



**Photo 5 - Failles normales concentrées vers la bordure ouest du massif**

*Les prismes deviennent indistincts.*

Les terrains encaissants de la bordure sud sont constitués de strates bien litées d'argilo-siltites\* et d'argilites avec des bancs métriques de grès quartzeux selon une direction N 110° et un pendage variant de 70° à 50° vers le nord-est (figure 5). Immédiatement au sud de la carrière, le site des Pierres Garatelles correspond à un banc de grès plurimétrique à base conglomératique. C'est un banc semblable, un peu plus à l'est, qui a livré des traces fossiles de Bilobites (pistes de Trilobites) déterminées comme *Cruziana furcifera* et attribuées à l'Ordovicien inférieur à moyen (Goujou et al., 1994). Cette espèce de Bilobite est connue en Bretagne dans les grès armoricains datés du Floien, partie supérieure de l'Ordovicien inférieur. C'est l'âge que nous retenons pour la séquence sédimentaire au sud du massif rhyolitique (figure 3). Un faible métamorphisme a transformé les argilites en schistes sériciteux avec une schistosité parallèle à la stratification ( $S_{0.1}$ ). Le contact avec la rhyolite est fortement tectonisé. Il s'effectue sur un système de failles à jeu inverse disposé parallèlement à la schistosité. Le plan de faille majeur est bien lissé et porte des stries orientées E-W et plongeant de 30° vers l'est (photo 6). Toute la zone de failles, sur plusieurs mètres de puissance, est un empilement d'écaillles de rhyolite broyée intercalées dans des panneaux de schistes portant une linéation d'étirement à plongement N 90°-30°E (photo 7). Vers l'ouest, un panneau de la bordure rhyolitique épargnée dans l'exploitation de la carrière montre l'aplatissement de la roche prismée sur la zone de faille (photo 8). Ces caractères indiquent clairement un mouvement en décrochevachement\* vers l'ouest de la rhyolite sur la pile sédimentaire. Enfin, à la suite de ce décrochevachement, le contact faillé a été décalé de 200 m par un décrochevachement sénestre\* (photo 9).

**Photo 7 - Ecaillage et mélange tectonique de rhyolite et de méta-argilite schisteuse dans la zone de contact sud en faille inverse**

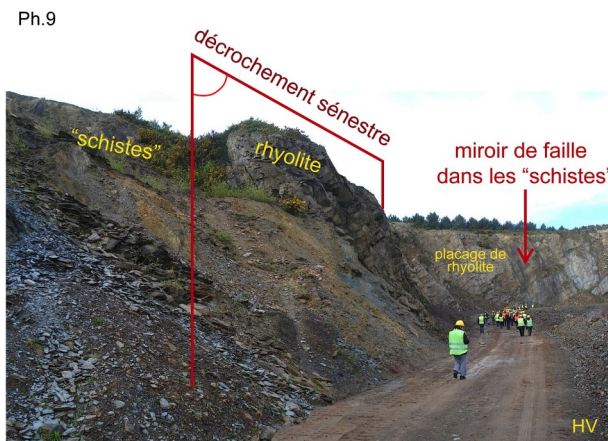


**Photo 6 - Miroir de faille en décrochevachement de la bordure sud**





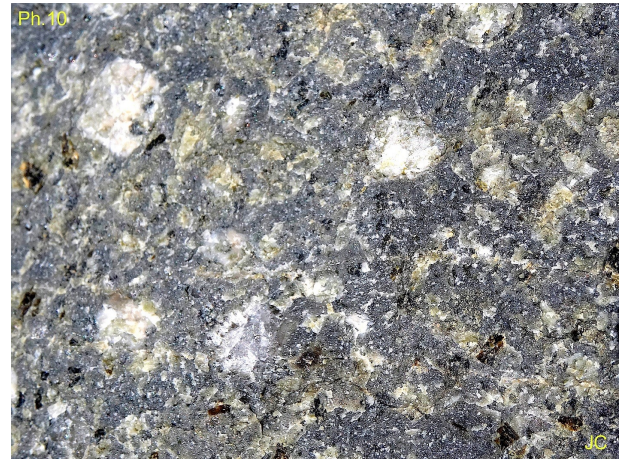
**Photo 8 - Compression de la rhyolite sur la bordure sud**



**Photo 9 - Décrochement sénestre NE-SW décalant de 200 m le contact rhyolite - méta-argilites**

*Miroir de la faille sud, en arrière à droite*

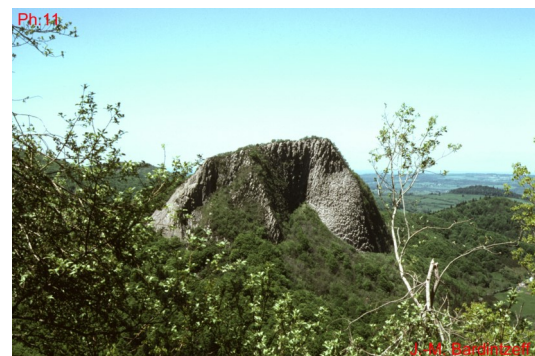
La rhyolite est hyalo-porphyrrique\* de teinte grise (photo 10). Les phénocristaux comprennent du feldspath potassique idiomorphe blanc-rosé de taille centimétrique, du plagioclase sodique plus diffus et de grands quartz lacuneux à contours arrondis et parfois en agrégats. Les microphénocristaux comptent de la biotite abondante partiellement chloritisée et des agrégats de magnétite. La mésostase\* renferme des microcristaux de magnétite et de biotite. Elle est dévitrifiée en association felsitique de quartz et feldspath.



**Photo 10 - Vue pétrographique de la rhyolite**

À l'échelle de la carrière, la structure est équante\*, massive et homogène sans indices d'écoulement visqueux ni de rubanement. L'ensemble suggère un refroidissement en sub-surface d'une masse magmatique immobilisée, en accord avec le développement de la prismation. La prismation en colonnades résulte d'une contraction thermique perpendiculaire à la direction du refroidissement convectif de la lave vers la surface, en fonction du gradient thermique résultant de la différence de température entre le cœur de la lave et l'extérieur.

Ces diverses observations permettent de proposer une interprétation pour la rhyolite prismée de Vairé qui proviendrait, pour l'essentiel, d'une protrusion, c'est-à-dire de la solidification d'un corps magmatique intrusif à très faible profondeur. Tout le massif de Vairé n'est pas prismé, mais sa composition et sa texture pétrographique restent constantes, ce qui n'exclut pas un écoulement en masse des autres parties du massif. Nous interprétons donc ce massif comme un dôme-coulée\* volcanique dont la partie prismée se localisait à un point de sortie du magma. Nous comparons l'aspect initial des colonnades de Vairé à celui de la Roche Tuilière, une protrusion bien connue du massif du Mont Dore dans le Massif Central (photo 11). Certes, la Roche Tuilière est bien plus petite que devait l'être le dôme de Vairé, c'est qu'elle est faite de phonolite et non de rhyolite, une roche beaucoup moins visqueuse qui ne s'accumule pas sur une grande hauteur comme peut le faire la rhyolite ou la dacite (voir le piton de la Montagne Pelée à la Martinique).



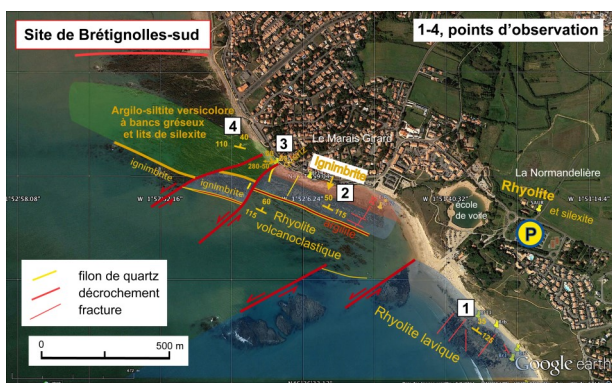
**Photo 11 - Protrusion prismée de la Roche Tuilière dans le massif du Mont-Dore**

*(photo de J-M. Bardintzeff, avec son aimable autorisation)*

Après solidification du dôme et son extrusion finale, un basculement gravitaire doit être envisagé, mais la localisation actuelle du massif avec la structuration des bordures en failles inverses implique une phase de compression et un transport mécanique vers l'ouest. Ce transport a été facilité par la présence d'un substratum stratifié en schistes sériciteux particulièrement compétents\* qui a fait office de surface savonneuse. Actuellement, le massif de Vairé, comme toute l'Unité de La Chapelle-Hermier, est détaché de sa source et est donc allochtone (figures 3 et 4).

### 2.2. Estran de La Normandelière au Marais Girard

Au sud de Brétignolles, de La Normandelière au Marais Girard, soit du sud au nord, la côte rocheuse montre une superposition de deux coulées rhyolitiques puis d'une formation sédimentaire. Le site est découpé en quatre secteurs d'observation (points d'observations 1 à 4, figure 6).



**Figure 6 - Schéma géologique de l'estran de La Normandelière au Marais Girard - Superposition de coulées de rhyolite et d'ignimbrite**

**Secteur 1.** La plate-forme rocheuse au sud de la plage de La Normandelière montre une coulée de rhyolite massive dite des roches du Repos (photo 12). Cette rhyolite appartient à la partie ouest du massif de Brétignolles, lequel prolonge le massif de Brem (figures 2 et 3). La rhyolite de Brétignolles a été exploitée dans la carrière de Bréthomé actuellement inondée et affleure largement dans les champs entre la carrière et la ferme de La Normandelière près de la côte, en association avec des sillexites\* litées noires à aspect phtanites. Une datation U/Pb sur zircon donne un âge de  $472 \pm 4$  Ma pour la rhyolite de Bréthomé (Ballèvre et al., 2012). Attention, l'apparente précision de la datation est illusoire et dépend du nombre de mesures. Pour dater correctement les rhyolites de l'Unité de La Chapelle-Hermier, il faut examiner l'ensemble des mesures. Nous retenons globalement un âge trémadocien, premier étage de l'Ordovicien inférieur.

La rhyolite est hyalo-porphyrique\* à phénocristaux infra-centimétriques de feldspath potassique et de quartz (photo 12). La nature effusive de la roche est trahie par une belle fabrique de rubanement magmatique (photos 13 et 14).



**Photo 12 - La Normandelière - Coulée de rhyolite massive sur l'estran**



**Photo 13 - La Normandelière - Rubanement magmatique**



**Photo 14 - La Normandelière - Rubanement magmatique**

*Les plans sont orientés N 125° et pentés de 35° vers le nord-est.*

Le rubanement montre une disposition laminaire des cristaux avec variation de la taille des cristaux donnant un aspect lité. Cette fabrique résulte d'un écoulement laminaire visqueux. Les lits aux grains les plus fins sont plus riches en mésostase\* vitreuse et constituaient des niveaux à écoulement plus rapide entre des lits plus cristallins naturellement plus visqueux.

Cet indice de fluidalité relative est commun dans les coulées de lave visqueuses qui s'épanchent en masse et très lentement sur une forte épaisseur. Dans la plupart des cas, l'écoulement s'effectue sur une faible pente et le rubanement est disposé selon des plans proches de l'horizontale. En l'occurrence, ces plans sont orientés N 125° et pentés de 35° vers le nord-est. Compte tenu de ce pendage et de la largeur d'affleurement, la rhyolite fait au moins 300 m d'épaisseur. On a donc affaire à une ou plusieurs coulées empilées. En effet, régulièrement, la roche montre des bandes intensément fracturées (photo 15). Par ailleurs, la pile rhyolitique est traversée par de nombreuses fractures rectilignes sub-verticales orientées N 30° à 40° prédominantes et N 0° secondaires. Cette rhyolite se poursuit dans des affleurements situés à l'ouest et plus bas dans l'estran qui sont décalés de la pile principale par deux décrochements senestres\* N 50° (figure 6). Ces affleurements sont cataclasés et d'aspect schistosité. La texture pétrographique est homogène et finement volcanoclastique\* (photo 16). Nous l'interprétons comme la partie supérieure de la coulée rhyolitique décrite ci-dessus développée sur une épaisseur de l'ordre de 150 m.



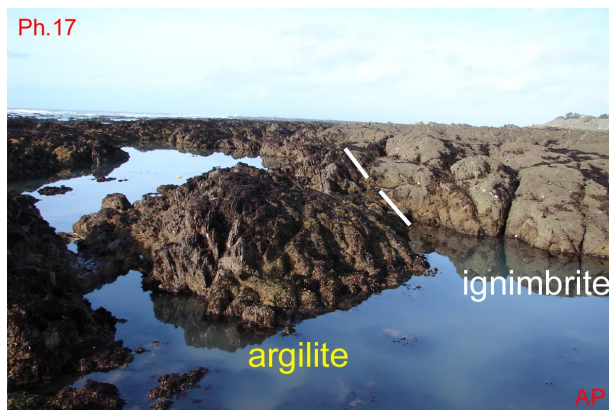
**Photo 15 - La Normandelière -  
Fracturation de la rhyolite massive**



**Photo 16 - Le Marais Girard -  
Rhyolite volcanoclastique surmontant  
la rhyolite massive**

**Secteur 2.** Ce secteur commence par une couche d'argilite rouge sédimentée directement sur la rhyolite volcanoclastique et en conformité apparente (photo 17).

D'environ deux mètres d'épaisseur, le lit est orienté N 115° avec un pendage de 50° vers le nord-est. Cet épisode sédimentaire interrompt l'activité volcanique. Mais l'activité effusive reprend rapidement avec un nouvel épanchement rhyolitique reposant sur la couche d'argilite (photo 18).



**Photo 17 - Le Marais Girard -  
Banc d'argilite rouge intercalé entre la rhyolite  
volcanoclastique et l'ignimbrite et orienté N 115°  
avec un pendage de 50° vers le nord-est**



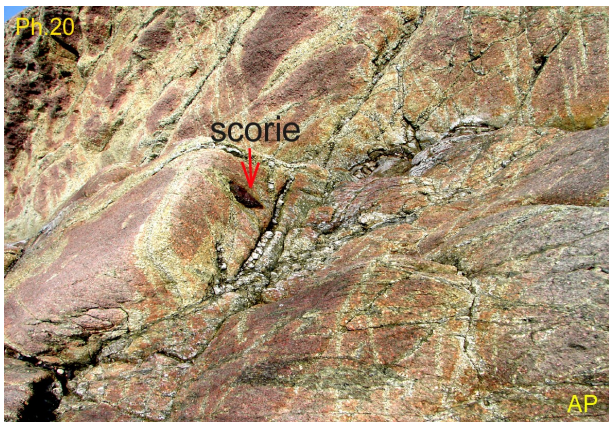
**Photo 18 - Le Marais Girard -  
Contact de base de l'ignimbrite sur l'argilite**

C'est une belle ignimbrite\* rubanée à texture eutaxitique\* et riche en fragments de scories qui affleure sur tout le haut estran du Marais Girard (photos 19, 20 et 21). Orientée N 115° et pentée de 50° vers le nord-est, son épaisseur est de l'ordre de 100 à 150 m. Les variations de couleur rouge et verte résultent de différents taux d'oxydation du fer qui diffuse le long des plans de fracture. Les principales fractures sub-verticales sont orientées N 20° et parfois injectées de quartz sur quelques centimètres (photo 22). Elles sont décalées de quelques décimètres par des décrochements dextres\* N 130°.

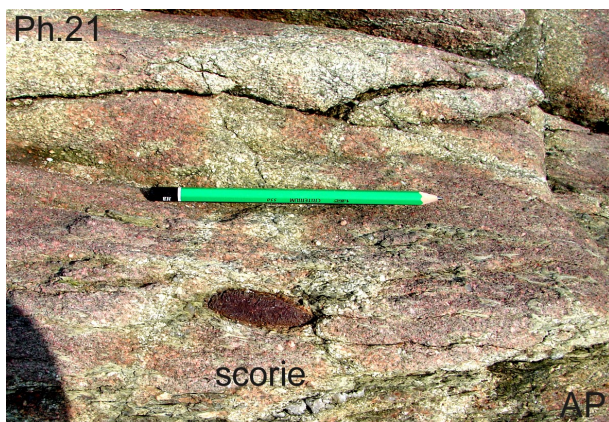
Nous voyons une parfaite continuité sur le terrain entre la rhyolite rubanée, la partie volcanoclastique\* et l'ignimbrite en concordance avec l'intercalation argileuse sédimentaire. Toute la séquence est bien contemporaine et donc bien datée de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien).



**Photo 19 - Le Marais Girard -  
Ignimbrite à texture eutaxitique  
et rubanement irrégulier**



**Photo 20 - Le Marais Girard -  
Ignimbrite à inclusion de scorie**



**Photo 21 - Le Marais Girard - Idem**



**Photo 22 - Le Marais Girard -  
Fracture N 20° remplie de quartz**

Nous voyons une parfaite continuité sur le terrain entre la rhyolite rubanée, la partie volcanoclastique\* et l'ignimbrite en concordance avec l'intercalation argileuse sédimentaire. Toute la séquence est bien contemporaine et donc bien datée de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien).

Noter que, sur la carte géologique de Saint-Gilles-Croix-de-Vie, la rhyolite clastique et l'argilite sont figurées en arkoses et schistes du Marais Girard et attribuées soit au Silurien soit au Viséen (Ters et al., 1985 ; Ters et Viaud, 1987).

**Secteur 3.** L'ignimbrite vient buter à l'ouest sur un décrochement sénestre\* N 60° qui a fonctionné en décrochement N 280°-50° avec le chevauchement des argilo-siltites\* du bassin dinantien de Brétignolles (figure 6). Elle réapparaît à l'ouest en bas de l'estran après un décalage de 75 m. Un deuxième décrochement sénestre\* d'ampleur similaire décale à nouveau l'ignimbrite\* qui disparaît dans la mer vers l'ouest. Le long du premier chevauchement, les strates sédimentaires sont fortement comprimées et intriquées d'écaillés d'ignimbrites, ce qui ne laisse aucun doute sur l'importance de ce contact tectonique (photos 23 et 24).



Ph.23

AP

**Photo 23 - Le Marais Girard -  
Faille décro-chevauchante N 280°-50° injectée de  
quartz entre les argilo-siltites du bassin dinantien  
de Brétignolles (à gauche) et l'ignimbrite trémado-  
cienne de l'Unité de La Chapelle-Hermier  
(non figurée, à droite)**



Ph.25

PG

**Photo 25 - Le Marais Girard -  
Filon de quartz penté de 60° NW  
et injecté dans la faille inverse entre les argilo-siltites  
schistosées et l'ignimbrite**



Ph.24

AP

**Photo 24 - Le Marais Girard -  
Faille décro-chevauchante - mélange broyé d'argilo-  
siltites et d'ignimbrite**



Ph.26

AP

**Photo 26 - Le Marais Girard -  
Deuxième filon de quartz N 50° avec un pendage de  
50° vers l'ouest dans l'ignimbrite**

Mais surtout, la zone de fracturation est injectée par un gros filon de quartz épais de 50 à 60 cm, penté de 60° NW et positionné en partie dans le décrochement et, après une courbure vers le sud, dans l'ignimbrite (photo 25). Un second filon similaire, épais de 1.50 m, traverse l'ignimbrite du panneau sud-ouest en direction N 50° avec un pendage de 50° vers l'ouest (photo 26). Ces filons sont postérieurs au décrochement mais montrent des stries de glissement qui indiquent un mouvement de chevauchement vers l'est. On en déduit un mouvement compressif tardif ayant réactivé la faille inverse.

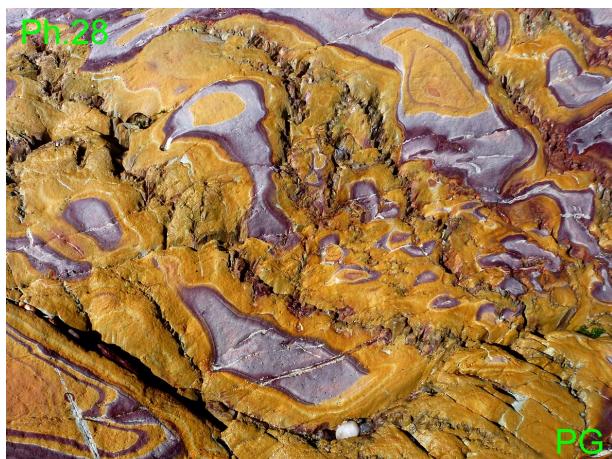
**Secteur 4.** L'ouest du décro-chevauchement\* majeur est occupé par une séquence d'argilo-siltites versicolores intercalées de bancs gréseux décimétriques et de lits de silicites\* grises centimétriques (photos 27 et 28).



Ph.27

PG

**Photo 27 - Le Marais Girard -  
Argilite bariolée du Dinantien de Brétignolles**



**Photo 28 - Le Marais Girard - Aspect versicolore de l'argilite**

Ce sont les schistes bariolés de [Ters et Viaud \(1987\)](#). Cette formation sédimentaire est dépourvue de tout métamorphisme mais a été comprimée et microplissée. Elle est orientée N 110° à 130° et pentée de 40° à 50° vers le nord-est. Elle appartient au bassin dinantien de Brétignolles qui est un fossé tectonique effondré dans le bassin de La Roche-sur-Yon au Carbonifère inférieur (voir site 3 ci-après).

On constate donc que les strates dinantiennes de Brétignolles viennent chevaucher en faille inverse les rhyolites trémadociennes.

### 2.3. Estran de La Sauzaie au Rocher Sainte-Véronique

Ce site a pour objet l'observation dans deux secteurs de la rhyolite de La Sauzaie et de son chevauchement sur le bassin de Brétignolles ([points d'observation 1 et 2, figure 7](#)). Il est l'occasion de discuter de la structuration et de la lithostratigraphie du bassin de Brétignolles.



**Figure 7 - Schéma géologique de l'estran de La Sauzaie - Chevauchement de la métarhyolite de la nappe de Saint-Gilles sur le bassin dinantien de Brétignolles**

La rhyolite de La Sauzaie appartient à l'épaisse pile de rhyolites (environ 500 m) formant la base de la nappe de l'Unité de Saint-Gilles qui occupe la moitié nord-ouest de la zone structurale littorale ([figures 3 et 4](#)). Ces rhyolites sont datées par U/Pb sur zircon à  $491 \pm 12$ ,  $481 \pm 14$  et  $477 \pm 7$  Ma et donc d'âge Trémadocien, premier étage de l'Ordovicien inférieur ([Béchenec et al., 2008](#) ; [Balleuvre et al., 2012](#)). Elles sont sensiblement contemporaines des rhyolites de l'Unité de La Chapelle-Hermier.

**Secteur 1.** La partie nord de l'anse du Rocher Sainte-Véronique est constituée par la rhyolite métamorphisée et mylonitisée\* de la base de la nappe de Saint-Gilles ([photos 29 et 30](#)).



**Photo 29 - La Sauzaie - Falaise de métarhyolite porphyroclastique de l'Unité de Saint-Gilles**



**Photo 30 - La Sauzaie - Métarhyolite porphyroclastique avec intercalations centimétriques de pegmatite**

Généralement la roche est très porphyrique et de teinte rosée. La texture magmatique est hyalo-porphyrique\* riche en mégaphénocristaux de feldspath potassique et de quartz fracturés et qualifiés de porphyroclastes. Du fait de cette texture, la roche a hérité du terme de « porphyroïde », ce qui veut dire « semblable à un porphyre ».

Il est préférable de supprimer ce terme sans réelle signification et de garder le terme général de rhyolite. En l'occurrence, cette roche doit être définie comme une « métarhyolite porphyroclastique », le préfixe « méta » indiquant l'existence de transformations métamorphiques. Parfois la texture devient très fine et microporphyrrique et la teinte s'assombrit en brun vert (photo 31), ce qui suggère des faciès de bordure de coulées. Mais l'intense déformation pas nécessairement conforme à la superposition des laves ne permet pas de confirmer cette interprétation.



**Photo 31 - La Sauzaie -  
Métarhyolite aphanitique sombre en niveau  
dans le faciès porphyroclastique**

La roche est littéralement écrasée. Elle montre une intense schistosité par aplatissement et cisaillement avec plans C/S confondus pentés de 30° à 40° vers l'est et portant une linéation d'étirement N 80° dite L1 (C correspond aux plans de cisaillement ou plans de mouvement ; S correspond aux plans de schistosité ou plans d'aplatissement). L'étirement tectonique a particulièrement affecté les porphyroclastes qui sont tronçonnés perpendiculairement à l'allongement N 80° (photos 32 et 33). La direction de transport liée à cet étirement est clairement au N 260° (figure 2).



**Photo 32 - La Sauzaie -  
Linéation d'étirement au N 260° de la métarhyolite  
porphyroclastique**



**Photo 33 - La Sauzaie -  
Étirement en crayon des porphyroclastes**

Postérieurement à ce transport, la rhyolite a subi une seconde compression oblique qui a généré des microplis en chevrons ou micro-fonces à plans axiaux sub-verticaux orientés N 155° associés à une schistosité S2 de crénulation et donnant une linéation d'intersection L2 sur les plans C/S.

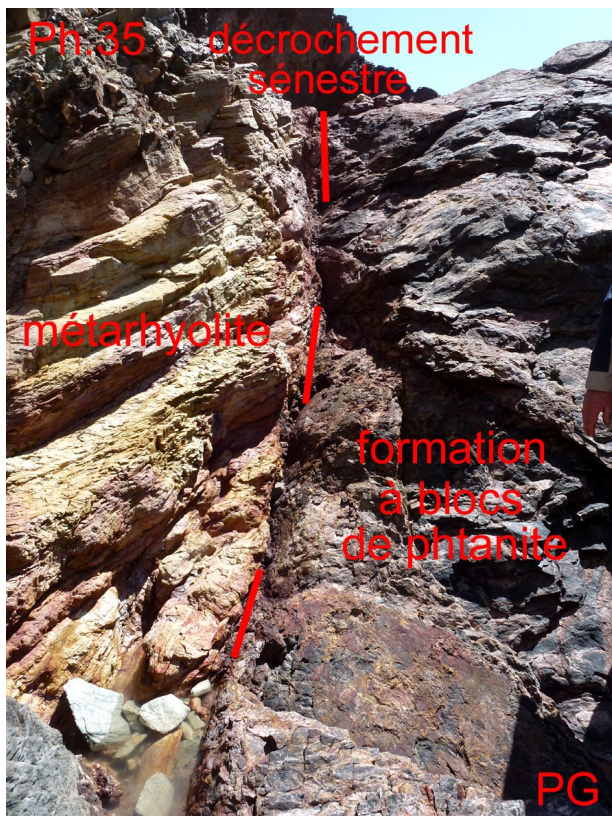
En outre, les plans axiaux de ces microplis sont décrochés en mouvement dextre. L'association pli et décrochement indique une direction de compression du NNE vers le SSE (figure 2). Enfin, les plans C/S sont injectés par des filons de pegmatite également comprimés et replissés (photo 34) ce qui montre que la base de la formation a subi l'influence d'une granitisation avant d'être décollée.



**Photo 34 - La Sauzaie -  
Filons de pegmatite déformés dans la métarhyolite**

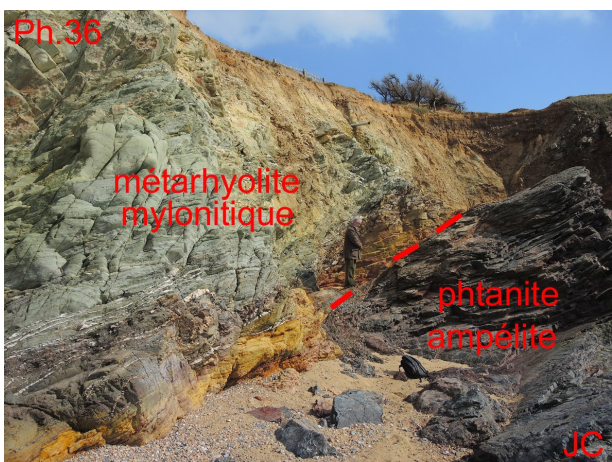
Directement au sud de la bordure rocheuse du nord de l'anse, un grand décrochement senestre N 80° de près de 500 m (photo 35) met en contact la rhyolite avec les sédiments du bassin de Brétignolles appartenant à la formation à blocs de Colchen et Poncet (1989).





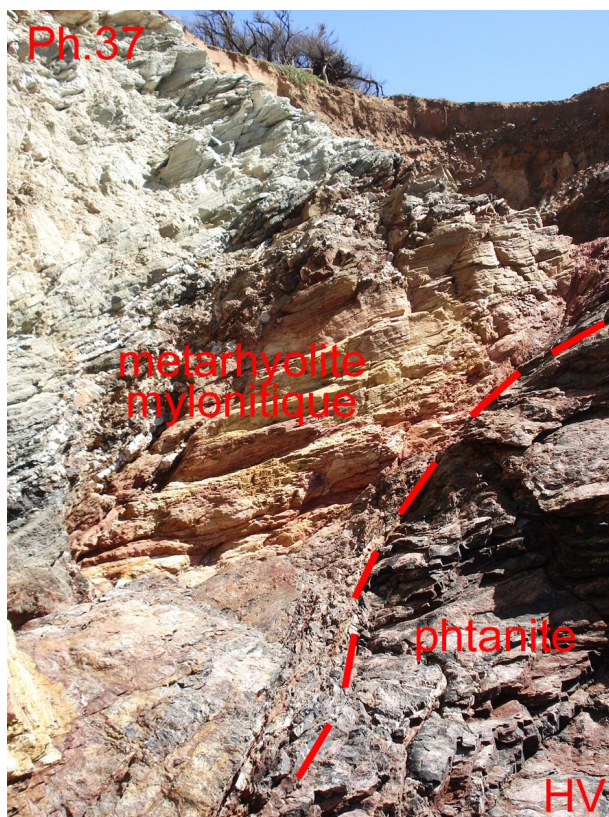
**Photo 35 - La Sauzaie -  
Décrochement sénestre N 80° entre la métarhyolite et  
la formation à blocs de phtanite silurienne de la base  
du bassin dinantien de Brétignolles**

*Secteur 2.* En remontant vers la falaise à l'est, on rencontre le contact chevauchant de la rhyolite sur les sédiments (figure 7). Il s'agit d'une semelle de chevauchement typique de nappe de charriage importante et particulièrement spectaculaire grâce à l'étendue et à la qualité de l'affleurement. La nappe repose sur des phtanites et argilo-siltites rubanées largement injectées de quartz (photo 36).

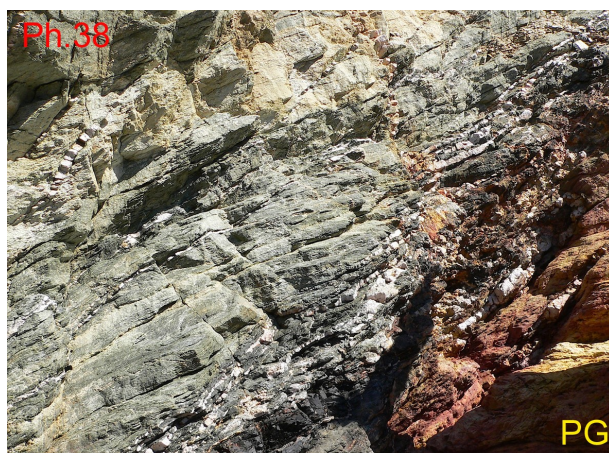


**Photo 36 - La Sauzaie -  
Chevauchement N 110° avec un pendage de 55° vers  
le NNE de la métarhyolite mylonitique sur les pan-  
neaux de phtanite et d'ampélite du bassin dinantien**

Le plan de contact est orienté en moyenne N 110° avec un pendage de 55° vers le NNE mais avec des gauchissements dus à la compression post-charriage. La base de la nappe est caractérisée par un empilement d'écailles mylonitiques et ultra-mylonitiques de dimension décimétrique à métrique et comprenant des formations appartenant aussi bien à la base de la nappe : rhyolites qu'à son substratum : phtanites et strates silico-alumineuses (photos 37 et 38). Le taux de mylonitisation est variable selon les écailles et le long de la surface de contact indiquant un mélange de matériaux diversement transportés.



**Photo 37 - La Sauzaie -  
Aspect bréchifié du chevauchement**



**Photo 38 - La Sauzaie -  
Ecailles de métarhyolite mylonitique injectées  
de quartz dans la semelle du chevauchement**

La nappe de rhyolite repose sur des formations sédimentaires qui ont été diversement interprétées. Quand, dans les années 1970-80, Mireille Ters a découvert des faunes siluriennes et tournaisiennes dans les strates sédimentaires de Brétignolles, on s'est trouvé face à un problème. Ces sédiments ont été attribués à un vaste bassin littoral dans la continuité sédimentaire des formations siluriennes connues de Nieul-le-Dolent appartenant au bassin de La Roche-sur-Yon. Mais on s'explique mal l'importante lacune du Silurien supérieur et de tout le Dévonien en l'absence de tout contact anormal ou de discordance. Rien n'apparaît de semblable dans le bassin de La Roche-sur-Yon où le Tournaisien est inconnu. La solution est venue d'une étude de Didier Poncet partiellement publiée dans Colchen et Poncet (1987 et 1989) mais documentée dans un article du Bulletin annuel de l'AVG de 2013, n°15 p. 20-51 rédigé par H. Vreken sous le contrôle de D. Poncet (site web avg85.fr).

Nous adoptons résolument la lithostratigraphie de Didier Poncet. Toute la base du bassin de Brétignolles dans sa partie nord est un olistolithe qui a dévalé la pente de la bordure du bassin. D'un point de vue réaliste, il faut imaginer un glissement de terrain résultant d'un écroulement gravitaire causé par une faille sismique comme on peut en voir au bas des escarpements de n'importe quel fossé tectonique. Des panneaux rocheux instables de la bordure du bassin ont glissé dans le fossé, ce qui a dû être facilité par la lithologie de cette bordure : des phanites et des ampélites litées très friables et incompetentes\*, mais aussi par une stratification parallèle au plan de faille. Dans des conditions de sédimentation chaotique, il ne faut pas s'étonner si la chronostratigraphie de ces panneaux est localement inversée et si on trouve des répétitions des mêmes séquences litées. Cet olistolithe a donc généré une formation à blocs sur le flanc nord du bassin. Cette formation est structurée en écaillés imbriquées découpées par des failles inverses à vergence sud. Elle est surmontée par une épaisse pile de turbidites, la série gréseuse de La Parée datée du Tournaisien ce qui nous situe bien sur le talus d'un profond bassin. Les sédiments de la formation à blocs, ampélites, phanites et nodules des phanites, renfermant des microfossiles du Silurien (Deflandre et Ters, 1970 ; Ters, 1970), proviennent de la marge du bassin qui est précisément constituée de sédiments siluriens. Il suffit pour s'en convaincre de prolonger sous la nappe de l'Unité de La Chapelle-Hermier la limite Ordovicien-Silurien du bassin de La Roche-sur-Yon (figure 3). En revanche, les nodules silico-phosphatés des argilites interstratifiées sont datés du Tournaisien par Conodontes et Radiolaires (Comble et al., 1985), ce qui fixe sans conteste l'âge de la sédimentation du bassin.

En définitive, les formations sédimentaires de Brétignolles se sont déposées dans un fossé tectonique du début du Carbonifère ouvert dans la partie ouest du bassin du Paléozoïque inférieur de La Roche-sur-Yon. Le fossé est comblé au Viséen. Il est d'abord partiellement recouvert par des formations volcaniques et sédimentaires de l'Unité de La Chapelle-Hermier. Puis la nappe de Saint-Gilles vient recouvrir le tout. On imagine assez bien les déformations compressives qui ont affecté les sédiments du bassin lors de ces événements telles que décrites par Colchet et Poncet (1987). La structuration

finale résulte d'une compression NNE-SSW avec déversement de la partie sud du bassin.

#### 2.4. Corniche de Sion-sur-l'Océan-Croix-de-Vie, intrusions de lamprophyre

La corniche de Sion-sur-l'Océan à Croix-de-Vie nous montre en détail la formation sédimentaire supra-rhyolitique de la nappe de l'Unité de Saint-Gilles sur un peu plus de 2,5 km de falaise et d'estran rocheux. La pile sédimentaire est orientée WNW-ESE avec un faible pendage de 20° en moyenne vers le NNE pouvant aller jusqu'à 40°, mais avec de larges ondulations donnant de faibles pendages vers le SSW. La stratification est dominée par des argilites et argilo-siltites très finement rubanées en lamines avec un litage infra-millimétrique (photo 39). Les argilites sont de teinte vert sombre ou noire et de nature ampélitique. Ces lutites\* sont interstratifiées de bancs décimétriques à métriques de grès le plus souvent très fins (photos 40 et 41) et de quelques niveaux carbonatés.



Photo 39 - Sion-sur-l'Océan - Alternance d'argilites, siltites et grès fins dans la falaise de la corniche, au niveau du filon de lamprophyre (formation sédimentaire de l'Unité de Saint-Gilles de l'Ordovicien inférieur)

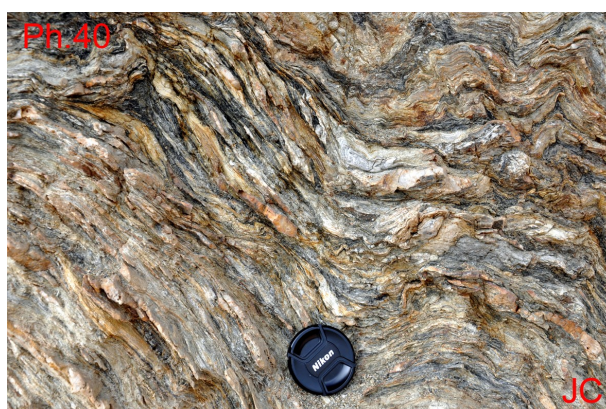


Photo 40 - Sion-sur-l'Océan - Litage inframillimétrique d'argilo-siltites  $S_{0-1}$  repris par des microplis en chevrons



**Photo 41 - Sion-sur-l'Océan - Alternance de bancs d'argilites ampéliteuses et de siltites microgréseuses**

L'importance des bancs arénitiques croît vers le nord, soit vers la partie supérieure de la pile. L'ensemble a subi un métamorphisme de bas degré avec développement de séricite, muscovite et chlorite en fines paillettes et d'albite dans une schistosité  $S_{0.1}$ . Les filonnets de quartz d'exsudation arment toute la roche. Un plissement généralisé a généré des plis centimétriques et décimétriques disharmoniques à plans axiaux verticaux axés N 150° systématiquement repris par des cisaillements synschisteux dextres de même direction (photo 42). La combinaison plissement-cisaillement indique une compression NNE-SSW. Nous avons vu cette même déformation dans les métarhyolites se superposant à la déformation initiale protomylonitique axée N 160° générée par le charriage de la nappe. Les métasédiments superposés devraient porter la même déformation initiale. Il semble que la déformation plicative\* ait en grande partie effacé les traces de la linéation d'étirement initiale. C'est une hypothèse probable en attendant une analyse microstructurale classique.

Les strates inférieures de la formation sédimentaire se situant au sud, à hauteur de la pointe de Grosse Terre au site 5, il eut été judicieux de commencer les observations par cette partie. Pour une raison naturelle, l'heure de la marée haute, nous nous sommes d'abord rendus dans un secteur supérieur de la formation pour voir les intrusions de lamprophyre, avant que la mer ne nous barre l'accès.

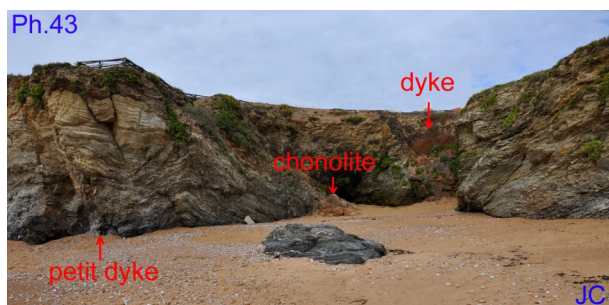


**Photo 42 - Sion-sur-l'Océan et Croix-de-Vie - Plissement de la  $S_{0.1}$  en plis centimétriques et décimétriques disharmoniques à plans axiaux verticaux axés N 150° systématiquement repris par des cisaillements synschisteux dextres de même direction**

*Localisation des lamprophyres*

Les intrusions de lamprophyres sont localisées en un seul site, à mi-parcours de la corniche vers N 48°. Elles comptent six objets dans la falaise et sur l'estran.

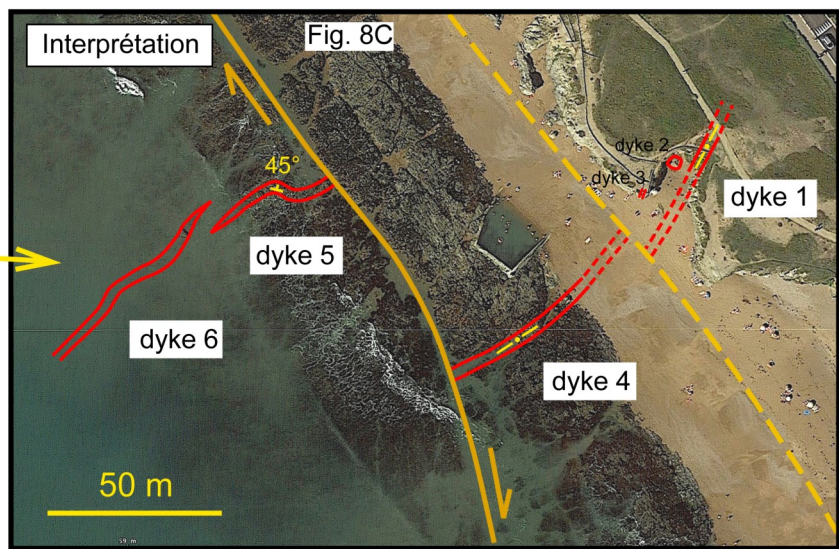
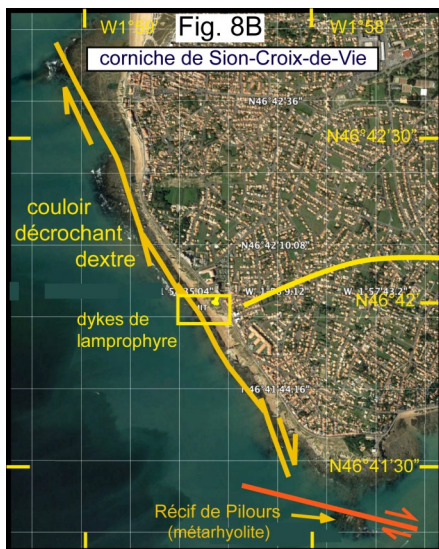
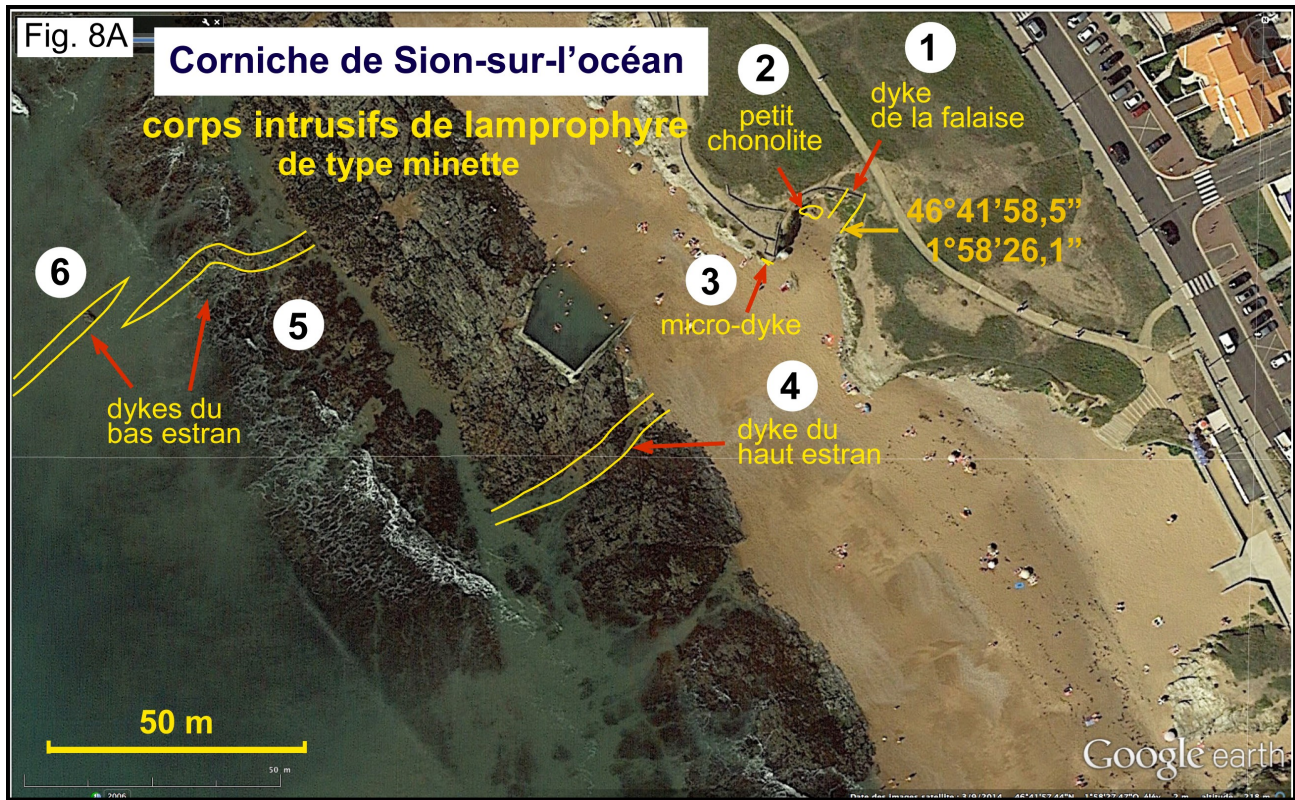
(1) Au fond d'une anse orientée NNE-SSW dans la falaise globalement NNW-SSE, une intrusion de 2,90 m de large recoupe à la verticale les métasédiments schisteux (photos 43 et 44). C'est le dyke 1.



**Photo 43 - Sion-sur-l'Océan - Vue générale du site des intrusions de lamprophyre de type minette**



**Photo 44 - Sion-sur-l'Océan - Dyke vertical de lamprophyre dans la falaise, orienté N 30° et large de 2,9 m (intrusion 1 de la figure 8)**



**Figure 8 - Intrusions de lamprophyre dans la corniche de Sion-sur-l'Océan à Croix-de-Vie**

- A- Localisation des six corps intrusifs observés
- B- Positionnement dans la corniche en rapport avec le grand couloir décrochant dextre
- C- Interprétation du système de dyke décalé par le décrochement dextre

Les contacts sont francs, orientés N 30° et sans indices de thermométamorphisme. Le corps intrusif est à grain fin, aphanitique, de teinte gris-bleuté à l'état frais et brun ocre à l'état altéré, état qui prédomine dans l'affleurement, et parsemé de fines paillettes de mica noir. La texture reste identique sur toute la largeur de l'intrusion, avec la même granulométrie millimétrique. Il n'y a aucun indice de trempé sur les bordures. L'absence d'effet thermique est en faveur d'une intrusion de faible volume. La roche disparaît au NNE sous la couverture sableuse du pied de la falaise. Une extension possible vers la plage au SSW se heurte à un rocher de schistes, ce qui limite le passage éventuel d'un dyke orienté N 30°, entre ce rocher et la falaise à l'est.

(2) À 3 m à l'ouest du dyke 1, le bas de la falaise et la partie NW de l'anse sont injectés de la même roche intrusive en une masse rocheuse de largeur métrique dont la base est masquée par le sable de la plage (photo 45). Les contacts avec les schistes sont de deux types, soit sécants\* soit conformes\* à la schistosité en épousant la forme des plis décimétriques (photo 46). Ce dernier mode intrusif est caractéristique des chonolites\*.



**Photo 45 - Sion-sur-l'Océan -  
Petit chonolite de lamprophyre, contact intrusif  
(intrusion 2 de la figure 8)**



**Photo 46 - Sion-sur-l'Océan -  
Chonolite, contact conforme à la schistosité**

Le corps magmatique peut être qualifié de petit chonolite. Il renferme des xénolithes\* pluricentimétriques de schistes dilacérés aux bords anguleux, naturellement

arrachés à l'encaissant immédiat et toujours sans aucune trace d'effet thermique. Dans la nomination des intrusions locales, on en fait le dyke 2.

(3) Dans l'éperon de la falaise à l'entrée ouest de l'anse, un filonnet traverse les schistes sur près de 4 m de haut. Il est incliné de 60° vers l'ouest d'abord en contact sécant parfois décalé par des fractures transverses, puis en suivant la schistosité locale (photo 47). On le nomme dyke 3. L'épaisseur varie de 10 à 30 cm avec des étranglements et disparitions apparentes au décalé des fractures. La disposition des segments du filonnet suggère une alimentation latérale et non verticale (de bas en haut) d'un très petit dyke qui n'est qu'à 10 m du petit chonolite.



**Photo 47 - Sion-sur-l'Océan -  
Petit dyke dans la falaise sur près de 4 m de haut,  
incliné de 60° vers l'ouest (intrusion 3 de la figure 8)**

(4) Au bas de la plage, à 35 m de la falaise, où commencent les rochers, et en direction SW, un corps intrusif de lamprophyre traverse les schistes. C'est le dyke 4 (photos 48 et 49). D'apparence sub-verticale, cette intrusion est de forme oblongue effilée et légèrement courbe, longue de 40 m sur une largeur maximale de 5 m, et orientée N 35° à 45°. Elle se termine brutalement au SW par une zone de fracture verticale orientée N 170°. Cette zone de fracture est visible tout le long de l'estran de la corniche de Sion-sur-l'Océan à Croix-de-Vie avec une orientation moyenne N 150° (figure 8B). Elle limite deux secteurs rocheux dans l'estran : le haut-estran à l'est et le bas-estran à l'ouest. Le dyke 4 est approximativement dans le prolongement des intrusions de la falaise, mais aucun affleurement intermédiaire ne permet de les relier.



**Photo 48 - Sion-sur-l'Océan - Dyke renflé dans l'estran long de 45 m sur une largeur maximale de 5 m, et orienté N 35° à 45° (intrusion 4 de la figure 8)**

*Ce dyke s'interrompt brutalement au sud-ouest au passage d'une fracture majeure. Il se prolonge au nord-est sous le sable de la plage par quelques blocs arrondis.*



**Photo 49 - Sion-sur-l'Océan - Dyke de l'estran, les contacts semblent verticaux (intrusion 4 de la figure 8)**

(5) À 60 m au NW du dyke 4 et partant de la zone de fracture, une intrusion de 2 m de large se dirige vers le SW du bas-estran. Elle décrit un large S vers le NW puis s'effile en direction N 40° et disparaît après un parcours d'environ 40 m. C'est le dyke 5, pétrographiquement et structuralement identique au dyke 4, mais avec un pendage de 45° vers le NW qui s'accuse après le virage du S (photo 50).



**Photo 50 - Sion-sur-l'Océan - Dykes du bas estran correspondant aux intrusions 5 et 6 de la figure 8**

*Le dyke 5 est courbé en S et incliné de 45° vers le nord et le nord-ouest. Le dyke 6 prend le relais et disparaît dans la mer.*

(6) Après un décalage de 5 à 6 m vers le NW, depuis la terminaison du dyke 5, un nouveau dyke démarre selon une direction N 40°, avec une largeur de 1 à 2 m et une allure sub-verticale (photo 51). C'est le dyke 6 qui se perd sous la mer après 60 m.



**Photo 51 - Sion-sur-l'Océan - Vue de la zone de relais des dykes 5 et 6**

### Interprétation du système de dykes

Il ne fait pas de doute que les dykes 4 et 5 se raccordent. Leur décalage résulte d'un déplacement dextre de 60 m le long du grand décrochement qui détermine la géographie de la corniche. En effet, tout l'estran est marqué par une intense fracturation verticale NNW-SSE à jeu dextre qui se superpose à la microfracturation verticale dextre N 150° héritée de la phase de déformation postérieure à la mise en place de la nappe (voir plus haut). L'image satellitaire montre également une discontinuité NNW-SSE entre la haute et la basse plage, le long de la falaise. Il est raisonnable de relier le dyke 4 au dyke 1. Les deux dykes sont verticaux, de puissance et d'orientation similaires et de pétrographie identique. Le raccord peut se faire, soit en admettant une légère courbure, soit, plus probablement, par un faible décrochement dextre le long de la discontinuité de la plage.

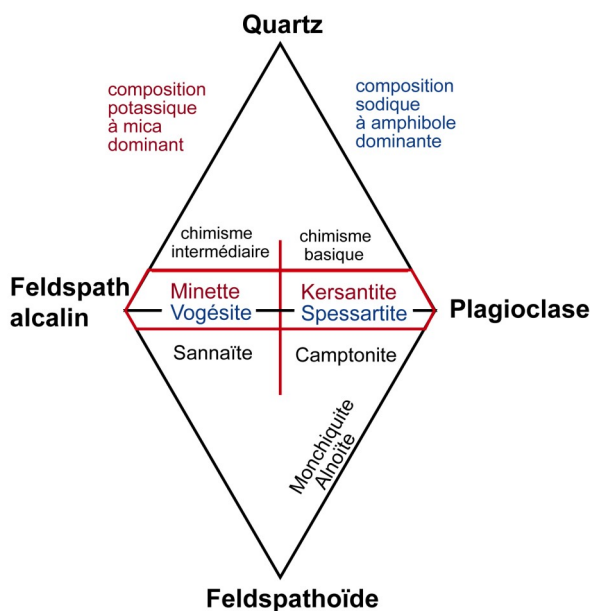
Le dyke 6 est un relais du dyke 5. La disposition en échelon suggère une extension NW-SE qui n'est pas compatible avec le décrochement dextre. Les dykes se sont mis en place lors d'une phase d'extension antérieure à la réactivation du décrochement dextre.

**Pétrographie et nomenclature**

Examiné au microscope, le lamprophyre est microgrenu porphyrique avec des grands phénocristaux de feldspaths alcalins potassiques craquelés assez abondants, des grandes paillettes de biotite et quelques agrégats xénolithiques homogènes\* de biotite. La mésostase est typiquement lamprophyrique par l'ensemble des petites paillettes jointives de biotite associées à des microcristaux de magnétite et de feldspath alcalin dans une matrice indiscernable globalement quartzo-feldspathique. Les prismes d'apatite assez bien développés sont fréquents. Il s'y ajoute des microcristaux de zircons accessoires. Enfin, sporadiquement, la roche inclut des petits xénocristaux arrondis de quartz. Dans la classification des lamprophyres, cette roche est une minette en raison de la présence de quartz et de la prédominance du feldspath potassique sur le plagioclase (figure 9).

Fig. 9

**Classification des lamprophyres**

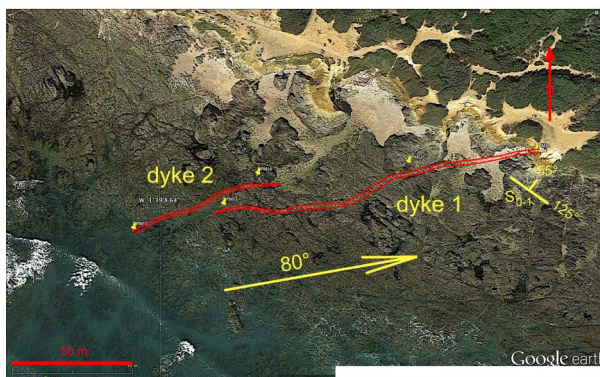
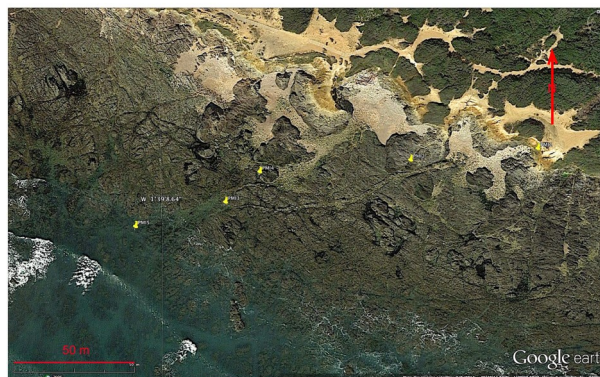


**Signification géotectonique**

Ces intrusions de minette sont clairement postérieures aux plissements et événements tectono-magmatiques de l'orogénèse varisque qui prennent fin au Carbonifère supérieur. En raison de la finesse de la texture et de l'absence d'effets thermiques (pas de trempe en bordure des intrusions et pas de métamorphisme de contact), on a affaire à des venues magmatiques de taille modeste qui profitent d'une fracturation locale et se refroidissent assez rapidement à faible profondeur (de l'ordre de la centaine de mètres).

Une autre intrusion de minette est signalée par [Ters et Viaud \(1987\)](#) dans les métasédiments de Saint-Gilles à 2 km au nord de La Chaize-Giraud. Un autre dyke de minette, subvertical et orienté N 80°, est signalé à 2 km au nord de Brétignolles traversant les métarhyolites mais qui n'a pas été retrouvé. Plus au sud, à la pointe du Payré au sud des Sables d'Olonne, dans la formation gréseuse du Payré de l'Unité de La Roche-sur-Yon, deux dykes en échelon coupent les grès en direction N 80° sur une centaine de mètres, avec un pendage de 60°N (figure 10, photo 52). Leurs compositions et textures sont identiques à celles des minettes de la corniche de Sion-sur-l'Océan.

**Dykes de lamprophyre de la pointe du Payré (minette)**



Le dyke 1 se termine à l'ouest et disparaît sous la falaise à l'est; longueur visible : 130 m; épaisseur maximale : 1,80 m  
 Le dyke 2 se termine à l'est et disparaît sous la mer à l'ouest; longueur visible : 60 m; épaisseur maximale : 80 cm

Direction moyenne N 80°  
 Pendage sub-vertical à 60° vers le nord



**Figure 10 - Intrusions de lamprophyre à la pointe du Payré, au sud des Sables-d'Olonne**



**Photo 52 - Pointe du Payré au sud des Sables-d'Olonne - Dyke de lamprophyre de type minette coupant les grès en direction N 80° sur une centaine de mètres, avec un pendage de 60°N ; noter la prismation perpendiculaire aux épontes**

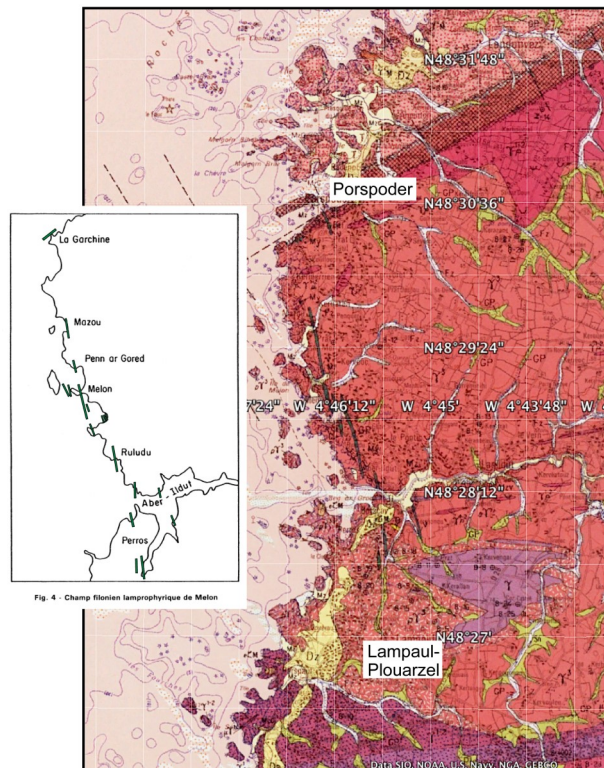
Beaucoup plus au nord, sur la côte occidentale de la Bretagne, au pays du Léon, un essaim de dykes orientés N 170° traverse le granite de l'Aber-Ildut sur 5 km entre Porspoder et Lampaul-Plouarzel (figure 11) (Chauris et Hallégouët, 1994).

Il s'agit toujours de minettes qui ont été datées à 272 Ma, donc au Permien moyen (Bellon et al., 1988).

Les minettes proviennent d'un magma alcalin d'origine mantellique profonde. Leur magmatogenèse procède d'une décompression lithosphérique indépendante de toute orogénèse. En l'occurrence, on peut invoquer une extension due à des réajustements isostatiques postérieurs à l'orogénèse varisque.

Les dykes de minette ont été confondus avec les kersantites de Bretagne bien connues par les sculptures des églises et calvaires bretons et leur usage en pierres de taille largement exportées puisqu'on en trouve dans les ports des Sables-d'Olonne et de La Rochelle. La kersantite se distingue de la minette par une plus forte proportion de plagioclase et la présence d'amphibole et de pyroxène (figure 9). C'est donc une roche plus basique.

Fig. 11



**Figure 11 - Intrusions de lamprophyres dans le granite de l'Aber-Ildut au pays du Léon (Bretagne)**

La kersantite de Kersanton et de la région de l'Hôpital-Camfrout dans le Finistère est intrusive en sills épais limités aux formations du Dévonien supérieur. Il n'existe aucune datation, mais d'après le mode de gisement, nous suggérons un magmatisme carbonifère tardi-orogénique, donc sans relation avec le magmatisme permien anorogénique des minettes.

### 2.5. Corniche de Croix-de-Vie, pointe de Grosse Terre

La partie inférieure de la formation sédimentaire de l'Unité de Saint-Gilles est entièrement exposée dans le secteur sud de la corniche de Croix-de-Vie à la pointe de la Grosse Terre. Cette pointe se prolonge par l'îlot de Pilours (déformation de perrouse qui voudrait dire pierre d'écueil d'après P. Garcie-Ferrande (1483), voir site web de Croix-de-Vie) seulement accessible aux grandes marées basses (photo 53).

Or cet îlot est fait de métarhyolite de La Sauzaie (figure 2). On suppose qu'il s'agit de la partie supérieure de la pile volcanique corrélable, moyennement un décrochement NW-SE dextre, avec celle de La Roche Biron à la pointe nord de La Sauzaie (figures 2 et 3 ; photo 54).

**Les métasédiments de Grosse Terre** présentent des intercalations d'argilo-siltites finement gréseuses riches en éclats de quartz et de feldspath alcalin (photos 55 et 56). Ces strates sont identiques à celles du site du Petit Rocher au nord de l'anse de La Roche Biron, où elles s'intercalent entre des niveaux de pyroclastites et des petites coulées de rhyolite, et que l'on interprète comme des cinérites rhyolitiques.





**Photo 53 - Pointe de Grosse Terre - Métsédiments de l'Unité de Saint-Gilles au-dessus de la métarhyolite de La Sauzaie constituant le rocher de Pilours**



**Photo 54 - Pointe de Grosse Terre - Vue du rocher de Pilours**

*La métarhyolite est corrélée avec celle de la Roche Biron à la pointe de La Sauzaie en arrière-plan au sud de la baie de Saint-Gilles*



**Photo 55 - Pointe de Grosse Terre - Lits de cinérite rhyolitique dans les méta-argilosiltites**



**Photo 56 - Pointe de Grosse Terre - Cinérite rhyolitique dans les méta-argilosiltites**

Cette séquence volcano-sédimentaire repose sur la pile de rhyolite par un contact repris en chevauchement à La Roche Biron et constitue logiquement le membre basal de la formation sédimentaire de Saint-Gilles. Il en est probablement de même à Grosse Terre et Pilours.

La déformation est similaire à celle déjà décrite pour la corniche de Sion-sur-l'Océan, avec une  $S_{0-1}$  reprise par des plis en chevrons et disharmoniques à plans axiaux verticaux orientés N 150° et repris en décrochement dextre (photos 57 et 58).



**Photo 57 - Pointe de Grosse Terre - Petits plis en chevron affectant la  $S_{0-1}$**