en fait, et de natures aussi diverses : calcaires, phanites, rhyolites, basaltes, grès ..., bien mélangés et cette fois-ci vraiment emballés, entièrement inclus dans une même matrice schisteuse pourpre ou verte.

Ces observations suggèrent alors fortement un **olistostrome**.

Et les necks ou cumulo-dômes, les sills que l'on a évoqués ne seraient plus, dans cette hypothèse, que des olistolites, c'est-à-dire des masses dispersées dans une matrice, sans aucune relation entre elles. En conséquence, vouloir établir leur mode de gisement originel devient une véritable gageure !

La matrice, comme on l'a déjà signalé, n'a pas encore été datée de façon certaine. Mais selon C. Cartier, des contraintes de plus en plus précises existent : les blocs les plus jeunes de l'olistostrome sont des blocs de calcaire conglomératique datés par leurs fossiles du Dévonien moyen (Emsien - Givétien).

La matrice pourrait donc être d'âge postérieur au Dévonien moyen.

**C. Cartier interprète finalement l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire comme un prisme d'accrétion marqueur de la fermeture du « paléo-rift du Layon » à la limite Dévonien moyen-Dévonien supérieur par subduction vers le Sud.**

**Mais comment s'est formé ce « Rift du Layon » ?**

L'étude détaillée du chimisme des basaltes de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire par C. Cartier a également montré que ces basaltes sont de deux types :

- des basaltes mis en place en contexte géotectonique anorogénique de rift continental ou de ride médio-océanique comme les basaltes du Moulin Bachelot, d'Ingrandes (en partie) et de la Roche aux Moines, tous d'âge Silurien,
- et des basaltes mis en place en contexte orogénique de bassins avant ou arrière-arc liés aux zones de subduction comme les spilites de Pierre-Bise et qui seraient un peu plus jeunes.

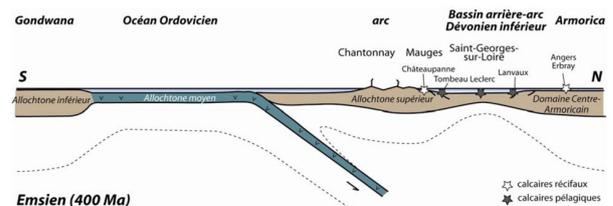
On peut donc envisager l'apparition du « Rift du Layon » au Silurien, autour de 430 millions d'années.

Sa formation n'aurait donc rien à voir avec la phase de distension qui a affecté toute la marge Nord de Gondwana et la Vendée en particulier, phase de distension qui a pris place au début de l'Ordovicien et qui a permis la formation de l'Océan Centralien.

Plus tardive, la formation du « Rift du Layon » serait en fait à relier à la fermeture de ce même Océan Centralien par subduction de sa croûte océanique vers le Nord sous Armorica.

Le « Rift du Layon » serait ainsi un bassin arrière-arc qui se serait formé au Silurien puis se serait océanisé, sans aucune certitude, au Dévonien inférieur et moyen pour ensuite disparaître par subduction de sa croûte océanique vers le Sud au Dévonien supérieur.

Et l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire serait la relique de ce rift.



**Des questions subsistent :**

Qui dit « bassin arrière-arc » dit « arc volcanique » !

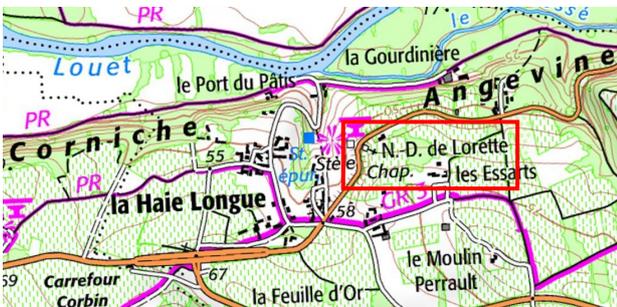
Aujourd'hui, il ne reste rien en surface de cet arc volcanique. A-t-il subducté ? A-t-il été complètement érodé ?

**L'Unité du Sillon Houiller de Basse-Loire**

**Arrêt 4 - La Haie Longue (Commune de Saint-Aubin-de-Luigné) - La Chapelle Notre-Dame de Lorette**



**Vue aérienne  
(Document Géoportail)**



**Carte topographique  
(Document Géoportail)**



**Extrait de la carte géologique d'Angers au 1/50000<sup>ème</sup>  
(Document Géoportail)**

**a) Observation du panorama depuis la table d'orientation**



**Vue sur la plaine d'inondation de la Loire**



**La Haie Longue**

*Absence d'église et ... de fils électriques !*

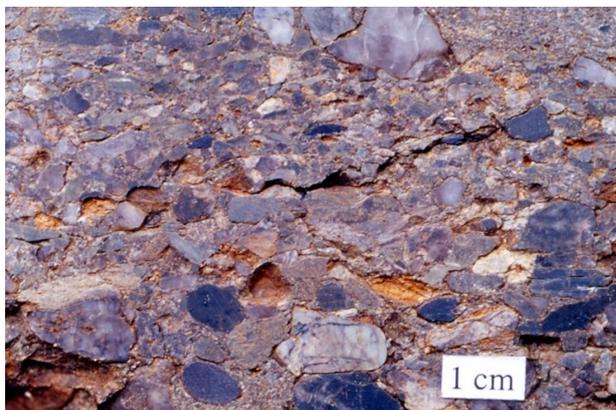


**Stèle à la mémoire de René Gasnier**

**b) Géologie**



**Plaque commémorative sur diorite quartzifère à amphibole**



**Petits galets sur une section polie (Photo F. Redois)**



**Chapelle Notre-Dame de Lorette**

De chaque côté de la Chapelle Notre-Dame de Lorette, ce sont des couches de galets bien ronds et de toutes les tailles (centimétriques à décimétriques) qui affleurent. Il s'agit de poudingues qui ont été datés du Namurien et Westphalien inférieur (h3 sur la carte géologique) c'est-à-dire du Carbonifère moyen.

Aujourd'hui, le Namurien et le Westphalien inférieur correspondent aux étages Serpukhovien et Bashkirien.

Ces strates de poudingues sont orientées N90° et le grand axe de leurs galets est penté en moyenne à 70° vers le Sud.

### Interprétation de ces observations

La grande taille des galets implique l'existence de reliefs vigoureux et voisins.

La forme bien arrondie des galets implique aussi que les blocs issus de l'érosion de ces reliefs ont été transportés, roulés par des torrents à fort débit. Ils ont acquis leur forme progressivement par frottement.

Puis, au pied des reliefs, l'énergie de l'eau n'étant plus suffisante pour les rouler, les galets se sont alors déposés, leur grand axe orienté dans le sens du courant et à peu près horizontal.

Si ces galets sont aujourd'hui pentés à 70° vers le Sud, cela entraîne que tout l'ensemble de la formation a été plissé.

La grande majorité des galets observés à Notre-Dame de Lorette sont constitués de quartz. Mais les géologues ont montré qu'il y avait aussi présence de galets de phanites, de schistes, de grès..., roches rencontrées dans l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire.

**On pense donc aujourd'hui que ces conglomérats, ces poudingues proviendraient pour l'essentiel de cette Unité de Saint-Georges-sur-Loire située immédiatement au Nord. Certains galets pourraient aussi provenir de l'Unité de Saint-Mars-la-Jaille.**

### Arrêt 5 - La Mine des Malécots (Commune de Chaudefonds-sur-Layon)

Ethymologiquement, « Malécots » signifie « mauvaises terres ».

Pas si mauvaises que cela en fait car elles portent de nombreuses vignes dont la réputation n'est plus à faire !



Au-delà des vignes, à droite, le village de La Haie Longue



### Les Malécots (Document Géoportail)

#### a) Historique

Son exploitation remonte au XV<sup>ème</sup> siècle.

La maisonnette, le transfo et le terril correspondent au site de « Malécots 2 ».

Il s'agit de la dernière exploitation de la région (1942-1964). Deux puits y furent foncés : un puits d'exploitation (profondeur de 85 m) devant la maisonnette, près de l'actuel chevalement, dans une petite dépression signalée par une pancarte et un puits d'aération (profondeur de 45 m) juste devant le terril.



Emplacement de l'ancien puits d'extraction de Malécots 2 à l'endroit exact où se trouve F. Redois





**Le chevalement reconstitué de Malécots 2**

Le long de la route, dans les broussailles, le « Grand Puits des Malécots » ou « Malécots 1 » est encore visible. Il a été exploité de 1822 à 1873 et atteint une profondeur de 360 m. Une visite spéléo a montré qu'il est encore profond de 50 m. Son approche est dangereuse. Les ruines du carreau de « Malécots 1 » sont bien présentes sous la végétation.



**Le puits d'aération de Malécots 1**

**b) Géologie**

**• Observations de surface - Roches et fossiles rencontrés**

Dans une parcelle voisine où la vigne a été récemment arrachée, on a pu trouver pêle-mêle des morceaux :

- de psammites (grès micacés),
  - de conglomérats (poudingues),
  - de cinérites blanches,
  - de pélites houillères (= « schistes houillers »),
- cinérites et pélites présentant de nombreuses empreintes de stipe de *Lepidodendron* et de tige de *Calamites*.



**Empreintes de stipe (tronc) de *Lepidodendron* avec cicatrices foliaires en écusson**



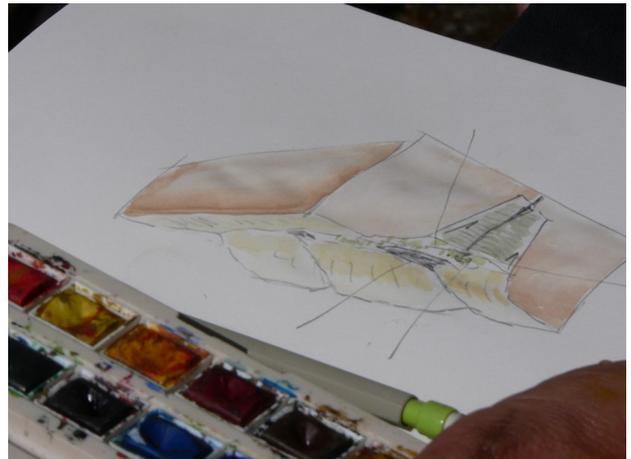
**Empreintes de tiges de *Calamites* sur des grès psammitiques fins**



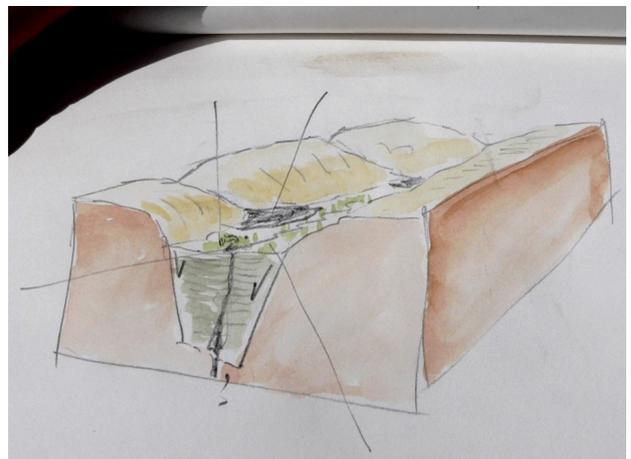
**Empreinte de tige de *Calamites* dans de la cinérite**



Empreintes diverses



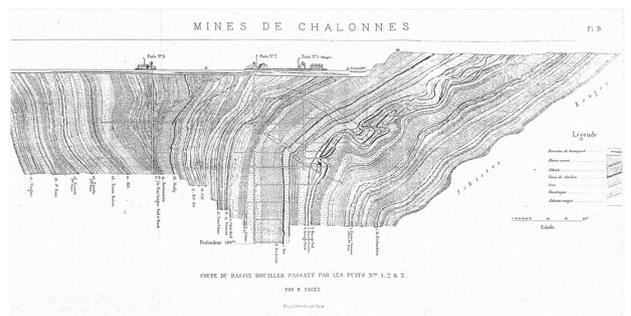
Fragment de charbon (anthracite)



Vue d'artiste du bassin houiller  
Aquarelle de Fabrice Redois faite sur le tas !

Ce sont toutes ces plantes fossiles qui ont permis de dater les terrains des Malécots et de tout le « Sillon houiller de Basse-Loire » du Namurien. Certains niveaux pourraient même atteindre le Westphalien inférieur.

• Observations de profondeur - Coupe du bassin houiller aux Malécots



Coupe du Bassin houiller  
établie par M. Fagès vers 1850

La coupe ci-dessus montre que le sillon houiller de Basse-Loire à la latitude de la Corniche angevine (Houillères du Layon-et-Loire) est constitué par des alternances de poudingues, de grès, de cinérites, de schistes et de veines de houille qui se répètent un très grand nombre de fois.

**Rappel** - Toutes ces roches ont pu être observées aux Malécots ; les poudingues grossiers ont été rencontrés à l'arrêt précédent.

Elle montre aussi que toutes les couches sont fortement redressées et que leur pendage varie :

- A la Haie-Longue (arrêt précédent), elles sont pentées vers le Sud avec un pendage de 70°.
- Aux Malécots (arrêt suivant de la Tranchée des Malécots), elles sont pentées cette fois-ci vers le Nord avec un pendage de 45°.

Les veines charbonneuses ont donc été affectées par les plissements tardi-hercyniens. Elles ont été intensément plissées, étirées, laminées, déplacées par des failles (dichotomie) voire boudinées.

Il en résulte une disposition particulière de ces veines de houille, dite en chapelet ; elles sont en effet constituées par une succession de renflements ou « bouillards » et d'étranglements ou « serrées » ou « crains » réduits à une simple traînée charbonneuse par compression.

Ces bouillards pouvaient atteindre de bonnes épaisseurs : 5 à 20 m. La rencontre de tels bouillards correspondait à des années fastes pour les mineurs. Au contraire, la traversée des crains conduisait parfois à la fermeture des exploitations.

• **La sédimentation houillère - Généralités**

Dans un bassin houiller, les couches de charbon ne représentent que 3 à 4% de l'épaisseur totale des sédiments et alternent avec des roches stériles : schistes, grès et conglomérats.

L'agencement des sédiments par rapport à une veine de houille obéit à des lois précises. Il y a un rythme dans le dépôt même du charbon puisqu'on observe un grand nombre de fois la succession : mur, veine, toit.

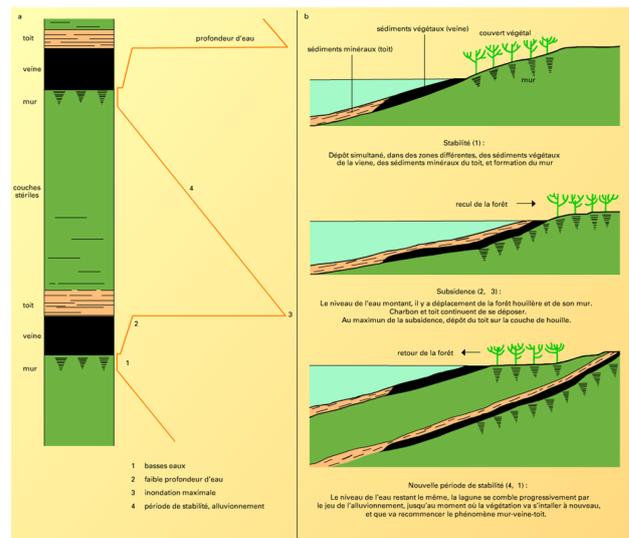
- Le mur est la formation sédimentaire qui supporte la couche de charbon ; il est perforé et taraudé en tous sens par des racines et rhizomes fossiles qui en oblitérent la stratification : c'est un ancien sol de végétation ou paléosol ; il s'est donc formé sur une terre émergée ou tout au moins sous une très faible profondeur d'eau.

- La couche de houille ou veine qui s'est déposée ensuite correspond à une certaine épaisseur d'eau, puisque les sédiments végétaux qui la constituent ont subi un transport et un classement mécanique.

- Au-dessus de la couche de houille a sédimenté le toit. Le toit est bien différent du mur ; il est ordinairement composé de schistes finement feuilletés dans lesquels on trouve des tests de fossiles d'eau douce ou saumâtre et des feuilles de fougères étalées. Il correspond donc à une profondeur d'eau plus importante.

- Enfin, au-dessus du toit, se déposent des grès, des sédiments de plus en plus grossiers. C'est donc que le bassin s'est alors progressivement comblé jusqu'au moment où la végétation a pu s'y installer de nouveau, et où va recommencer le processus « mur, veine, toit ».

Ce rythme traduit donc des variations de niveau des eaux dans le bassin houiller en formation.



**La sédimentation dans un bassin houiller**

(a): coupe schématique et (b) : niveaux successifs des eaux

Document Encyclopedia Universalis

**Mais comment se sont formés ces bassins dans le cas du « Sillon Houiller de Basse-Loire »?**

• **La formation des bassins en « pull-apart »**

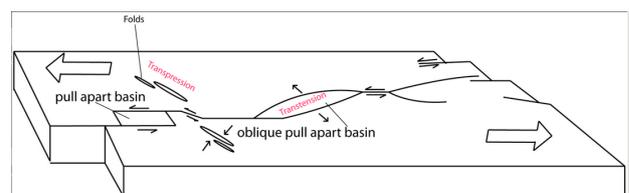
Elle peut s'expliquer par les étapes suivantes :

1- A la limite Dévonien-Carbonifère, une compression N-S entraîne la fermeture de l'Océan Centralien par subduction vers le Nord puis la formation de la chaîne varisque par collision de ses deux marges : la marge armoricaine au Nord et la marge gondwanienne au Sud. La chaîne varisque est alors grossièrement orientée E-O dans le domaine ligérien.

C'est peut-être aussi à ce moment-là que le Complexe de Champtoceaux est exhumé et que la nappe des Mauges se met en place.

**Rappel** - C'est aussi à cette période que le bassin arrière-arc du Layon disparaît par subduction vers le Sud.

2- La région comprise entre ces deux plans de subduction est par conséquent fortement comprimée. Elle se faille intensément (failles en relais, en baïonnette). Mais cette compression est en même temps un peu oblique donc cisailante, c'est-à-dire qu'elle va s'accompagner d'un glissement, d'un déplacement relatif des deux marges dans le sens senestre. On parle de décrochevauchement senestre.



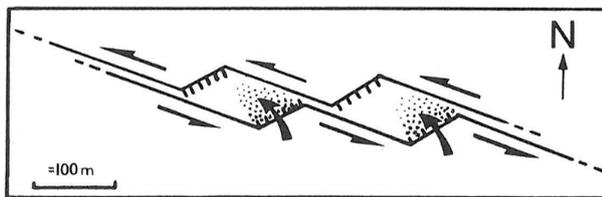
**Illustration du décrochevauchement senestre**

Le sens de déplacement des deux marges est donné par les deux grosses flèches.

3- Comme l'illustre bien le schéma ci-dessus, il va alors en résulter la formation de bassins en pull apart, souvent de forme losangique (on leur donne alors le nom de rhombochasmes), limités par des bordures faillées.

Un premier bassin de taille relativement importante va se former au Frasn-Dinantien (fin du Dévonien - Carbonifère inférieur). Il va accueillir les premiers débris de la chaîne nouvellement formée : le célèbre « Culm » du « Synclinal d'Ancenis » qui débute par des faciès turbiditiques distaux et se termine par le non moins célèbre Poudingue d'Ingrandes à gros galets traduisant des reliefs plus vigoureux et plus proches, preuves de la surrection en cours de la chaîne.

Puis la compression s'accroît : l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire est maintenant « hors d'eau » et ce faisant toujours en transtension senestre, une deuxième génération de nombreux petits bassins disposés en chapelet apparaît un peu plus au Nord, sur le dos de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire.



**Bassins en pull apart disposés en chapelet**

4- Et c'est dans ces bassins effondrés que va se développer la forêt houillère ! Le Massif Armoricain était au Namurien sous climat équatorial.

A chaque fois qu'un bassin en transtension est soumis à des forces d'extension, que les failles jouent en normales, il va s'effondrer ce qui va créer un appel d'eau. C'est en quelque sorte l'équivalent d'une transgression qui va envoyer la forêt. Parallèlement, ses bordures vont être soumises à une reprise de l'érosion : des cônes d'éboulis vont se former au pied des failles bordières. Les sédiments les plus fins sont ensuite entraînés par les cours d'eau vers le centre du bassin, occupé par un fleuve, où ils vont s'épandre. Ainsi, avec le temps, le bassin se comble. C'est l'équivalent d'une régression, ce qui va permettre l'installation d'une nouvelle forêt à partir des essences qui n'auront pas été submergées.

Puis nouvelle phase d'extension avec rejeu des failles bordières et la séquence précédente se reproduit.

Plusieurs milliers de mètres de sédiments ont dû ainsi se déposer dans le Sillon Houiller de Basse-Loire au Namurien et Westphalien inférieur, entre 325 et 310 Ma.

Tout a été ensuite plissé et métamorphisé au cours des derniers serrages au Carbonifère supérieur (310-290 Ma).

**Remarque** - On n'a pas trouvé de galets de schistes briovériens dans les poudingues du Sillon Houiller.

Le « Horst de Pouillé » et son équivalent dans la région de Chalonnes : le « Horst d'Ardenay » (près des Malécots) n'étaient donc pas encore à l'affleurement.

### Arrêt 6 - La Tranchée des Malécots - La « Pierre carrée »

On observe ici surtout des cinérites déjà rencontrées de l'autre côté de la route.

A partir du portail d'accès à la tranchée puis du belvédère, on peut apprécier la disposition d'ensemble du gisement.

Toutes les strates sont de direction N150° et pentées de 50° environ vers le NE.

A droite de la photo ci-dessous, affleurent essentiellement des cinérites avec empreintes de troncs et de branches de *Lepidodendron* ; à gauche, des empilements de bombes volcaniques sur cendres.



**La Tranchée des Malécots vue du portail**



**La Tranchée des Malécots vue depuis la plateforme**

**Panneau 1**

**La tranchée des Malécots ; un des sites majeurs du patrimoine géologique de l'Anjou\***

Pourquoi une telle attention au sujet de cette tranchée ? La tranchée des Malécots, située à la croisée du Ruisseau de la Courbe et de l'axe de la Corniche angevine, est un site d'exception géologique. Elle est classée au patrimoine géologique de France en 2011 par le Comité National du Patrimoine Géologique de la Communauté Française de Belgique.

Dans la tranchée, des dépôts paléozoïques (Carbonifère supérieur, Namurois 315-325 Mya) recouvrent deux fossiles\* de plantes.

Quelle organisation des roches dans la tranchée ? La tranchée est une ancienne carrière, elle a été ouverte au début du 20<sup>ème</sup> siècle en vue de la construction de la route. Les roches de la tranchée sont des roches volcaniques sédimentaires, dont les niveaux de la plomberie et le plus récent de la base.

Un site exceptionnel à préserver

Les plantes fossilisées dans des cinérites (cendres volcaniques consolidées) Les roches les plus anciennes sont les cinérites volcaniques, principalement issues de l'accumulation de cendres volcaniques englobant quelques bombes (Photo 5). Elles proviennent de volcans qui ont disparu, dont les appareils volcaniques ont été conservés. Les dépôts de cendres ont été déposés dans des bassins sédimentaires intra-montagneux où se développait une faune d'organismes marins.

Un site d'exception à préserver

Les plantes fossilisées dans des cinérites (cendres volcaniques consolidées) Les roches les plus anciennes sont les cinérites volcaniques, principalement issues de l'accumulation de cendres volcaniques englobant quelques bombes (Photo 5). Elles proviennent de volcans qui ont disparu, dont les appareils volcaniques ont été conservés. Les dépôts de cendres ont été déposés dans des bassins sédimentaires intra-montagneux où se développait une faune d'organismes marins.

**Panneau 2**

**Dans la tranchée des Malécots, des fossiles\* d'arbres d'environ 315-325 millions d'années**

Ce site est un site protégé, qu'il convient de ne pas dégrader et qu'il faut sauvegarder pour les générations futures.

Un site d'exception à préserver

Les plantes fossilisées dans des cinérites (cendres volcaniques consolidées) Les roches les plus anciennes sont les cinérites volcaniques, principalement issues de l'accumulation de cendres volcaniques englobant quelques bombes (Photo 5). Elles proviennent de volcans qui ont disparu, dont les appareils volcaniques ont été conservés. Les dépôts de cendres ont été déposés dans des bassins sédimentaires intra-montagneux où se développait une faune d'organismes marins.

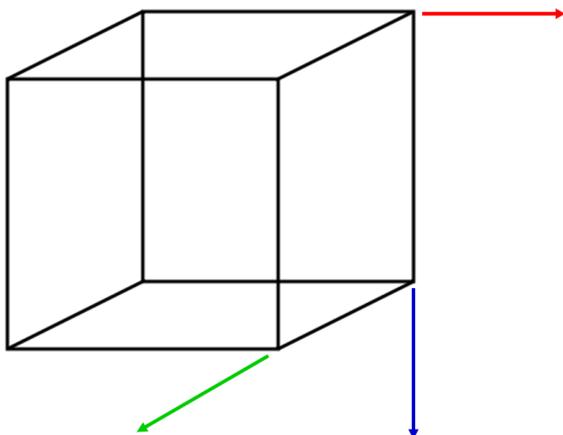
**Panneaux pédagogiques**

**• Front Sud-Ouest de la Tranchée**

**Pourquoi la dénomination « Pierre carrée » donnée à la cinérite ?**

Elle s'explique par le fait que la cinérite se débite facilement en blocs de forme parallélépipédique.

Et pour qu'une roche puisse ainsi se découper en parallélépipèdes, par exemple en cubes, il faut qu'elle soit fracturée (faillée, diaclasée) selon trois directions dans l'espace.



Et c'est bien ce que l'on observe sur le front Sud-Ouest de la tranchée. Trois familles de fractures peuvent être facilement mises en évidence :

- une famille correspondant aux joints de stratification qui sont des limites de dépôt des sédiments,
- et deux familles de « joints de schistosité » liées aux pressions auxquelles ont été soumis les terrains houillers.



**Première grande direction de clivage : les plans de stratification (en rouge)**

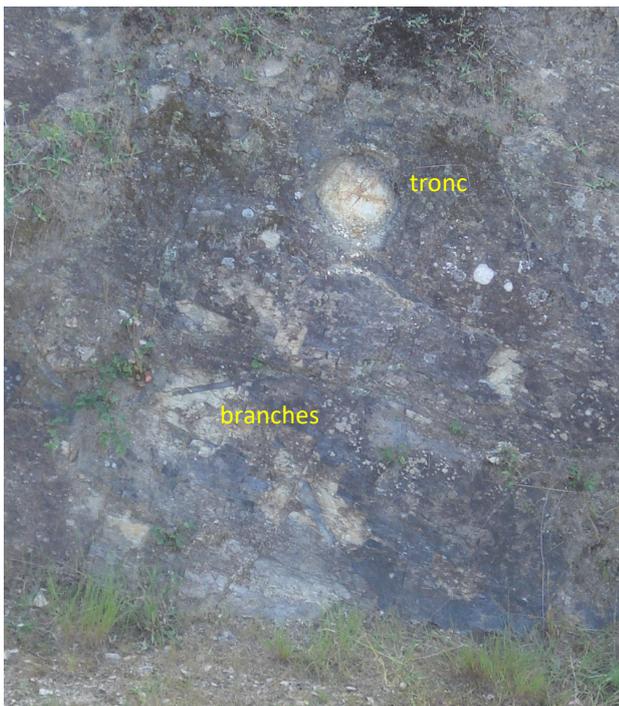


**Deuxième grande direction de clivage : des plans orientés horizontalement (parallèles au sol) et perpendiculaires aux plans de stratification (en bleu)**



**Troisième grande direction de clivage : des plans verticaux (perpendiculaires au sol) et perpendiculaires aux plans de stratification (en vert)**

Sur les plans de stratification, on observe à la fois des empreintes de troncs de *Lepidodendron* en coupe transversale et de nombreuses « branches » disposées pêle-mêle.



**Tronc et branches de *Lepidodendron***



**Tronc de *Lepidodendron* vu en coupe transversale sur un plan de stratification**

*A noter la section pratiquement circulaire et la présence d'une auréole de matière carbonée autour du tronc suggérant que le tronc a brûlé*



**Tronc de *Lepidodendron* vu longitudinalement dans un plan de stratification**

La disposition de ces arbres fossiles, tantôt perpendiculaires aux plans de stratification tantôt dans ces plans pose les problèmes suivants :

- 1- sont-ils en place ou ont-ils été transportés ?
- 2- et dans la première hypothèse, comment sont-ils orientés ? autrement dit, où sont leurs appareils racinaires ou « stigmaries », où sont leurs apex ?

En ce qui concerne le premier problème, des troncs étant disposés perpendiculairement aux plans de stratification, **tout porte à croire qu'ils étaient donc en « position de vie » quand ils ont été recouverts par les cendres volcaniques.**

La résolution du deuxième problème exige de polariser les strates. C'est l'observation des cinérites du front Nord-Est de la tranchée qui va donner la réponse.

- **Front Nord-Est de la tranchée**

- ◇ ***Le volcanisme associé à la sédimentation houillère***

Il est très riche en bombes volcaniques à sa partie supérieure ; dans sa partie inférieure, affleurent des niveaux de cinérites que l'on peut observer en coupe transversale.



**Bombes volcaniques sous le belvédère**

(Photos F. Redois)

L'analyse chimique des bombes a montré qu'elles sont de nature rhyolitique.

Leur grande taille suggère la proximité du ou des volcans sources.

En certains endroits, on a également trouvé au sein des cinérites des « grêlons de cendres » encore appelés « pisolithes ».



**Pisolithes ou « grêlons de cendres »**

(Photo F. Redois)

Ces « grêlons de cendres » se forment aujourd'hui au sein de nuages de cendres fines, en particulier au sein des panaches pliniens, quand ceux-ci sont traversés par des gouttes d'eau (gouttes de pluie, eau provenant d'explosions phréato-magmatiques). La goutte, en traversant le nuage, « capture » et soude les fines particules qu'elle rencontre sur son chemin ; elle grossit tant qu'elle est assez « mouillée » pour que de nouvelles cendres fines puissent adhérer à sa surface.

**Par application du Principe de l'actualisme, toutes ces caractéristiques traduisent un volcanisme de type explosif.**

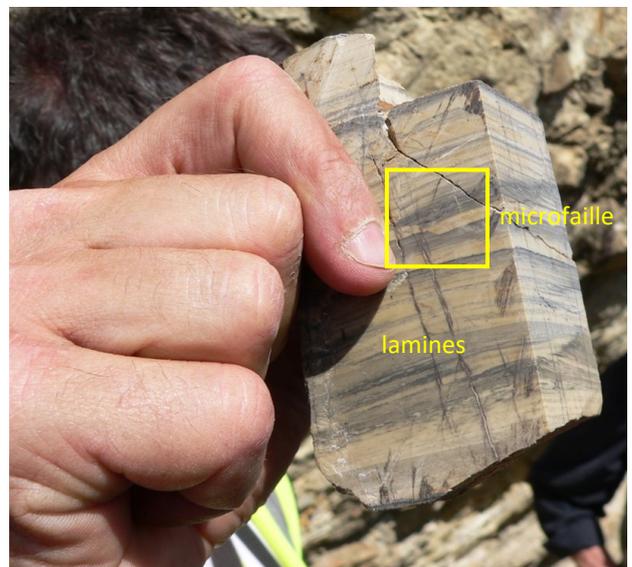
**Remarque** - A la même époque, se met en place dans le Bassin d'Ancenis le granite de Mésanger qui recoupe le Poudingue d'Ingrandes. Ce magmatisme a pu alimenter le volcanisme du Sillon Houiller de Basse-Loire.

◇ **Figures sédimentaires dans les cinérites**



**Cinérites**

La section polie du bloc de cinérites ci-dessous présente non seulement de très nombreuses et fines lamines claires et sombres, parallèles entre elles mais aussi des microfailles normales.



**Section polie d'un bloc de cinérites**

(Echantillon F. Redois)

- L'existence de ces lamines implique que les cendres volcaniques se sont déposées en milieu aquatique, dans l'eau d'un lac par exemple, en alternance avec des lamines sédimentaires sombres riches en matières carbonées.

On peut même imaginer que les *Lepidodendrons* avaient les pieds dans l'eau et que les pluies de cendres chaudes les ont brûlés !

- Les microfailles normales indiquent aussi que le bassin houiller était de temps en temps secoué par des séismes provoqués certainement par les éruptions volcaniques.

En certains endroits du bassin, ces séismes pouvaient même perturber le bel agencement des lamines en remettant en suspension la boue sédimentée gorgée d'eau (→ formation de convolutes). On donne le nom de « séismites » à de telles formations sédimentaires.



**Convolutes**  
Figures d'échappement d'eau dans les cinérites  
(Photo F. Redois)

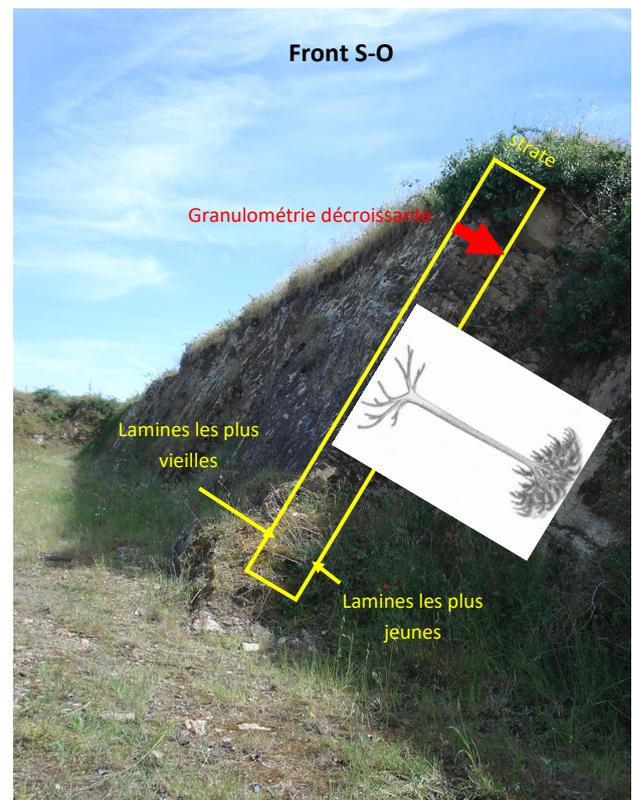


**Section polie d'un convolute - Détail**  
(Photo F. Redois)

L'étude attentive de ces lamines convolutées, déformées à leur surface par les courants au fond de l'eau, puis bisectées par des dépôts un peu plus grossiers, permet de polariser les strates. Elle montre de façon évidente qu'au sein d'une même strate, les lamines situées vers le NE sont plus vieilles que les lamines du SO.

**Les strates de cinérites de la Tranchée des Malécots sont donc en position inverse.**

**Il en résulte que les troncs de *Lepidodendron* que l'on observe sur le front SO de la tranchée ont leur appareil racinaire pointé vers le belvédère.**



Article de Hendrik Vreken

Photographies de Pierre et Michèle Gibaud  
et de Josiane Vreken

## Bibliographie

- « Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricaïn) - Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne » par Carine CARTIER - Thèse Université d'Orléans (2002).

- « Age et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne : le Dévono-Carbonifère du Bassin d'Ancenis » par Céline DUCASSOU - Thèse Université de Rennes (2009).

Notices des cartes géologiques au 1/50 000<sup>ème</sup> d'Angers, d'Ancenis, de Chalonnes-sur-Loire et de Thouarécé

## Site Internet consulté

Géoportail

## Sortie géologique dans les Alpes Mancelles et le Cénomaniens de la Sarthe

Samedi 24 et Dimanche 25 juin 2017

avec **Guy MARY**, Géologue à la retraite de l'Université du Mans (72)



**Guy MARY**

## Journée du samedi 24 juin

### Les Alpes Mancelles

#### A. Commentaires depuis Le Mans jusqu'aux approches des Alpes Mancelles

Après avoir traversé le graben Bartonien de La Chapelle Saint-Aubin - Saint-Pavace, on pénètre, entre La Bazoge et Beaumont-sur-Sarthe, dans les « Marnes de Maresché » (Callovien moyen daté de -191 à -186 Ma en Sarthe), parfois masquées par les alluvions anciennes de la Sarthe puis entre Beaumont - Fresnay-sur-Sarthe, dans les alluvions périglaciaires récentes de la Sarthe reposant sur le Callovien inférieur des « Marnes de Domfront ».

De Fresnay-sur-Sarthe à Sougé-le-Ganelon, affleurent tantôt des lambeaux de Bajo-bathonien, tantôt du Cambrien (la Chatterie, Moulin de Rance), tantôt du Briovérien.

A Sougé-le-Ganelon, on entre vraiment dans le Massif Armoricaïn.

#### B. Pays de Gaultier : Briovérien supérieur

##### Arrêt 1 - Descente de Sougé-le-Ganelon à la Sarthe (D15)

###### a) Observation du paysage

On a, vers l'Ouest, une vue d'ensemble du Pays de Gaultier schisteux d'âge Briovérien supérieur.

Le paysage dessine un creux barré au Nord comme au Sud par une ligne de hauteurs constituée de poudingues et de grès (« Conglomérats et arkoses » du Cambrien inférieur) appartenant à deux unités paléozoïques :

- au Nord, l'Unité paléozoïque d'Assé-le-Boisne séparée de l'Unité plus septentrionale de Saint-Léonard-des-Bois par contact faillé

- et au Sud, l'Unité paléozoïque des Coëvrans.

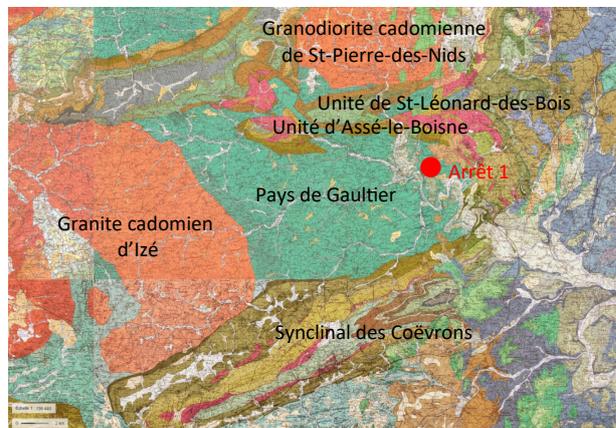
A l'Ouest, le Pays de Gaultier est limité par le batholite granodioritique d'Izé d'âge Cadomien (- 540 ± 10 Ma).



Carte du relief

Les points bas de la topographie sont en vert : se référer au cours sinueux des rivières. Les reliefs sont en gris, bleu ciel et blanc : regarder le batholite granodioritique d'Izé.

La mise en place de ce granite dans les schistes briovériens a été responsable d'un métamorphisme de contact : auréole de schistes tachetés et de cornéennes à cordiérite d'une extension de l'ordre du km.



Extrait de la carte géologique de Villaines-la-Juhel au 1/50000<sup>ème</sup> (Document Géoportail)

###### b) Interprétation du paysage

Après l'orogénèse cadomienne et la mise en place du batholite de granodiorite d'Izé, la chaîne cadomienne (encore appelée panafricaine) est complètement pénéplanée au début du Cambrien.

Au Cambrien, il y eut transgression d'une mer venant de l'Est.

Cette transgression s'est manifestée tôt en certains endroits, dès le début du Cambrien : les dépôts de cet âge sont alors discordants sur le Briovérien.

En d'autres endroits, elle a été plus tardive ; elle n'a eu lieu qu'au début de l'Ordovicien. Ce sont alors les « Grès armoricains » d'âge Arénigien (ou Floien) qui ont sédimenté en discordance sur le Briovérien.

Puis au cours du Paléozoïque, se sont déposés en milieu marin donc en position horizontale des couches de la fin de l'Ordovicien, du Silurien et peut-être du Dévonien inférieur.

Au cours de l'orogénèse varisque (= hercynienne), le tout a été plissé en anticlinaux (plis concaves vers le bas) et synclinaux (plis concaves vers le haut) puis de nouveau pénéplané.

###### Comment peut-on alors distinguer un anticlinal d'un synclinal ?

Après pénéplanation, le centre, le cœur d'un anticlinal est toujours occupé par les couches géologiques les plus anciennes. Le Pays de Gaultier, briovérien et bordé de crêtes du Cambrien inférieur est donc un anticlinal.

A l'inverse, le cœur d'un synclinal est toujours occupé par les couches les plus récentes. Au Nord, les unités d'Assé-le-Boisne à cœur cambrien moyen à supérieur ou de Saint-Léonard-des-Bois à cœur ordovicien sont donc des synclinaux ; il en est de même au Sud pour l'Unité des Coëvrans à cœur silurien.

Les anticlinaux sont donc à cœur briovérien. Or le briovérien, on va le voir à l'arrêt 2 suivant, est constitué de schistes très tendres. Les anticlinaux deviennent des dépressions.

En revanche, leurs bordures constituées de grès cambriens très durs (**arrêt 3**) vont rester en relief et former des crêtes.

**Il y a eu érosion différentielle.**

Normalement, la dénivellation entre la dépression du Pays de Gaultier et les crêtes ne devrait pas être importante, tout ayant été pénéplané depuis la fin de l'orogénèse varisque soit depuis environ 300 Ma.

**Comment alors expliquer que l'on ait aujourd'hui des dénivellations de 50 et parfois 80 m ?**

L'explication est la suivante.

Au moment de l'ouverture de l'Atlantique Central et de la formation du Golfe de Gascogne à la fin du Crétacé inférieur puis plus tard, lors de la formation des Pyrénées (Eocène - Début du Tertiaire), le Massif Armoricain a été soulevé, en quelque sorte « rajeuni ».

Il y a eu par conséquent reprise de l'érosion. De nouveau, elle a davantage affecté les schistes que les grès (érosion différentielle). L'anticlinal du Pays de Gaultier a été encore surcreusé alors que les crêtes bordières, limites avec les synclinaux voisins d'Assé-le-Boisne au Nord et des Coëvrons au Sud, ont été relativement préservés.

Cette deuxième phase d'érosion différentielle a exacerbé les dénivellations à tel point qu'elle a induit une **inversion du relief** : l'anticlinal est en creux et les synclinaux voisins en relief.

*Relief appalachien : relief résultant de l'érosion en crêtes et en creux d'une structure ancienne fortement plissée et arasée puis soumise plus tard à un soulèvement lent et prolongé. La reprise de l'érosion évide alors de nouveau les roches tendres alors que les roches résistantes sont davantage dégagées en crêtes.*

*Cette érosion différentielle associée à un soulèvement va contribuer à la fois à un rajeunissement et une inversion du relief.*

**Arrêt 2 - Après le Gué Ory (site industriel Hutchinson en pleine campagne), dans la vallée du Merdeveau, affluent de la Sarthe, au niveau de la bifurcation avec la route menant au Jarrisais et à la Tesserie**



**Schistes du Briovérien supérieur du Pays de Gaultier**

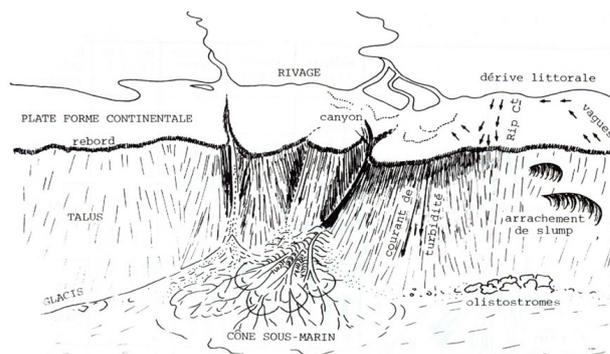
Le Briovérien (de *Briovera* = nom latin de St Lô, traversée par la Vire) appartient au Précambrien supérieur ; au plan radiométrique, le Briovérien s'étale entre - 650 ± 5 Ma et - 540 ± 10 Ma.

Ce Briovérien est formé :

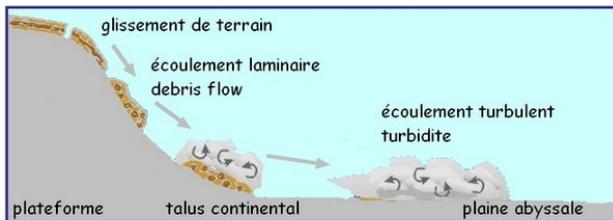
- d'argilites (schistes argileux) à illite et chlorite,
- de siltites à grains fins de quartz dispersés dans une matrice argileuse,
- de grauwackes à quartz plus gros dispersés dans une matrice argileuse,
- parfois de schistes à galets de quartz, phtanite, grès et volcanite acide.

**NB** - Ces faciès fins, constitués d'argilites grises et de siltites homogènes, sont affectés par une schistosité ardoisière de type flux qui confère à ces roches une grande fissilité. Elles furent de ce fait abondamment exploitées au siècle dernier pour la confection d'ardoises (ardoisières de Chattemoue, de Saint-Germain-de-Coulamer, de Saint-Georges-le-Gaultier). La qualité de ce matériau est cependant rendue médiocre par l'importance de la fraction quartzreuse et la richesse en pyrite de fer très altérable.

Ce Briovérien local est interprété comme étant un **flysch** (= accumulation de séquences de turbidites) sédimenté au cours de l'orogénèse briovérienne par des courants de turbidité dans un milieu profond, les galets empruntant les canyons et les chenaux des cônes sédimentaires de bas de talus.



**Contexte de formation des flyschs**



### Mode de formation d'une turbidite

*Leur accumulation au pied du talus continental engendre un flysch.*

Il se distingue du Briovérien normand par :

- l'absence de couches de phtanite (roche silico-argileuse),
- mais la présence de galets de phtanite.

Or, les lits de phtanites ont été rapportés au Briovérien inférieur en Normandie. On a donc ici en Sarthe du Briovérien supérieur post-phtanitique (- 580 /- 540 Ma).

Ces schistes briovériens supérieurs ont été ensuite intrudés par des batholites granitiques : le granite d'Izé à l'Ouest, le granite de Saint-Pierre-des-Nids au Nord appartenant tous deux à l'ensemble plutonique dit « Batholite Mancelien » daté de  $540 \pm 10$  Ma.

## C. Unité paléozoïque d'Assé-le-Boisne

### Arrêt 3 - La crête appalachienne du Clairet jusqu'à la Haute Vente

Quand on a atteint le sommet de la crête, dans le début de la descente et sur la droite de la route, affleurent de nombreuses carrières autrefois exploitées, creusées dans les « Conglomérats et arkoses » du Cambrien inférieur.

Les couches sont pentées d'environ  $50^\circ$  vers le Nord. Elles marquent le début du synclinal d'Assé-le-Boisne.

**NB** - Ce Cambrien tout-à-fait inférieur de l'Unité d'Assé-le-Boisne repose en discordance sur le Briovérien supérieur du Pays de Gaultier. Ici, aucun contact n'a été observé.

On y trouve des arkoses à petites dragées de quartz ainsi que des grès feldspathiques clairs, à grain moyen.



Ancienne carrière de grès Cambrien inférieur



Grès à gros grains

Sur la gauche de la route, en contrebas, coule le Ruisseau de la Talbotière, affluent de la Sarthe. Sa vallée de direction Ouest-Est est creusée dans des « Schistes et calcaires » tendres également cambriens mais plus jeunes que les « Conglomérats et arkoses » sur lesquels ils reposent.

**Remarque de Monsieur Guy Mary** - Les schistes de la Formation des « Schistes et calcaires » représentés par une alternance d'argilites, de siltites et de grès fins à ciment calcaire sont largement dominants par rapport aux calcaires et dolomies. Guy Mary n'y a relevé en effet qu'un banc de calcaire et de plus, peu épais (50 cm).

On retrouve là l'explication du rôle orographique joué par les « Conglomérats et arkoses » du Cambrien inférieur. Cette formation, puissante de 100 à plus de 200 m, se marque effectivement dans la morphologie par une crête qui surplombe à la fois la cuvette briovérienne du Pays de Gaultier au Sud et la dépression synclinale cambrienne de l'Unité d'Assé-le-Boisne où l'on se trouve.

Cette constatation est également valable pour la crête Sud du Pays de Gaultier appartenant au Synclinal des Coëvrons.

### Arrêt 4 - Pont de la Folie - Côté Est de la D112

#### Le crypto-dôme ou dyke de rhyolite injecté dans les « Schistes et calcaires » du Cambrien inférieur

Il s'agit d'un corps volumineux dont l'extension (200 m de long sur 100 m de large) suggère qu'il s'agit plus probablement d'un gisement de type crypto-dôme rhyolitique plutôt que d'un dyke ou d'une cheminée.

Le magma acide s'est mis en place dans les silts de la Formation des « Schistes et calcaires ».

L'analyse des épontes (contact entre la lave et l'encaissant sédimentaire) a montré que ce dernier était déjà compacté au moment de la venue du magma mais qu'il renfermait encore un peu d'eau. Cette eau s'est alors vaporisée brusquement au contact de la lave chaude, morcelant ainsi le sédiment en petits fragments bien compacts, cohérents.

Le magma rhyolitique a donc été injecté à faible profondeur dans les fissures des « Schistes et calcaires » du Cambrien inférieur.

La rhyolite du crypto-dôme du Pont de la Folie est une roche très acide ( $\text{SiO}_2 > 75\%$ ), subalcaline (3 à 4% de  $\text{Na}_2\text{O}$  et de  $\text{K}_2\text{O}$ ), pauvre en calcium et magnésium ( $< 1\%$ ).

Sa paragenèse primaire se compose d'un assemblage de phénocristaux de quartz, de feldspaths alcalins et de plagioclases (5% d'anorthite), de biotites et de minéraux accessoires.

Les transformations minéralogiques ultérieures se traduisent par l'acquisition de paragenèses de basse température :

- les feldspaths potassiques appartiennent à la série orthose - microcline et montrent une albitisation plus ou moins intense marquée par le développement de perthites de remplacement,
- les plagioclases se rangent dans la série de basse température albite - oligoclase et renferment quelquefois des granules d'épidote,
- les ferro-magnésiens sont chloritisés,
- enfin, la mésostase, toujours dévitrifiée en un fond microcristallin felsitique ou en une mosaïque quartzo-feldspathique plus largement recristallisée, contient des minéraux de néoformation (paragonite, chlorite, épidote).

C'est la forte teneur en silice de ce magma rhyolitique qui explique avant tout le fait que, visqueux, pâteux à l'extrême, il a pu se figer près de la surface en un crypto-dôme (exemple du Mont Saint-Helens - USA) ou bien en un dôme (exemple des dômes de la Chaîne des Puys).

Le fait aussi qu'il se soit mis en place près de la surface dans des sédiments gorgés d'eau suggère également qu'il a été responsable d'éruptions explosives (phréatomagmatiques ou à dynamisme plinien) ce que vont confirmer les affleurements suivants.



**Rhyolite**

**Arrêt 5 - Sur le chemin des Bussonières, 200 m après l'embranchement avec le Chemin des Coslins**

**Grès de la Formation des « Schistes et calcaires » du Cambrien inférieur**

**Juste en arrière mais non observée, la première barre G1 des Grès de Sainte-Suzanne**



**Le dyke de rhyolite du Pont de la Folie**



**Grès de la Formation des « Schistes et calcaires »**

### Arrêt 6 - Entre le Chemin des Coslins, la Rue Creuse et la D112

#### Nappes ignimbritiques et tufs volcaniques dans la Formation des « Grès de Sainte-Suzanne » - Age : Cambrien moyen ou supérieur ?

Il s'agit des premières manifestations volcaniques aériennes reconnues dans ce secteur.

Les nappes d'ignimbrites s'intercalent entre les barres G1 et G2 de la Formation des « Grès de Sainte-Suzanne ».

D'une puissance cumulée de plus de 300 m, ces ignimbrites peuvent se présenter sous deux faciès selon la texture de leur mésostase :

- un faciès à mésostase microvésiculée dans laquelle flottent des loupes de verre à rares bulles de gaz,
- un faciès à texture vitroclastique (vitroclastes aplatis plus ou moins soudés) caractérisé par le développement de flammes à bordures fibroradiées et à cœur sphérolitique.

Par rapport à la rhyolite du crypto-dôme du Pont de la Folie, elles sont plus pauvres en  $\text{SiO}_2$  (autour de 70%) et en  $\text{Na}_2\text{O}$  et plus riches en  $\text{K}_2\text{O}$ .



**Ignimbrite**

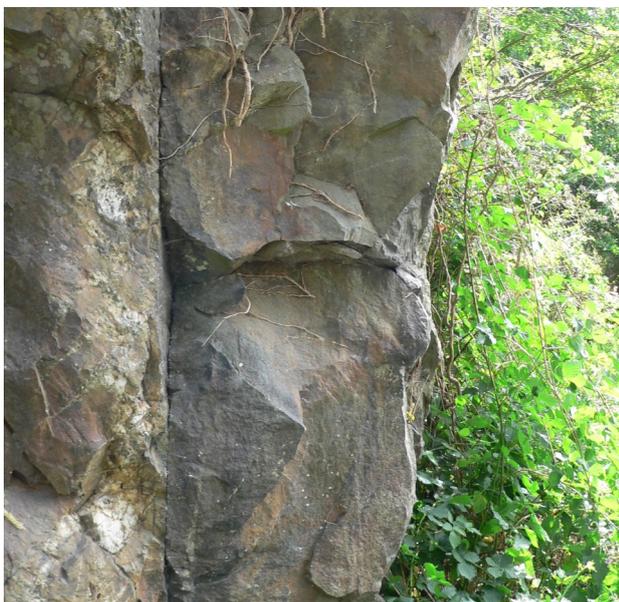
#### G2 - Sur la D112 après la pancarte virage et en retrait par rapport à la route

#### Deuxième barre des Grès de Sainte-Suzanne formant un relief important

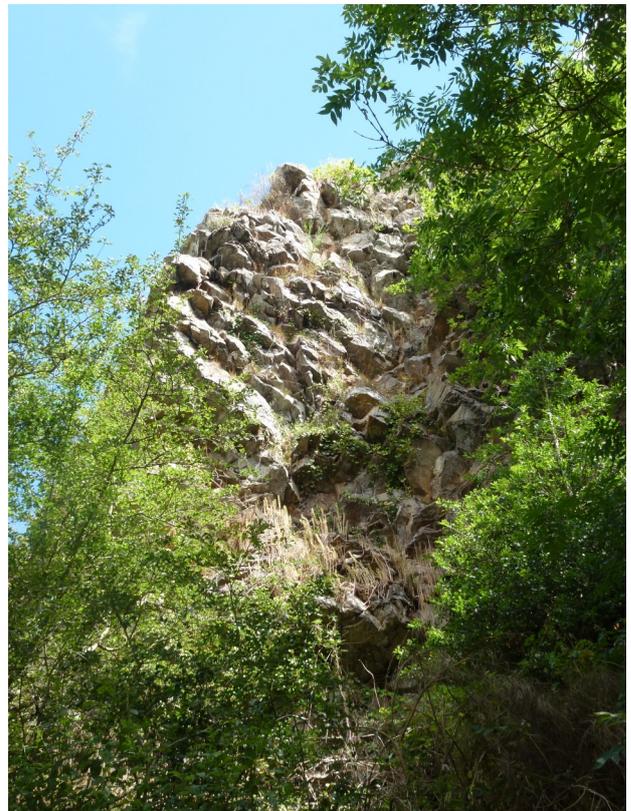
Les Grès de Sainte-Suzanne sont des grès-quartzites gris à rosés, à grain fin ou grossier : le grain moyen oscille entre 100 et 700  $\mu\text{m}$ .



**Coulées superposées d'ignimbrites claires**



**Coulées d'ignimbrites verticalisées**



**Barre G2 de grès de la Formation des « Grès de Sainte-Suzanne »**

**Arrêt 7 - Rocher sur la droite (Est de la route)**

**Brèche andésitique dans la Formation des « Grès de Sainte-Suzanne » - Age : Cambrien moyen ou supérieur ?**

Cette masse de brèche andésitique surmonte la barre G2.



**Affleurement de brèche andésitique**



**Echantillon de brèche andésitique**

Cette brèche est constituée de fragments de taille variable (du mm au dm) de lave andésitique vert-sombre à texture doléritique, riche en plagioclases et pyroxènes, et unis par un ciment rougeâtre de nature dacitique.

Du fait de leur structure, elles ont donc été interprétées logiquement comme des brèches de cheminée occupant les conduits d'alimentation des coulées andésitiques et éjectées lors des éruptions.

Mais de par leur grande extension et leur composition chimique, elles semblent mieux correspondre à des mélanges de deux magmas : l'un andésitique et l'autre dacitique.

Des exemples de tels mélanges magmatiques imparfaits existent aujourd'hui : le dôme du Cerro Chiquito au Guatemala est constitué par une lave andésito-dacitique chargée de nombreuses enclaves de laves andésito-basaltiques.

**Arrêt 8 - Rochers de part et d'autre de la route**

**Intrusion dacitique dans la Formation des « Grès de Sainte-Suzanne » - Age : Cambrien moyen ou supérieur ?**



**Filon de dacite**

La dacite est plus claire que la brèche andésitique. Cela tient à sa plus grande richesse en  $\text{SiO}_2$ .

**En définitive, toutes les laves et brèches volcaniques comprises entre les barres G2 et G3 de la Formation des « Grès de Sainte-Suzanne » et dont la composition chimique varie entre un pôle andésitique basique et un pôle dacitique acide constitueraient une série continue. On a tous les intermédiaires.**

*Dans le vallon au Nord de l'arrêt 8, une faille sépare l'unité d'Assé-le-Boisne de celle de Saint-Léonard-des-Bois.*

- Au Sud de cet accident, affleure la troisième et dernière barre des « Grès de Sainte-Suzanne » (G3), dans un champ de blé.

- Au Nord, viennent les schistes briovériens de l'Unité suivante de Saint-Léonard-des-Bois.

**Synthèse**

**Le synclinal cambrien d'Assé-le-Boisne que l'on quitte est donc surtout remarquable par l'importance de ses formations volcaniques.**

Des venues hypovolcaniques, injectées dans la Formation des « Poudingues et arkoses » et la Formation des « Schistes et calcaires » (dyke au Pont de la Folie), ont alimenté en partie des émissions aériennes (tufs, coulées ignimbritiques) contemporaines de la sédimentation des « Grès de Sainte-Suzanne » datés du Cambrien moyen ou supérieur par leur faune à *Dinobolus* (Lingules), tout cela dans un environnement marin très littoral attesté par des figures sédimentaires (stratification oblique largement exprimée, structures chenalisées) et des bancs fins à *Scolithes*.

Les « Grès de Sainte-Suzanne » sont des grès-quartzites gris à rosés, à grain fin ou grossier : le grain moyen oscille entre 100 et 700  $\mu\text{m}$ .

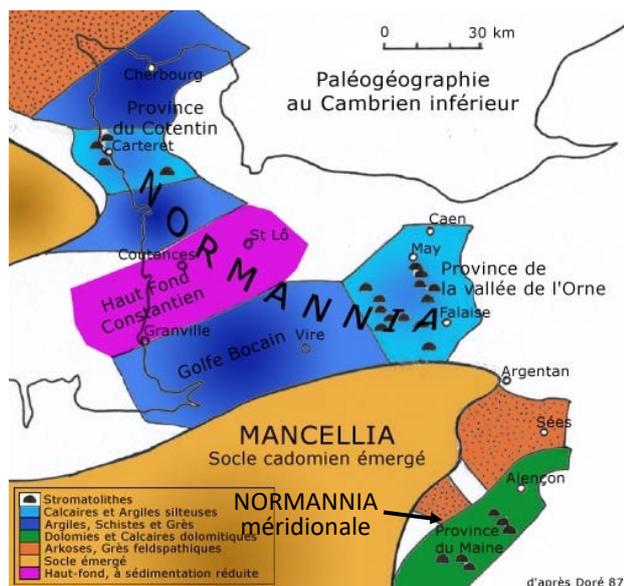
Dans cette partie de l'Unité d'Assé-le-Boisne, ils sont répartis en trois barres (G1, G2 et G3) qui séparent deux corps éruptifs principaux :

- le premier entre G1 et G2 se compose de puissantes nappes ignimbritiques associées à des horizons de tuffites (arrêt 6),
- la seconde phase paroxysmale met en place entre G2 et G3 l'intrusion d'un complexe de laves et de brèches à chimisme andésitique et dacitique (arrêts 7 et 8).

L'enregistrement des émissions volcaniques se marque dans les « Grès de Sainte-Suzanne » par des interlits d'argilites et de siltites vertes tufacées et par la présence de bancs grossiers, à dragées de quartz disséminées, qui résultent en partie du démantèlement d'édifices volcanogènes.

Ces formations volcaniques du Cambrien moyen et supérieur forment le cœur du synclinal d'Assé-le-Boisne réduit aujourd'hui à son seul flanc Sud en raison du contact faillé avec le socle cadomien de l'Unité de Saint-Léonard-des-Bois voisine considérée comme allochtone.

Cet accident tectonique est en fait un contact anormal majeur qui met en affrontement deux grands domaines de la paléogéographie cambrienne : la Normannia méridionale au Sud et la Mancellia au Nord.



Paléogéographie au Cambrien inférieur

L'Unité d'Assé-le-Boisne appartient en effet à la province paléogéographique de la Normannia méridionale : la transgression sur le socle Briovérien y est cambrienne. L'Unité de Saint-Léonard-des-Bois appartient en revanche à la Mancellia qui est restée émergée au Cambrien : la transgression y a été plus tardive, ordovicienne avec le « Grès armoricain ».

Et l'Unité Nord de Saint-Léonard-des-Bois dépourvue de Cambrien est venue chevaucher tout le flanc Nord de l'Unité d'Assé-le-Boisne.

La première est donc considérée comme allochtone, la seconde comme autochtone.

La faille rencontrée est donc un important décrochevauchement. Ce décrochevauchement, dextre, a eu lieu au cours de l'orogénèse varisque (= hercynienne). Il a certainement repris des accidents antérieurs liés à l'orogénèse cadomienne.

**D. Unité paléozoïque de Saint-Léonard-des-Bois**

**Arrêt 9 - Le Gasseau - Petit parking à gauche de l'hôtel-restaurant**

**Schistes du Pissot - Age Ordovicien moyen (Llanvirnien - Llandeilien)**



Pique-nique au Parc de loisirs du Gasseau

Ces schistes, anciennement nommés « Schistes à Calymènes », développent une puissance de 140 m dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois.

La formation se compose d'argilites noires micacées, à minces lits gréseux bioturbés, qui prennent parfois un cachet ardoisier : anciennes ardoisières à Saint-Léonard-des-Bois.



Schistes du Pissot

L'analyse radio-cristallographique révèle un cortège à illite parfaitement cristallisée et à chlorite, situant la série dans un climat métamorphique anchizonal. L'horizon de minerai de fer connu régionalement au toit de la formation n'a jamais fait ici l'objet d'exploitation.

Les gisements fossilifères sont assez nombreux. A Saint-Léonard-des-Bois, ont été récoltés des Trilobites (*Iliaenus giganteus*, *Calymene tristani*, *C. arago*, *C. pulchra*, *Placoparia tournemini*), des Lamellibranches (*Redonia deshayesiana*, *R. duvaliana*), des Brachiopodes (*Orthis berthoisii*) et des Cystidés.

### Arrêt 10 - Mur d'escalade

#### Grès armoricain (Ordovicien inférieur) et vue sur les éboulis périglaciaires de grès armoricains de la rive orientale (gauche) de la Sarthe au Nord du Gasseau

##### a) Les Grès armoricains - Age Ordovicien inférieur (Arénigien = Floien)

La masse principale de la formation se compose de sédiments arénacés à forte maturité de texture et de composition. Ces quartz-arénites renferment plus de 90 % de quartz, en grains bien usés mais moyennement calibrés, très peu de feldspaths et grains lithiques. Les minéraux lourds se distribuent en zircons (64 à 75 %), tourmalines (6 à 16 %), rutiles (12 à 15 %) et minéraux accessoires (anatase, brookite et sphène).

Contrairement aux Grès de Sainte-Suzanne, la proportion de zircons non usés n'excède jamais 10 %. Dans le tiers supérieur de la formation, des accumulations de minéraux lourds à caractère de placers de plage ont été repérées au cours de prospections minières (voir arrêt 13).

Les structures sédimentaires les plus communes se limitent au litage oblique et à des ripple-marks. L'ichnofaciès est représenté par d'abondants terriers verticaux (*Skolithos*), plus rarement spiralés (*Daedalus*) et par des traces d'activité de Trilobites (*Cruziana* et *Rusophycus*).

Des Trilobites y ont été identifiés dont *Ogyginus armoricanus*.

Au sommet de la formation, viennent des quartzites fins à moyens, en plaquettes micacées, à interlits de siltites jaunâtres et à horizons de microconglomérats phosphatés.



Mur d'escalade du Gasseau - « Grès armoricain »



Grès armoricain

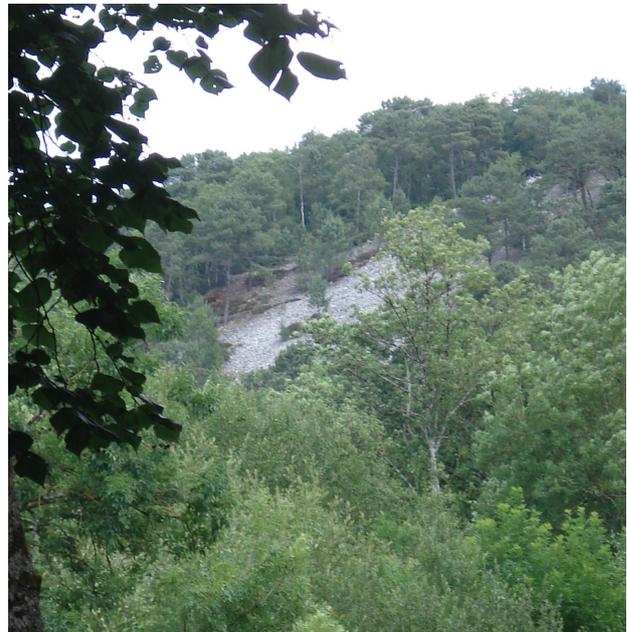
##### b) Les éboulis

Depuis le mur d'escalade, on peut observer vers le Nord un important pierrier grisâtre qui tranche dans la végétation dense.

Il s'agit d'un glacier pierreux de solifluxion, à blocs de « Grès armoricains » très hétérométriques, issus de la gélifraction wurmienne.

Ces éboulis s'étalent sur des pentes très raides de 80 m de dénivelé.

Ce sont ces pentes raides de la partie étroite de la vallée de la Sarthe depuis l'amont de Saint-Cénéri-le-Gérei jusqu'à l'aval de Saint-Léonard-des-Bois qui ont valu à cette région le surnom « d'Alpes mancelles ».



Pierrier de blocs de « Grès armoricain »

##### Le Val

Au-delà du pierrier, les « Grès armoricains » du flanc Nord de l'Unité de Saint-Léonard-des-Bois reposent sur la granodiorite cadomienne de Saint-Pierre-des-Nids.

Dans l'Unité de Saint-Léonard-des-Bois, la transgression paléozoïque sur les terrains sédimentaires et métamorphiques du Briovérien supérieur ainsi que sur la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids a donc eu lieu à l'Arénigien.

Elle a été plus tardive que dans l'Unité d'Assé-le-Boisne où c'est le Cambrien inférieur (Formation des « Poudingues et arkoses ») qui transgresse le Briovérien supérieur du Pays de Gaultier.

**Arrêt 11 - Le Rocher du Sphinx**

Fermeture péri-synclinale des « Grès de May-sur-Orne - Age Ordovicien moyen-supérieur ( Llandeilien - Caradocien)



Rocher du Sphinx

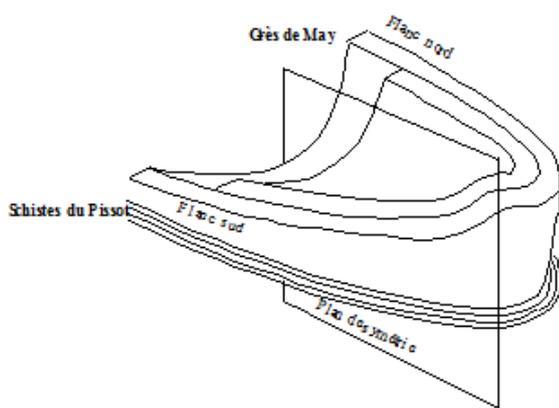
Les « Grès de May » possèdent généralement un grain fin (150 µm en moyenne) et un bon classement. Le cortège de minéraux lourds se compose d'ubiquistes : zircon (66 %), rutile (30 %), tourmaline (3 %) et minéraux accessoires (anatase, sphène, brookite).

En l'absence de faune, la limite du Llandeilien et du Caradocien ne peut être établie.



**Arrêt 12 - Vue depuis le cimetière de Saint-Léonard-des-Bois sur le versant Ouest (droit) de la vallée de la Sarthe**

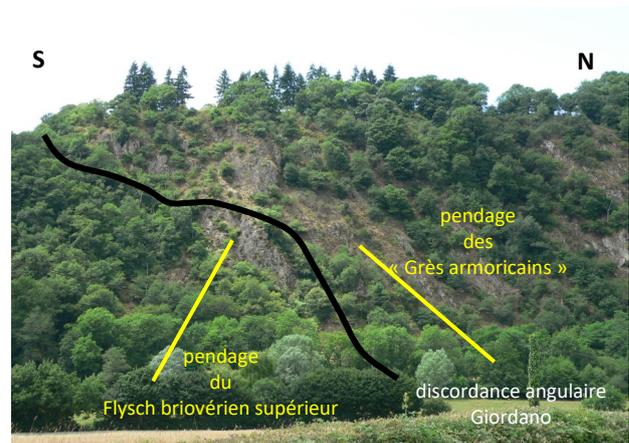
Discordance Giordano entre le Briovérien supérieur et l'Ordovicien inférieur (« Grès armoricains »)



**Interprétation schématique de la fermeture périclinal du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois**

De la base au sommet, les « Grès de May » offrent successivement deux faciès principaux : quartzites gris et rosés, finement micaçés, en gros bancs puis grès sombres, verdâtres, bioturbés, à intercalations d'argilites micaçées vert sombre.

Les figures sédimentaires les plus communes demeurent les rides d'oscillations. Localement, les quartzites se transforment en grès jaunes pulvérulents, indiquant la nature calcaireuse du ciment.



**Vue sur la rive droite de la Sarthe depuis le cimetière**

En regardant vers l'Ouest la rive droite de la Sarthe, on observe :

- vers le Nord donc sur notre droite une zone peu boisée avec des bancs métriques à demi-métriques de Grès armoricains plongeant vers la droite de 45-50°.
- et au Sud donc sur notre gauche une zone plus boisée.

A la limite entre ces deux zones, vers le tiers inférieur de la pente, apparaît un secteur dénudé où l'on observe très bien des bancs plus redressés et plongeant cette fois-ci vers le gauche avec un angle de 70°. Ce sont les flyschs du Briovérien supérieur.

C'est la discordance mise en évidence par R. Giordano (1973).

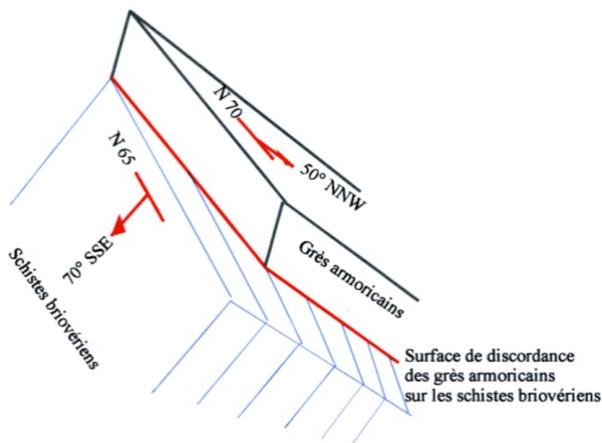


Schéma interprétatif

On vérifie ce qui a été dit à l'arrêt 10. Dans l'Unité de Saint-Léonard-des-Bois, la transgression paléozoïque sur les terrains sédimentaires et métamorphiques du Briovérien supérieur ainsi que sur la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids a eu lieu à l'Arénigien (- 480 à - 465 Ma).

→ A la sortie immédiate de Saint-Léonard-des-Bois et avant la bifurcation D112 - D270, plusieurs observations ont été faites à partir du car :

1. Au niveau du parking près de la source captée de Saint-Léonard-des-Bois.

Paroi subverticale à pendage Nord.

Surfaces des bancs avec par places de rares restes de ripple-marks (rides de courant) traduisant une faible bathymétrie lors des dépôts de sables qui ont donné naissance aux « Grès armoricains » d'âge Ordovicien inférieur (Arénigien = Floien).

Une faille affecte le flanc Sud et favorise la percolation de l'eau qui a donné cette source captée par la SAEP de Saint-Léonard.

Source abandonnée récemment car l'eau, trop acide et radioactive du fait de la présence de placers de zircons dans les « Grès armoricains », est devenue impropre à la consommation.

Ces grès ont livré des Trilobites (*Ogyginus armoricanus*), des Brachiopodes (*Ectonoglossa leseueuri*) et des *Scolithes* (ichnites en forme de tubes).

2. Au premier embranchement de route qui suit : contact entre le sommet des « Grès armoricains » et les « Schistes du Pissot » (= Schistes à *Neseuretus tristani* : calymène) du Llanvirnien-Llandeilien (- 465 à - 462 Ma - Ordovicien moyen) à plongement Nord.

3. A l'apex du méandre de la Sarthe : « Grès de May » (May-sur-Orne) à pendage Nord d'âge Llandeilien-Caradocien (- 462 à - 455 Ma - Ordovicien moyen et supérieur).

4. Juste après un vallon : mêmes « Grès de May » mais plongeant cette fois-ci au Sud.

En 3- et 4- , on est au cœur du Synclinal de Saint-Léonard-des-Bois. Les stations 1 à 3 en représentent le flanc Sud.

5. Au carrefour D112 - D270 qui suit la Sarthe, on retrouve de nouveau les « Schistes du Pissot » (Llanvirnien - Llandeilien) mais à pendage Sud (50°). Ils ont fourni des Trilobites.

6. La carrière de la Gombaudière située à proximité sur la D112 exploite les « Grès armoricains » de direction N 75 et de pendage encore Sud (50°).

Les stations 4 à 6 représentent le flanc Nord du Synclinal de Saint-Léonard-des-Bois qui est discordant sur le Briovérien.

NB - Dans la carrière de la Gombaudière, la discordance est masquée par des gravats.



Bloc de grès de la carrière de la Gombaudière (Jardin des Roches de Beautour)

### Arrêt 13 - Saint-Céneri-le-Gérei

#### Granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids - Age Cadomien (- 540 ± 10 Ma)

Il s'agit d'une granodiorite de teinte gris bleuté, à grain moyen, légèrement porphyroïde, parsemée de petites taches sombres qui représentent des résidus de cordiérite.

En moyenne, les cristaux se répartissent en :

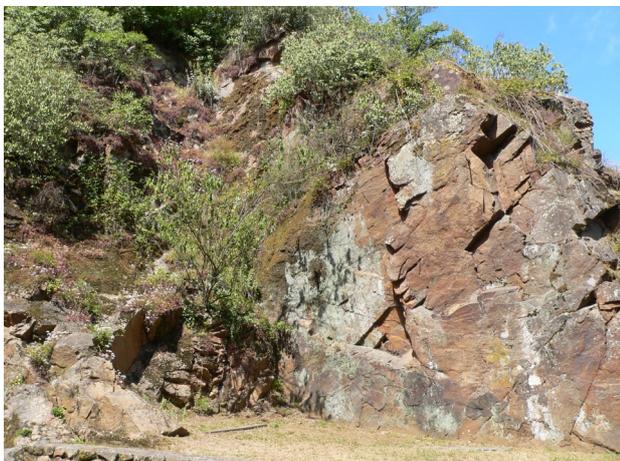
quartz sub-automorphes (30 %), orthoses perthitiques en grandes plages xénomorphes (18 %), plagioclases (Anorthite 30 %) en individus automorphes séricitisés (26 %), biotites chloritisées (9 %), muscovites en gerbes développées aux dépens des feldspaths et de la cordiérite (7 %), cordiérites totalement pinitisées (8 %), minéraux accessoires (2 %).

Ce petit massif isolé à l'Est du Massif Armoricaire appartient en fait à l'important « Batholite Mancelien » produit lors de l'orogénèse cadomienne (- 540 ± 10Ma). Ce « Batholite Mancelien » est un ensemble de massifs granitiques allant de Saint-Léonard-des-Bois jusqu'au Mont-Saint-Michel, à cheval sur le Maine et la Normandie.

Il comprend également au Sud des petits massifs de gabbro.



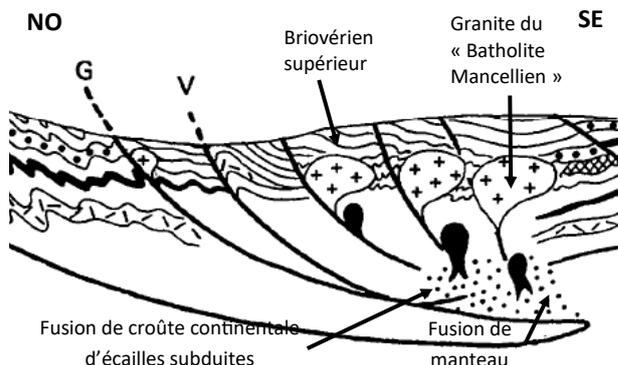
Affleurement de granite à Saint-Céneri-le-Gérei



Détail - Le granite est très tectonisé

Il appartient à une série calco-alcaline. Il s'est formé suite à un surépaississement crustal dû à des chevauchements d'écaillés à vergence SE.

La similitude des signatures géochimiques entre les granites du « Batholite Mancellien » et les rhyolites et ignimbrites du volcanisme du Maine, géographiquement et temporellement voisins (plutonisme mancellien à la limite Briovérien supérieur / Cambrien et volcanisme du Maine d'âge Cadomien inférieur), suggère une origine commune pour ces deux magmatismes, à savoir une participation d'écaillés subduites de croûte continentale mancellienne (à matériel méta-sédimentaire issu de l'érosion de la chaîne cadomienne) et de manteau asthénosphérique.



**Origine du plutonisme du Batholite Mancellien**

(extrait de J. Le Gall -1993)

Le « Batholite Mancellien » calco-alcalin s'est formé suite au surépaississement crustal dû à des chevauchements d'écaillés de croûte continentale à vergence SE.

**E. Transgression Jurassique dans l'Unité des Coëvrons**

**Arrêt 14 - Carrière de Ségrie**

**Discordance du Secondaire (Bajocien-Bathonien) sur les Grès cambriens de Sainte-Suzanne**

De bas en haut, on peut observer la succession suivante :

- Formation des « Grès de Sainte-Suzanne » plissée (âge Cambrien moyen et supérieur ?),
- Calcaires blancs du Bajocien-Bathonien en strates horizontales,
- Marnes grises du Callovien : « Marnes de Domfront-en-Champagne ».

Cette formation marneuse renferme quelques bancs ou nodules de calcaire argileux d'épaisseur restreinte (10 - 30 cm), peu fossilifères (*Choffatia sp.*, *Homoeplanulites sp.*).

Au toit, les bancs carbonatés sont plus fréquents et particulièrement riches en Brachiopodes, associés localement à des Céphalopodes (*Macrocephalites macrocephalus*, *M. compressus*, *M. gracilis*, *Kamptokephalites herveyi*, *Crassiplanulites cf. crassicosta*, *Keplerites curtilibus*, *Chanasia chanasiense...*), des Bivalves (*Pholadomya*, *Trigonia ...*) et des Echinodermes (*Collyrites elliptica*).

- Tout en haut, recouverts par des bois, affleurent les « Argiles glauconieuses à minerai de fer » et les « Sables du Maine » du Cénomaniens.



Vue d'ensemble sur la carrière de Ségrie



Vue rapprochée

## Résumé de l'Histoire géologique des « Alpes Mancelles »

1. Formation de la chaîne cadomienne (600 - 580 Ma)
2. Destruction de la chaîne cadomienne - Accumulation du flysch briovérien supérieur dans le bassin marginal mancellien
3. Fermeture du bassin mancellien par subduction de sa marge Sud - Plissement du Flysch Briovérien supérieur (**arrêts 1 et 2 - Pays de Gaultier**)
4. Mise en place du « Batholite Mancellien » à  $540 \pm 10$  Ma (**arrêt 13 - Granite de Saint-Céneri-le-Gérei** ou d'Izé responsables d'un métamorphisme de contact dans le Briovérien supérieur)
5. Transgression marine dans le Synclinal d'Assé-le-Boisne au Cambrien inférieur (**arrêt 3**)
6. Distension post-cadomienne à la limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen - Formation du Graben du Maine - Volcanisme rhyolitique et ignimbritique contemporain de la sédimentation des « Grès de Sainte-Suzanne » entre -520 à -490 Ma (**arrêts 4 à 8**)
7. Transgression généralisée du « Grès Armorica » au Floien (Ordovicien inférieur) entre -480 et -490 Ma - Envahissement du Synclinal de Saint-Léonard-des-Bois resté émergé au Cambrien (**arrêts 9 à 12**)
8. Sédimentation du Silurien et du Dévonien ?
9. Orogenèse varisque - Plissement de tous les terrains du Paléozoïque - Cisaillement dextre Nord-Armoricain reprenant des vieux accidents cadomiens et/ou du Cambrien (décrochevauchement entre les synclinaux d'Assé-le-Boisne et de Saint-Léonard-des-Bois (**observations entre les arrêts 8 et 9**))
10. Pénépléation de la chaîne hercynienne qui restera émergée jusqu'à la fin du Trias
11. Transgression jurassique au Lias vers -200 Ma (**arrêt 14**) en relation avec l'éclatement de la Pangée

12. Sédimentation marine jusqu'à la fin du Jurassique (- 145 Ma)

13. Emersion du Massif Armorica pendant tout le Crétacé inférieur (de -140 à -110 Ma), conséquence de la formation de l'Atlantique Central et du rift de Gascogne

14. Retour de la mer - Transgression cénomaniens vers -100 Ma (**voir tous les arrêts de la journée de dimanche**) due à la forte activité de la dorsale Sud-Atlantique qui fonctionne comme une dorsale rapide conjuguée à un réchauffement climatique (climat sans glaciation = CSG)

15. A l'Eocène et au Miocène, surrection lente et prolongée du Massif Armorica due à la formation des Pyrénées (Eocène) puis des Alpes (Miocène) - Surimposition de la Sarthe et inversion du relief (**arrêt 1 - Pays de Gaultier**)

Article de Hendrik Vreken  
d'après des documents de Guy Mary  
Relecture et corrections de Guy Mary  
Photographies de Michèle et Pierre Gibaud  
et Josiane Vreken

### Bibliographie sommaire

**Doré F. et al.** (1977) - Normandie. - *Guides géologiques régionaux*, Masson.

**Dufour J., Moinet A.** (1998) - Les Alpes mancelles. La Nature, les Hommes, hier et aujourd'hui. - *Imprimerie fresnoise*, 129 p.

**Giordano R.** (1974) - Les Alpes mancelles (Est du Massif armorica) - *Thèse, Caen*, 95 p.

**Klein C.** (1973) - Massif armorica et bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. - *Association des publications près les Universités de Stasbourg. Fondation Baulig* 12.

**Le Gall J.** (1993) - Pétrogénèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armorica). - *Géosciences Rennes*, n° 52, 361 p., 30 pl. ph.

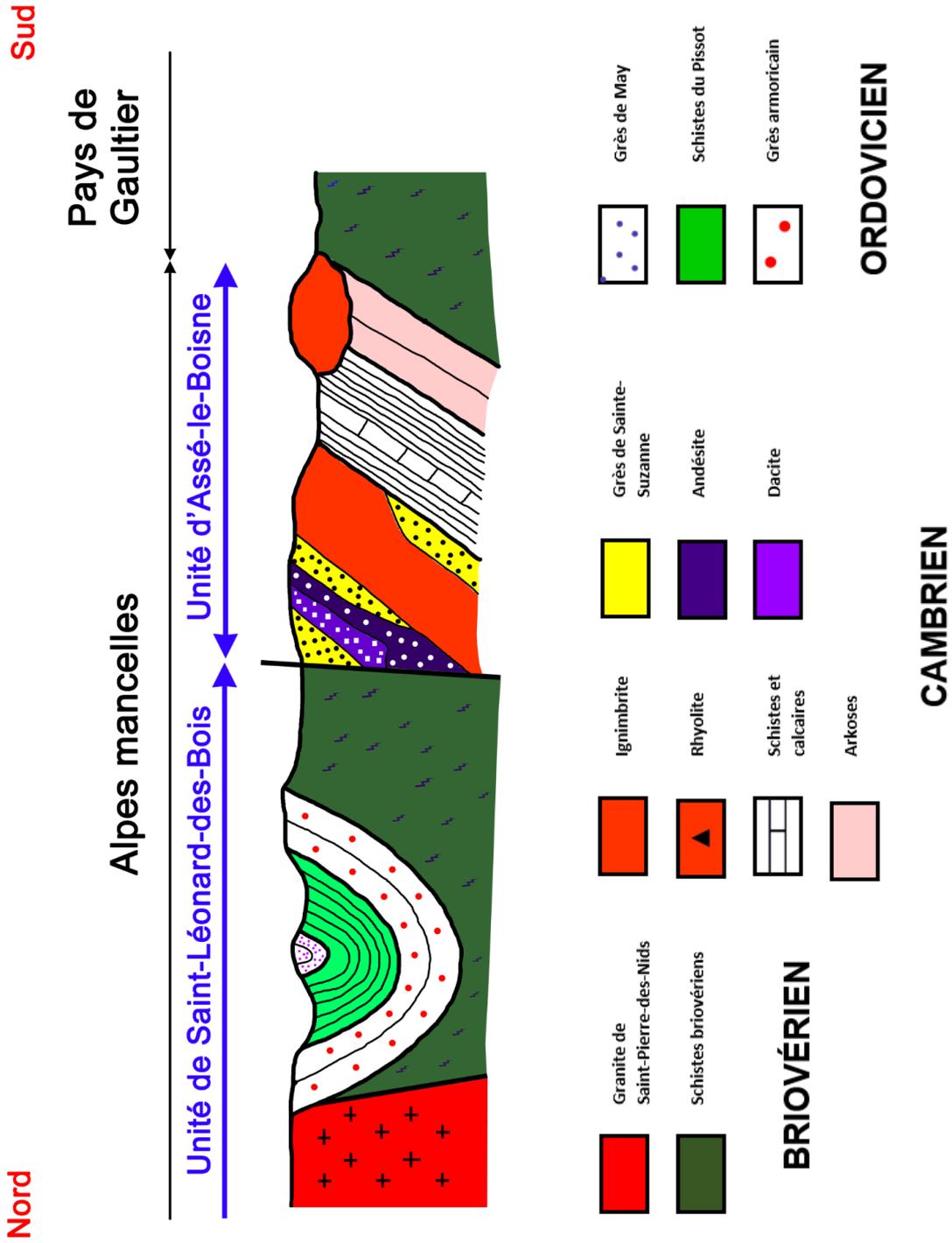
**Mary G.** (1988) - Some examples of frost shattering and periglacial slope processes in the Province of Maine, France. - *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl-Bd 71*, pp 71-79.

**Rioul M.** (1968) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin parisien. - *Thèse Université de Caen*, 585 p.

**M. Renard, Y. Lagabrielle, E. Martin, M. de Rafélis** (2015) - « *Eléments de Géologie* » - 15<sup>ème</sup> édition - Editions Dunod

**M. Detay** (2017) - « *Traité de Volcanologie physique* » - Editions Lavoisier : Tec et Doc

Notices des cartes géologiques au 1/50 000<sup>ème</sup> de Le Mans, Beaumont-sur-Sarthe, Fresnay-sur-Sarthe, Sillé-le-Guillaume, Villaines-la-Juhel, Alençon



Coupe schématique des Alpes mancelles

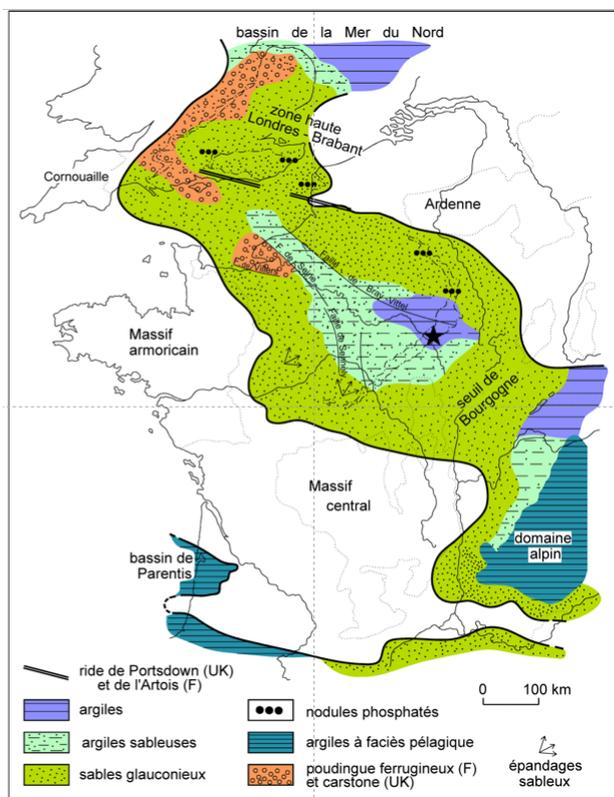
## Journée du dimanche 25 juin Le Cénomanien de la Sarthe

On va rencontrer tout au long de la journée des terrains à peu près de même âge, d'âge Cénomanien.

Le Cénomanien (-100 à -94 Ma) est le premier étage du Crétacé supérieur.

Depuis la fin du Jurassique (-145 Ma) et pendant tout le Crétacé inférieur, le Massif Armoricain est resté émergé. La mer était cantonnée au centre du Bassin Parisien, dans un long bras de mer réunissant le Bassin de Londres au Bassin Provençal.

Voilà ci-dessous à quoi ressemblait la paléogéographie de la France vers la fin du Crétacé inférieur, à l'Albien (-105 Ma).



### Carte paléogéographique du Bassin Anglo-Parisien et des régions voisines durant l'Albien inférieur

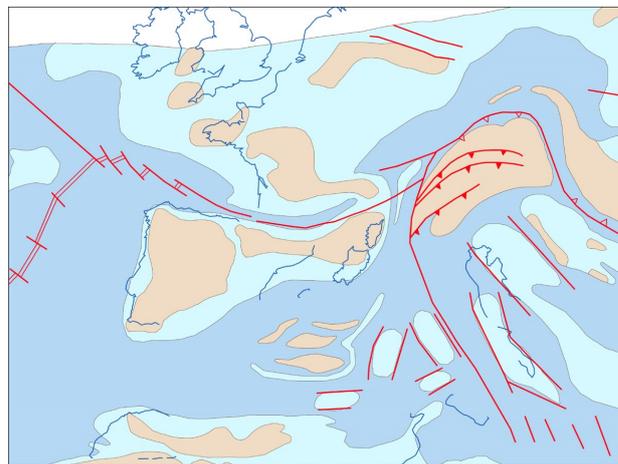
*L'étoile indique la localisation du stratotype de l'Albien.*

Comme le montre la carte, ce sont de véritables épandages sableux qui recouvraient la région du Mans. Cette région devait comprendre de nombreux estuaires ou deltas où sédimentaient galets, sables et argiles en provenance du Massif Armoricain.

Au Cénomanien, une importante transgression marine s'amorce, transgression due à la fois à une forte activité de la dorsale Sud-Atlantique qui fonctionne alors comme une dorsale rapide (sans rift) et à un réchauffement climatique global (climat sans glaciation = CSG).

Cette transgression va recouvrir une grande partie du Massif Armoricain. Elle va se faire à la fois par le Sud à partir de la mer du Bassin Aquitain et par l'Est à partir du bras de mer du Bassin Anglo-Parisien.

**Rappel de la journée de samedi** - Le Cénomanien est présent sur le Jurassique dans la carrière de Ségrie dans l'Unité des Coëvrons (**arrêt 14**).



### Paléogéographie au Cénomanien

En conséquence, au cours de cette sortie, ce que l'on va mettre en évidence dans les dépôts du Cénomanien, ce sont des variations de faciès qui vont signifier, refléter surtout la proximité ou l'éloignement de la côte et aussi en partie la topographie héritée du Crétacé inférieur (hauts fonds et grabens par rejeu des failles varisques).

A la fin du Cénomanien, la transgression atteint son apogée. Ce sont alors les dépôts crayeux qui vont se généraliser.

**La région du Mans est le stratotype de l'étage géologique du Cénomanien.**

### Qu'est-ce qu'un étage, qu'est-ce qu'un stratotype ?

*Un étage est une unité chronostratigraphique définie à partir d'une coupe de référence ou stratotype située dans une localité type, caractérisée par un ensemble de critères paléontologiques, lithologiques ou géochimiques de valeur universelle.*

- 1842 : D'Orbigny définit un grand étage Turonien.

- 1847 : D'Orbigny divise son grand étage Turonien en :

- un étage Turonien au sens strict

- et un étage Cénomanien dont le stratotype est pris au Mans (*Cenomanum*) et ses environs plutôt qu'au Havre ou en Charente-maritime du fait de sa richesse en fossiles (807 espèces de fossiles).

- Le Cénomanien débute avec l'apparition des *Mantelliceratinae* (De Grossouvre 1900).

- Le Turonien débute avec l'apparition de *Mammites nodosoides* et *Inoceramus labiatus* (Juignet, Kennedy et Wright 1973).

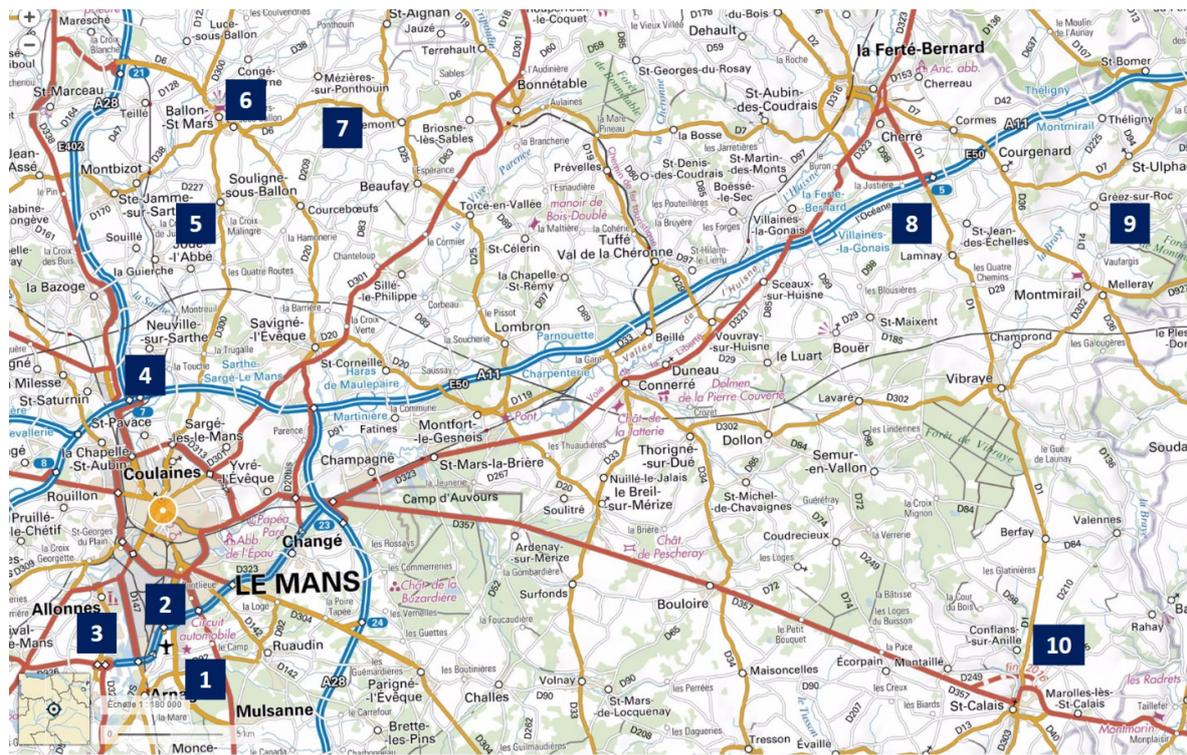


Figure 1 - Localisation des arrêts

Remarque - L'arrêt 7 n'a pas pu se faire par manque de temps.

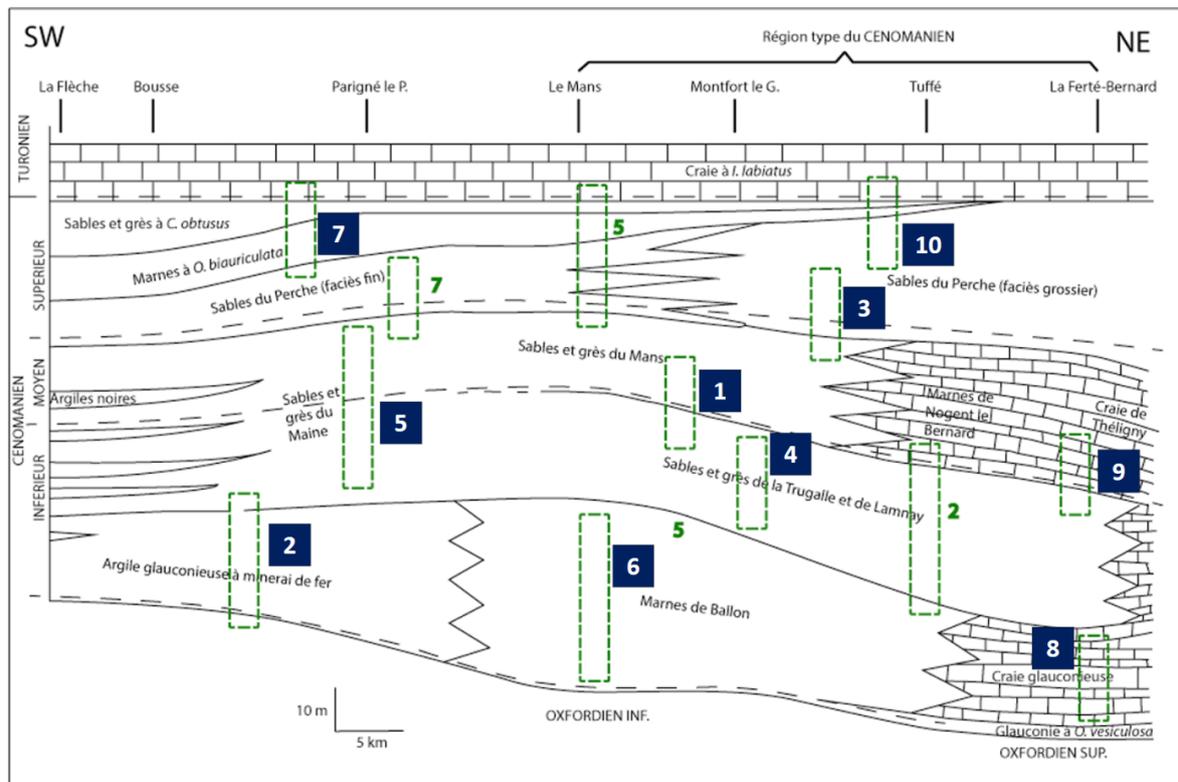
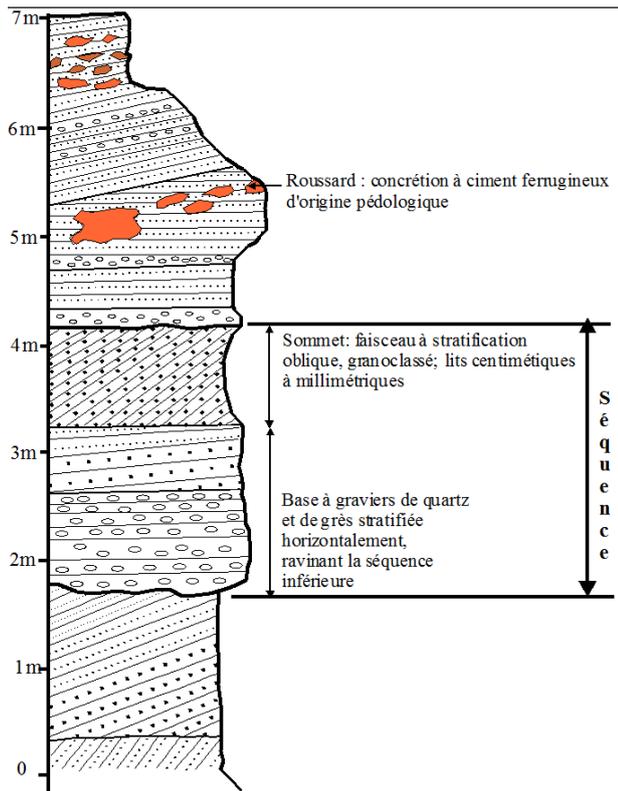


Figure 2 - Faciès et localisation dans l'espace (axe horizontal) et dans le temps (axe vertical) des affleurements des différents arrêts

- Les faciès cénonamiens évoluent d'Ouest en Est depuis des faciès côtiers jusqu'à des faciès de grand large avec des variations d'extension selon les oscillations du niveau marin.

### Arrêt 1 - Les Luères (Commune de Moncé-en-Belin), Est de la D138, au Sud du virage d'Arnage, près du Monument aux Canadiens

« Sables du Maine » (C2a) - Âge : Cénomanien inférieur terminal et moyen



Colonne stratigraphique de l'affleurement

Les « Sables du Maine » affleurent essentiellement à l'Ouest du méridien du Mans jusqu'à reposer sur le socle armoricain.

- Totalement décalcifiés, dépourvus de fossiles (rares *Ostrea columba* silicifiées), aucun repère lithologique ne permet de les distinguer ; ils passent latéralement vers l'Est à l'ensemble constitué par les « Sables et grès de La Trugalle » et les « Sables et Grès du Mans » (**Figure 2**).

- Ils sont disposés en séquences métriques à bimétriques. Leur stratification oblique correspond à des courants de marée N40° et N120° à l'Ouest du Mans, parallèles à ce qu'était la côte.

- Les minéraux lourds qu'ils renferment (avec staurotide abondante) indiquent un apport des régions granitiques du Nord-Bretagne. Le milieu était estuarien.

Au sud du Mans, le dépôt est celui d'une plateforme littorale avec des lentilles d'argile, dont celle de Bezonnais à Ecommoy (étang maintenant) annonçant le passage aux « Sables, Gravieres et Argiles » de Jumelles du Maine-et-Loire.

Ces argiles d'Ecommoy à kaolinite, montmorillonite et illite contiennent des spores et pollens de Ptéridophytes (60%), de Coniférophytes (30%), d'Angiospermes (10%) dont des Monocotylédones à l'image des Argiles du Cénomanien de Vendée et de la poche karstique de Neau.

Ces sables plutôt grossiers sont fréquemment cimentés par de l'oxyde de fer dans les niveaux superficiels pour former le fameux « Grès roussard ».



Affleurement des « Sables du Maine »

#### Mode de formation du « Grès roussard »

Le matériau dénommé « Grès roussard » ou « roussard », n'est rencontré que dans les sables cénonamiens affleurant à l'Ouest de la rivière Sarthe. Il est constitué par des sables cénonamiens plus ou moins grossiers pouvant contenir des petits galets de quartz, agglomérés par un ciment d'hydroxydes de fer limonitique ( $\text{FeOH}$ ,  $n\text{H}_2\text{O}$ ) de ton rougeâtre à brun noir, parfois goéthitique et quelquefois enrichi en hydroxydes de manganèse.

Les niveaux de roussard, plus ou moins continus, ne respectent pas le litage des sables.

Le « roussard » ne résulte donc pas d'une diagenèse (= transformation du sédiment en roche) des sables cénonamiens, mais d'une cimentation très tardive par rapport au dépôt des sables. Elle relève d'un processus pédologique (*pedon* = sol) des sables cénonamiens émergés et décapés par l'érosion des autres dépôts géologiques qui les recouvraient.

Colonisée par la végétation, la surface des sables a évolué en un sol enrichi en humus par les débris des plantes. En présence d'humus, le fer que contiennent les sables passe à l'état ferreux qui est soluble. L'eau de percolation des pluies entraîne avec elle ce fer ferreux dans les couches inférieures des sables jusqu'à la nappe phréatique où s'arrête la migration.

Lorsqu'ensuite le niveau de la nappe d'eau libre baisse temporairement, l'air remplace l'eau ce qui oxyde le fer ferreux en fer ferrique insoluble qui cristallise entre les grains de sable et les cimente.

Ainsi les différents niveaux de Grès roussard dans une carrière traduisent les niveaux successifs de battement de la nappe d'eau au fur et à mesure de l'évolution du relief.

Ce phénomène s'est produit pendant tout le Tertiaire à climat chaud et humide et perdure encore de nos jours.

Lorsque le roussard est situé dans la zone humide de la nappe, il se découpe aisément, mais au-dessus, il durcit et devient difficile à travailler.



**Affleurement des « Sables du Maine »**

*Les niveaux gréseux, durs, sont en relief.*



**Détail - Niveau riche en fer**



**Détail - Niveau gréseux à petits galets de quartz**

## **Arrêt 2 - Sur la D139 là où le Circuit des 24 heures du Mans devient privé**

### **« Argile glauconieuse à minéral de fer » (C1) - Âge : Cénomaniens inférieur**

- Sable silteux, fin, très riche en argile, présentant parfois des litages centimétriques.
- Grande richesse en glauconie à structure de mica noir, souvent altéré en plaquettes et concrétions de minéral de fer (limonite) ;
- Décarbonatée ; sont encore présentes des lumachelles avec moulages de Gastéropodes et de Lamellibranches et quelques Ammonites dont de rares *Mantelliceras*.
- Kaolinite dominante mêlée à des interstratifiés provenant de l'altération du Massif Armoricaïn après l'émergence jurassique.
- 63% de minéraux lourds ubiquistes (zircon, rutile, tourmaline), 37% de minéraux du métamorphisme général (28% de staurotide) issus du sud du Massif Armoricaïn.
- Dépôt dans une eau peu agitée bien que peu profonde.
- Affleure surtout à l'Ouest du méridien du Mans, repose sur le Jurassique puis sur le socle.
- Sa teneur en fer l'avait faite utiliser sur le site du Grippe comme minéral de fer à la période des bas-fourneaux.



**Guy Mary rafraîchit l'affleurement.**



**Siltites gréseuses riches en fer**



Siltites très fines se débitant en plaquettes



En haut et à droite, quelques plages avec petits grains de glauconie



Parc du Rocher à Allonnes



Grès à ciment calcaire des « Sables et grès du Mans » du Cénomanien moyen

Arrêt 3 - Parc du Rocher, près de la Sarthe - Allonnes

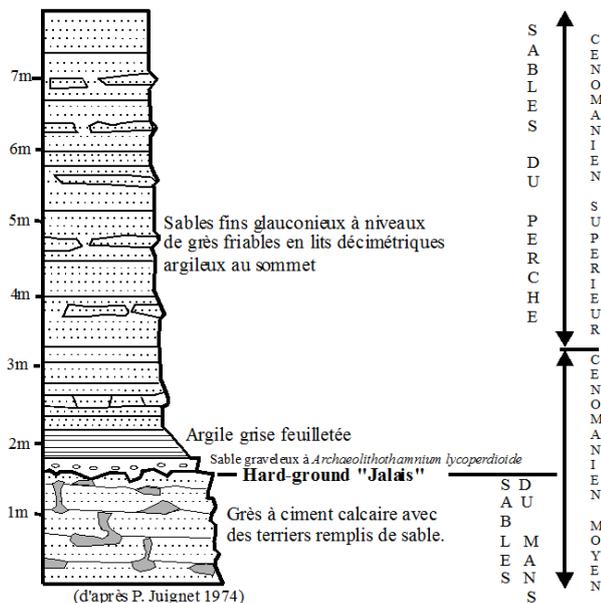
« Sables et grès du Mans » (C2a) - « Sables du Perche » et « Marnes à *Ostrea (Pycnodonta) biauriculata* » (C2b) - Âge : Cénomanien moyen (C2a) et Cénomanien supérieur (C2b)

Le fait que l'on ait ici un grès à ciment calcaire implique que l'on se trouvait plus au large et donc que la mer était plus profonde.

Les « Sables et grès du Mans » sont transgressifs par rapport aux faciès rencontrés aux deux arrêts précédents.

Le Hard-ground « Jalais » situé au-dessus (voir colonne stratigraphique ci-contre) marque une régression.

La mer reviendra avec les « Sables du Perche » et les « Marnes à *Pycnodonta biauriculata* » du Cénomanien supérieur qui affleurent plus haut à mi-pente du Rocher.



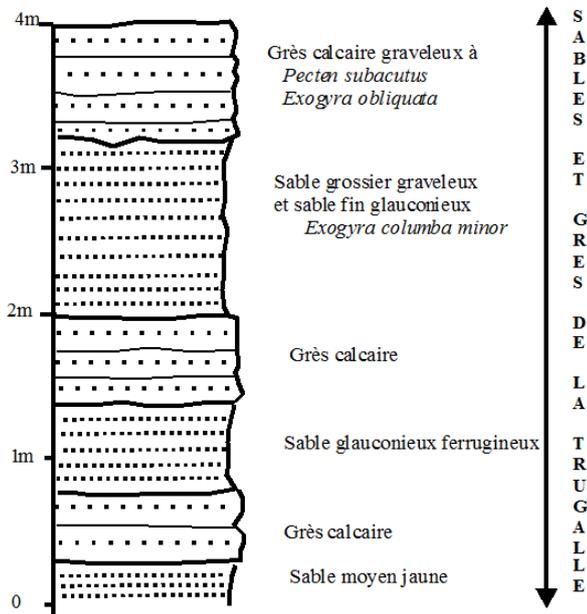
Colonne stratigraphique



*Pycnodonta biauriculata* et autres Lamellibranches (Pectens)

#### Arrêt 4 - La Touche sur la D47 - La Trugalle

#### « Sables et grès de la Trugalle » (C1bS) - Âge : Cénomaniens inférieur



Colonne stratigraphique



Affleurement de la Formation des « Sables et grès de la Trugalle »

Cette formation détritique repose sur les « Marnes de Ballon ».

Ce corps sableux comporte une succession de séquences sédimentaires décimétriques, prenant souvent la forme de lentilles avec plusieurs centaines de mètres d'extension.

Des enchaînements de faciès apparaissent au sein des séquences : sable grossier à graviers et galets de quartz ou de grès perforés et encroûtés, et fragments coquilliers ; biocalcirudite sableuse ; faisceaux sableux à stratification oblique, décimétriques dans la partie inférieure et métriques vers la partie supérieure ; grès à ciment calcaire plus ou moins noduleux terminé par une discontinuité sédimentaire (surface perforée ou surface de ravinement).

Les successions incomplètes sont fréquentes : les sables fins, glauconieux prédominent vers la base ; plusieurs bancs de grès calcaire massif se développent au sommet (la Touche près de La Trugalle).



Sable grossier à graviers

Les directions dominantes des courants sont orientées soit vers le Nord-Est, soit vers le S-SE, suggérant la présence de courants de marée parallèles au littoral.

La fraction détritique présente une proportion importante de minéraux de métamorphisme où l'andalousite prédomine ; l'arrière-pays armoricain du Bas-Maine, à l'Ouest, participe certainement à l'alimentation en terrigènes. Le cortège argileux reste à smectite dominante avec traces d'illite et kaolinite.

La partie supérieure de la formation est la plus fossilifère :

- les Ammonites sont rares : *Hyphoplites sp.*, *Mantelliceras cantianum*, *Turrilites scheuchzerianus* ;
- les Bivalves abondent : *Cyprina sp.*, *Exogyra obliquata*, *Isognomon lanceolata*, *Hinnites gigantea*, *Neithea aequicostata*, *Pecten subacutus*, *Pinna gallieni*, *Trigonia crenulata*, *Arctostrea carinata* ;
- des populations de Brachiopodes dont *Gemmarcula menardi* sont fréquentes ;
- les Bryozoaires sont communs, ainsi que *Ceripora ramulosa* et des thalles d'*Archaeolithothamnium lycoperdioide* (Rhodophycée) ;
- *Orbitolina concava* se rencontre dans la partie inférieure.



*Pecten (Chlamys) subacutus ?*



**Lumachelle à Pectens (Chlamys)**

Sur la rive droite de la Sarthe, la formation est fortement altérée, décalcifiée et ferruginisée et ne peut plus être séparée des « Sables et grès du Mans » sus-jacents qui ont subi la même altération. L'ensemble est cartographié en « Sables du Maine » (C1 b-2a ou C1b-2b1).

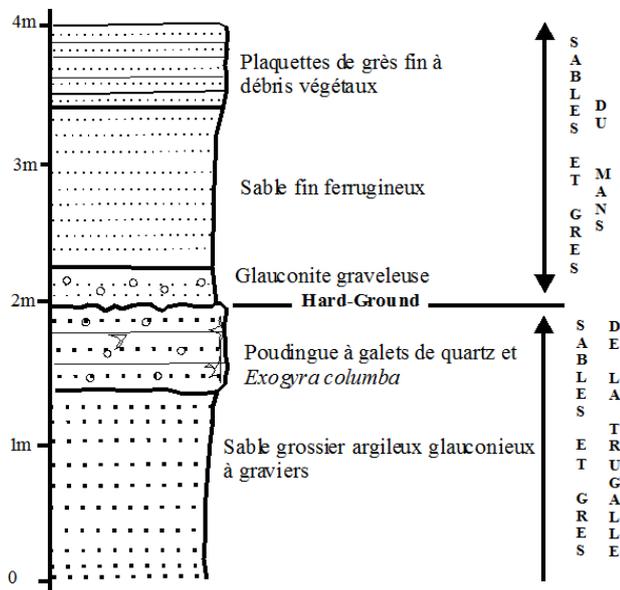


**Niveau grésifié dans la Formation des « Sables et grès de la Trugalle »**

Plus haut, donc en remontant la route, affleurent les « Sables et grès du Mans » également grésifiés par places.

**Arrêt 5 - La Croix Mignon - Souigné-sous-Ballon**

« Sables et grès de la Trugalle » (C1bS) et « Sables et grès du Mans » (C2aMS) - Âge : Cénomaniens inférieur et moyen (C1bS) et Cénomaniens moyen (C2aMS)



**Colonne stratigraphique**

On retrouve au bas de la route, à l'entrée du village, juste au-dessus de la Croix Mignon, les « Sables et grès de La Trugalle » ici en bancs grésifiés.



**Niveau grésifié dans la Formation des « Sables et grès du Mans »**

Dans les murs des premières maisons de l'entrée du village, on peut voir des blocs très compacts renfermant de véritables lumachelles. Il pourrait s'agir de blocs provenant du hard-ground séparant les deux formations précédentes : « Sables et grès de La Trugalle » et « Sables et grès du Mans » ou alors de niveaux coquilliers, lenticulaires, riches en bivalves que l'on peut rencontrer dans les « Sables et grès du Mans ».



**Hard-ground ou niveau coquillier ?**

**Arrêt 6 - 14 rue du Tertre - Ballon****« Marnes de Ballon » (n7S- C1) - Âge : Cénomaniens inférieur**

Les « Marnes de Ballon » sont un équivalent latéral de l'« Argile glauconieuse à minerai de fer ».

En descendant le chemin qui mène de la place des Associations vers le bas du château, on rencontre dans les murs des blocs de marne grise.

**Les Marnes de Ballon** se présentent comme des marnes silteuses, micacées, grises ou beiges à l'affleurement.



**Bloc de marne**

On trouve aussi des blocs plus gréseux riches en *Orbitolines* avec des ichnites (terriers de ?) de grande taille.



**Grès micacés à Orbitolines et terriers**

**NB** - *Orbitolina concava* a d'abord été nommé *Orbulites concava* par Lamarck en 1816 à partir d'échantillons que lui avait fournis Ménard de la Groye (1775 - Le Mans - 1827 - Fercé) qui était son ami.

D'Orbigny transforma le nom en *Orbitolina concava* (Prodrome, 1850).

La partie supérieure présente, sur 40 m environ, la superposition d'une dizaine de séquences d'abord métriques, puis décimétriques vers le sommet.

Chacune débute par un niveau de glauconitite vert foncé, souvent sableuse ou à graviers de quartz bien roulés, avec *Exogyres* abondantes, passant vers le haut à des marnes silteuses, glauconieuses, bioturbées, plus ou moins fossilifères.

On y trouve associés des lits de marne grise, homogène ou laminée, ou des grès fins à stratification oblique. Le sommet correspond à une discontinuité sédimentaire soulignée par des grès noduleux. Les argiles sont essentiellement des smectites avec quelques traces d'illite et kaolinite. Les débris ligniteux sont fréquents dans toute la formation.

**Une bonne coupe est accessible en contrebas du château de Ballon** ; cet endroit est le gisement-type d'*Orbitolina concava* (Lamarck, 1816) ; la macrofaune y est aussi abondante : *Idiohamites alternatus*, *Sharpeiceras laticlavium*, *Schloenbachia varians subplana*, *S. varians subvariens*, *Hyphoplites costosus*, *H. falcatus*, *Mantelliceras saxbii* (Ammonites) ; *Apiotrigonia sulcataria*, *Astarte formosa*, *Cardium moutonianum*, *C. cenomanense*, *Corbis rotundata*, *Corbula elegans*, *Rhynchostreon columba minor*, *Gervillia subaviculoïdes*, *Modiolus inornatus*, *Nuculoma impressa*, *Panopaea gurgitis*, *Pholadomya ligériensis*, *Protocardia hillana* (Bivalves) ; *Turritella cenomanensis*, *Turbo goupilianus* (Gastéropodes), ainsi que *Dentalium lineatum*, *Hemiasster bufo* et des petits Polypiers solitaires (*Trochosomeilia cenomana*).

L'ensemble de la faune est caractérisé par de nombreux individus de petite taille ; elle paraît traduire un certain confinement. Cette partie supérieure des « Marnes de Ballon » représente le Cénomaniens inférieur, zones à *Neostlingocera carcitanense* et à *Mantelliceras saxbii* (partie inférieure).



**Vue de l'affleurement**





**Aspect de l’affleurement autrefois**

(Photo Guy Mary)

La Craie glauconieuse de Saint-Jouin ou Craie glauconieuse à *Pecten asper* affleure en bordure orientale, aux environs de Lamnay, Saint-Jean-des-Echelles, la Ferté-Bernard et Cherreau.

La partie inférieure débute par une glauconite et des marnes glauconieuses, plus ou moins sableuses, souvent bioturbées (faciès à *Spongiomorpha annulatum*).

Ces marnes deviennent progressivement crayeuses et admettent des bancs de gaize massive de plus en plus épais (collines du Haut-Buisson, de la Hazerie, **tranchée de la route D1 au Cormier**, Barbe d'Orge).

Ces niveaux sont souvent fossilifères avec de nombreux Lamellibranches (*Apiotrigonia sulcataria*, *Prerotrigonia alaeformis*, *Protocardia hillana*, *Cardium moutonianum*, *Merklinia aspera*, *Entolium orbiculare*, *Panopea mandibula*, *Barbatia*, *Lima*, *Neithea*), des Céphalopodes dont *Hyphoplires falcatus*, *H. falcatus inrerpolutus*, *Idiohamires alrernatus*, *I. ellipticus*, *Mariella lewesiensis*, *Stoliczkaia juigneti*, *Hyphoplires curvatus pseudofalcatus*, *Manrelliceras couloni*, *Schloenbachia varians ventriosa*, *Forbesiceras beaumontianum*, des Scaphopodes (*Dentalium lineatum*) et de nombreux Spongiaires Hexactinellides (*Plocoscyphia*, *Guettardia*) et Lithistides (*Jerea*, *Siphonia*).

La partie supérieure est une craie tendre, plus ou moins glauconieuse, avec quelques niveaux noduleux indurés. On y récolte *Manrelliceras manrelli*, *M. costatum*, *M. saxbii*, *M. tenue*, *Schloenbachia varians*, *Hyphoplires costosus*, *Hypoturillires gravesianus*.

Le sommet s'enrichit en sable fin et passe progressivement aux « Sables de Lamnay ».

La formation appartient au Cénomaniens inférieur ; son épaisseur est d'une vingtaine de mètres.

**d’après la notice de la carte géologique de la Ferté-Bernard**



**Gastéropode**



**Lamellibranche**

*Remplissage sédimentaire interne et test*

### **Arrêt 9 - La Pigalière et le Fourneau sur la D7 - Saint-Ulphace**

#### **Sables et grès de Lamnay (C1L) - Craie de Théligny (C1T) - Âge : Cénomaniens inférieur**

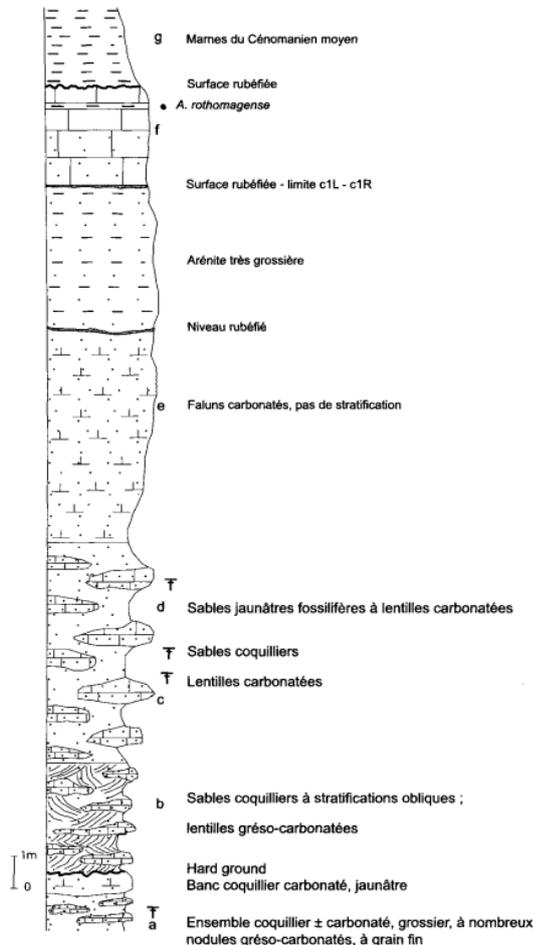
En face du lieu-dit la Pigalière, avant le Fourneau, et derrière une fabrique de charbon de bois, les « Sables et grès de Lamnay » sont encore exploités dans une très belle carrière.





Vue sur la carrière depuis le parking de la fabrique de charbon de bois

**a) Les Sables et grès de Lamnay (Cénomaniens inférieur à moyen)**



Colonne stratigraphique de la carrière

- La base de la coupe montre un premier ensemble coquillier (a) plus ou moins carbonaté, grossier, à nombreux nodules grésocarbonatés, à grain fin ; cet ensemble est couronné par un banc coquillier carbonaté jaunâtre, à joints irréguliers, la surface supérieure étant oxydée et pouvant correspondre à une surface durcie (hard-ground Lamnay 1 ?).

Ce banc correspond à une arénite grossière à ciment carbonaté et débris de Bivalves et Crinoïdes. Les organismes y sont très nombreux : Bryozoaires, Brachiopodes, Bivalves (*Neithea aequieostata*, *Entolium orbiculare*, *Rhynchostreon suborbiculatum minor*, *Protoeardia hillana*. ? *Panopea* sp.), débris d'Echinides, tubes d'Annelides polychètes, Poissons.

- Au-dessus du hard-ground, les sables coquilliers (b) montrent des stratifications obliques. Les lentilles grésocarbonatées acquièrent une plus grande dimension. Elles correspondent à des arénites à grains fins, à ciment micritique, glauconieuses.

La macrofaune est essentiellement constituée de Brachiopodes, débris de Bivalves (*Ostrea*, etc.), de Crinoïdes et Bryozoaires.

- Les sables coquilliers qui les surmontent (c), sont très fins, les coquilles et débris de coquilles que l'on peut observer sont de petite taille, de même que les grains de quartz. Les stratifications obliques sont fines et les lentilles carbonatées, nombreuses, restent en relief.

D'un grain plus grossier à l'étude microscopique, ces lentilles comportent de la glauconie, des quartz très usés, émoussés, quelques grains de feldspaths et phosphates, ainsi qu'une biophasse de Bivalves, Crinoïdes et Bryozoaires.

La macrofaune consiste essentiellement en Brachiopodes, Bivalves, Echinides, Bryozoaires, malheureusement en débris la plupart du temps.

- Ces faluns sont surmontés de sables jaunâtres fossilifères (d), à lentilles carbonatées, glauconie et macrofaune en débris ou à coquilles entières de Bivalves (*Rastellum carinatum* Lam., *Rhynchostreon suborbiculatum minor*), Crinoïdes, Bryozoaires.

La microfaune est pauvre : quelques Ostracodes et Foraminifères benthiques roulés (*Nodosariidés*, *Gavelinella* sp.)

- Vers le haut, les faluns sont de plus en plus carbonatés (e). Ils ne présentent toujours pas de stratification mais sont de plus en plus compacts. Leur analyse microscopique ne diffère guère de celle des lentilles arénitiques précédentes. Leur partie supérieure correspond à une arénite très grossière (quartz de 1 mm) soulignée d'un enduit verdâtre et encadrée par deux niveaux rubéfiés très irréguliers.

L'analyse microscopique révèle deux populations de quartz : une population de gros quartz sub-émoussés d'origine éruptive et métamorphique, et une population de quartz anguleux à sub-anguleux, prédominant sur la première population.

La biophasse, modérément abondante, montre surtout des débris de Bryozoaires, de Bivalves, des Echinodermes.

La glauconie, faiblement présente, est souvent altérée en limonite. Des grains de limonite et phosphatés sont présents. Dans tous ces niveaux n'apparaît pas de litage ou de stratification horizontale.

**d'après la notice de la carte géologique de Authon-du-Perche**



Quelques débris de fossiles : Gastéropode, Scaphopode, Lamellibranche, Brachiopode...



Hard-ground avec *Mantelliceras* sp. (?)



### b) Les « Calcaires et marnes de Théligny » du Cénomanien moyen

Au sommet de la carrière, l'ensemble (f) - voir colonne stratigraphique de la page précédente - qui surmonte une zone rubéfiée est constitué de calcaire beige à rosé, glauconieux, fossilifère, disposé en lits bien stratifiés, avec des joints d'argile glauconieuse.

Il a livré une macrofaune d'Ammonites dont *Acanthoceras rothomagense*, des Bivalves, Crinoïdes et Bryozoaires et marque ainsi le passage au Cénomanien moyen.

La zone rubéfiée à la base de (f) correspondrait alors au « hard-ground Théligny » de P. Juignet (1974).

A l'analyse microscopique, les faciès grésocalcaires correspondent à des calcarénites quartzzeuses, des quartzarénites bioclastiques.

La microfaune se limite à des Foraminifères benthiques agglutinés comme *Ataxophragmium*, *Textularidés*, *Are-nobulimina* sp..

La macrofaune, en débris, montre surtout des fragments de Bivalves, de Crinoïdes, de Bryozoaires, d'Echinides et de Gastéropodes.

Les marnes (g) de la carrière, glauconieuses, se sont révélées plus riches :

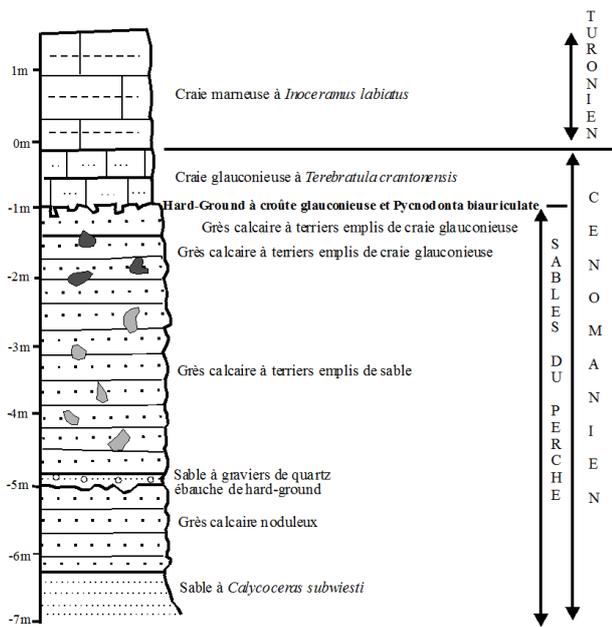
- pour les Foraminifères planctoniques : *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan) ;
- et pour les Foraminifères benthiques : *Spiroloculina payracea*, *Quinqueloculina antiqua*, *Vaginulina* sp.

d'après la notice de la carte géologique de Authon-du-Perche

### Arrêt 10 - Les Frépinières - Conflans-sur-Anille

« Sables du Perche » (C2b) et « Craie turo-nienne » (C3) - Âge : Cénomanien supérieur et Turo-nien

Le site correspond à une carrière encore en exploitation en 2010 située à l'extrême Sud de la commune de Conflans-sur-Anille.



**Colonne stratigraphique de la carrière**

On peut y observer le contact entre la craie du Turonien (8 mètres de hauteur) et les « Sables du Perche » (6 mètres de hauteur) situés au-dessous.



**Vue de l'ensemble de la carrière**



**Sommet gréseux de la Formation des « Sables du Perche » montrant une stratification oblique**

Au Sud de Conflans-sur-Anille, la nouvelle route qui va de la D98 au hameau des Frépinières, a permis de dater 3 niveaux :

- sur les « Sables du Perche », à la base, affleurent le long de la D98 des marnes grises glauconieuses vert sombre, datées du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur,

- puis une marne beige-clair, compacte, datée du Turonien inférieur basal,

- au sommet, une marne molle à débris crayeux, datée du Turonien inférieur non basal ; elle est recouverte par un ravinement de terre argileuse très rouge à silex très abondants.

Au moment de l'ouverture de la route, cette coupe, très fraîche, pouvait faire 3 à 4 m de puissance.

**d'après la notice de la carte géologique de Saint-Calais**

**Article de Hendrik Vreken**

**d'après des documents de Guy Mary**

**Relecture et corrections de Guy Mary**

**Photographies de Michèle et Pierre Gibaud, Jean-Pierre Tortuyaux et Josiane Vreken**

**Bibliographie sommaire**

**JUIGNET P.** (1974) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du massif armoricain (Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine ; Stratotype du Cénomaniens) - *Thèse, Université de Caen, 2 t., 806 p., 174 fig., 28 planches photos.*

**Documents de Guy Mary**

Notices des cartes géologiques au 1/50 000<sup>ème</sup> de Le Mans, Beaumont-sur-Sarthe, la Ferté-Bernard, Authon-sur-Perche, Saint-Calais

## Le Vieux Mans

L'inscription de la visite guidée de la Cité Plantagenêt, que les Manceaux continuent d'appeler le Vieux Mans, au programme de notre voyage géologique, a été une très heureuse initiative.

Elle a été d'autant plus remarquable que nous ne pouvions avoir meilleur guide que Joseph Guilleux, ancien directeur de l'office du tourisme et auteur d'une thèse sur l'enceinte romaine.

En raison de l'heure de la visite et surtout de la variété et de la richesse du patrimoine, nous n'avons abordé qu'une partie de ce quartier : le rempart, la cathédrale et quelques rues Renaissance.

1425 : la ville du Mans est ruinée par le passage des troupes anglaises peu avant la fin de la guerre de Cent Ans. La ville des ciriers se relèvera assez rapidement et nous laissera de très belles façades de la toute fin du 15<sup>ème</sup> et des 16 et 17<sup>ème</sup> siècles. Nous en longerons quelques-unes en nous rendant au pied du rempart. Elles ont échappé à la destruction organisée il y a une quarantaine d'années pour permettre la construction d'une autoroute traversant Le Mans. Ainsi pouvons-nous voir une maison Gothique française et Renaissance (vers 1500) - **photo 1** - et le porche, Renaissance également, de l'ancien collège Saint-Benoît, premier collège manceau (1526) - **photo 2** -.

L'enceinte romaine : à partir de 250, l'empire romain est attaqué sur toutes ses frontières. Il est en conflit avec la Perse. Les peuples slaves traversent le Danube et les Germains le Rhin. Les Vikings commencent leurs incursions et l'Afrique du Nord se rebelle et menace l'Espagne ; tout cela essentiellement pour des raisons climatiques. L'empereur prend alors comme principale mesure l'obligation pour les préfets de tout l'empire de fortifier un réduit de leur ville qui abritera l'administration locale (les évêchés les intégreront lorsque le christianisme deviendra religion d'état en 380). Contrairement à ce qui a été écrit fréquemment, ce ne sont donc pas les bagaudes qui sont à l'origine de la construction du rempart du Mans. La sortie de crise et le redressement de l'Empire interviendront vers 270 sous le règne d'Aurélien.

L'enceinte de Vindunum, capitale des Aulerques Cénomans, forme un quadrilatère d'environ 200 sur 450 mètres le long de la Sarthe. Construite en partie sur d'anciens monuments et atteignant parfois une épaisseur de 4 mètres à sa base, elle ceinturerait la ville sur 1300 mètres. Il reste encore 11 tours sur les 26 initiales et un pan de 300 mètres a été entièrement dégagé - **photo 3** -. On ne connaît pas sa hauteur initiale, mais, aujourd'hui, elle culmine encore à 7,80 mètres. Elle a été érigée vers 280 et de nouveaux travaux ont été engagés dans le but d'affiner cette date. Elle demeure une des plus grandes enceintes et des mieux conservées du monde romain avec celles de Rome et de Constantinople.

La muraille est commune à toutes les constructions romaines de ce type. Elle est constituée d'un blocage de mortier et rocaille entre deux murs de parement. Une des spécificités mancelles est le raffinement des motifs décoratifs : 14 motifs géométriques, uniques ou associés, triangles, cercles, losanges, ....

De plus, elle présente une couleur ocre due à l'emploi de grès rouge (pierre de roussard) alternant avec un calcaire plus clair et des chaînages de brique rouge. Le soleil couchant dont nous avons bénéficié a pu mettre en valeur cet aspect, ce fut un réel plaisir - **photos 4, 5 et 6** -.

L'enceinte sert à protéger la ville mais elle a aussi pour rôle de prouver la puissance et le prestige du pouvoir impérial et ceux du pouvoir local chargé de le relayer.

Nous passons par la grande poterne - **photo 7** - pour rejoindre la cathédrale. Bien sûr, nous n'avons pas pu la visiter mais nous avons pu admirer et décrypter un monument vraiment remarquable. Érigée entre 1080 et 1430, elle combine l'art roman au niveau de la nef - **photo 8** - et l'art gothique pour le chœur et l'abside. Elle a aussi pour particularité d'être la seule cathédrale dotée d'arcs-boutants en forme de Y. Une autre caractéristique de Saint-Julien est son orientation vers le nord-ouest et non vers l'orient et nul ne sait pourquoi. Ses vitraux sont pour la plupart du 13<sup>ème</sup> siècle et l'un d'eux, dit de l'Ascension, daté de 1150, serait l'un des plus vieux d'Europe - **photo 9** -.

Sa façade est d'une simplicité étonnante et comprend peu d'éléments de décoration. Elle n'a jamais été détruite pour être reconstruite en gothique comme cela se faisait presque partout - **photo 8** -.

Face à cette partie de la cathédrale se dresse le palais du Grabatoire édifié en 1538 où résidaient les gouverneurs de la province du Maine et qui est devenu évêché - **photo 10** -.

La nuit est tombée. Nous regagnons l'hôtel en empruntant la rue de la Reine Bérandère (femme de Richard Cœur-de-Lion dont le gisant est à l'abbaye de l'Épau à 4 km à l'est du Mans). Cette rue est bordée de superbes maisons Renaissance des 15 et 16<sup>ème</sup> siècles : maison d'Adam et Eve, des deux amis, de la reine Bérandère entièrement en bois - **photo 11** -. Et, de l'autre côté de ce que les Manceaux appellent le tunnel construit par Eugène Caillaux\* vers 1875 pour faciliter la traversée de la ville, se dresse, dans la Grande rue, la maison du pilier rouge que la culture populaire attribue au bourreau.

Finalement, nous avons emprunté, sans que beaucoup d'entre nous le sachent, les mêmes rues que Luchini, Auteuil, Marielle, Rochefort, Noiret, Depardieu et même Di Caprio lors des tournages de leurs films.

Le Vieux Mans, considéré comme un quartier mal famé, envahi par les rats jusque dans les années 60 et sauvegardé grâce à la loi Malraux, est devenu par sa beauté un décor idéal pour le cinéma.

\* Nous pouvons noter que ce personnage nous a coûté cher, il est le père de Joseph, créateur de l'impôt sur le revenu.

**Article de Jean-Pierre Tortuyaux  
Photographies de Pierre Gibaud  
et Jean-Pierre Tortuyaux**



**Photo 1 - Rue de la Porte Sainte-Anne  
Gothique (1500)**



**Photo 2 - Porche Renaissance (1526)  
de l'ancien collège Saint-Benoît**



**Photo 3 - L'enceinte gallo-romaine de Vindunum,  
capitale des Aulerques Cénomans (1300 m de longueur)**



**Photo 4 - Vue rapprochée de la muraille  
(280 après J.-C.)**



**Photos 5 et 6 -  
Motifs  
décoratifs  
de la muraille**





**Photo 7 - La Grande Poterne**



**Photo 8 - La cathédrale Saint-Julien  
Partie romane**



**Photo 9 -  
Vitrail de l'Ascension  
(1150)**



**Photo 10 - Palais du Grabatoire  
édifié en 1538 devenu Evêché**



**Photo 11 - Rue de la Reine Bérandère**

## « Etude d'un site géologique majeur de Vendée - Le méga-panneau tectonique du Complexe des Sables d'Olonne »

Dimanche 10 septembre 2017

avec André POUCKET, Géologue membre de l'AVG



André POUCKET

Le panneau de roches gneissiques et granitiques des Sables-d'Olonne ou **Complexe des Sables-d'Olonne (CSO)** est un objet géologique majeur du domaine structural varisque sud-armoricain. Il est inséré tectoniquement dans les formations sédimentaires basales du bassin de La Roche-sur-Yon. En géologie, le terme de « complexe » est justifié par l'association de deux ou plusieurs unités lithostratigraphiques. Une unité lithostratigraphique est un ensemble de formations ayant subi les mêmes conditions de déformations. Nous verrons que le CSO compte au moins deux unités lithostratigraphiques : des méta-granitoïdes, orthogneiss et migmatites d'une part, et un cortège granitique d'autre part.

Ce complexe a fait l'objet d'interprétations diverses en raison de la complexité des formations lithologiques, du développement de la migmatitisation, des diverses intrusions granitiques et d'un cortège d'aprites et de pegmatites. Des datations radiochronologiques récentes de la migmatitisation entre 330 et 320 Ma (Turrillot, 2010, thèse université d'Orléans) permettent de discuter de ces interprétations. La révision des déterminations des types pétrographiques et de nouvelles observations structurales, notamment la mise en évidence d'un chevauchement et de coupes pegmatitiques, nous conduit à proposer un modèle de mise en place dans un contexte structural régional d'extension E-W impliquant la montée d'un pluton granitique.

## PROGRAMME

Nous réalisons une coupe à travers le CSO depuis sa partie supérieure au nord de La Chaume, dans l'anse de l'Aubraie et de Chaillé (ouest du village de l'Aubraie) jusqu'à sa base au sud de Cayola, dans la falaise de La Salle-Roy, soit en allant du nord-nord-ouest vers le sud-est des Sables-d'Olonne.

Les points d'observations sont répartis en cinq sites (**Figure 1**).

**Site 1** - Anse de l'Aubraie et de Chaillé, du nord vers le sud :

**1a** . Partie nord dite des Grands Chevaux : séquence sédimentaire grésopélitique du contact supérieur à double métamorphisme barrovien et de contact thermique donnant des micaschistes, traversée par des pegmatites dites P1 de l'épisode de migmatitisation caractérisées par une linéation d'extension E-W. Ce secteur étant en partie sous l'eau, on examine une documentation et des échantillons.

**1b** . Partie moyenne de l'Aubraie à La Courmarin : orthogneiss ocellé de la partie supérieure du CSO en contact tectonique avec l'encaissant métasédimentaire.

**1c** . Partie sud, de Chaillé à La Paracou : pluton granitique bordé par des orthogneiss et des métagranitoïdes foliés avec des corps intrusifs d'aprite et de pegmatite formant une vaste coupole au sein d'une couverture gneissique disloquée en panneaux de toute taille.

**Site 2** - La Chaume-nord en limite sud de La Paracou, face au quartier des Barges : granite de La Chaume, grande apophyse nord du pluton granitique régional dit « du Puits d'Enfer ».

C'est la source des aprites et des pegmatites et le principal responsable du thermométamorphisme et de l'hydrothermalisme pneumatolytique qui affectent le CSO et son encaissant sédimentaire.

**Site 3** - La Chaume, nord du fort de Saint-Nicolas : coupes de pegmatites superposées démembrant de vastes panneaux de gneiss de compositions variées, avec, notamment, des intrusions de microdiorite surmicacée.

**Site 4** - Remblai et plage des Sables-d'Olonne aux Roches Noires : métasédiments transformés en micaschistes du toit du CSO équivalents à ceux des Grands Chevaux au nord, orthogneiss ocellé de la partie supérieure du CSO identique à celui de La Courmarin redoublé par le jeu du grand décrochement dextre des Sables-d'Olonne qui longe les marais de la Vertonne et son embouchure entre La Chaume et la plage des Sables-d'Olonne.

**Site 5** - Sud de Cayola à La Salle-Roy : contact inférieur des migmatites de type stromatolite du CSO chevauchant en faille inverse les métagrès de la Formation du Payré. Accordance tectonique et empreinte du métamorphisme des fluides pneumatolytiques de l'intrusion granitique du Puits d'Enfer dans le substratum sédimentaire.



**Figure 1** - Sites d'observations



**Photo 1** - Le groupe de l'AVG dans l'Anse Saint-Nicolas de La Chaume

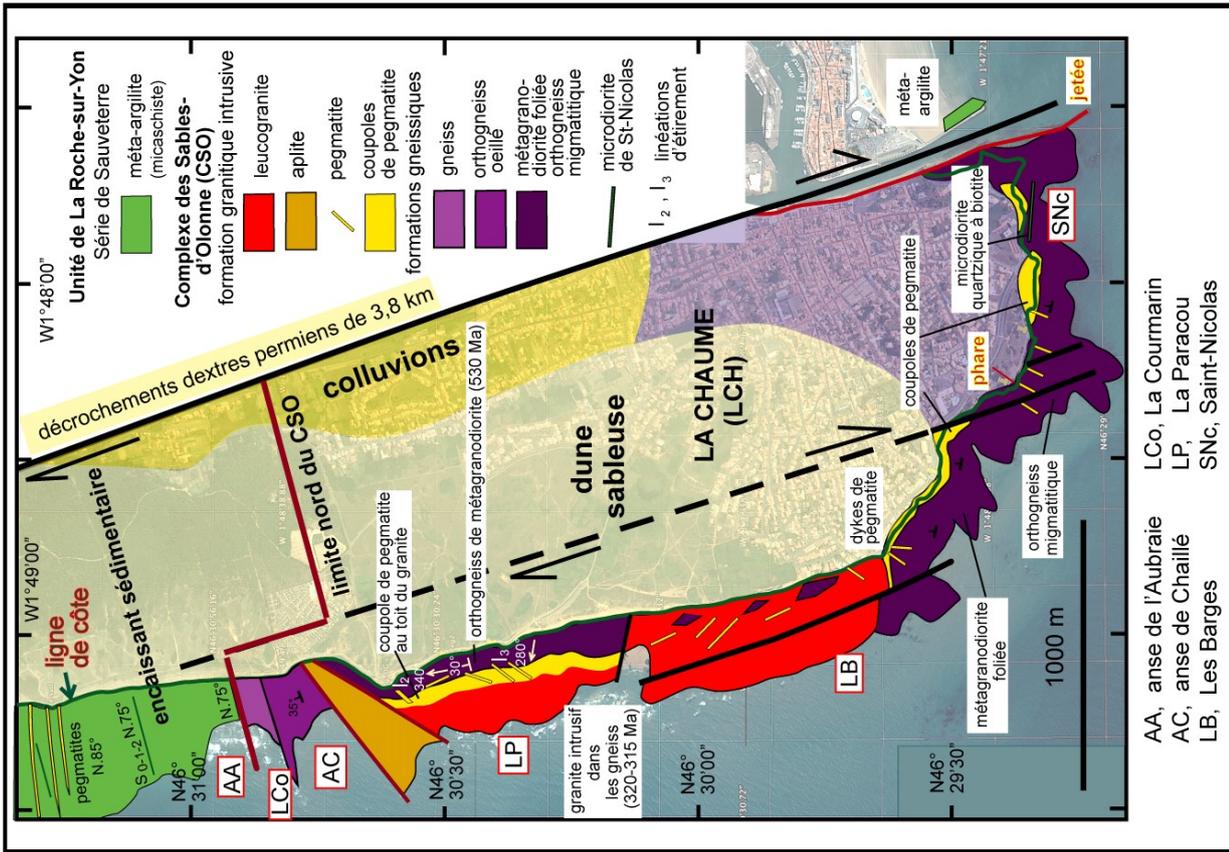


Figure 3 - Carte géologique du compartiment de La Chaume du Complexe des Sables - d'Olonne

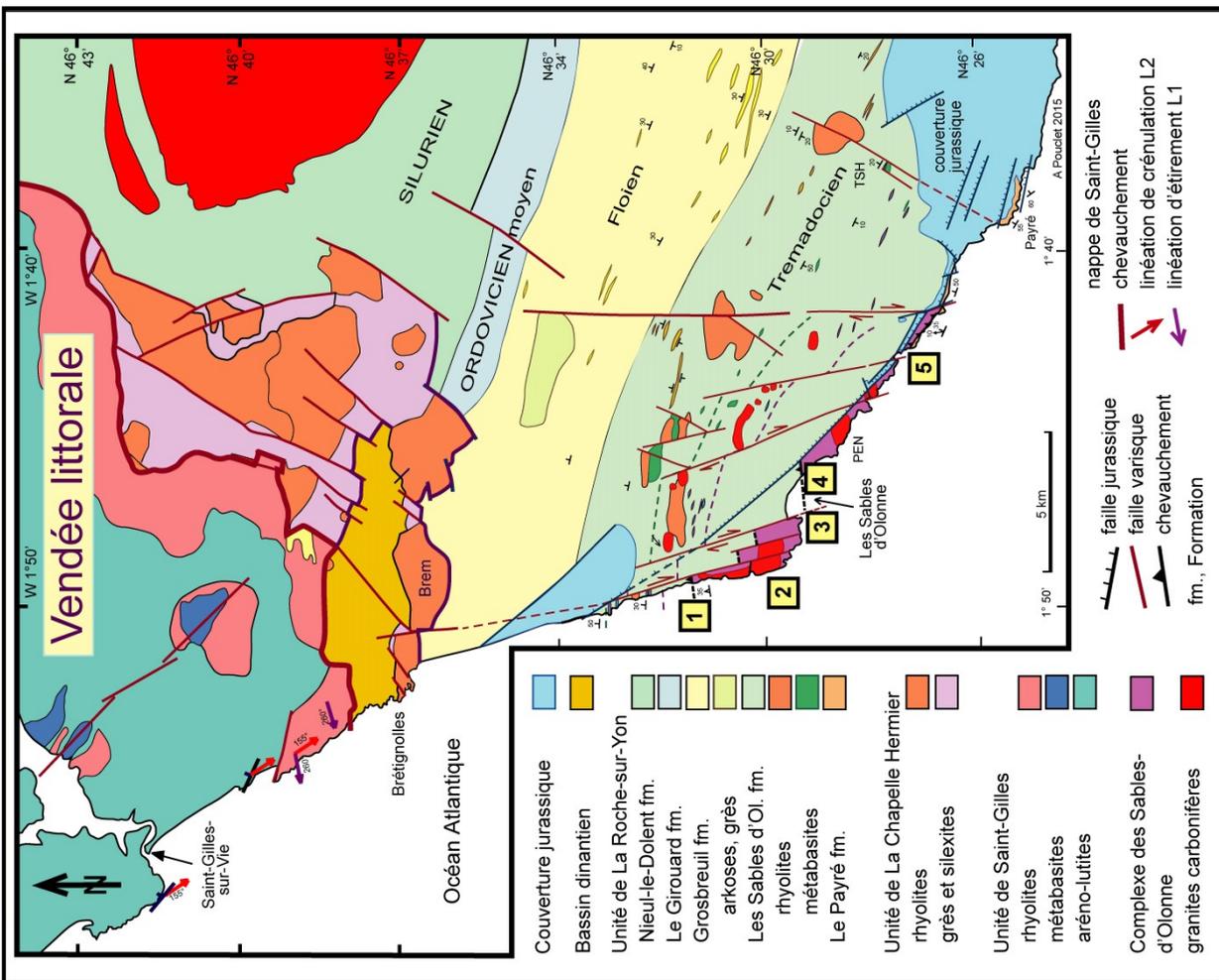


Figure 2 - Localisation des sites géologiques

## CONTEXTE GEOLOGIQUE (Figure 2)

Le complexe des Sables-d'Olonne (CSO) est inséré tectoniquement dans la partie inférieure du bassin de La Roche-sur-Yon qui contient des sédiments allant du Cambrien supérieur au Dévonien et constituant l'Unité structurale de La Roche-sur-Yon. Il affleure de façon remarquable depuis le nord de La Chaume jusqu'au sud de Cayola, soit près de 14 km. En réalité, ce que l'on voit sur la côte n'est que le bord oriental du complexe. L'essentiel est sous la mer du côté occidental en formant la plate-forme littorale au moins jusqu'aux étocs du phare des Barges à 4 km de la côte.

La limite nord du CSO est un contact faillé passant par l'anse de l'Aubraie et se retrouvant sur la plage des Sables-d'Olonne après divers décrochements dextres. Elle met en contact les métasédiments du bassin de La Roche-sur-Yon avec les orthogneiss du toit du CSO. La limite sud est une faille inverse chevauchante passant au sud de la baie de Cayola et se poursuivant jusque dans l'anse de la Mine des Sardes. Elle met en contact les migmatites de type stromatites du CSO avec les métagrès de la Formation du Payré formant la partie la plus inférieure connue du bassin de La Roche-sur-Yon.

Le CSO est tronçonné par des grands décrochements dextres SSE-NNW qui amplifient sa longueur d'affleurement. Le décrochement le plus important avec un jeu de 3,8 km est celui de la bordure orientale de La Chaume qui passe le long des marais d'Olonne. Ce décrochement dit de « La Chaume » découpe le CSO en deux compartiments « nord » et « sud ». Le compartiment nord compte deux autres décrochements dont l'un passe le long de l'estran de Sauveterre en séparant des séquences sédimentaires diversement thermométamorphisées (observations de la sortie du 2 juin 2012, AVG rapport annuel 2012, p. 19-35). La limite orientale du compartiment nord est en contact avec les métasédiments du bassin appartenant à la Formation des Sables-d'Olonne et attribués à l'Ordovicien inférieur (Trémadocien). Le compartiment sud compte neuf décrochements dont les plus méridionaux ont été observés dans l'anse de la Mine des Sardes lors de l'école de terrain du 2 octobre 2016 (AVG, rapport annuel 2016, p. 108-118). La bordure orientale de ce compartiment est due à une faille normale SE-NW à pendage NE ayant joué lors de la fracturation extensive en demi-graben au début du Jurassique. Elle met en contact tectonique le CSO avec les calcaires et marnes du Jurassique et avec les métasédiments de la Formation des Sables-d'Olonne.

## OBSERVATIONS DE TERRAIN

### A- Sites de La Chaume

Les trois premiers sites d'observation sont dédiés au compartiment nord dit de « La Chaume » qui a fait l'objet d'un lever cartographique nouveau (Figure 3). Le site nord est illustré par l'anse de l'Aubraie où commence le CSO, puis, après la pointe de La Courmarin, par l'anse de Chaillé (Photo 2).



Photo 2

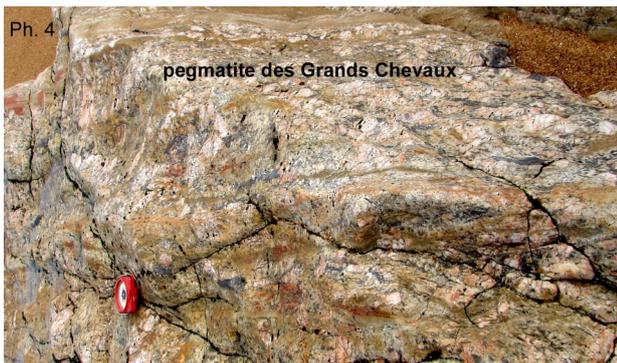
L'encaissant sédimentaire du CSO apparaît dans le bas estran de l'anse de l'Aubraie sous forme de rochers sombres à très faible relief (Photo 3) dans le site des « Grands Chevaux ». Cette morphologie s'explique par la nature peu résistante des roches : **micaschistes à biotite** issus d'argilites et pélites rubanées métamorphisées à moyenne pression et basse température. La foliation est parallèle à la stratification ( $S_{0-1}$ ) avec une direction N 75° à 80° et un pendage de 30° à 40° au NNW.

Stratigraphiquement, ces métasédiments se situent sous la série de Sauveterre située 3 km au nord et orientée N 85°. Cette série est constituée de grès pélitiques, siltites, argilites, rares calcaires dolomitiques, intercalations d'épanchements de laves rhyolitiques et de sills de basaltes. Elle appartient à la Formation des Sables-d'Olonne de l'Unité de La Roche-sur-Yon. Cette formation est située sous la Formation de Grosbreuil dominée par les grès, laquelle est sous la Formation du Girouard (Figure 2). Or, la Formation du Girouard renferme des fossiles de l'Ordovicien moyen et est surmontée par la Formation de Nieul-le-Dolent qui renferme des fossiles du Silurien. Tout cela pour dire que les formations des Sables-d'Olonne et de Grosbreuil en concordance sédimentaire se trouvent donc datées de l'Ordovicien inférieur. Toutes ces formations ont des équivalents sédimentaires dans le bassin de Chantonay. Or la formation équivalente à celle des Sables-d'Olonne renferme des rhyolites qui ont été datées à  $485 \pm 14$  et  $470 \pm 11$  Ma (Bouton et Branger 2007 ; Poncet et Bouton 2010), ce qui la situe dans le Trémadocien, premier étage de l'Ordovicien, âge retenu sur la figure 2.



Photo 3

Les métasédiments des Grands Chevaux sont traversés par une dizaine de filons de pegmatite verticaux orientés N 85° en moyenne, avec une puissance de 50 cm à 2 m. Tous ces filons portent une linéation d'étirement est-ouest qui s'imprime au contact des micaschistes. Ils montrent un remplissage cristallin de quartz, feldspath potassique et muscovite orienté est-ouest, ce qui suggère que la pegmatite a cristallisé sous contrainte extensive (**Photo 4**). Ces pegmatites « structurées » appartiennent à une phase précoce de pneumatolyse dite P1 qui est un transfert de fluides de haute température depuis un site de genèse de magma granitique (cf. Interprétation).



**Photo 4**

Au sud de l'anse de l'Aubraie apparaît un empilement de **gneiss à biotite** en bancs décimétriques à foliation orientée N 75° pentée de 30° vers le nord-nord-ouest (**Photo 5**), donc en conformité structurale avec les micaschistes. Toutefois le contact n'est pas visible.



**Photo 5**

Dans ces gneiss s'intercalent des bancs métriques de **gneiss œillé** caractérisé par l'abondance de grands cristaux ovales de feldspath potassique rose de 3 à 4 cm de section (**Photo 6**).



**Photo 6**

Cet empilement de gneiss s'avance en mer pour former la pointe de La Courmarin entre les anses de l'Aubraie et de Chaillé (**Photo 2**).

Le gneiss œillé a été défini initialement comme un métaconglomérat et les gneiss associés comme des métasédiments (Ters, 1982 in Goujou et al., 1994). Supposés appartenir à la série sédimentaire de Sauveterre métamorphisée en schistes et micaschistes, ces paragneiss résulteraient d'un métamorphisme prograde dont les migmatites situées plus au sud de l'anse de Chaillé seraient les termes ultimes d'une série métamorphique ayant atteint l'anatexis. Ce modèle a été adopté dans la littérature scientifique et est connu comme « la série métamorphique des Sables-d'Olonne », les métaconglomérats constituant l'argument essentiel pour en faire une série métasédimentaire prograde complète. Cette hypothèse, bien que toujours admise, ne résiste pas à un simple examen critique. Il est complètement invraisemblable qu'un conglomérat ait conservé, après une déformation et un métamorphisme de haut degré le transformant en gneiss, une stratification de ses galets non déformés, de taille uniforme et constitués essentiellement de feldspath potassique. Il est plus « raisonnable » d'envisager une origine comparable à celle de la majorité des gneiss œillés, à savoir la transformation dynamométamorphique d'un granite porphyroïde à porphyroblastes de microcline/orthose. Nous déterminons donc ce gneiss œillé comme un ancien granite métamorphisé, c'est-à-dire un **orthogneiss**.

Au sud de la pointe de La Courmarin s'étend l'anse de Chaillé. Cette anse est bordée au sud par une intrusion d'**aplite** formant une palissade de 1 à 2 m de haut sur 50 m de largeur moyenne et 400 m de long (**Photo 7**). Cette intrusion sub-verticale est orientée N 45° (**Photo 8**).



**Photo 7**



**Photo 8**

Dans sa partie sud-ouest, elle émane d'un pluton de granite à muscovite ou **leucogranite** qui occupe tout le bas estran du sud de Chaillé sur près d'1 km, dans un secteur de la côte rocheuse appelé « La Paracou » (**Figure 3**).

C'est ce même pluton qui apparaît sur tout l'estran à l'ouest de La Chaume dans le secteur des Barges (Site d'observation 2) et qui est nommé « massif granitique de La Chaume ». Le toit de ce pluton et toute sa bordure orientale à La Paracou est parcouru par une foule de filons d'aplite et de pegmatite d'orientations et d'épaisseurs variables allant de 10 cm à 1 m pour des longueurs d'un mètre à plusieurs dizaines de mètres. Cet essaim de filons sortant directement du granite se développe dans la couverture du pluton qui est constituée de gneiss et de **méta-granodiorite foliée**. En s'intercalant dans la foliation, mais aussi en disloquant cette couverture en panneaux anguleux de toutes tailles, depuis des fragments décimétriques jusqu'à des blocs métriques (**Photos 9 et 10**), ces filons alimentent des coupoles de pegmatite d'épaisseur métrique et d'extension décamétrique comme le montrent les photos du granite (**Photo 11**) ou du haut de l'estran (**Photo 12**). A La Paracou, cette couverture métamorphique affleure en continu sur le haut estran en montrant un passage graduel de l'orthogneiss à la méta-granodiorite avec une foliation qui varie de N 75° à N 90° et toujours un pendage de 30° vers le nord. Ainsi l'intensité de la déformation décroît du haut vers le bas dans la formation de couverture, soit du nord vers le sud. La méta-granodiorite est généralement porphyroïdique et, dans un stade intermédiaire d'aplatissement, prend l'aspect d'un gneiss ceillé semblable à celui de La Courmarin (**Photo 13**).



Photo 9



Photo 10

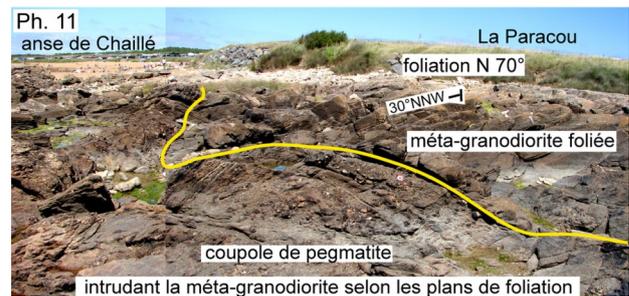


Photo 11



Photo 12



Photo 13

Plus au sud, la déformation se réduit à un débit planaire en bancs décimétriques avec une foliation fruste (**Photo 12**).

La foliation des gneiss de Chaillé au nord de La Paracou porte une linéation d'étirement N 100° sub-horizontale indiquant un mouvement E-W (**Photo 14**). Cette linéation est absente dans la plupart des filons d'aplite-pegmatite qui sont donc postérieurs à cette déformation (**Photo 9**). En revanche, on a vu plus haut qu'elle existe dans les pegmatites intrudant la couverture sédimentaire au nord du CSO et donc appartenant à une phase pneumatolytique antérieure à la mise en place du leucogranite. Cette linéation est aussi présente sur la surface des bancs de méta-granodiorite. Mais on y trouve également une autre linéation d'étirement plus grossière orientée N 340° dans le sens de la pente des bancs avec un pendage de l'ordre de 25°, et indiquant un mouvement en chevauchement du nord vers le sud (**Photo 15 - Une ligne est mesurée dans la direction de la pente ; c'est le plongement**).

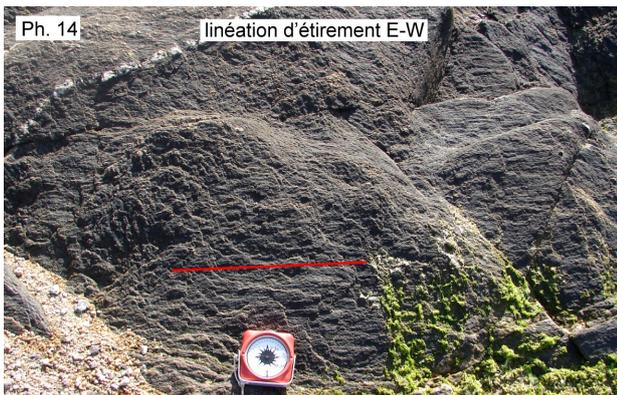


Photo 14

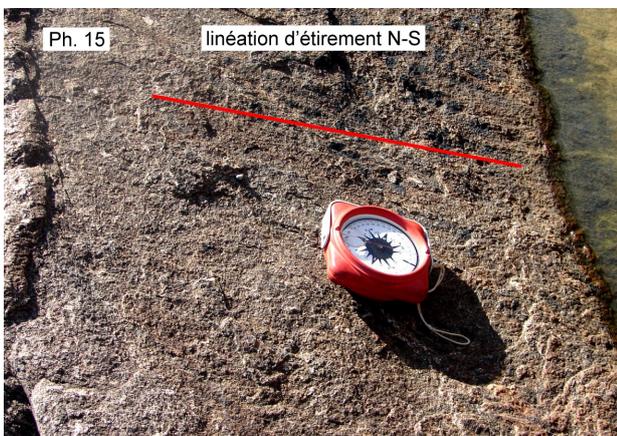


Photo 15

Cette linéation N-S est difficile à trouver car elle est plus ou moins effacée par la linéation E-W qui lui est postérieure. L'effacement est total dans les gneiss qui sont fortement schistosés. Il est partiel dans la méta-granodiorite en raison d'une plus grande résistance à la déformation. La linéation N-S étant plus précoce que la linéation E-W et postérieure mais non liée à la formation de la  $S_1$  est dite  $L_2$ . La linéation E-W est donc  $L_3$ . La  $L_2$  correspondant à un transport de masse rocheuse en chevauchement peut expliquer le fait que des roches très déformées et métamorphisées dans des conditions de pression et de température élevées, ici les gneiss, se retrouvent par-dessus des roches moins déformées comme la granodiorite.

Tout au sud de La Paracou et à hauteur du quartier des Barges de la ville de La Chaume, le second site d'observation concerne le **massif granitique**. Ce massif prend de l'extension et occupe toute la côte rocheuse. Toutefois, le haut de l'estran montre des panneaux disloqués d'orthogneiss et méta-granodiorite envahis par des pegmatites. Mais surtout, le granite montre une fabrique planaire pentée vers l'est jusqu'à 20° (Photo 16). Cette fabrique est caractéristique de la partie supérieure en dôme d'un pluton et résulte du refroidissement et de la cristallisation à partir de l'interface pluton-encaissant. En l'occurrence, la forme pentée des plans nous dit que l'on se situe sur le bord du pluton qui plonge vers l'est, en accord avec la disposition de sa couverture en haut de la côte rocheuse.



Photo 16

On en déduit que le cœur du massif de La Chaume se situe à l'ouest sous la mer, entre la côte et le phare des Barges où l'on retrouve le toit métamorphique et pneumatolytique du granite. Vers l'est, le granite doit s'enfoncer sous sa couverture de méta-granodiorite qui forme toute la partie sud de la pointe de La Chaume (Figure 3).

C'est cette partie sud que l'on examine dans l'anse du fort de Saint-Nicolas (Site 3). Dans ce site, on a la révélation de ce qui apparaît en surface à La Paracou. En effet, la falaise nous offre une coupe verticale spectaculaire de la structure des **coupoles pegmatitiques** intercalées entre les bancs de **méta-granodiorite gneissifiée** et alimentées par des filons sécants (Photos 17, 18 et 19). Les bancs de gneiss font de 20 cm à 1,5 m d'épaisseur. Ils suivent les plans de la foliation majeure orientée N 95° à 110° et pentée de 30° vers le nord. Le secteur le plus connu de ce site est le « dos de baleine » qui est tout simplement une coupole de pegmatite de 1 à 1,5 m de puissance insérée dans la couverture de gneiss. Cette coupole apparaît dégagée du banc d'orthogneiss sur une bonne dizaine de mètres (Photo 20). Elle est traversée par un filon de pegmatite qui a dû alimenter la coupole située en haut de la falaise.



Photo 17



Photo 18



Photo 19

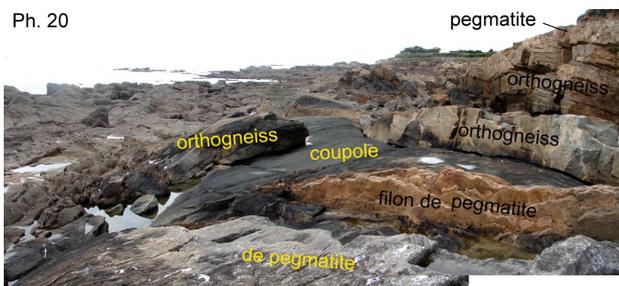


Photo 20

La méta-granodiorite présente plusieurs faciès à divers degrés de gneissification. Elle est généralement grenue, parfois porphyroïdique et orientée (Photos 21 et 22).



Photo 21



Photo 22

Elle montre aussi un litage magmatique indiquant que la foliation a été guidée par la fabrique initiale du massif, tout comme l'injection des fluides pneumatolytiques (Photo 23). Enfin, elle est localement migmatisée (Photo 24). La déformation majeure portée par les plans de foliation est la linéation d'étirement N 100° identique à la L<sub>3</sub> de La Paracou (Photo 25).



Photo 23



Photo 24

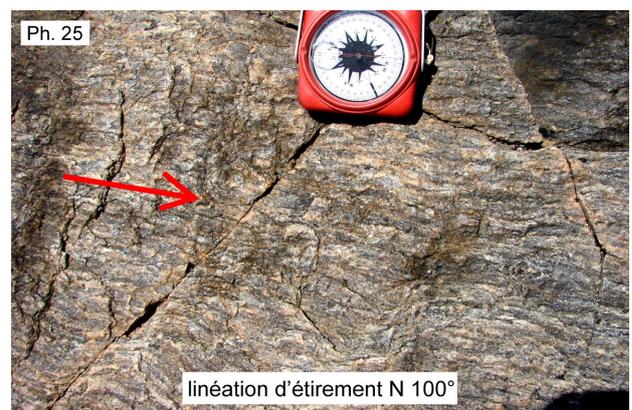


Photo 25

Un point d'observation très intéressant dans ce site de la pointe sud de La Chaume est la présence de filons d'une roche magmatique sombre à grain fin intrudée entre les bancs d'orthogneiss à la manière des sills dans une pile sédimentaire. On dénombre 5 sills superposés sur une vingtaine de mètres de puissance des bancs de gneiss et de pegmatite et dénommés B1 à B5.

Chaque sill est de forme lenticulaire épais au maximum de 30 cm à 1 m pour une longueur de 70 à 90 m. Côté ouest, les sills sont décalés de quelques mètres par quatre petits décrochements sénestres orientés N 10° (**Photo 26**). Les sills sont injectés de minces filons de pegmatites et franchement recoupés par des gros filons subverticaux d'aplite (**Photos 27 et 28**). Ils sont donc antérieurs à la dernière phase pneumatolytique liée à la mise en place du pluton granitique. Pétrographiquement, la roche est une **microdiorite** quartzique riche en biotite, à texture équante, c'est-à-dire sans orientation des minéraux, et dépourvue de tout métamorphisme. Les sills sont donc postérieurs à la gneissification de la microdiorite. En revanche, les bordures des sills sur plusieurs centimètres d'épaisseur et leurs extrémités amincies montrent un passage de la microdiorite à des amas étirés de biotite qualifiés de **biotitite**. On en déduit que les sills se sont injectés entre les bancs de gneiss sous très forte pression de vapeur. En outre, la biotitite montre une schistosité parallèle aux bordures selon des plans de glissement entre les sills et le gneiss. Cette déformation peut être mise en relation avec l'étiement E-W, ce qui situe la production du magma dioritique avant ou lors de la phase d'extension initiant l'anatexie et la granitisation.

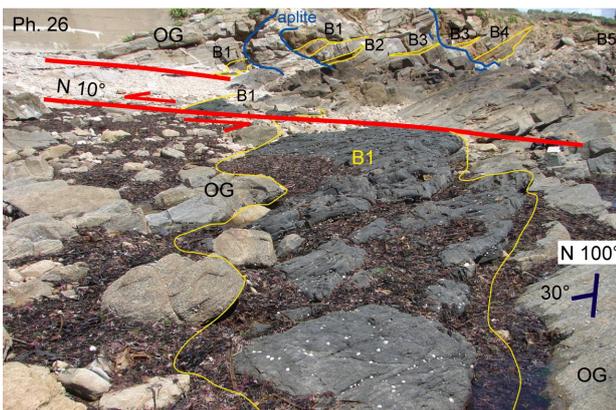


Photo 26

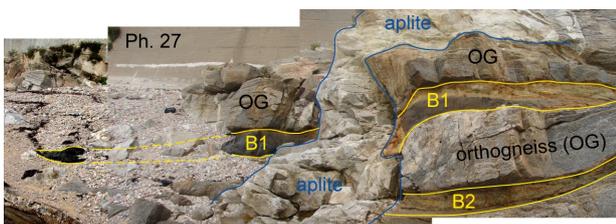


Photo 27



Photo 28

## B- Site des Sables-d'Olonne

Sur la plage des Sables-d'Olonne, on retrouve les formations sédimentaires du nord de l'Aubraie se rapportant à la partie inférieure de la série de Sauveterre. C'est le résultat du grand décrochement dextre N 160° des Sables-d'Olonne à l'est de La Chaume dont le rejet calculé est de 3,8 km (**Fig. 3**). Il s'agit d'argilosiltites et de grésopélites transformées en micaschistes à biotite parfois riches en grenat et staurotide, avec une  $S_{0-1}$  orientée N 75° et plus ou moins pentée vers le NNW (**Photo 29**).



Photo 29

Vers le milieu de l'estran, les strates sont décalées de quelques dizaines de mètres par un décrochement dextre N 150°. Divers filons de pegmatite traversent les sédiments le plus souvent suivant les plans de schistosité. A 200 m au sud de la patte d'oie de l'avenue Paul Doumer où la promenade du remblai prend une direction franchement sud-est, on entre dans le CSO (soit près de 400 m au nord-ouest du lac du Tanchet). Le contact est tectonique et correspond à un chevauchement de la pile métasédimentaire sur le Complexe des Sables-d'Olonne. Le CSO est ici constitué par des orthogneiss œillés (**Photo 30**). Le plan de chevauchement est orienté N 95° et modérément penté vers le nord. Il est garni d'une couche décimétrique de roche très finement broyée appelée mylonite, et il est souligné par un lit quartzueux (**Photo 31**).



Photo 30

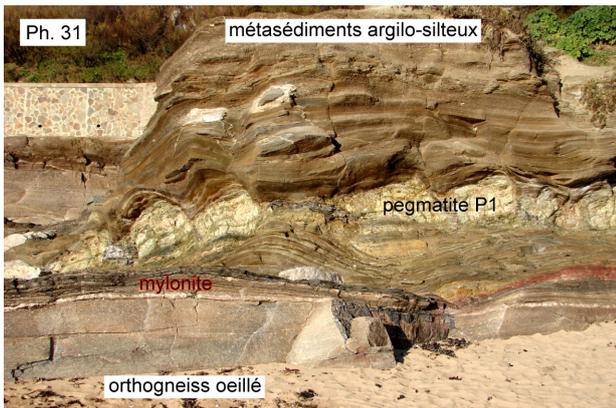


Photo 31

La base de la pile sédimentaire est intrudée dans le plan de schistosité par un filon de pegmatite d'environ 1 m d'épaisseur et assez fortement étiré selon une direction sensiblement E-W. Cette déformation E-W est très présente à l'interface métasédiments - CSO et semble avoir effacé les indices structuraux de la cinématique initiale du chevauchement. Sous le chevauchement, la partie supérieure du CSO aux Sables-d'Olonne comprend un important niveau de gneiss ocellé et différents gneiss lités localement migmatisés. Comme partout, le CSO est injecté de filons de pegmatite et d'aplite (**Photo 32**). Cette lithologie est comparable à celle de la pointe de La Courmarin au nord de massif de La Chaume. C'est sur cette constatation que nous pouvons reconstituer la forme initiale du CSO avant son découpage par les grands décrochements NNW-SSE.



Photo 32

Les deux générations de pegmatite déjà signalées dans le compartiment de La Chaume sont aussi très reconnaissables. Les pegmatites structurées dites « P1 » sont insérées dans la foliation ou un peu obliquement et toujours fortement étirées (**Photo 33**). Leur texture est toujours hétérogène dans la disposition du quartz et des feldspaths. On a vu que ce type de pegmatite portant une linéation d'étirement E-W se rapporte à la phase d'extension qui a précédé la mise en place du pluton de granite. Les pegmatites non déformées, de texture plutôt homogène et dites « P2 » sont franchement sécantes (**Photo 34**). Elles sont directement liées à la mise en place du granite.



Photo 33



Photo 34

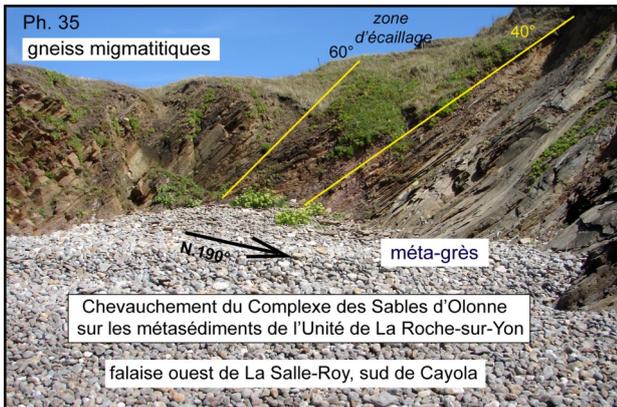
Une pegmatite structurée (P1) de ce site a été datée par U-Th-Pb sur monazite à  $328 \pm 4$  Ma (Turrillot, 2010), ce qui nous donne l'âge du développement du régime extensif E-W et de l'initiation de l'anatexie. Cet âge du Carbonifère moyen est cohérent avec les âges obtenus pour des roches granitiques issues de la fusion crustale dans le domaine sud-armoricain. Deux échantillons migmatisés du gneiss de Péruse situé au sud de Tanchet ont été datés de la même manière sur des monazites issues de la migmatisation. Ils donnent  $323 \pm 6$  et  $320 \pm 5$  Ma, ce qui date la formation du dôme anatectique d'où va provenir le granite.

### C- Site de La Salle-Roy

Au sud de la baie de Cayola, la falaise est occupée entièrement par des migmatites litées pour lesquelles nous utilisons le terme descriptif de **stromatite**. Les lits sont constitués par l'apparition de néosome (quartz, feldspath et mica d'origine magmatique) qui s'infiltré dans le paléosome (micaschiste ou gneiss initial) suivant les plans de foliation. Cette stromatite constitue la partie sud du CSO. On la retrouve dans l'anse des Sardis au nord de Bourgenay, site que nous avons étudié lors de la sortie de l'AVG du 2 octobre 2016. Entre Cayola et Les Sardis s'étend l'estran de La Salle-Roy où affleurent les **métagrésopélites** de la Formation du Payré située stratigraphiquement sous la Formation des Sables-d'Olonne et également métamorphosés à moyenne pression et basse température.

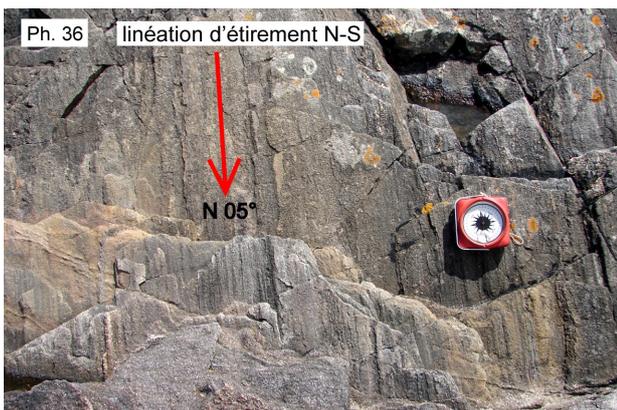
**La question était : comment se termine le CSO du compartiment sud et quelle est sa relation avec ce que nous appellerons pour simplifier les « grès du Payré » ?**

Près de la pointe sud-est de la baie de Cayola, la falaise d'une petite anse est traversée par une faille orientée NW-SE et pentée de 40° vers le nord-est (**Photo 35**).



**Photo 35**

Cette faille met en contact la stromatite à foliation N 110° pentée de 60° au NNE et les grès stratifiés N 100° et pentés de 40° au NNE. Elle présente une zone d'écaillage avec intercalation de gneiss et de grès indiquant un mouvement inverse. On peut dire que la stromatite est venue chevaucher le grès en faille inverse, l'ensemble étant déjà penté vers le nord. La faille inverse s'inscrit dans la continuité d'une compression du nord vers le sud. Cette compression est démontrée par une linéation d'étirement orientée N 05° selon la pente et du haut vers le bas des strates de grès (*plongement*) (**Photo 36**).

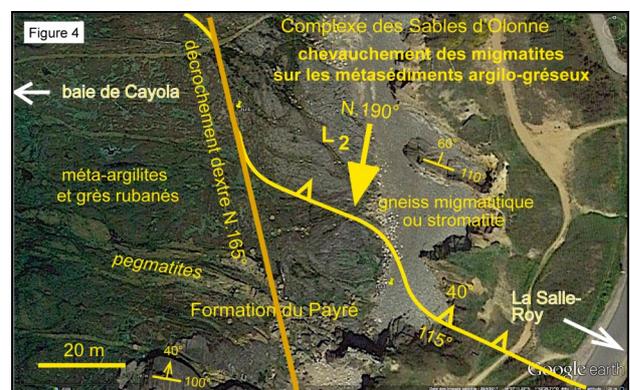


**Photo 36**

Cette linéation est semblable à la L<sub>2</sub> observée dans la méta-granodiorite du compartiment nord du CSO. Le tracé de la faille se poursuit sur l'estran en direction N 115°. Il s'interrompt au passage d'un décrochement dextre de 40 m orienté N 165° (**Photo 37 et figure 4**).

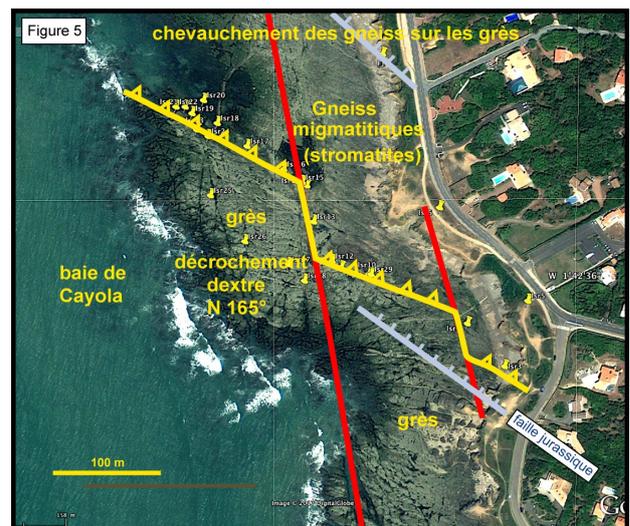


**Photo 37**



**Figure 4**

Le tracé repart au nord-ouest pour être une nouvelle fois décalé par un décrochement parallèle, puis, après 70 m, part de nouveau jusqu'à la limite de l'estran (**Figure 5**).



**Figure 5**

Dans les grès, il faut noter la présence d'une faille normale SE-NW pentée au NE que nous attribuons au système de demi-grabens du début du Jurassique. Cette tectonique extensive affecte le littoral vendéen de La Tranche-sur-mer à La Gachère, au nord de Sauveterre (AVG, Bulletin annuel 2016, p. 118).

Nous avons vu ces failles dans la baie de Cayola lors de l'école de terrain du 2 octobre 2016.

Vers l'est, la faille inverse se perd sous les sables de la dune littorale non dessinée sur la figure (Figure 6).

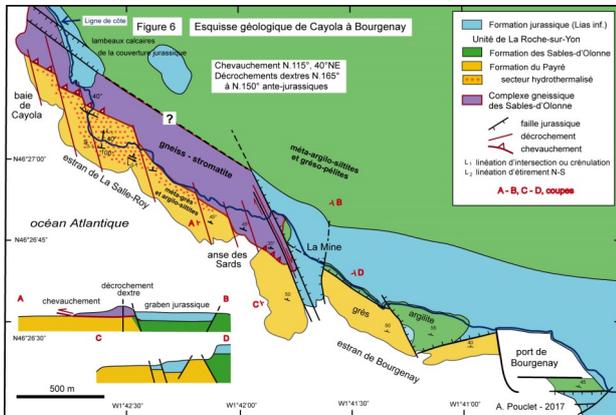


Figure 6

L'estran de La Salle-Roy jusqu'à Bourgenay est donc occupé par la formation du Payré orientée N 100° à N 120° et pentée de 30° à 40° vers le NNE (Photo 38). Les strates sédimentaires sont entièrement microplissées en plis isoclinaux synschisteux centimétriques dans les bancs argilo-silteux et décimétriques dans les bancs grés-pélitiques. Les plans axiaux des plis créent une schistosité S<sub>1</sub> sensiblement parallèle à la stratification S<sub>0</sub> (déformation présente dans toute l'Unité de La Roche-sur-Yon).



Figure 38

Les plans S<sub>0-1</sub> portent une linéation de crénulation L<sub>1</sub> sub-horizontale correspondant à l'intersection des plans axiaux des microplis (Photo 39).

Lorsqu'elle est présente, essentiellement sur les bancs de grès, la linéation d'étirement L<sub>2</sub> se superpose à la L<sub>1</sub>, qui lui est sub-orthogonale, et l'efface presque entièrement.

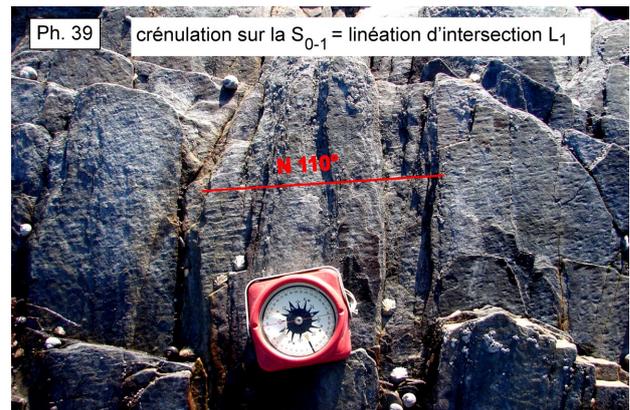


Photo 39

Le haut de la côte rocheuse de La Salle-Roy est le théâtre d'un phénomène rarement vu avec une telle ampleur : l'invasissement des strates sédimentaires par une accumulation de blastes de feldspaths alcalins. Du fait de cette blastèse massive, la roche prend un aspect de gneiss, voire de migmatite tout en conservant intacts la structure microplissée, la stratification et le litage du métasédiment. Il n'y a pas de développement de mica ni d'aucun minéral de haut grade métamorphique et pas d'acquisition d'une quelconque foliation. Cet horizon feldspathisé blanchâtre et massif occupe le haut de l'estran (Photo 40). Il repose en conformité sur les strates sédimentaires intactes par l'intermédiaire de lits d'argilite micacées qui ont servi de plans de glissement bancs sur bancs (Photo 41).

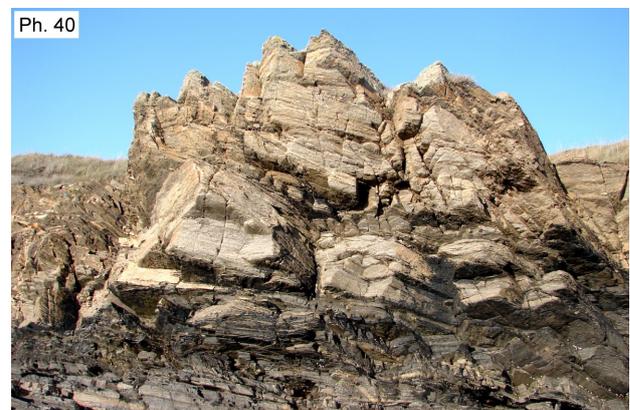


Photo 40

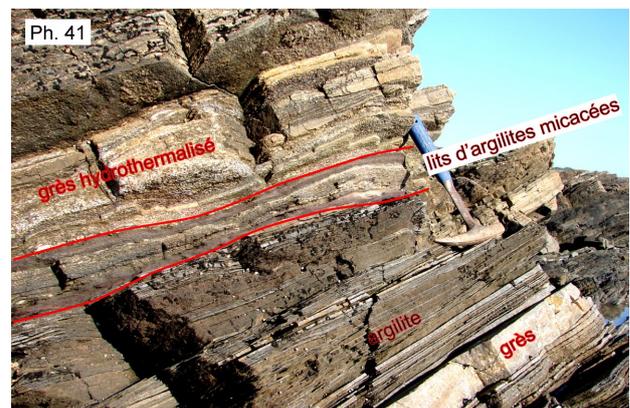


Photo 41

La transformation en faux gneiss commence par l'apparition de quelques blastes feldspathiques, d'abord dans les niveaux gréseux, peut-être à partir de feldspaths détritiques de niveaux arkosiques (Photo 42). Certains blastes deviennent pluricentimétriques (Photo 43). Le record est de 10 cm. La prédilection des blastes pour les grès est apparente au niveau des plis décimétriques lorsque l'on compare un niveau plissé dans un sédiment intact à un niveau plissé dans un sédiment feldspathisé (Photos 44 et 45). Les feldspaths envahissent la roche sans tenir compte de la structure. Il s'agit à l'évidence d'un processus d'imprégnation hydrothermale ou pneumatolytique par transfert de fluides hydratés riches en silicate d'alumine et alcalins. Lorsque l'on voit la quantité impressionnante de pegmatite qui traverse les strates sédimentaires, il n'y a pas à chercher loin l'origine des fluides pneumatolytiques (Photo 46). Le pluton granitique n'est pas loin au-dessous. Il reste à déterminer le processus qui gère le piégeage des fluides dans un horizon particulier de la pile sédimentaire. Enfin, il pourrait y avoir une relation entre ce phénomène d'hydrothermalisme massif et la formation des stromatolites qui viennent chevaucher les grès hydrothermalisés ou non, lesquelles stromatolites étaient donc initialement au-dessous. Le tracé du contact stromatolite-grès est proposé sur la figure 6 de façon à finaliser la cartographie du CSO et de la partie inférieure des formations sédimentaires du bassin de La Roche-sur-Yon.

Pour finir, une image du groupe (partiel) de l'AVG au-dessus de l'anse du chevauchement du CSO sur les grès du Payré (Photo 47).

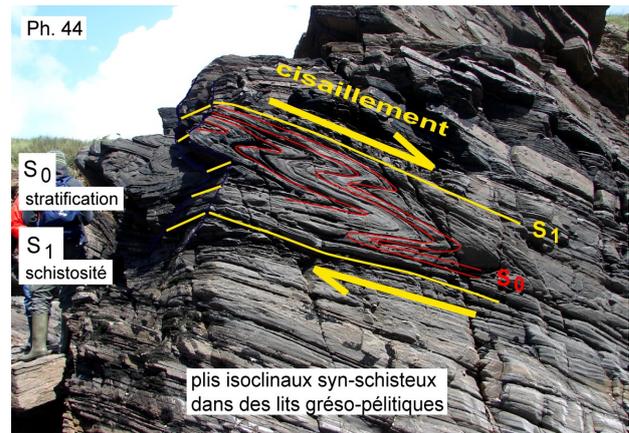


Photo 44



Photo 45



Photo 42



Photo 46

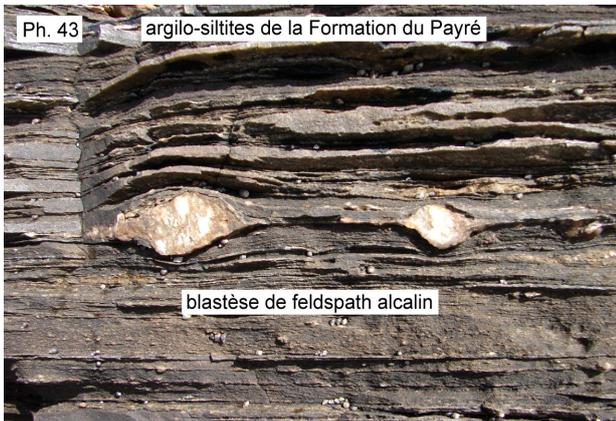


Photo 43



Photo 47

## INTERPRETATION

Pour aborder l'interprétation des observations, il est nécessaire de rappeler quelques notions du comportement physique des roches dans des conditions de fusion magmatique et de dissolution par la vapeur d'eau aussi bien lors du magmatisme que du métamorphisme.

### Définition des termes « fusion » et « dissolution »

Mettons un grain de sel dans de l'eau. Il disparaît. On dit communément qu'il a fondu. En réalité il s'est dissous. Si l'on veut fondre ce grain de sel, il faut le mettre dans un four et le porter à 800°C. Il en est de même pour le quartz. Il se dissout dans l'eau à température ambiante. Avec de l'eau chaude, la dissolution sera plus rapide et plus importante. Mais si on veut fondre ce quartz, il faudra le porter à 1 610°C. Heureusement on peut le fondre à plus basse température pour fabriquer du verre, mais on doit le mélanger avec d'autres produits comme des sels, de la fluorine (fluorure de calcium), du plomb... Ces additifs permettent d'abaisser la température de fusion et, de ce fait, donnent un « **eutectique** » ce qui veut dire « qui fond bien ». C'est la même chose dans la nature et particulièrement en géologie. On obtient des roches cristallines soit à partir de la cristallisation d'un liquide provenant de la fusion de roches de l'écorce ou du manteau et qu'on appelle magma, soit à partir d'un fluide essentiellement constitué de vapeur d'eau et/ou de gaz carbonique. A haute pression et haute température, la vapeur d'eau est capable de dissoudre tout et n'importe quoi et en grande quantité. De tels fluides sont qualifiés de « **pneumatolytiques** » (ce qui veut dire « dissous par la vapeur ») à haute T° et d'« **hydrothermaux** » à basse T°.

Au cours de cette journée de terrain, nous avons examiné des roches cristallines d'origine magmatique dont certaines sont issues d'une cristallisation à l'eutectique, c'est-à-dire à la plus basse température qui puisse exister pour une roche magmatique, ce sont les aplites. Nous avons vu aussi des roches pneumatolytiques issues de la cristallisation de fluides hydratés de haute température, ce sont les pegmatites. Nous avons rencontré enfin des roches que l'on peut mettre dans la catégorie des roches métamorphiques, mais issues d'un métamorphisme mobilisant des fluides pneumatolytiques, ce sont les stromatolites classées comme des migmatites paradérivées. Enfin, nous avons rencontré des roches ayant subi un hydrothermalisme massif que l'on peut considérer comme un stade initial de métamorphisme thermique de contact. Toutes ces roches illustrent la grande diversité des processus de genèse de l'écorce terrestre.

### Pourquoi trouve-t-on toujours associées aplites et pegmatites au toit et sur le pourtour des intrusions granitiques ?

L'**aplite** est une roche de teinte claire à grain très fin. Elle renferme environ 30% de quartz, 60% de feldspath sodique et de feldspath potassique en proportions variables, et 10% de muscovite et biotite, et de minéraux accessoires comme la magnétite et le grenat. Cette composition est proche de l'eutectique granitique le plus bas en température comme le montre la syncristallisation du quartz et des feldspaths.

Il s'agit donc d'un liquide résiduel de fin de cristallisation du granite qui est expulsé vers la bordure du pluton en train de se solidifier, et injecté dans les fractures générées par la poussée diapirique du pluton. Sa température est d'environ 700°C. Sa cristallisation rapide en surface explique la finesse des cristaux.

La **pegmatite**, au contraire, est formée de gros cristaux de quartz, feldspath potassique, muscovite et biotite, avec souvent d'autres minéraux comme la tourmaline, le beryl et la topaze. Pourtant, aphte et pegmatite ont cristallisé ensemble, dans les mêmes conditions et à la même température. C'est que la **pegmatite n'est pas une roche magmatique**. Elle n'a pas cristallisé à partir d'un liquide silicaté, mais à partir d'un fluide hydraté de haute température. **C'est une roche pneumatolytique**. Dans ce fluide, la viscosité est très faible et les éléments chimiques sont très mobiles et s'associent rapidement pour donner de grands cristaux, parfois même de dimension métrique. Ce fluide capte certains éléments chimiques dits pneumatophiles, comme le bore et le beryllium dont les dimensions ne permettent pas leur intégration dans les structures cristallines des minéraux silicatés communs. De ce fait, ces éléments se concentrent dans les magmas résiduels pour finir dans les fluides hydratés. Ils entrent alors dans des minéraux particuliers comme la tourmaline pour le bore et le beryl pour le beryllium. Il y a aussi d'autres éléments pneumatophiles et d'autres minéraux particuliers des pegmatites, souvent assez rares et recherchés par les collectionneurs.

La coexistence de l'aphte et de la pegmatite s'explique par la séparation du fluide hydraté depuis le liquide silicaté résiduel qui provient du magma granitique lors de la fin de cristallisation du corps granitique. Les magmas granitiques du type de celui du Complexe des Sables-d'Olonne prennent naissance à une dizaine de kilomètres de profondeur au sein de l'écorce continentale, au cours d'un processus d'anatexie qui combine un apport de chaleur et une décompression. Le liquide granitique bien que très visqueux remonte dans l'écorce car il est de plus faible densité que les roches environnantes. Perdant de la chaleur et se décomprimant, le liquide commence à cristalliser. C'est un phénomène très lent qui prend des centaines de milliers d'années. Or, caractéristique très particulière, lorsqu'il se solidifie, le granite augmente de volume, comme la glace à partir de l'eau. De ce fait la densité diminue, ce qui accroît le contraste de densité avec l'encaissant. Le granite, en cours de cristallisation et relativement plastique remonte en masse sous la forme d'un diapir, à la manière des diapirs de sel qui remontent dans les formations sédimentaires, du fait de leur plus faible densité.

Une autre caractéristique essentielle du magma granitique est qu'il est riche en eau, entre 3 et 5% en proportion pondérale. Cette eau potentielle est sous forme d'ions OH<sup>-</sup> et H<sup>+</sup> à l'état dissous dans le liquide silicaté. Ces ions participent à la cristallisation des micas qui sont parmi les premiers minéraux à se former en utilisant silicium, aluminium, potassium, fer et magnésium. Si, Al et K sont abondants ; mais Fe et Mg sont en quantité limitée dans un magma dit « acide ». Avec l'épuisement de Fe et Mg, la formation des micas se termine. Commence alors celle des feldspaths. Or ces minéraux ne consomment pas d'ions OH<sup>-</sup> qui sont encore abondants.

Avec la cristallisation des minéraux, la quantité de liquide diminue. En conséquence, la concentration des ions inutilisés augmente. Cet accroissement concerne particulièrement les ions  $\text{OH}^-$  et  $\text{H}^+$  qui forment potentiellement de la vapeur d'eau dissoute dans le liquide silicaté, mais il concerne aussi les ions dits pneumatophiles et tous les gaz dissous et non utilisés comme le  $\text{CO}_2$ , le chlore, le soufre et le fluor.

Le réservoir magmatique du futur granite est soumis à la **pression lithostatique**. Cette pression correspond à la pression hydrostatique multipliée par la densité des roches environnantes. Elle n'est pas orientée et s'exerce dans les trois directions de l'espace. Elle décroît au fur et à mesure de la montée du diapir. En revanche, la pression de vapeur au sein du magma augmente avec la diminution de volume du liquide résiduel du fait de la non utilisation de cette vapeur dans les minéraux qui cristallisent. En arrivant vers 2 à 3 kilomètres de profondeur, la pression de vapeur dépasse la pression lithostatique. On assiste alors à une séparation des gaz et du liquide silicaté. En sub-surface, le liquide migre vers la bordure du granite solidifié pour donner de l'aplite, tandis que les fluides gazeux s'échappent par les fractures de l'encaissant pour donner des pegmatites puis du quartz.

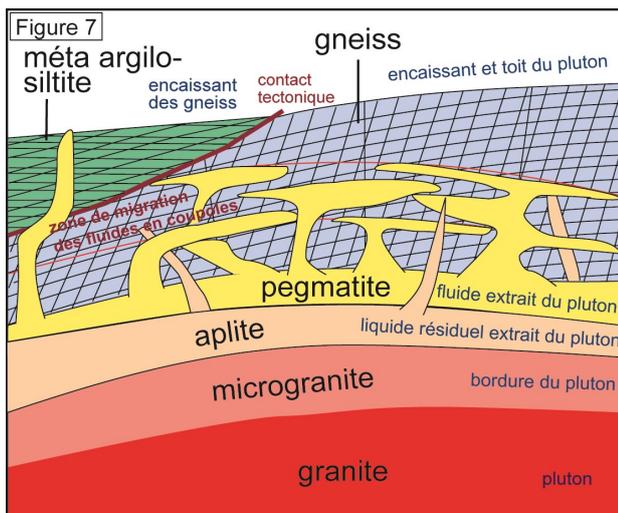


Figure 7

### Que se passe-t-il au toit du pluton ?

C'est ce que l'on a observé à Chaillé et à Saint-Nicolas de La Chaume et qu'illustre la **figure 7**.

Au cœur du pluton, avec la déperdition thermique, les températures de cristallisation des minéraux dont la composition correspond à la composition du magma sont progressivement atteintes. Le granite se forme avec sa texture grenue. En bordure, du fait du gradient thermique au contact de l'encaissant crustal froid, le temps de cristallisation est plus limité et la texture est microgrenue. À l'extrême bordure, la température atteint les valeurs de l'eutectique. Les derniers liquides silicatés cristallisent sous forme d'aplite qui s'injecte dans les fractures de l'encaissant. Il reste alors les fluides hydratés riches en silice, silico-aluminates alcalins et divers éléments pneumatophiles.

Ces fluides sous très forte pression de vapeur s'infiltrent dans toutes les discontinuités mécaniques de la couverture, fractures et interfaces entre les bancs rocheux. C'est l'origine des coupoles de pegmatite et des multiples filons, d'abord quartzo-feldspathiques et micacés, puis simplement quartzeux.

### CONCLUSION

En guise de conclusion, nous nous en tenons à une interprétation de l'histoire du Complexe des Sables-d'Olonne (CSO). Il convient d'abord de reconstituer l'aspect de ce complexe avant sa dislocation par les grands décrochements dextres de la fin du Carbonifère et du Permien inférieur. C'est l'objet de la **figure 8**. La première constatation est que les affleurements de granite et des multiples apophyses microgranitiques dépassent largement les limites du CSO en se dispersant dans l'encaissant sédimentaire. En profondeur, le massif granitique doit occuper une surface d'au moins une dizaine de kilomètres de diamètre. C'est ce qui est confirmé par le domaine d'action du thermométamorphisme. Tout se présente comme si, au cours de son ascension dans le bassin sédimentaire, le pluton granitique était venu rencontrer, presque accidentellement le CSO en large écaille tectonique dans le bassin. Cette simple constatation bouleverse complètement l'interprétation traditionnelle admise d'une série métamorphique prograde aux Sables-d'Olonne allant jusqu'à l'anatexie. Bien sûr le dôme anatectique existe, le granite en est la preuve, mais le CSO n'en est pas l'origine, seulement un accident de parcours. On dispose alors de deux hypothèses. Dans la première, le CSO est déjà en place dans le bassin. C'est uniquement le contexte tectonique ayant permis l'insertion du CSO dans le bassin qui aurait guidé la montée du pluton. C'est l'hypothèse passive. Dans un deuxième cas, la genèse du dôme anatectique a été initiée dans le contexte tectonique préexistant mais c'est la montée de ce dôme qui aurait provoqué l'intrusion dans le bassin du CSO. Naturellement, le CSO est fortement affecté thermiquement par l'anatexie sous-jacente. C'est l'hypothèse active. Il y a presque autant d'arguments structuraux pour l'une ou l'autre de ces deux hypothèses. Seules des datations précises de tous les constituants du CSO pourraient résoudre le problème.

Cette mise au point étant faite, on résume l'histoire du CSO comme suit :

- Formation d'un dôme anatectique dans l'écorce moyenne et supérieure constituée de granodiorite (La Chaume) et de granite (Cayola) du Cambrien inférieur surmontés par une pile sédimentaire, l'ensemble ayant été comprimé avec déversement du nord vers le sud et chevauchement des granitoïdes gneissifiés dans les strates inférieures du bassin.
- Montée du dôme dans un contexte extensif E-W et formation de diatexites dans la couverture crustale avec plis ptygmatisés et filons pegmatitiques étirés datés vers 328 Ma.
- Décompression permettant le développement de la fusion crustale avec migmatisation au toit du dôme anatectique datée entre 323 et 320 Ma.
- Formation du pluton granitique par drainage du magma anatectique puis ascension diapirique du pluton et début de cristallisation.

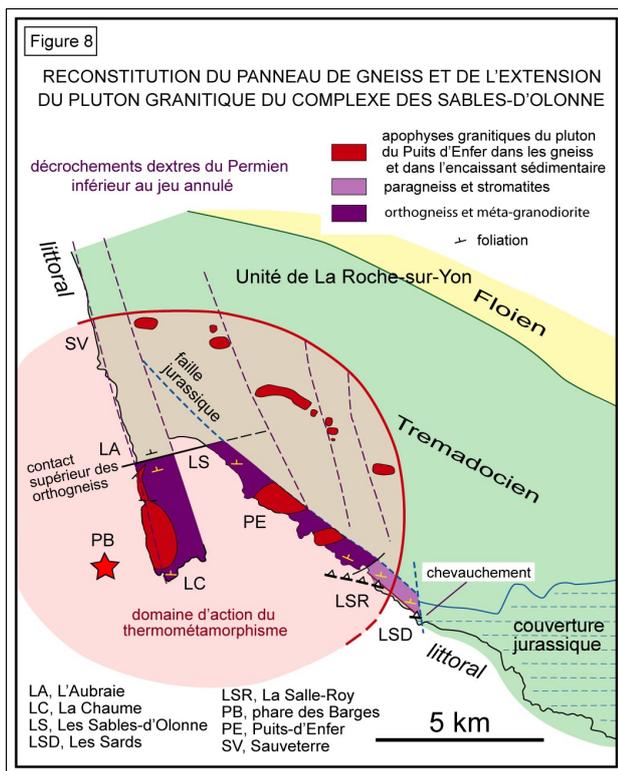


Figure 8

- Développement proximal d'un thermométamorphisme pneumatolytique avec formation des métatexites de type stromatites ainsi que d'un thermométamorphisme hydrothermal dans la couverture sédimentaire.
- Gonflement du pluton avec glissement de la couverture thermométamorphisée vers le sud.
- Mise en place du pluton avec intrusions d'aprites et de pegmatites non déformées et développement du thermométamorphisme de contact distal dans le CSO et le bassin sédimentaire. A 12 km à l'est du pluton granitique des Sables-d'Olonne, le pluton d'Avrillé, de dimension identique et auréolé d'un thermométamorphisme classique, est daté par U-Th-Pb sur monazite de  $313 \pm 13$  Ma (Béchenec et al., 2010). Le pluton des Sables-d'Olonne peut avoir un âge voisin.

Article de André Pouclet  
Photographies de André Pouclet

## REFERENCES

Béchenec F., Chèvremont P., Bouton P., Karnay G., Stussi J.M., Thiéblemont D. (2010) . Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Luçon (585), notice explicative. Orléans : BRGM.

Bouton P., Branger P. (2007) : Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Coulonges-sur-l'Autise (587), notice explicative. Orléans : BRGM.

Poncet D., Bouton P. (2010) : Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Moncoutant (564), notice explicative. Orléans : BRGM.

Turrillot P. (2010) : « Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn ». Thèse, Université d'Orléans.

## Définition de quelques termes

**Agmatite** : migmatite riche en xénolithes, fragments anguleux de l'encaissant disloqué ou du paléosome

**Diatexite** : migmatite déstructurée par l'invasion du néosome en forte proportion sous forme de filons sécants et de plis ptygmatisés

**Métatexite** : migmatite avec un néosome d'aspect rubané et un paléosome en proportion importante et respectant l'ancienne foliation métamorphique

**Pli ptygmatisé** : produit de la fusion partielle mobilisé dans une migmatite à l'état plastique sous forme de pli d'écoulement dépourvu de plan axial

**Stromatite** : migmatite d'aspect lité et rubané avec alternance de lits de paléosome (ancien gneiss ou micaschiste) et de néosome granitique. C'est un terme purement descriptif pouvant convenir à certaines métatexites

(Pour plus de définitions se référer au Bulletin annuel de l'AVG de 2016, p. 121)

# Séance de TP - Chronologie relative et Stratigraphie

Samedi 14 octobre 2017



Exercice préliminaire : reconstituer l'histoire géologique de la région d'Aurignac à partir d'une carte puis d'une coupe

Découverte des 5 grands principes de la stratigraphie - Aspect historique des découvertes

*Principe de superposition, Principe de recoupement, Principe d'inclusion, Principe de continuité latérale, Principe d'identité paléontologique*

## ***I- Les méthodes géométriques de la chronologie relative***

### A. Le Principe de superposition

a) Illustration du Principe de superposition à toutes les échelles

- α. à l'échelle du paysage
- β. à l'échelle de l'affleurement

b) Généralisation du Principe de superposition aux coulées volcaniques (coulées superposées du Velay, Trapps du Deccan)

c) Limites au Principe de superposition

- α. Les terrasses fluviales étagées
- β. Les coulées volcaniques perchées
- γ. Les couches renversées (plis à flanc inverse)

→ Nécessité de trouver des critères de polarité des couches

- δ. Les chevauchements

Notion de lacune

### B. Le principe de recoupement

- a) Les failles
- b) Les intrusions

- les filons
- les massifs plutoniques intrusifs
- les plis
- les discordances et surfaces d'érosion

### C. Le Principe d'inclusion

- a) Conglomérats (Poudingues et brèches)
- b) Inclusions magmatiques
- c) Inclusions sédimentaires dans des roches magmatiques
- d) Inclusions à l'échelle des minéraux
- e) Les couronnes réactionnelles
- f) Minéraux anté- syn- et post-cinématiques

### D. Le Principe de continuité

- a) Caractérisation de la continuité latérale
- b) Corrélations à distance et passage latéral de faciès
- c) Corrélations à l'échelle mondiale : la stratigraphie événementielle

## ***II- Les méthodes paléontologiques de la chronologie relative***

A. Définition d'un fossile - Mécanisme de la fossilisation

B. Notion de fossile stratigraphique

C. La méthode des assemblages fossilifères en biostratigraphie

- a) Exemple du Toarcien
- b) Notion de biozone, chronozone et phylozone
- c) Corrélations à distance grâce aux fossiles stratigraphiques

- Principe d'identité paléontologique et corrélations à distance

- Exemples vendéens

D. Etablissement d'une échelle stratigraphique internationale

E. L'échelle stratigraphique aujourd'hui : les GSSP

# Séance de TP - Les granitoïdes

## Approche pétrographique et contextes tectoniques de formation

Samedi 18 novembre 2017

### I. Approche pétrographique

Observation macroscopique de 4 échantillons de roches magmatiques : Granite, Rhyolite, Gabbro et Basalte.

Détermination macroscopique de leur composition minéralogique : roches avec quartz, roches sans quartz....

Observation microscopique de lames minces des 4 roches magmatiques en lumière naturelle (LN), en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée et analysée (LPA).

Détermination de leur structure : structure holocristalline et structure hémicristalline.

**Conclusion** - Établissement d'un tableau de synthèse sur les caractéristiques des 4 roches magmatiques : structure et composition minéralogique et chimique.

Expérience analogique de cristallisation d'un magma avec la vanilline.

Relation entre vitesse de refroidissement du magma et structure des roches magmatiques.

**Conclusion** - Deux grandes catégories de roches magmatiques :

- roches magmatiques plutoniques ou de profondeur
- roches magmatiques volcaniques ou de surface.

→ Problème posé : origine du magma ?

### II. Contextes tectoniques de formation des granitoïdes

Le granite, une roche de profondeur (- démonstration - impossibilité de l'existence d'une couche de magma granitique en profondeur - structure du globe)

Le granite, roche magmatique

Expériences de fusion expérimentale d'haplogranites ou de roches de la croûte continentale

→ Impossibilité de fusion dans les conditions de P et de T° régnant dans une croûte continentale stable

*Pourtant, des preuves d'une fusion partielle ou anatexie existent : les migmatites du Complexe des Sables-d'Olonne*

**\* Où et comment de telles conditions exceptionnelles sont-elles réalisées dans la nature ?**

Les 4 mécanismes de fusion théoriquement possibles

Cycle de Wilson

**\* A quels moments de la formation d'une chaîne de montagnes un ou plusieurs de ces mécanismes sont-ils mis en jeu ?**

**La formation des granitoïdes en contexte de subduction : le stade pré-collision**

Mécanisme mis en jeu : échauffement de la croûte par le manteau

Géochimie des granitoïdes de zones de subduction

Preuves de l'origine mixte des granites de type « I »

**La formation des granitoïdes en contexte de collision**

Premier mécanisme mis en jeu : enfouissement tectonique ou sous-charriage d'un « feuillet » de croûte continentale ( $\nearrow P$  et  $\nearrow T^\circ$ )

Deuxième mécanisme mis en jeu : « effet Fer à repasser » - Superposition et hydratation de la base du feuillet supérieur par transfert d'eau depuis le feuillet sous-charrié

**La formation des granitoïdes en contexte de distension post-collision (extension post-orogénique)**

Mécanisme mis en jeu : fusion par décompression adiabatique de la racine crustale suite au désépaississement de la croûte continentale

**Les granitoïdes de dorsales océaniques**

Exemple vendéen : les méta-plagiogranites de La Chabotterie

### III. Les granitoïdes de Vendée

- Age des granitoïdes de Vendée

- Chimisme des granitoïdes de Vendée

- Leur mise en place dans le cadre de l'histoire géologique de la Vendée

#### Annexes

- Classification de Streckeisen

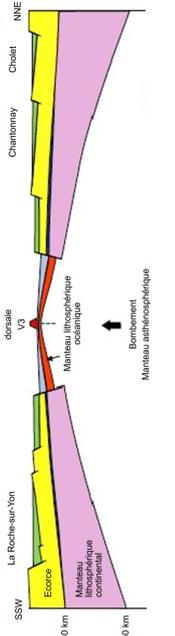
- Classification alphabétique de Chappell, White, Loiselle, Wons et Pitcher

- Classification de Shand

- Classification de Barbarin

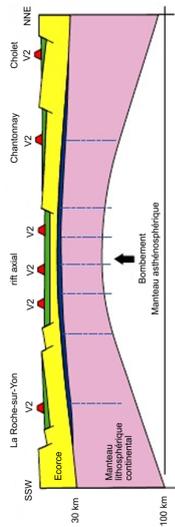
- Classification de Barbarin et Pitcher





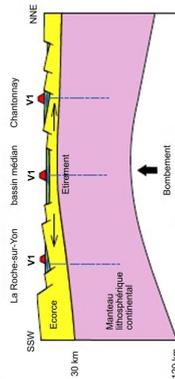
**Silurien (vers -430 Ma)**

Volcanisme V3 à l'origine de la création (ou accretion) du plancher océanique de nature gabbroïque - Détachement de la microplaque Armorica de Gondwana



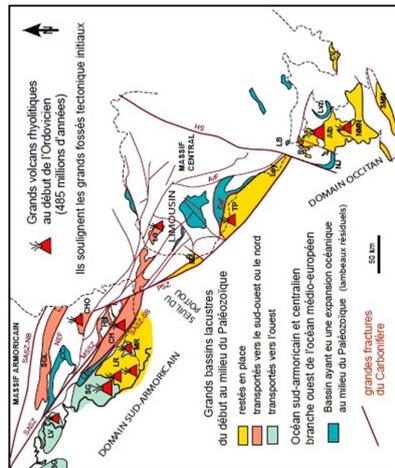
**Ordovicien inférieur (vers -485 Ma)**

Rifting - Sous-placage magmatique (en bleu) - Fusion crustale à l'origine du volcanisme acide V2 L'étrétement de la lithosphère entraîne sa décompression. Le bombement apporte de la chaleur. Ces deux phénomènes se combinent pour fondre le manteau et donner du magma basaltique. Ce magma s'accumule à la limite du manteau et de l'écorce à laquelle il transmet sa chaleur. L'écorce va fondre à son tour en générant des magmas rhyolitiques à l'origine des volcans de Brétignolles, Vairé et La Châtaigneraye.



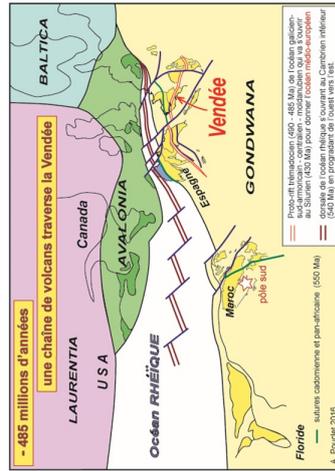
**Cambrien (vers -500 Ma)**

Etrétement de la lithosphère et formation de bassins - Volcanisme V1 basaltique conséquence du bombement du manteau asthénosphérique

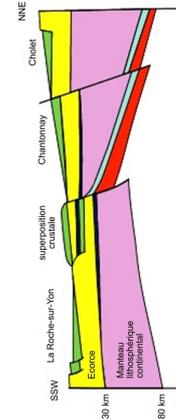


**Paléo-géographie à l'Ordovicien**

La microplaque Avalonia qui s'était détachée auparavant de Gondwana s'est soudée à la Laurentia-Baltica par fermeture de l'Océan Iapetus. L'Océan Rhéique qui sépare la microplaque Avalonia de la microplaque Armorica est en pleine expansion. Le proto-rift à l'origine de l'Océan Galicien - Sud-armoricain et qui va couper la Vendée en deux est en train de se former et de s'élargir mais il est encore établi sur de la croûte continentale.

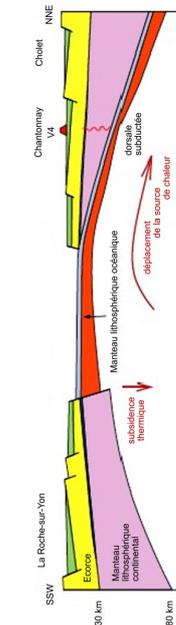


**Extension du volcanisme acide ordovicien dans l'Ouest de la France**



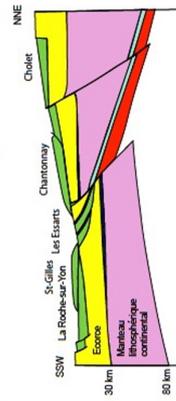
**Dévonien supérieur (vers -370 Ma)**

Collision



**Dévonien moyen (vers -390 Ma)**

Subduction - Océan Galicien - Sud-armoricain en cours de fermeture - Subduction de sa dorsale à l'origine du volcanisme V4



**Viséen supérieur (vers -330 Ma)**

Exhumation

**Histoire géologique de la Vendée au Paléozoïque**  
Coupes et cartes de A. Pouclet (2016)

# INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

v 2017/02

www.stratigraphy.org International Commission on Stratigraphy

