

## Etude d'un site géologique majeur de Vendée

### Le méga-panneau tectonique du complexe des Sables-d'Olonne

Journée d'observations de terrain proposée par André Pouclet, géologue membre de l'AVG

Dimanche 10 septembre 2017

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 lithostructurales. Une unité lithostructurale est un ensemble de formations ayant subi les mêmes conditions de déformations. Nous verrons que le CSO compte au moins deux unités lithostructurales : 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 migmatisation, des diverses intrusions granitiques et d'un cortège d'aprites et de pegmatites. Des datations radiochronologiques récentes de la migmatisation 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 :

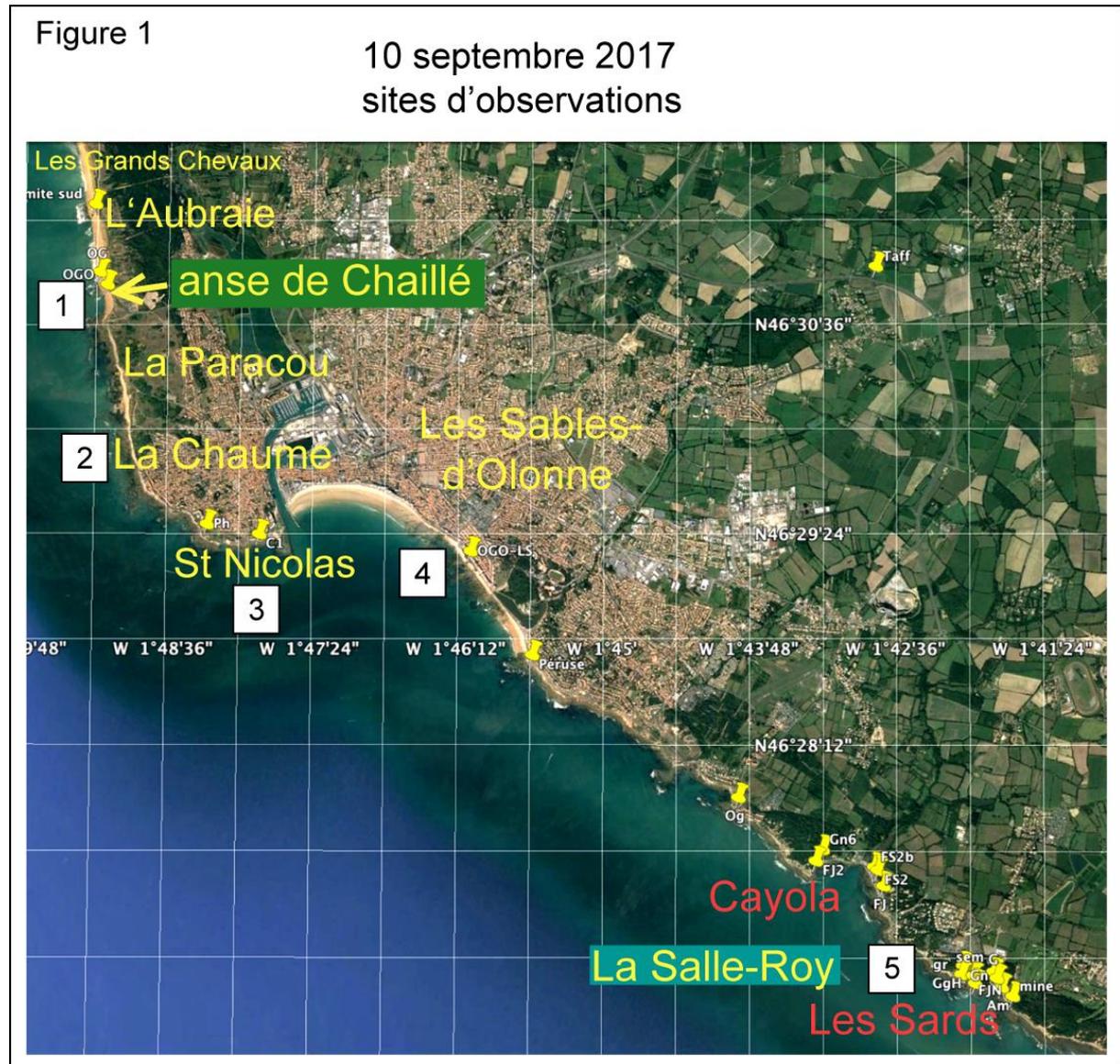
1a, Partie nord dite des Grands Chevaux : séquence sédimentaire grésopélimitique du contact supérieur à double métamorphisme barrovien et de contact thermique donnant des micaschistes, traversée par des pegmatites dites P1 de l'épisode de migmatisation caractérisées par une linéation d'extension E-W. 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 oeilé 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 : coupoles de pegmatites superposées démembrant de vastes panneaux de gneiss de compositions variées, avec, notamment, des intrusions de microdiorite surmicacée. Photo du groupe de l'AVG (Ph. 1).

**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 oeilé 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.

## Ph. 1

### Le groupe de l'AVG dans l'anse de St Nicolas de La Chaume



#### CONTEXTE GEOLOGIQUE (Figure 2)

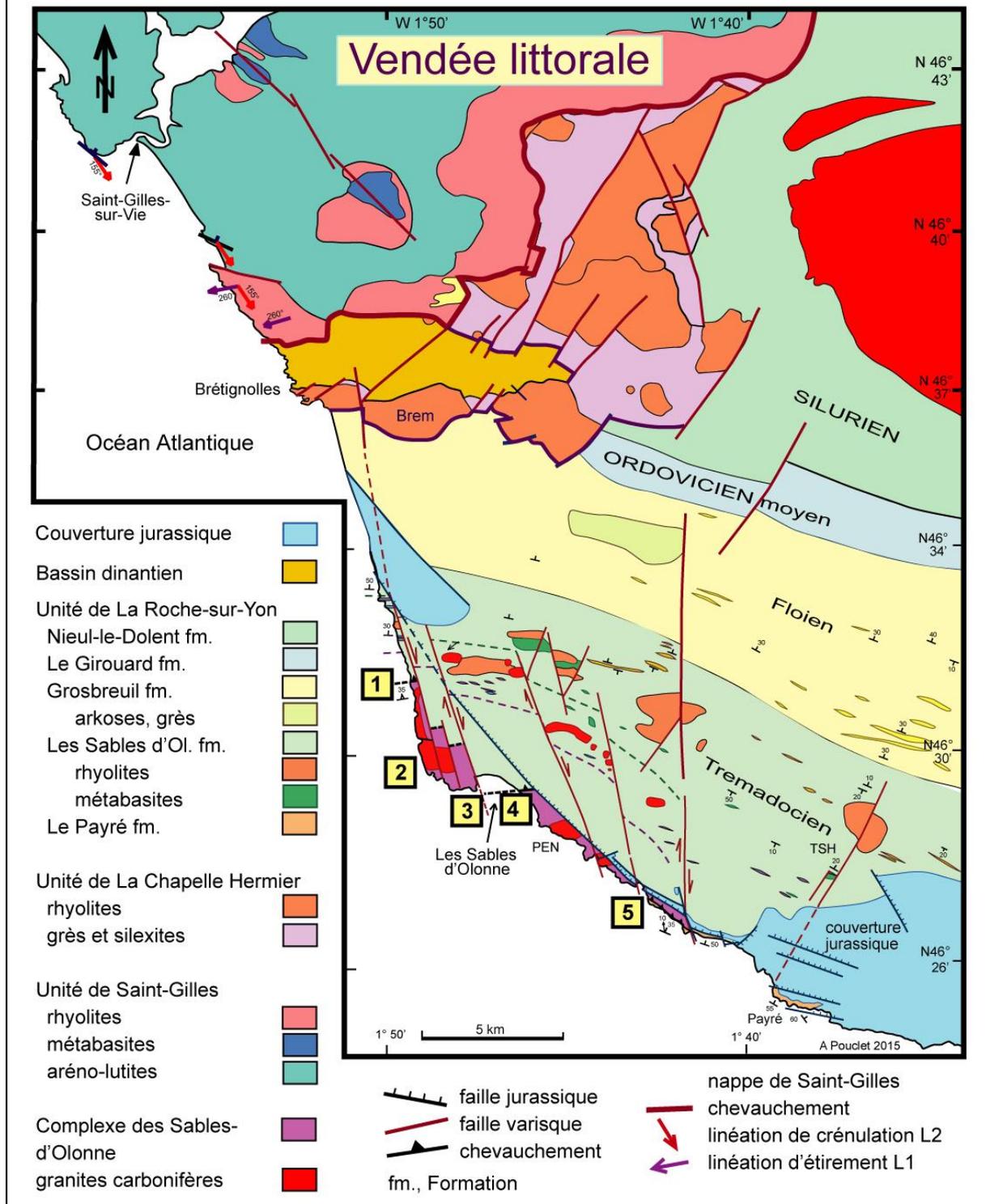
Le complexe des Sables d'Olonne (CSO) est inséré tectoniquement dans la partie inférieure du bassin de La Roche-sur-Yon qui contient des sédiments allant du Cambrien supérieur au Dévonien et constituant l'Unité structurale de La Roche-sur-Yon. Il affleure de façon remarquable depuis le nord de La Chaume 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

Figure 2

**Localisation géologique des sites du 10 septembre 2017**



(Trémadocien). Le compartiment sud compte neuf décrochements dont les plus méridionaux ont été observés dans l'anse de la mine des Sards 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

### 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 (Ph. 2).

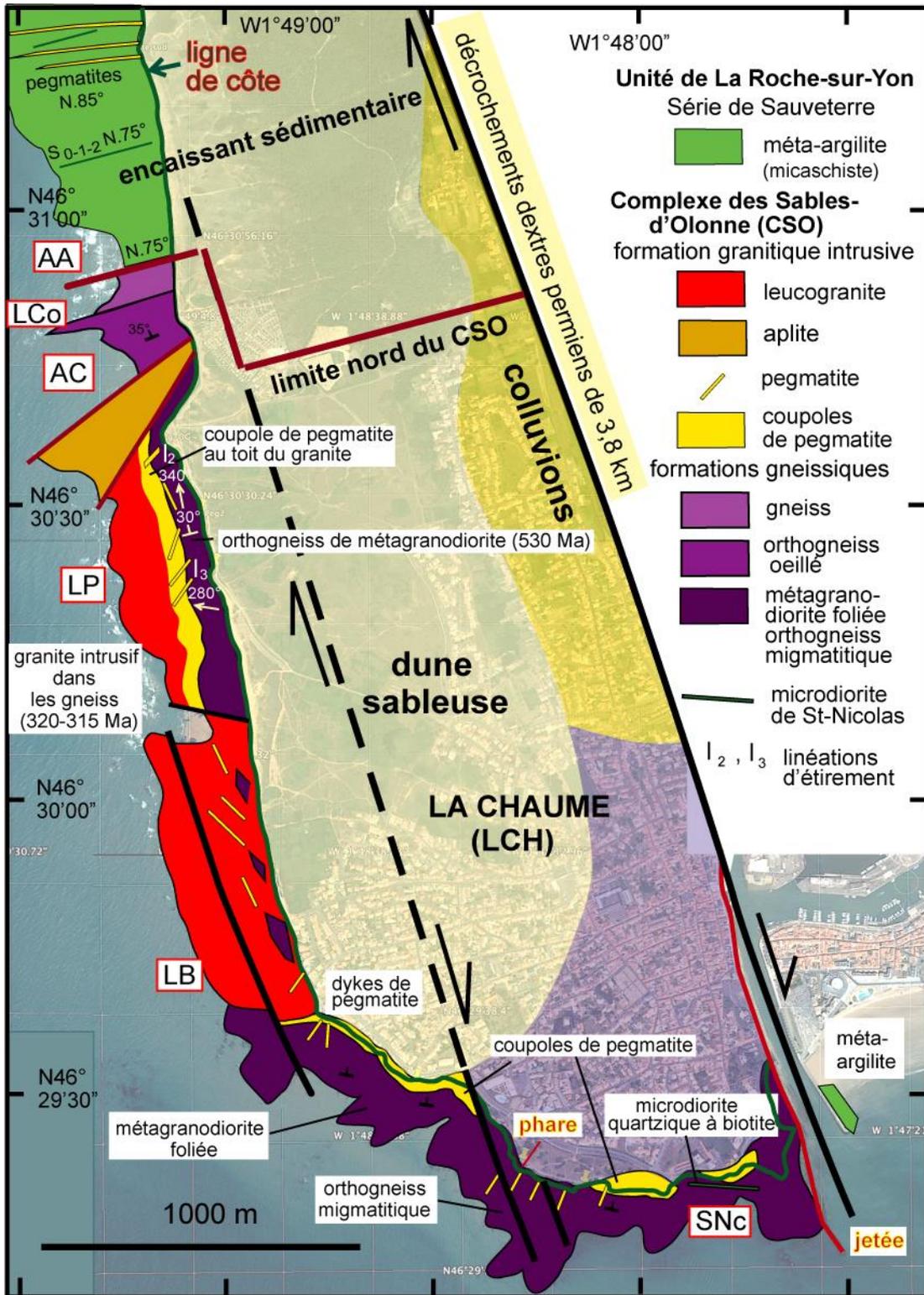


L'encaissant sédimentaire du CSO apparaît dans le bas estran de l'anse de l'Aubraie sous forme de rochers sombres à très faible relief (Ph. 3) dans le site des « Grands Chevaux ». Cette morphologie s'explique par la nature peu résistante des roches : **micaschistes à biotite** issus d'argilites et pélites 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

Figure 3

carte géologique du compartiment de La Chaume  
du Complexe des Sables-d'Olonne



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.

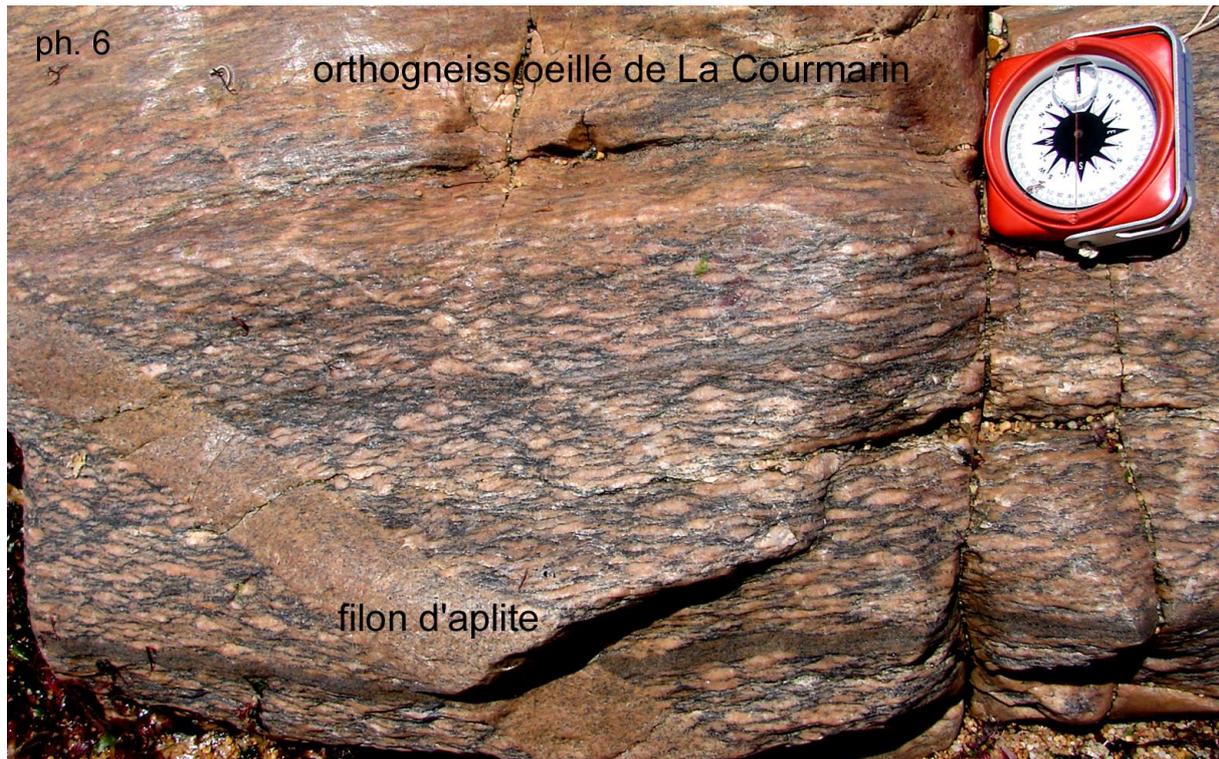


Les métasédiments des Grands Chevaux sont traversés par une dizaine de filons de pegmatite verticaux orientés N 85° en moyenne, avec une puissance de 50 cm à 2 m. Tous ces filons portent une linéation d'étirement est-ouest qui s'imprime au contact des micaschistes. Ils montrent un remplissage cristallin de quartz, feldspath potassique et muscovite orienté est-ouest, ce qui suggère que la pegmatite a cristallisé sous contrainte extensive (Ph. 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).

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 (Ph 5), donc en conformité structurale avec les micaschistes. Toutefois le contact n'est pas visible. Dans ces gneiss s'intercalent des bancs métriques de **gneiss oëillé** caractérisé par l'abondance de grands cristaux ovales de feldspath potassique rose de 3 à 4 cm de section (Ph. 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 (Ph. 2).



Le gneiss oëillé 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 Chagné 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 ocellés, à savoir la transformation dynamométamorphique d'un granite porphyroïde à porphyroblastes de microcline/orthose. Nous déterminons donc ce gneiss ocellé 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 (Ph. 7). Cette intrusion sub-v verticale est orientée N 45° (Ph. 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 » (Fig. 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 (Ph. 9 et 10), ces filons alimentent des coupoles de pegmatite d'épaisseur métrique et d'extension décamétrique comme le montrent les photos vues du granite (Ph. 11) ou du haut de l'estran (Ph. 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 ocellé semblable à celui de La Courmarin (Ph. 13).

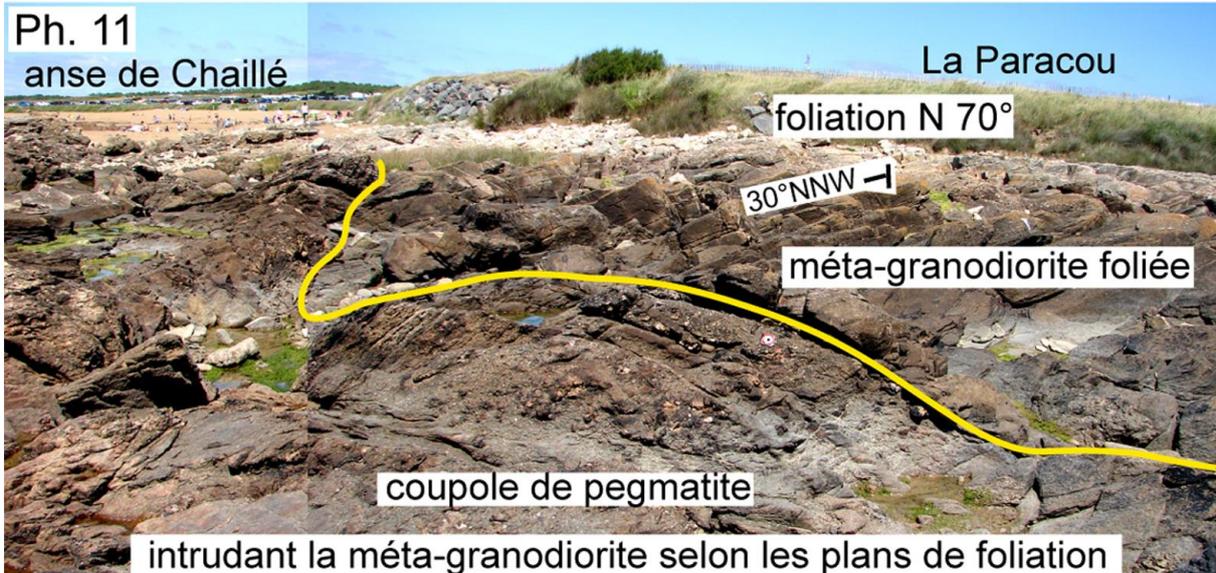


Plus au sud, la déformation se réduit à un débit planaire en bancs décimétriques avec une foliation fruste (Ph. 12).

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 (Ph. 14). Cette linéation est absente dans la plupart des filons d'aplite-pegmatite qui sont donc postérieurs à cette déformation (Ph. 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 (Ph. 15 - Une ligne est mesurée dans la direction de la pente ; c'est le **plongement**). 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 la première mais postérieure et non liée à la formation de la S<sub>1</sub> est dite L<sub>2</sub>. La linéation E-W est donc L<sub>3</sub>. La L<sub>2</sub> correspondant à un transport de masse rocheuse en chevauchement peut expliquer le fait que des roches très déformées et métamorphisées, dans des conditions de

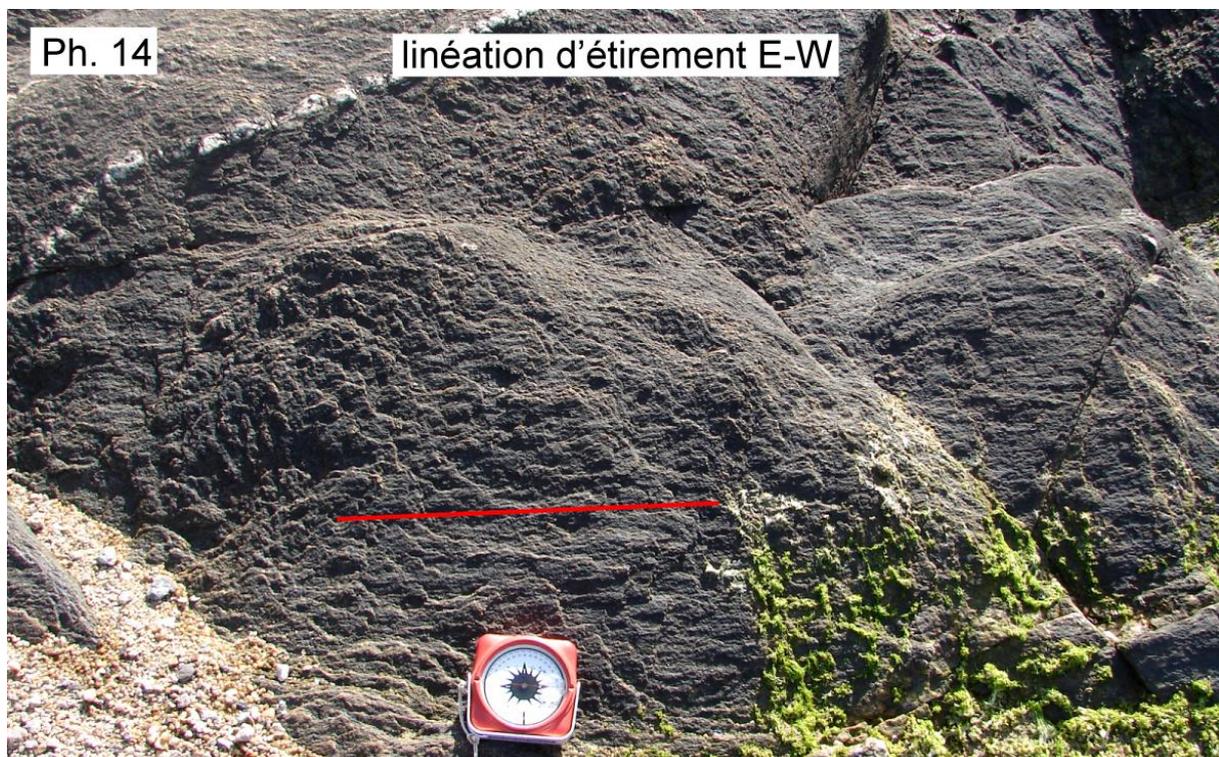
pression et de température élevées, les gneiss, se retrouvent par-dessus des roches moins déformées comme la granodiorite.

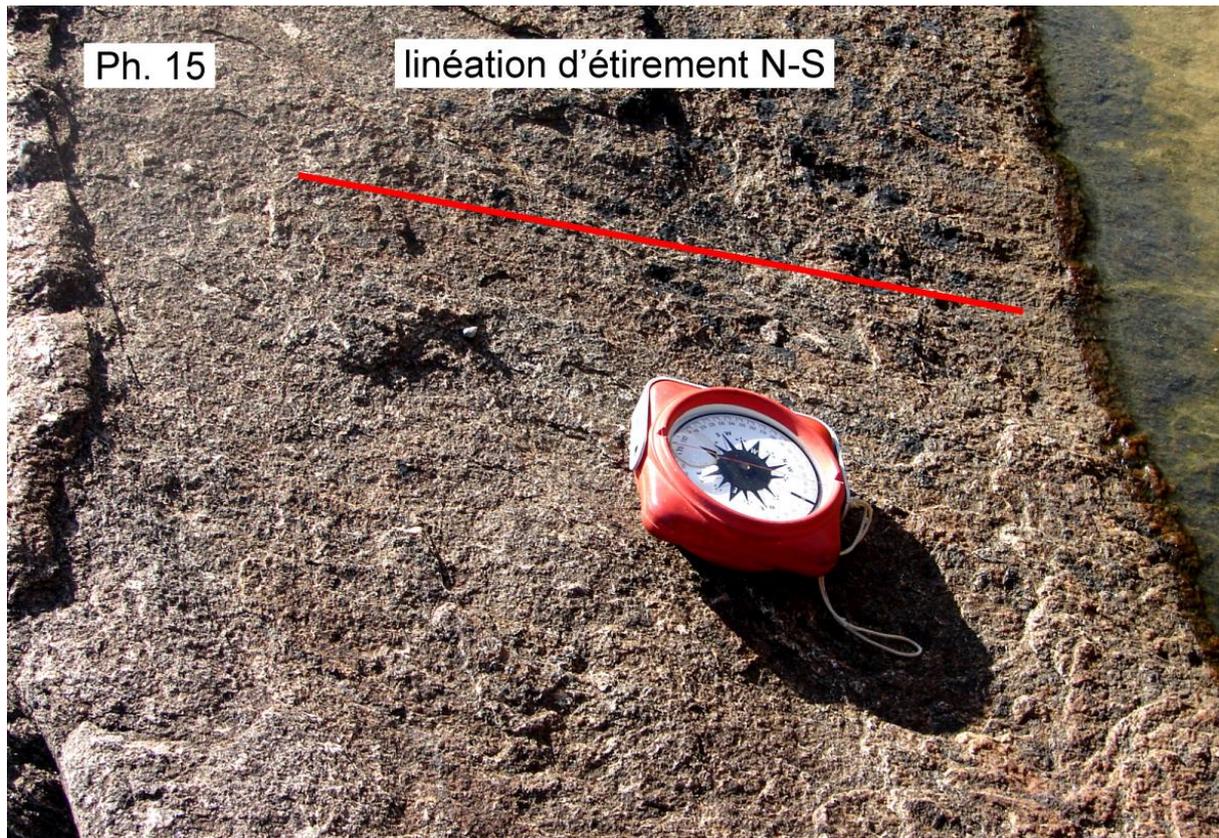




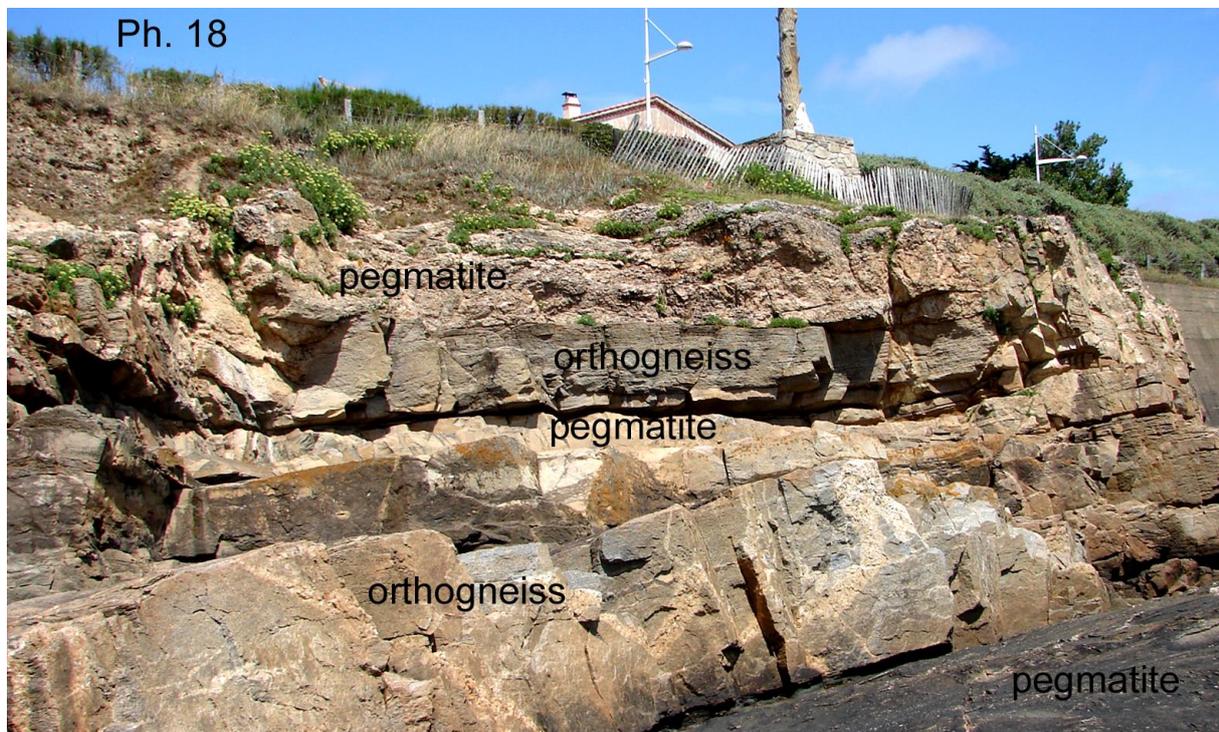
Tout au sud de La Paracou et à hauteur du quartier des Barges de la ville de La Chaume, le second site d'observation concerne le **massif granitique**. Ce massif prend de l'extension et occupe toute la côte rocheuse. Toutefois, le haut de l'estran montre des panneaux disloqués d'orthogneiss et méta-granodiorite envahis par des pegmatites. Mais surtout, le granite montre une fabrique planaire pentée vers l'est jusqu'à 20° (Ph. 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. 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 (Fig. 3).

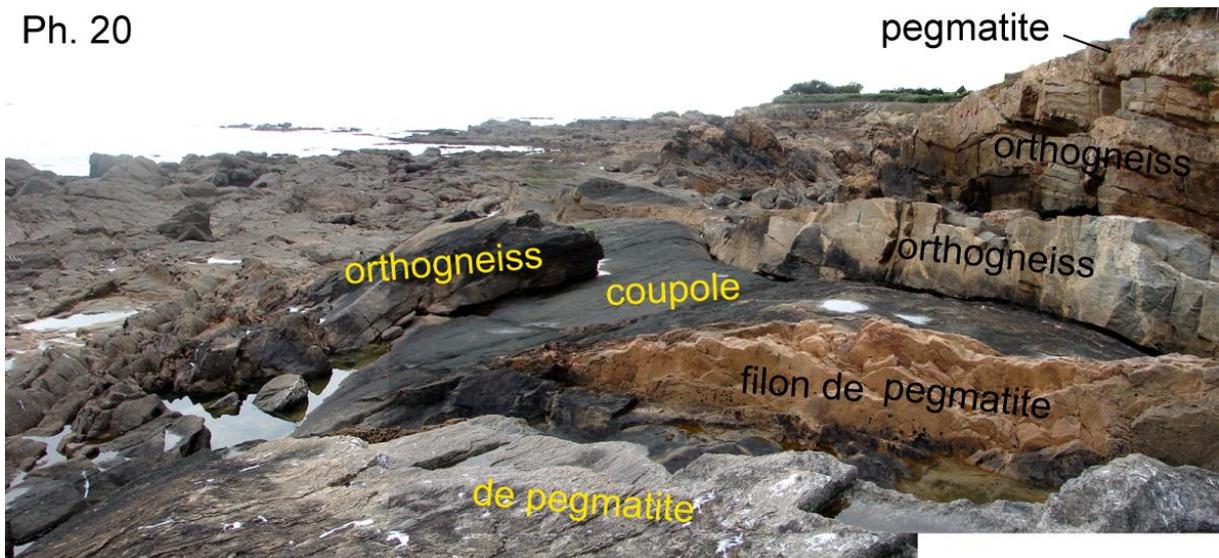
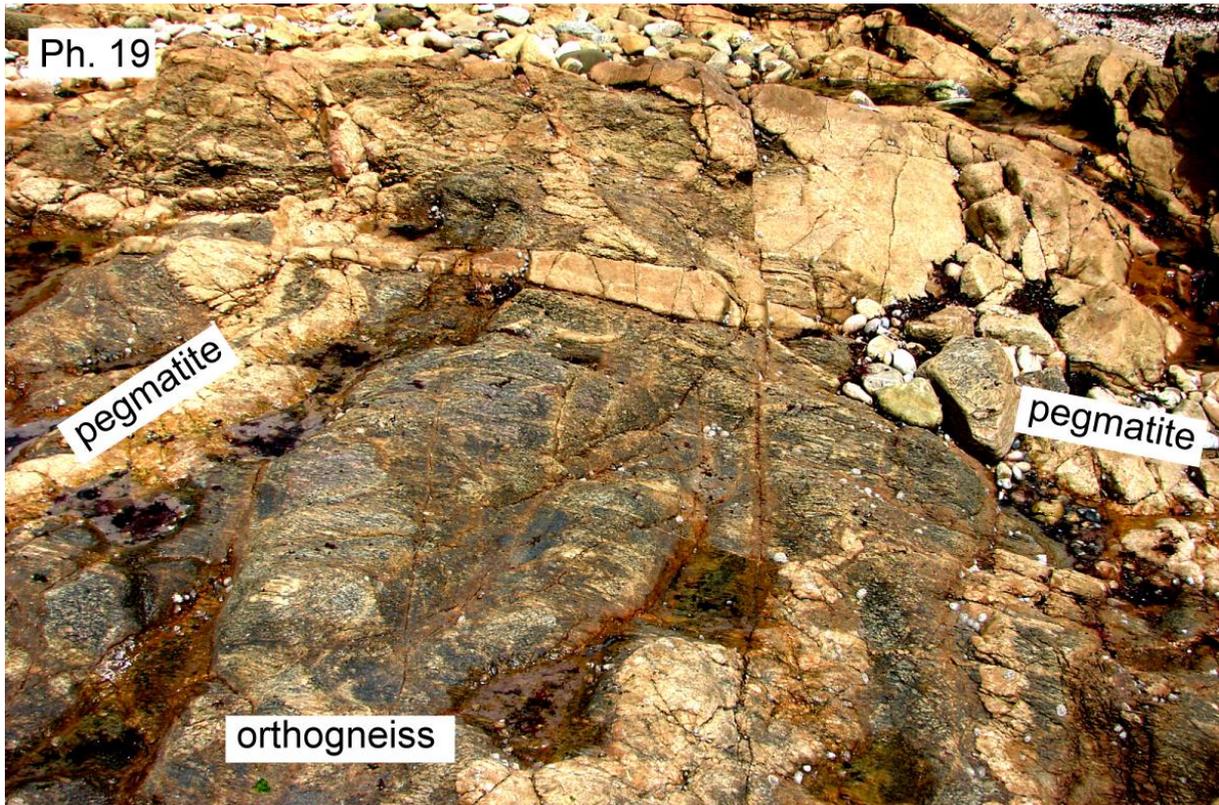




C'est cette partie sud que l'on examine dans l'anse du fort de Saint-Nicolas (Site 3). Dans ce site, on a la révélation de ce qui apparaît en surface à La Paracou. En effet, la falaise nous offre une coupe verticale spectaculaire de la structure des **coupoles pegmatitiques** intercalées entre les bancs de **méta-granodiorite gneissifiée** et alimentées par des filons sécants (Ph. 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 (Ph. 20). Elle est traversée par un filon de pegmatite qui a dû alimenter la coupole située en haut de la falaise.



La méta-granodiorite présente plusieurs faciès à divers degrés de gneissification. Elle est généralement grenue, parfois porphyroïdique et orientée (Ph. 21 et 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 (Ph. 23). Enfin, elle est localement migmatisée (Ph. 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 (Ph. 25).



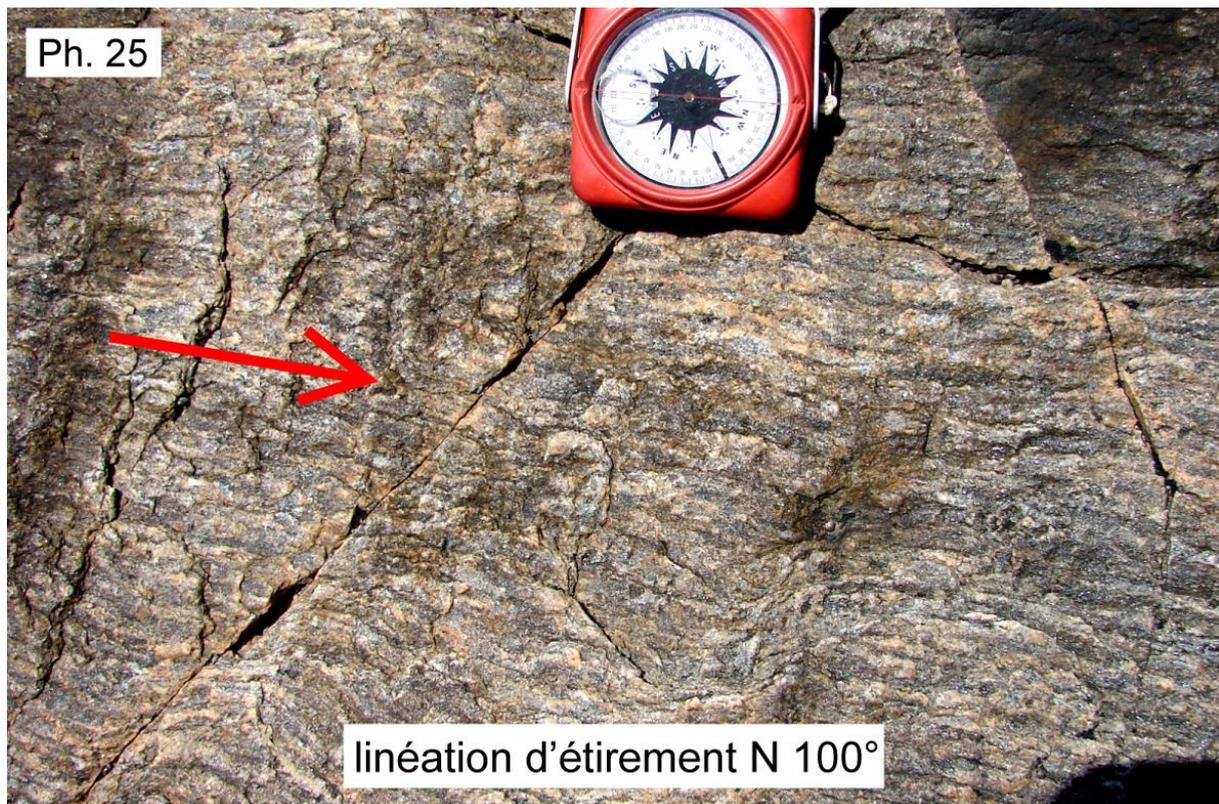


Ph. 23

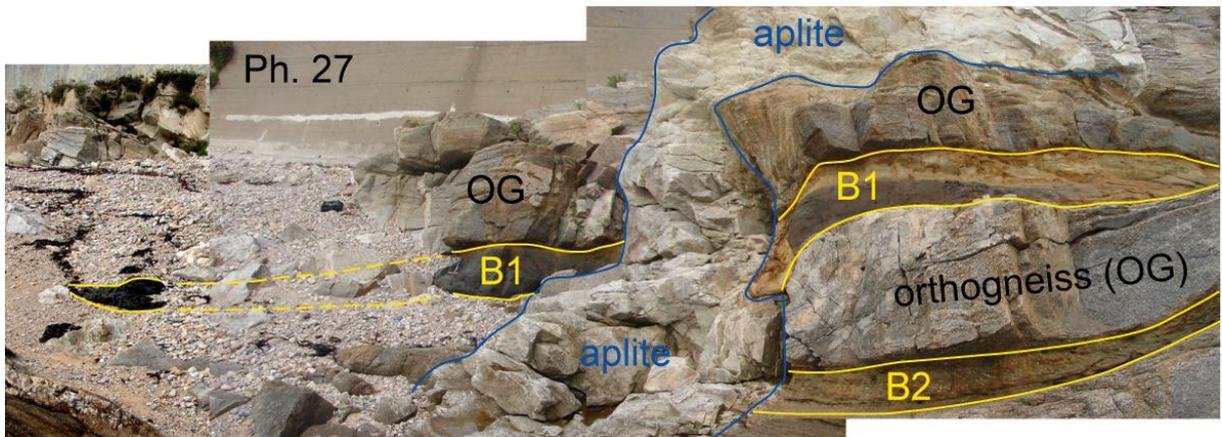
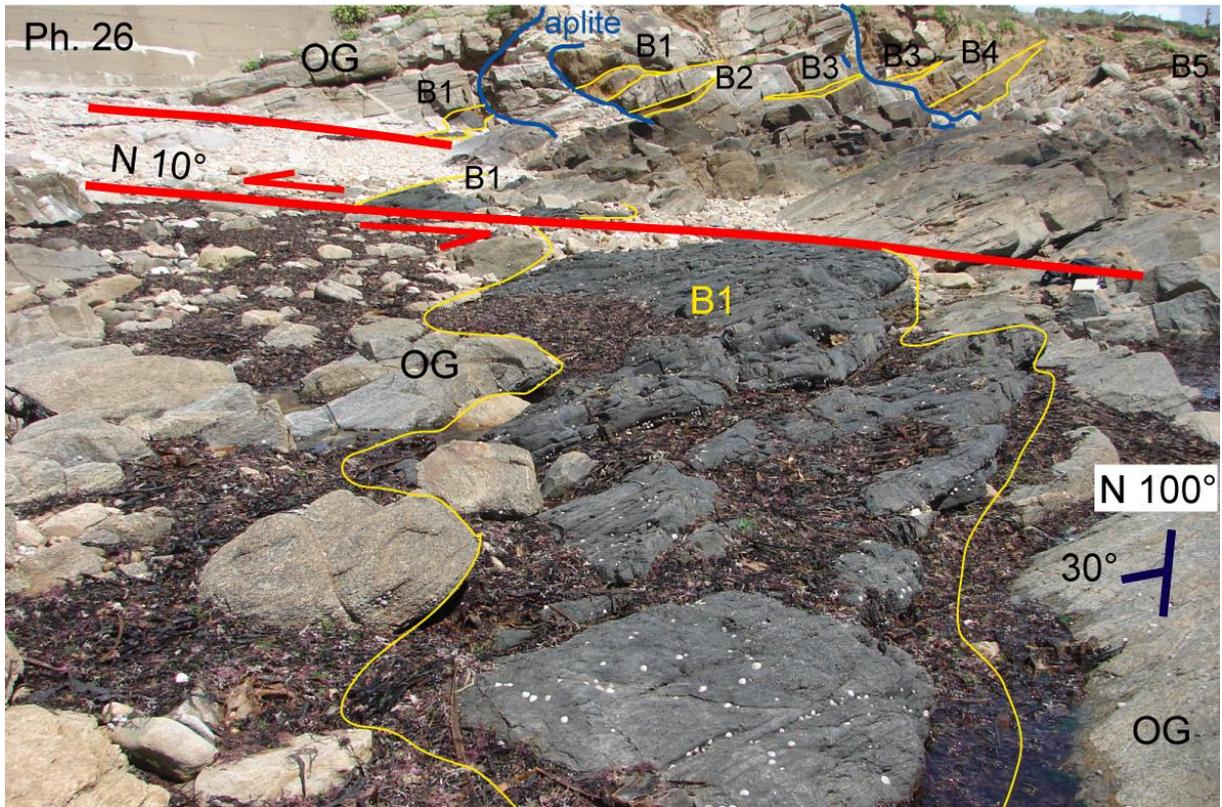


Ph. 24





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° (Ph. 26). Les sills sont injectés de minces filons de pegmatites et franchement recoupés par des gros filons sub-verticaux d'aplite (Ph. 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'étirement E-W, ce qui situe la production du magma dioritique avant ou lors de la phase d'extension initiant l'anatexie et la granitisation.



## 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 (Ph. 29).



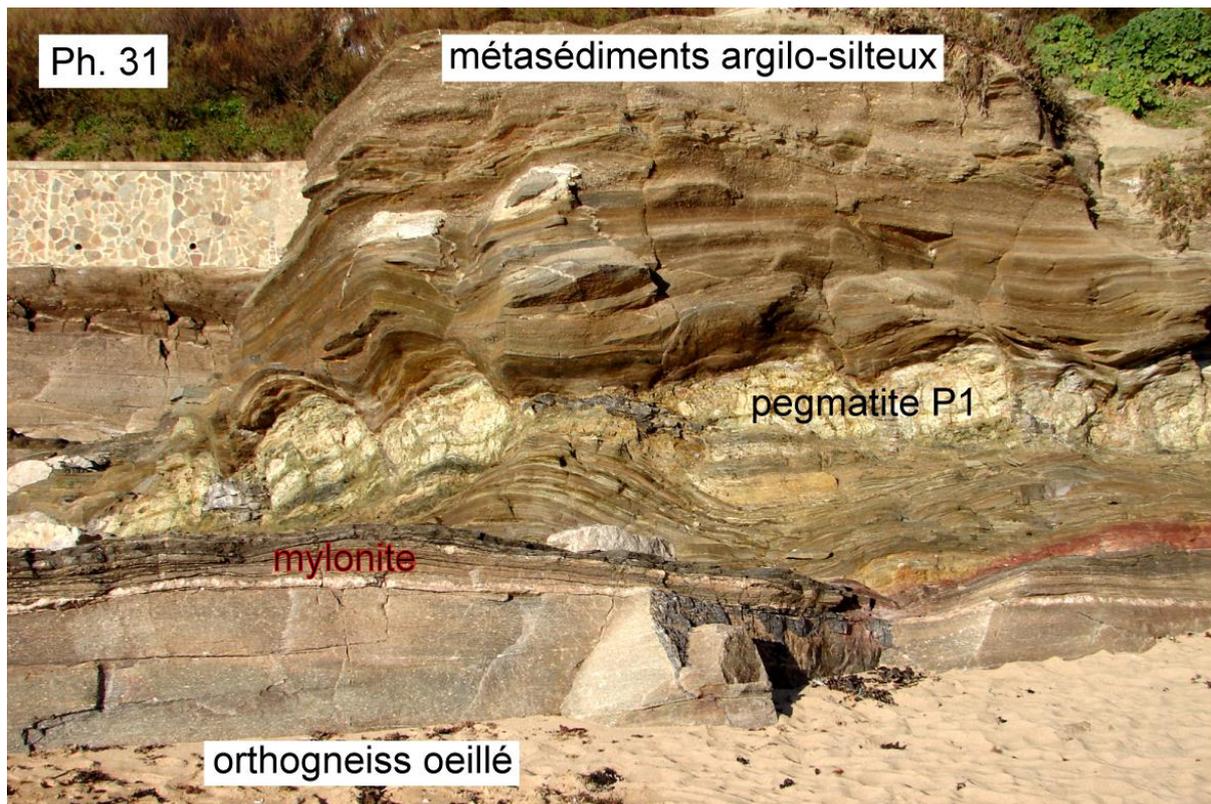
Vers le milieu de l'estran, les strates sont décalées de quelques dizaines de mètres par un décrochement dextre N 150°. Divers filons de pegmatite traversent les sédiments le plus souvent suivant les plans de schistosité. A 200 m au sud de la patte d'oie de l'avenue Paul Doumer où la promenade du remblai 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 ocellés (Ph. 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 quartzeux (Ph. 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 (Ph. 32). Cette lithologie est comparable à celle de la pointe de La Courmarin au nord de massif de La

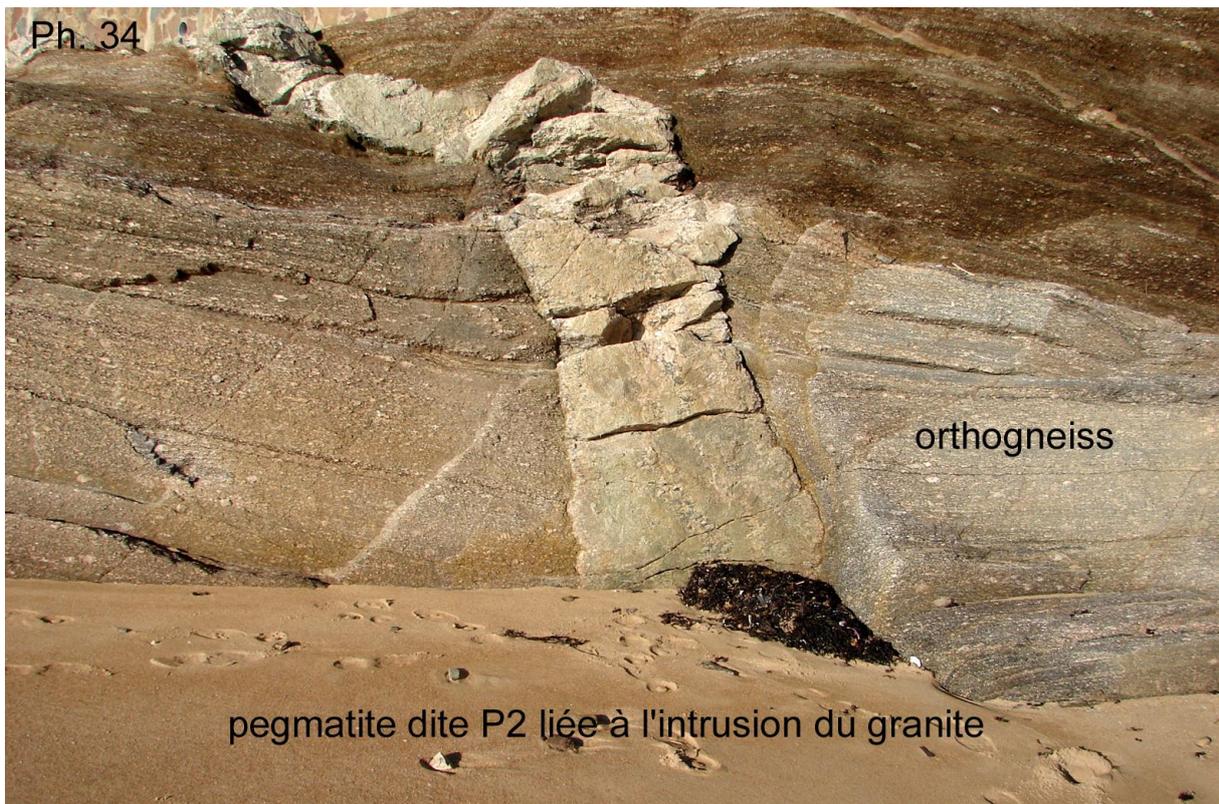
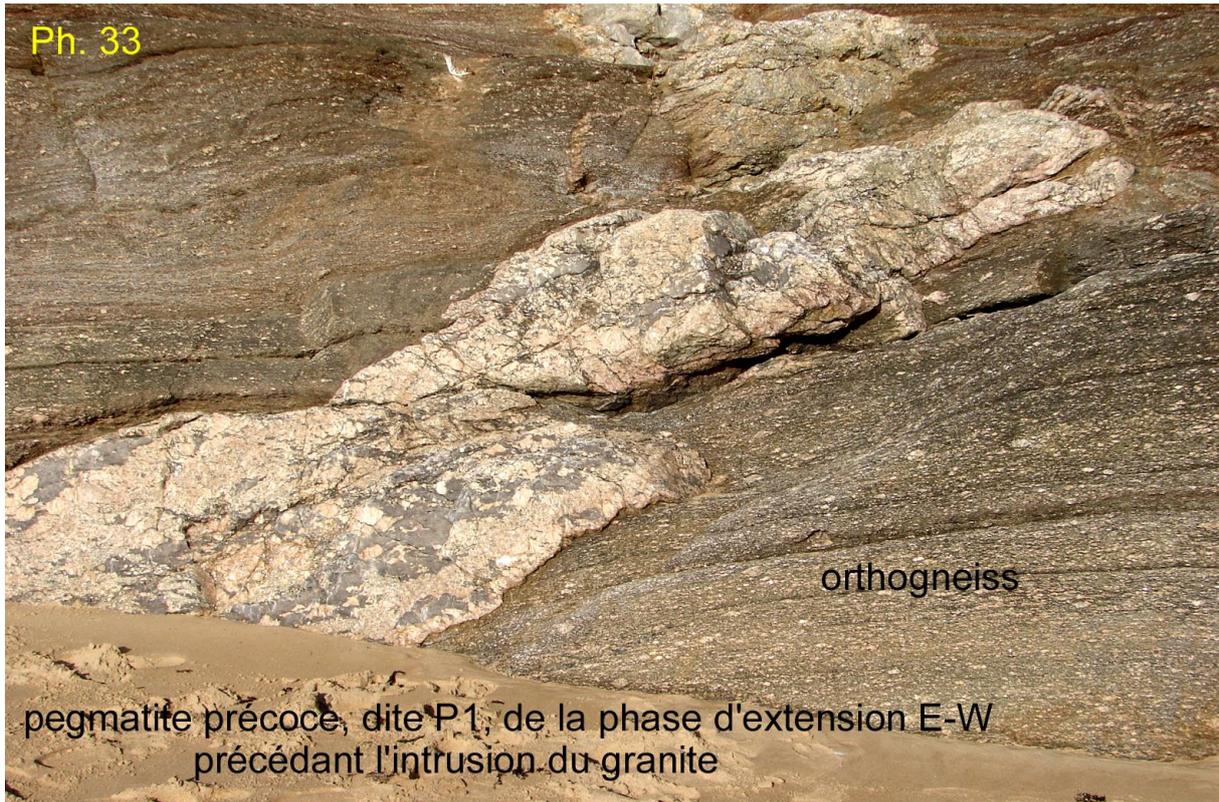
Chaume. C'est sur cette constatation que nous pouvons reconstituer la forme initiale du CSO avant son découpage par les grands décrochements NNW-SSE.

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 (Ph. 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 (Ph. 34). Elles sont directement liées à la mise en place du granite.

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.



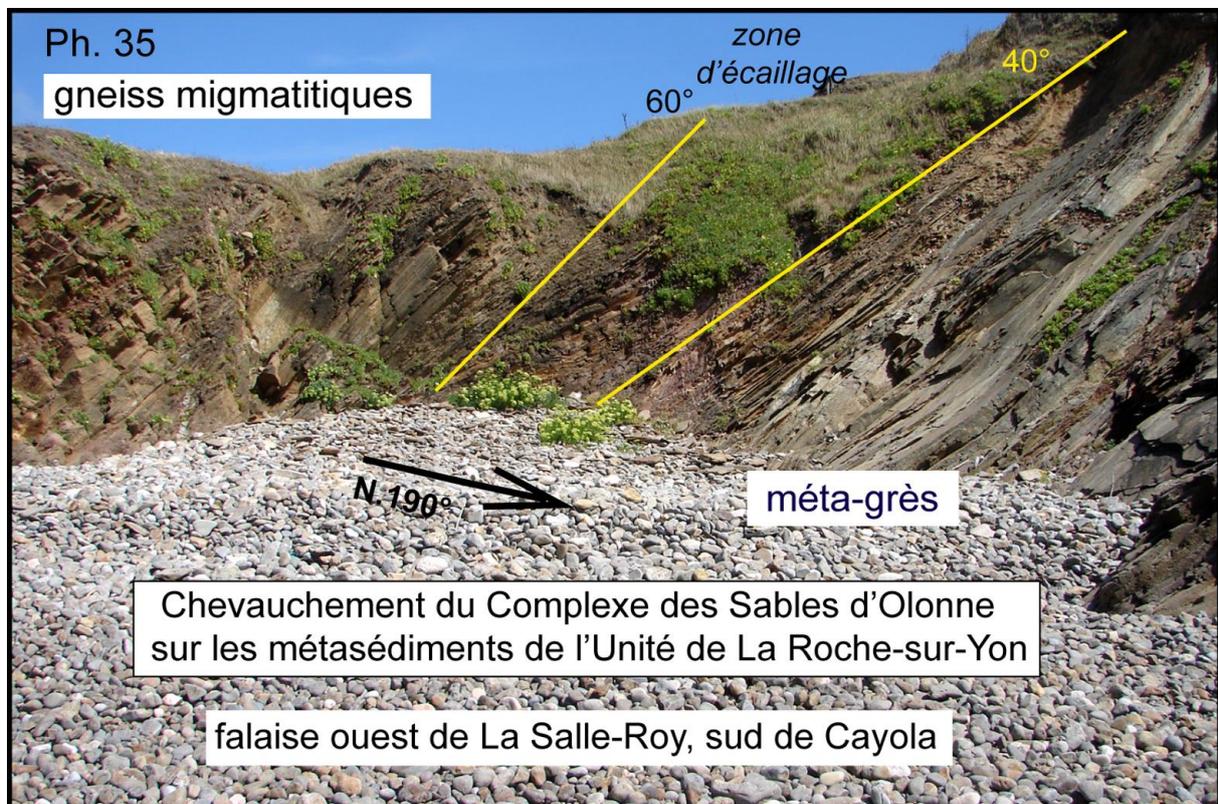




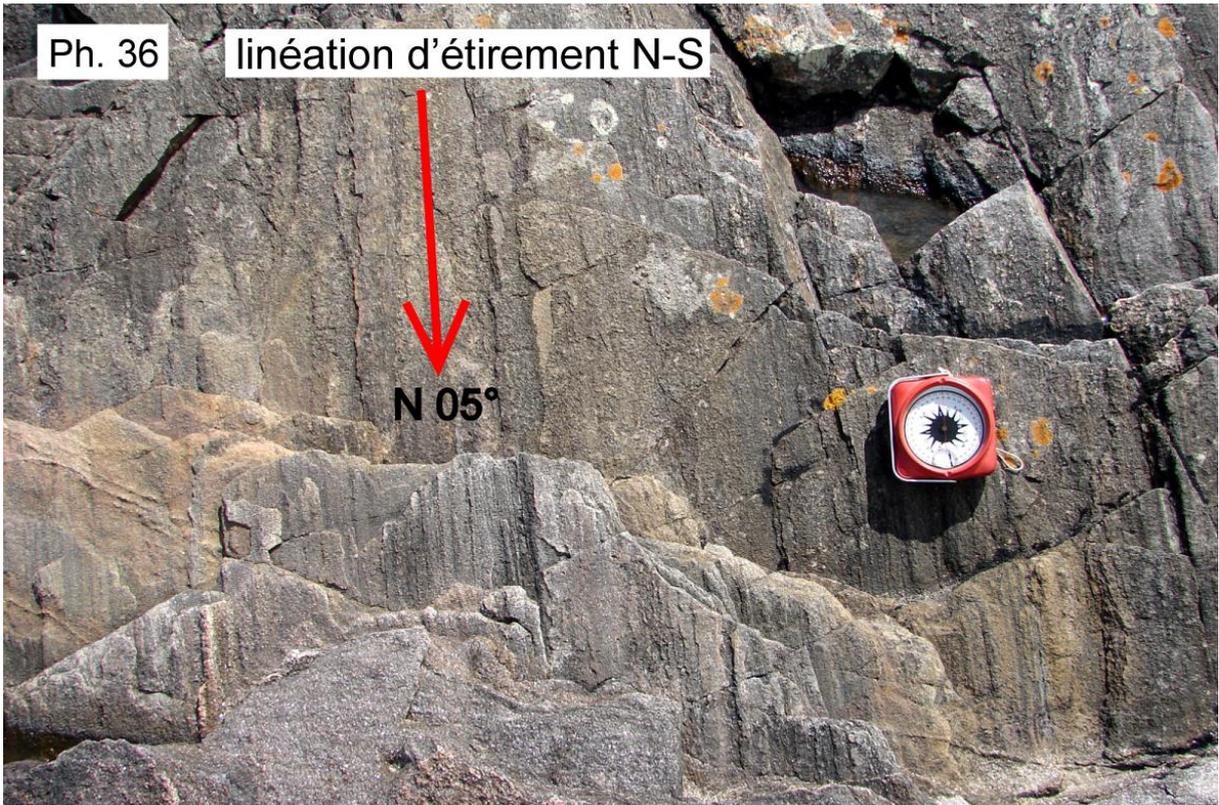
## Site de La Salle-Roy

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 **méta-grésopélites** de la Formation du Payré située stratigraphiquement sous la Formation des Sables-d'Olonne et également métamorphisés 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 » ?

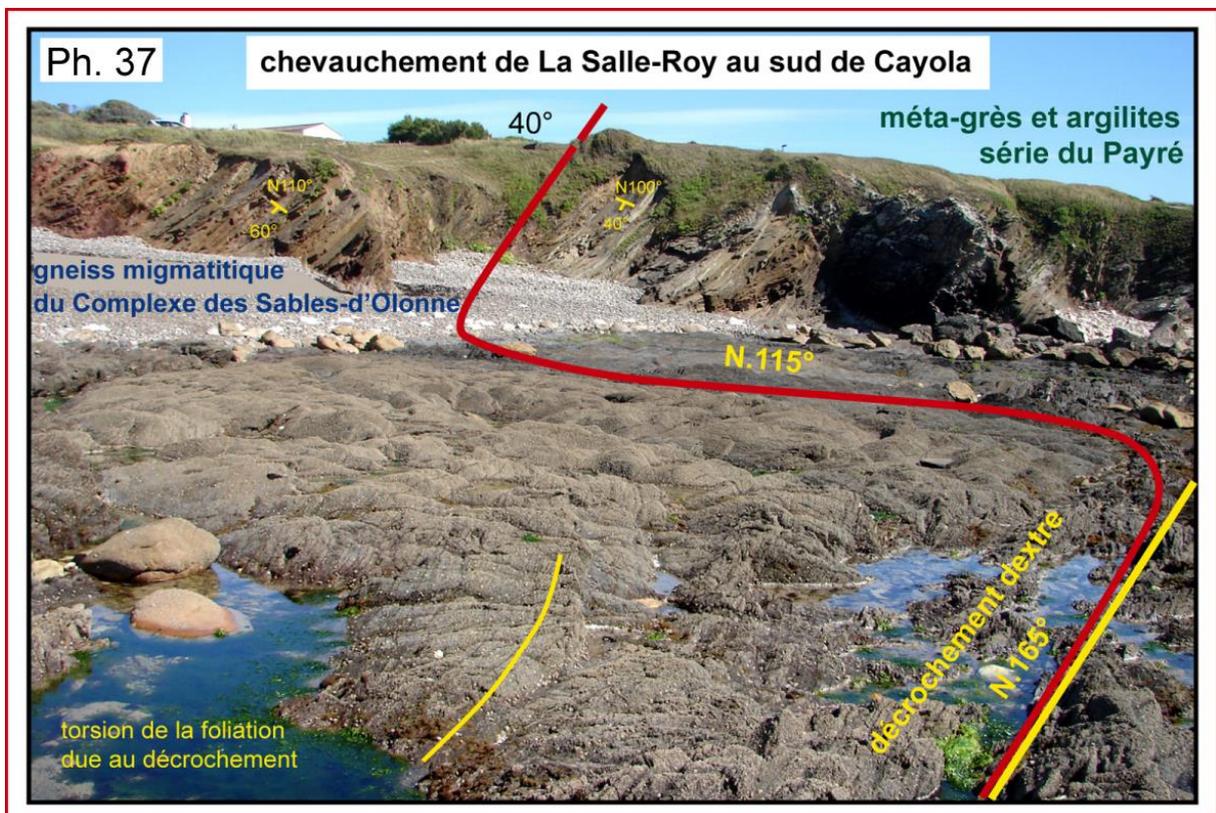
Près de la pointe sud-est de la baie de Cayola, la falaise d'une petite anse est traversée par une faille orientée NW-SE et pentée de 40° vers le nord-est (Ph. 35).

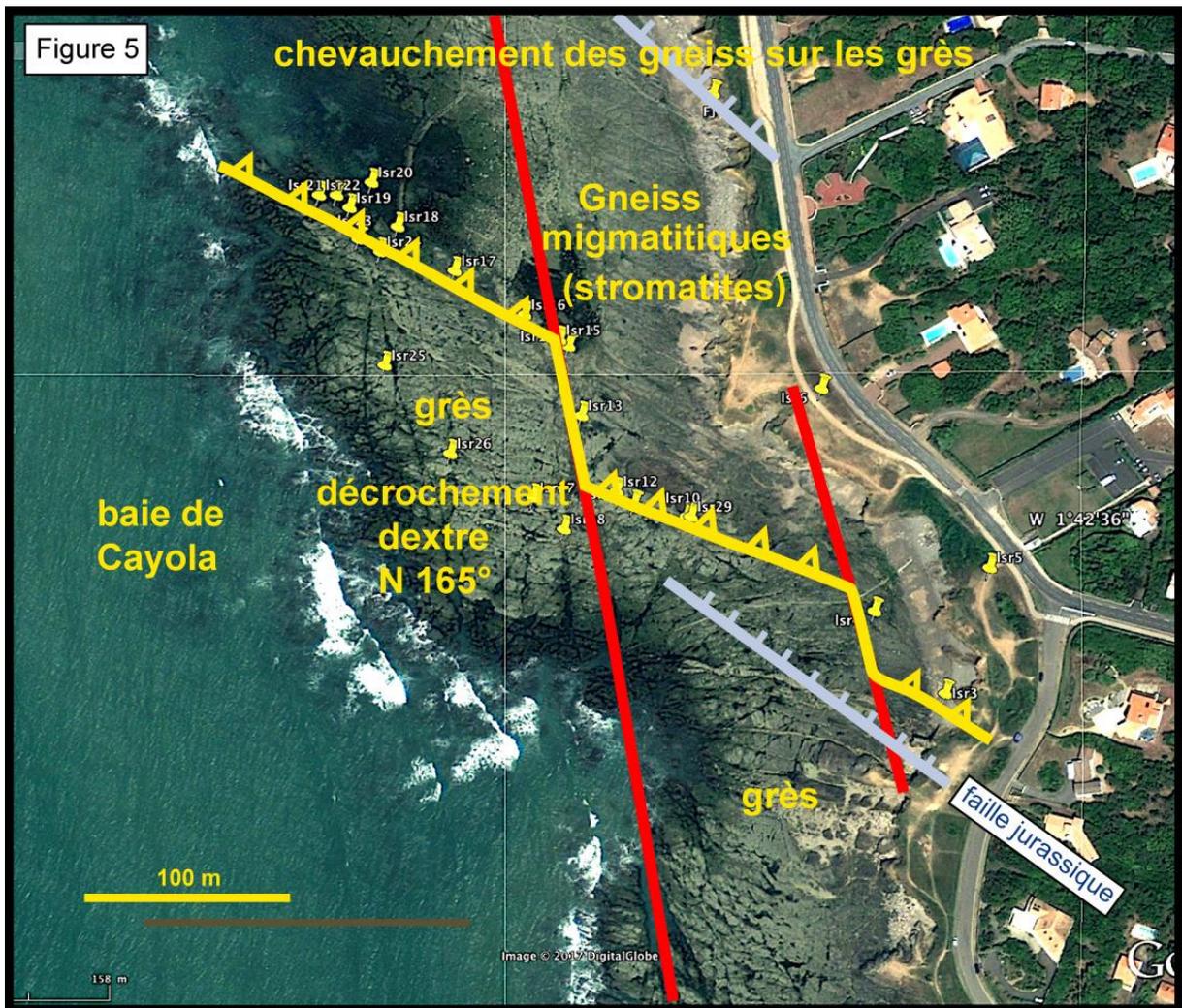
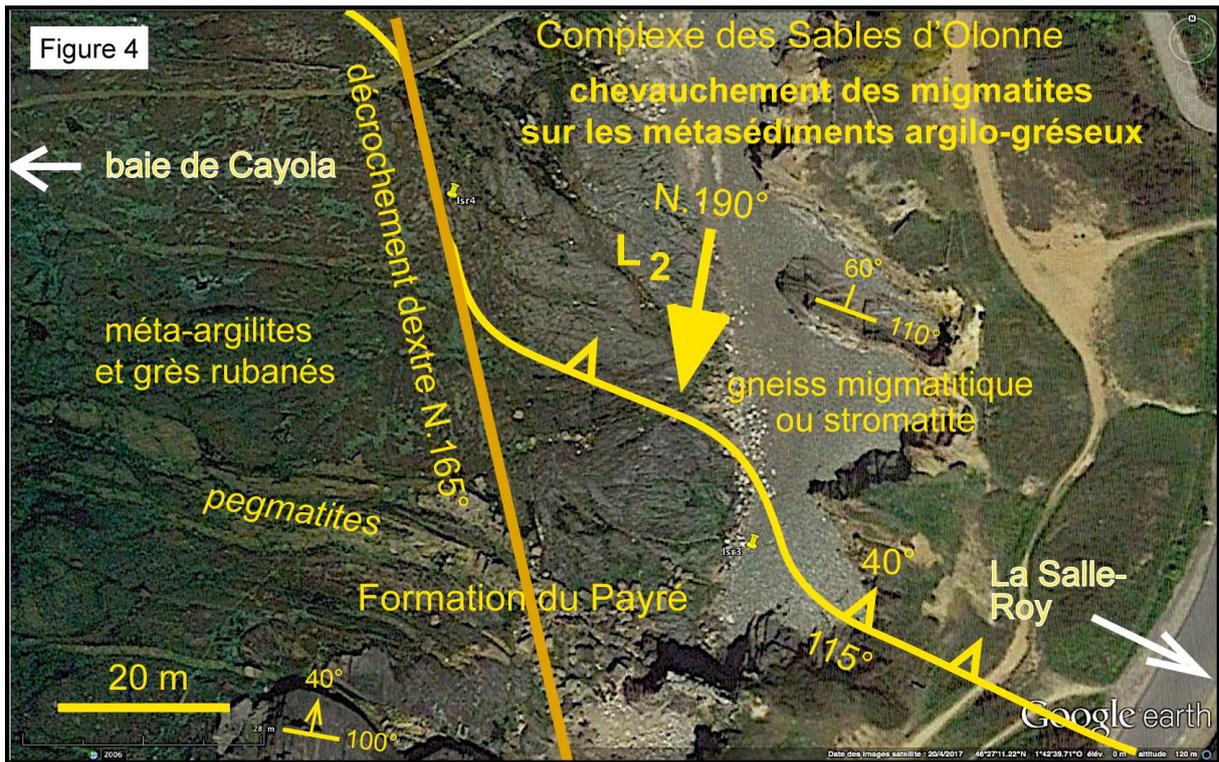


Cette faille met en contact la stromatite à foliation N 110° pentée de 60° au NNE et les grès stratifiés N 100° et pentés de 40° au NNE. Elle présente une zone d'écaillage avec intercalation de gneiss et de grès indiquant un mouvement inverse. On peut dire que la stromatite est venue chevaucher le grès 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*) (Ph. 36).



Cette linéation est semblable à la  $L_2$  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° (Ph. 37 et figure 4).

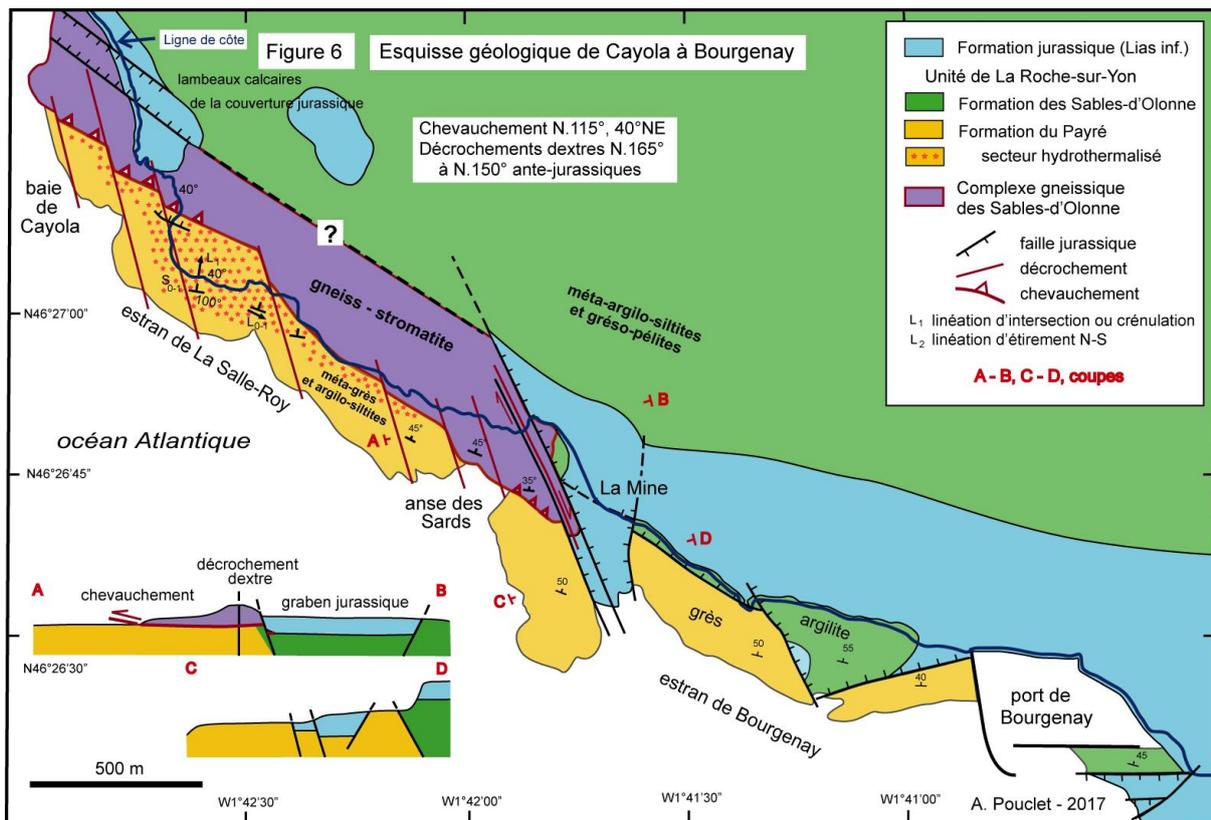




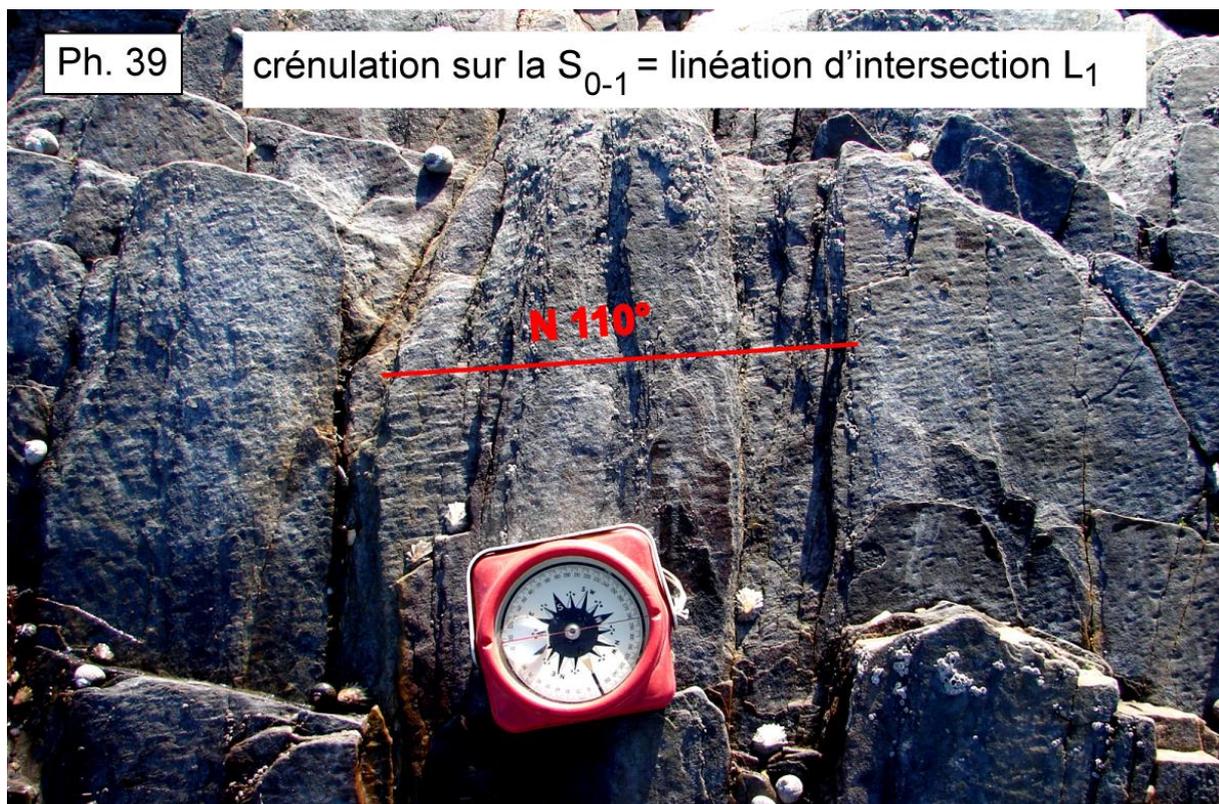
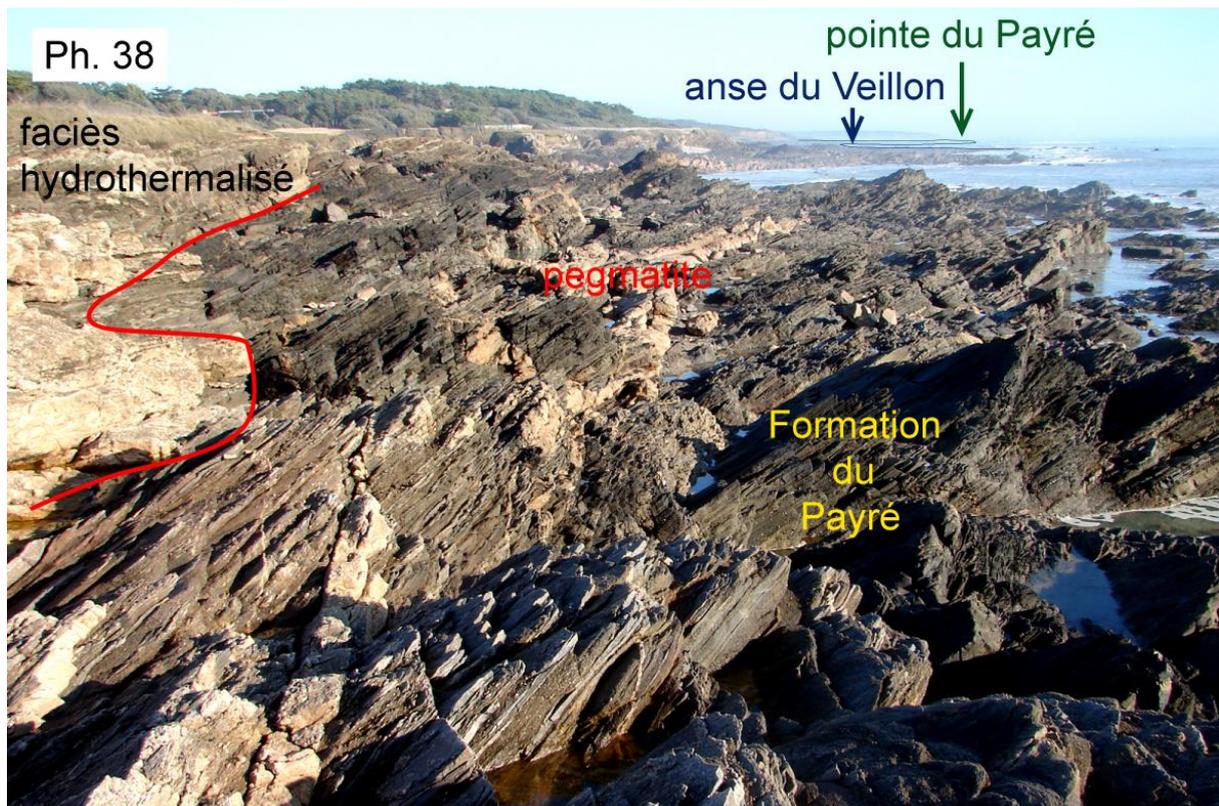
Le tracé repart au nord-ouest pour être une nouvelle fois décalé par un décrochement parallèle, puis, après 70 m, part de nouveau jusqu'à la limite de l'estran (Fig. 5).

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 (Fig. 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 (Ph. 38). Les strates sédimentaires sont entièrement microplissées en plis isoclinaux synschisteux centimétriques dans les bancs argilo-silteux et décimétriques dans les bancs grésopélitiques. 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). 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 (Ph. 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.



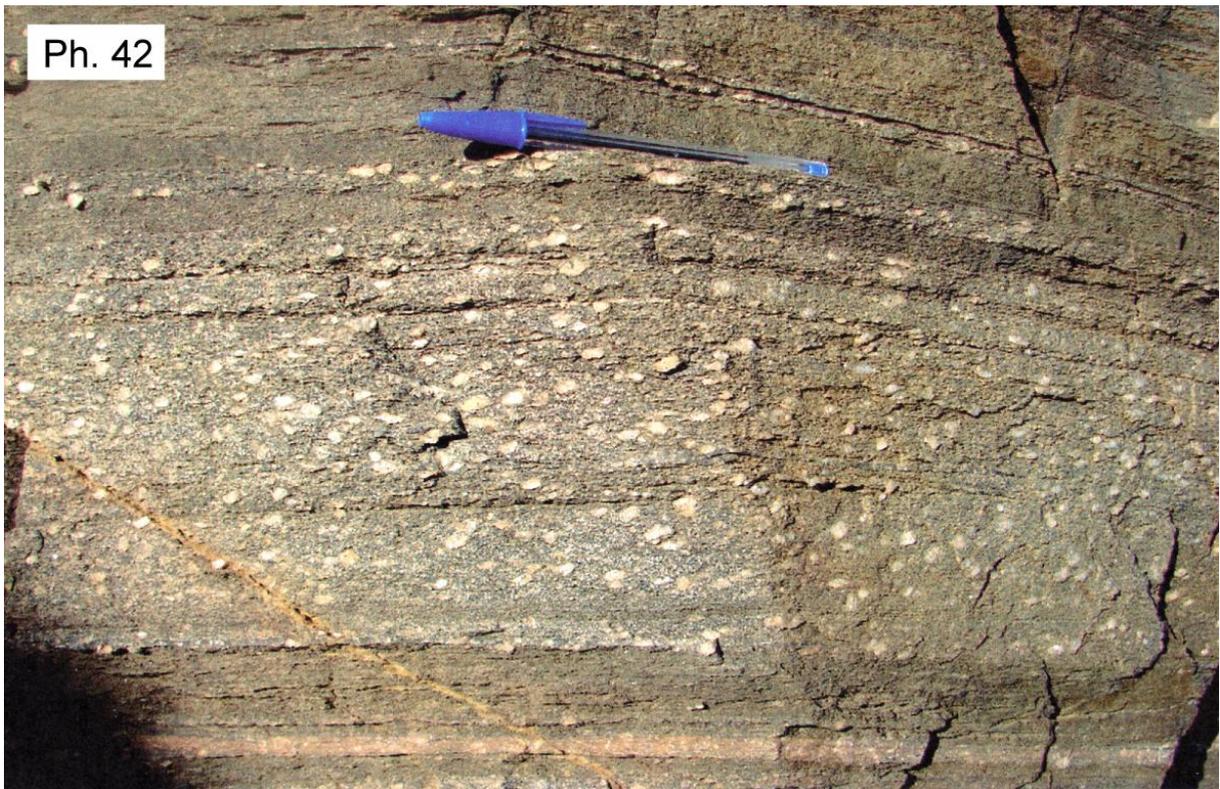
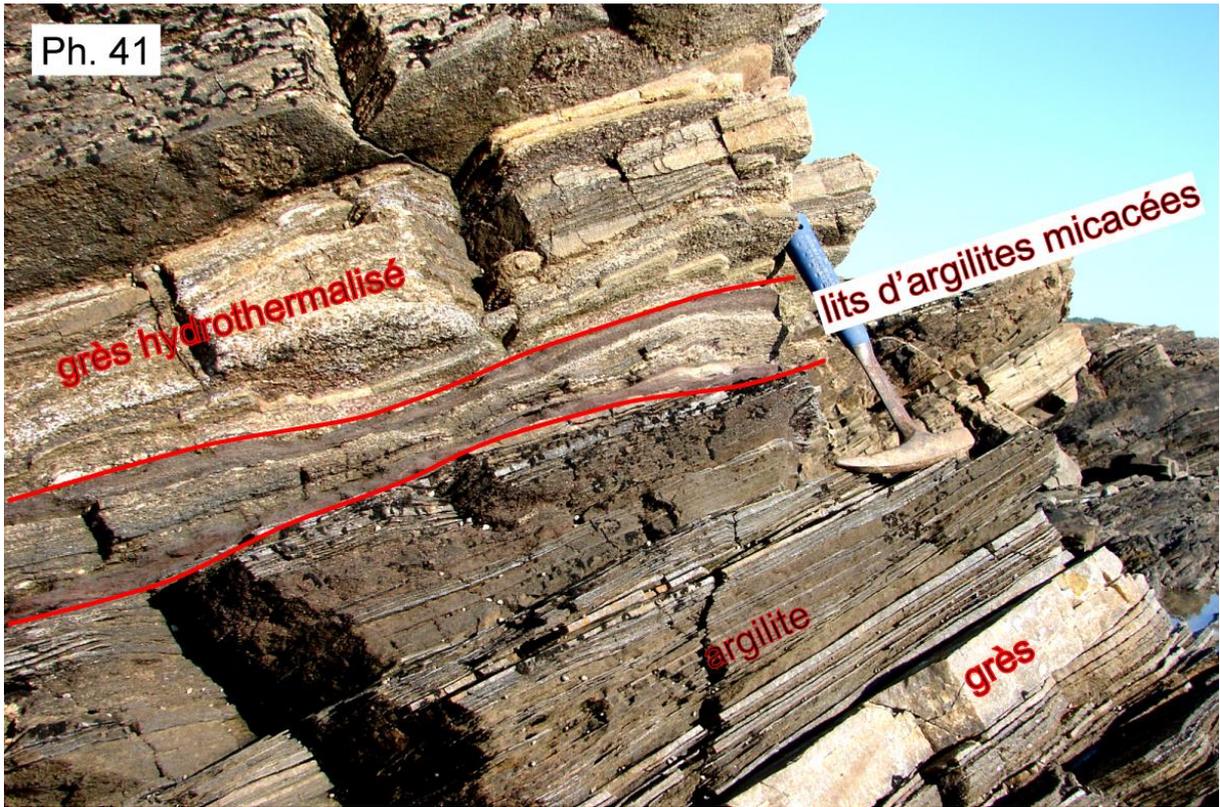
Le haut de la côte rocheuse de La Salle-Roy est le théâtre d'un phénomène rarement vu avec une telle ampleur : l'envahissement des strates sédimentaires par une accumulation de blastes de feldspaths alcalins. Du fait de cette blastèse massive, la roche prend un aspect de gneiss, voire de migmatite tout en conservant intacts la structure microplissée, la stratification

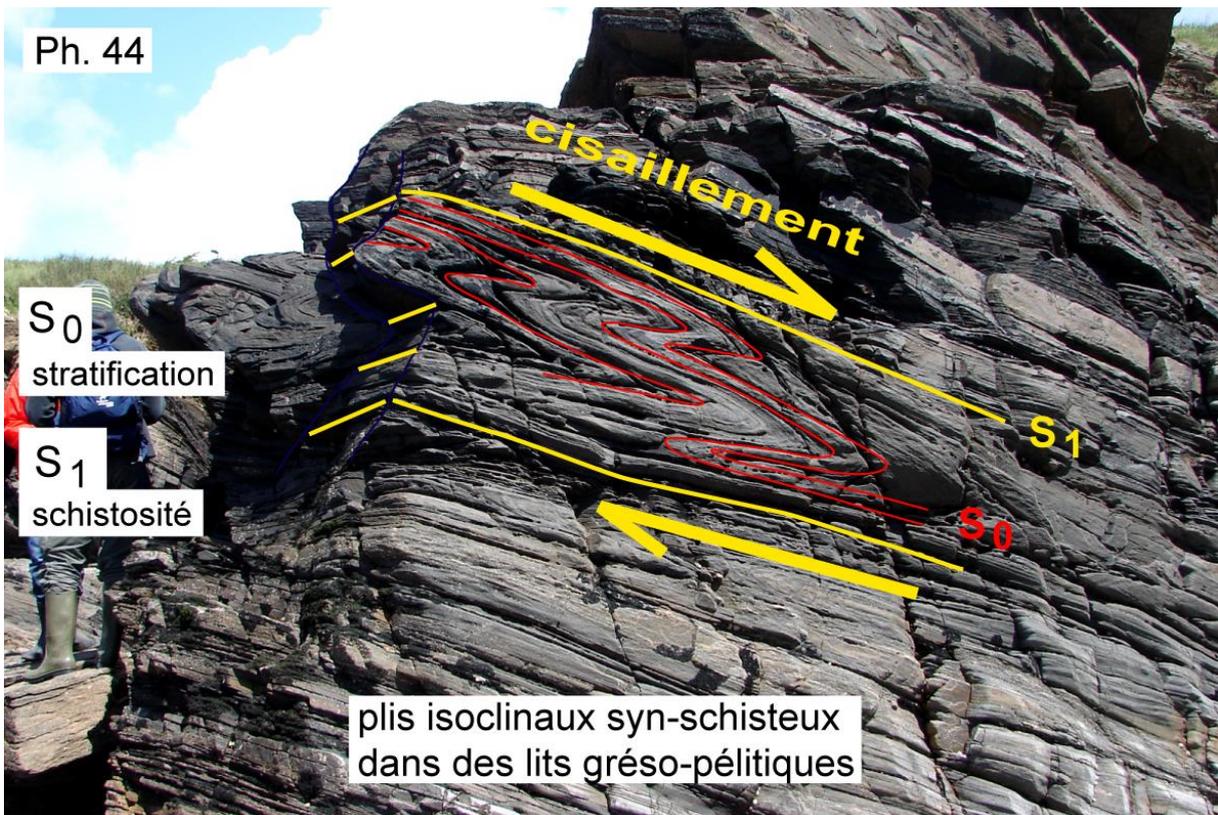
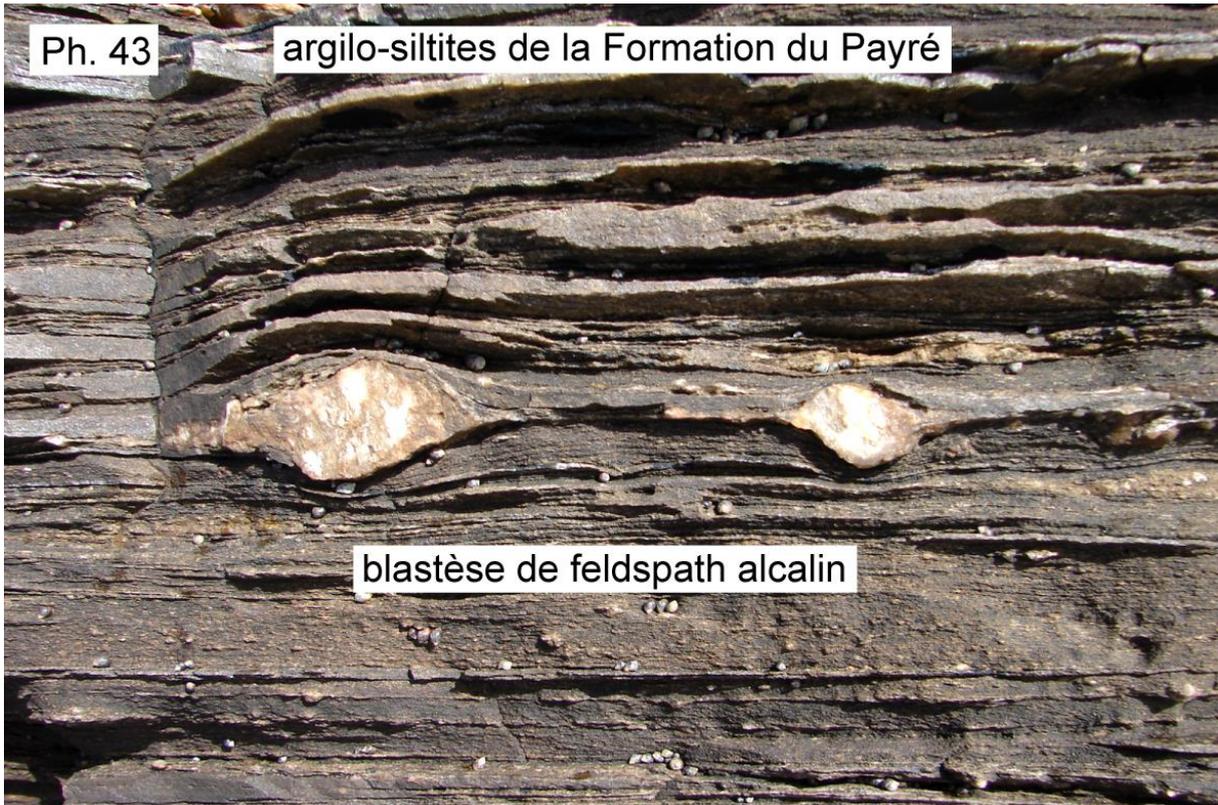
et le litage du métasédiment. Il n'y a pas de développement de mica ni d'aucun minéral de haut grade métamorphique et pas d'acquisition d'une quelconque foliation. Cet horizon feldspathisé blanchâtre et massif occupe le haut de l'estran (Ph. 40). Il repose en conformité sur les strates sédimentaires intactes par l'intermédiaire de lits d'argilite micacée qui ont servi de plans de glissement bancs sur bancs (Ph. 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 (Ph. 42). Certains blastes deviennent pluricentimétriques (Ph. 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 (Ph. 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 (Ph. 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 stromatites qui viennent chevaucher les grès hydrothermalisés ou non, lesquelles stromatites étaient donc initialement au-dessous. Le tracé du contact stromatite-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 (Ph. 47).





Ph. 45



plis isoclinaux syn-schisteux  
dans des lits grésopélitiques  
avec blastèse feldspathique

Ph. 46

La Salle-Roy : amas et filons de pegmatite  
dans les grésopélites du Payré



Ph. 47

## chevauchement des stromatites sur les grésopélites du Payré



### 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 température et de « **hydrothermaux** » à basse température.

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 stromatites 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 ?**

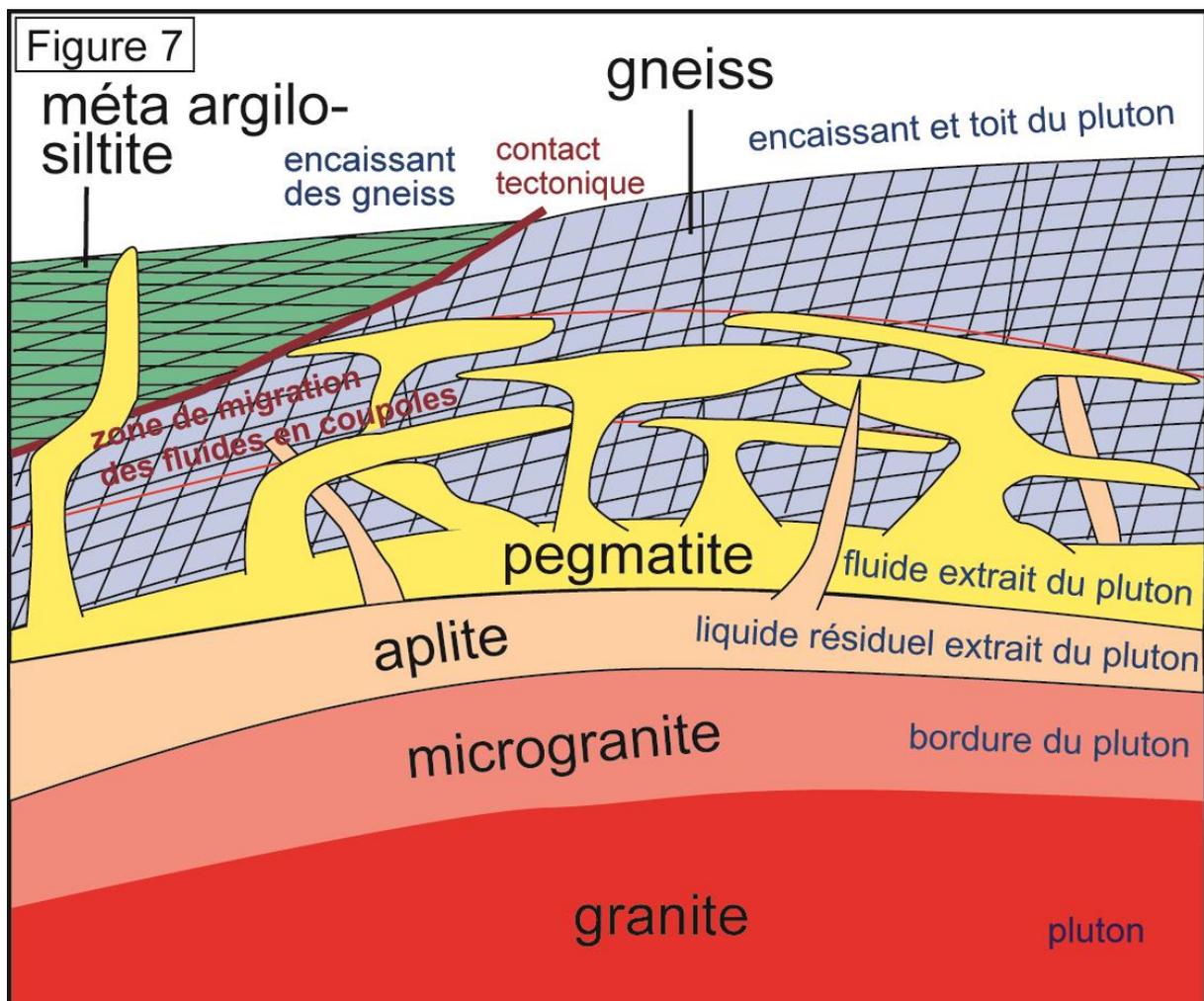
L'**aplite** est une roche de teinte claire à grain très fin. Elle renferme environ 30% de quartz, 60% de feldspath sodique et de feldspath potassique en proportions variables, et 10% de muscovite et biotite, et de minéraux accessoires comme la magnétite et le grenat. Cette composition est proche de 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 sub-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, apélite 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'apélite 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 décompressant, 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  $\text{OH}^-$  et  $\text{H}^+$  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  $\text{OH}^-$  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.



**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. A 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'infiltrèrent 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 écaïlle 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 migmatitisation 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

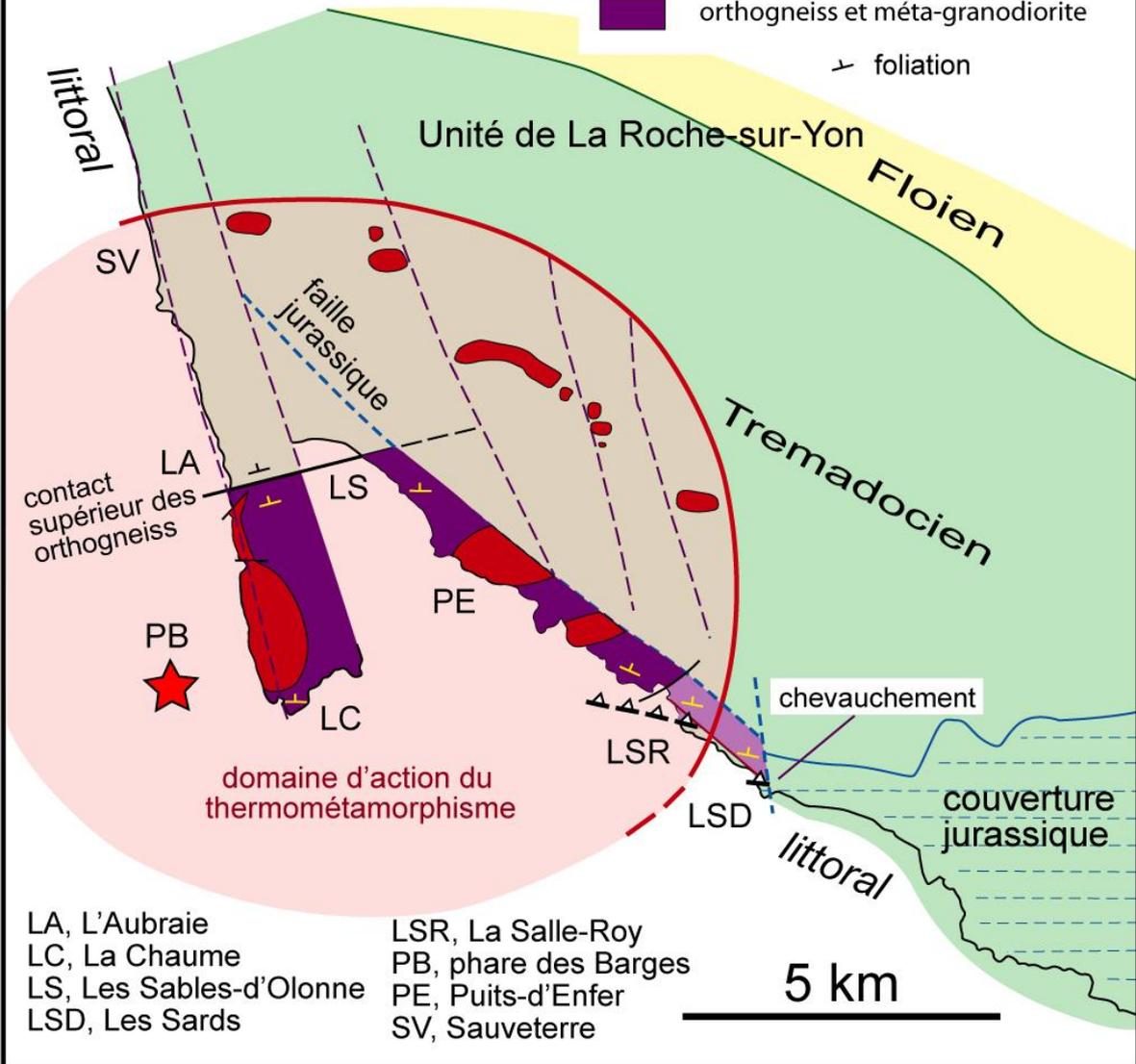
RECONSTITUTION DU PANNEAU DE GNEISS ET DE L'EXTENSION  
DU PLUTON GRANITIQUE DU COMPLEXE DES SABLES-D'OLONNE

décrochements dextres du Permien  
inférieur au jeu annulé

apophysés granitiques du pluton  
du Puits d'Enfer dans les gneiss  
et dans l'encaissant sédimentaire

paragneiss et stromatites

orthogneiss et méta-granodiorite



- 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.

## 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

*(Pour plus de définitions se référer au Bulletin annuel de l'AVG de 2016, p. 121)*

**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