

- Description de l’affleurement du Rocher de Poissonnet



Banc de sablites (grès) en bas et banc de siltites (pélites) en haut

Les faciès qui affleurent présentent une alternance rythmique de bancs gréseux décimétriques à métriques, durs, gris-vert-beige à gris-bleu, à grain moyen ou grossier, et de lits pélitiques, centimétriques à décimétriques, gris-noir, à grain très fin et se délitant facilement.

- Les niveaux de grès de la formation sont des sablites ou arénites c'est-à-dire des roches détritiques dont les éléments ont une taille comprise entre 64 µm et 2 mm.

Ce sont surtout des sablites fines à moyennes, très immatures d'un point de vue textural puisque le pourcentage de matrice est compris entre 20 et 50 %, ce qui justifie l'appellation de wackes pour ces roches.

Les éléments figurés, mal triés et peu usés, sont du quartz (dominant), des feldspaths, des fragments lithiques (surtout des débris de laves microlitiques et des débris de roches métamorphiques) et des minéraux lourds (hématite, pyrite, graphite).

La matrice est constituée d'éléments inférieurs à 30 µm de quartz, de chlorite, d'illite et/ou de séricite.

- Les niveaux pélitiques correspondent à des siltites fines à grossières, c'est-à-dire que les éléments (quartz, chlorite, opaques) ont une taille moyenne comprise entre 4 et 64 µm.

Quelques faciès particuliers ont été très localement reconnus : faciès volcaniques tuffacés, faciès carbonatés ou conglomératiques.



Cette formation gréso-pélitique est particulièrement riche en structures sédimentaires.

- Figures sédimentaires

** Laminations*

Au niveau de l'échantillon, la lamination se manifeste par des variations dans l'intensité de la couleur correspondant à des pulsations granulométriques et minéralogiques.



Laminations

Dans les niveaux silteux, on observe parfois comme sur la photographie suivante un accroissement vertical graduel du nombre des lamines jusqu'à former un niveau homogène.



Gradient de lamines

Origine de la lamination : elle proviendrait de courant de haut régime véritable développant des structures planaires ou pourrait résulter de la décélération progressive d'un courant de suspension permettant aux particules de même taille et même densité de se regrouper.

*** Figures de charge**

« Elles résultent de l'enfoncement par gravité d'une fine couche de sédiment gréseux plus dense que le substrat silteux sous-jacent en partie cohérent.

Le sédiment dans son mouvement descendant peut même avoir tendance à s'enrouler sur lui-même.

Cette dynamique gravitaire qui peut être initiée par des phénomènes extérieurs n'est possible que lorsque les deux couches possèdent une certaine plasticité c'est-à-dire avant la fin de l'induration, et se met en place quand la fréquence des apports est élevée, augmentant ainsi le contraste de gravité. »

Extrait de la thèse de E. Denis

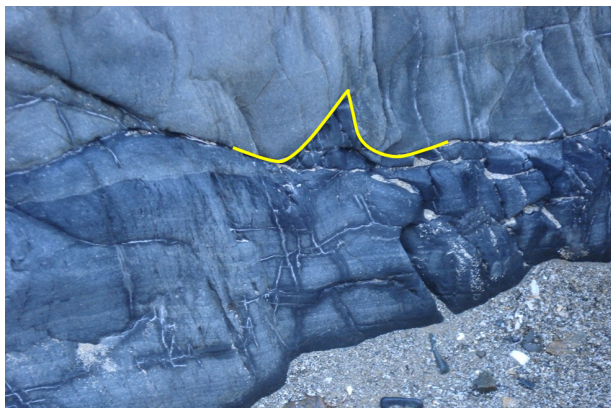


Figure de charge

*** Structures de slumps**

En géologie, un slump est un pli créé par gravité dans un sédiment non consolidé.

« La reconnaissance de ces figures est importante car elles matérialisent, selon la majorité des auteurs, la présence d'une pente. En effet les slumps seraient produits à partir de sédiments suffisamment cohésifs et en position instable sur un plan incliné. Ils seraient amenés à glisser le long de cette pente à la suite de secousses sismiques ou de surcharges sédimentaires. »

Extrait de la thèse de E. Denis



Couche slumpée

Les niveaux sous et sus-jacents ne sont pas affectés.

NB - Des figures d'échappement d'eau ont été également observées.

La plupart de ces faciès peuvent être rapprochés des différentes séquences mises en évidence dans les environnements turbiditiques.



Aspect turbiditique de l'affleurement

Les wackes et siltites de la Formation de Binic sont schistosés : la schistosité est parallèle à la stratification très redressée ici.

En retournant vers la plage de Tournemine, on constate que la falaise qui longe la côte recoupe des sédiments périglaciaires quaternaires.

Les dépôts grossiers de la base où l'on retrouve des éléments de la Formation de Binic arrachés sur place par gélifraction sont d'âge saalien.

Rappel de l'arrêt 1

Saalien : à corrélater avec la glaciation du Riss (de 370 000 à 130 000 ans).



Base de la falaise - Head grossier à éléments empruntés à la Formation de Binic

Les limons supérieurs fins rencontrés plus près de la plage se sont mis en place pendant le cycle weichsélien.

Rappel de l'arrêt 1

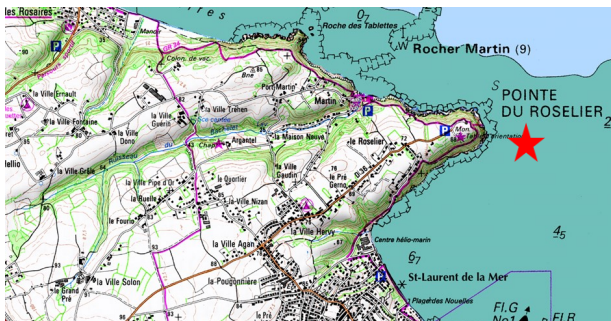
Weichsélien : dernière glaciation du Würm (de 110 000 à 10 000 ans).



Limons supérieurs (lœss)

Arrêt 5 - Pointe du Roselier - Formation méta-volcanique de Lanvallon

Âge : aux environs de 610 Ma (Briovérien inférieur)



Extrait de la carte géologique de Saint-Brieuc au 1/50 000^{ème}

δ L = Amphibolites, metabasites



Pointe du Roselier

On observe essentiellement des laves en coussins ou « pillow lavas » très déformés, de forme ovale. Des intercalations sédimentaires peu épaisses séparent les coulées verticalisées, d'épaisseur plurimétrique à décamétrique.

Une schistosité pénétrative affecte les intercalations sédimentaires en même temps qu'un métamorphisme de faciès schiste vert à amphibolite.



Coulées verticalisées de pillows déformés



Pillows déformés séparés par des intercalations sédimentaires très écrasées

Synthèse des arrêts 4 et 5

Ces coulées de pillows de la Pointe du Roselier appartiennent à la **Formation métavolcanique de Lanvallon** qui couvre une superficie importante de la chaîne cadomienne, principalement à l'Ouest de la Baie de Saint-Brieuc ; elle est constituée de termes basiques (métabasaltes et méta-andésites) et de termes acides à intermédiaires (dominants dans la partie Nord de la formation) auxquels s'ajoutent des intercalations métasédimentaires détritiques généralement fines et rares.

La **Formation de Binic**, qui surmonte la Formation de Lanvallon dans la baie de Saint-Brieuc, repose indifféremment sur les termes acides ou basiques de cette formation. Inversement, aucune discontinuité structurale ne sépare les unités volcaniques et sédimentaires.

Ceci suggère une contemporanéité des émissions acides et basiques de la **Formation de Lanvallon**.

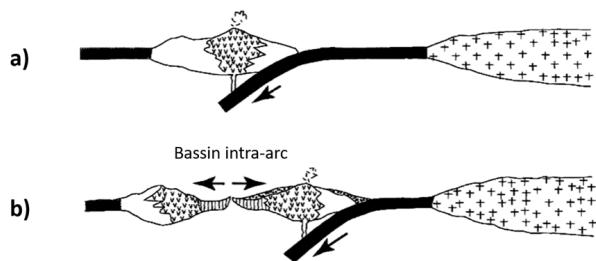
Hypothèses sur le volcanisme bimodal de la Formation de Lanvallon

D'un point de vue géochimique, les études récentes mettent en évidence des analogies entre les métavolcanites de la Formation de Lanvallon et les tholéiites continentales.

La Formation de Lanvallon se serait mise en place dans un bassin intracontinental en distension. Les magmas basiques tholéiitiques seraient d'origine mantellique et les magmas acides d'origine crustale. La composition des leptynites et des laves acides de la Formation de Lanvallon n'exclut pas non plus une différenciation à partir de magmas basiques.

Cependant, le contexte régional et notamment la proximité et la contemporanéité avec les métavolcanites de Paimpol (à signature de tholéiites océaniques d'arc) suggèrent une mise en place de la Formation de Lanvallon en contexte de marge continentale amincie (bassin intra-arc) en arrière du système d'arc de Paimpol.

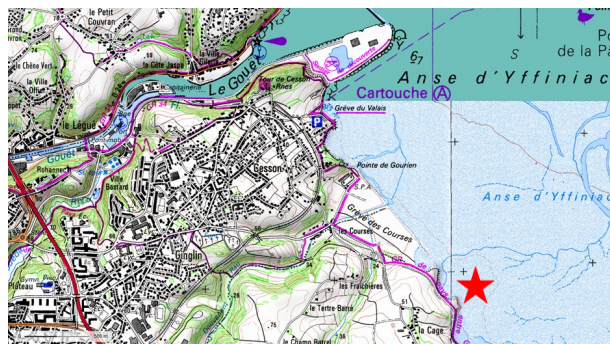
Quelle que soit l'hypothèse retenue, la Formation de Lanvallon est considérée comme le témoin d'un épisode de forte extension dans l'Unité de Saint-Brieuc.



Modèle de formation d'un bassin intra-arc

Arrêt 6 - Langueux - Conglomérat ou « Poudingue de Cesson » à la Grève des Courses

Âge : Briovérien inférieur (entre 670 et 620 Ma - 2 galets de trondhjémite du conglomérat ont été datés par U/Pb sur zircons de 667 et 656 Ma)



Extrait de la carte géologique de Saint-Brieuc au 1/50 000^{ème}

bç avec surcharges ● = Poudingue de Cesson

En allant vers le Sud-Est à partir de la grève, et après une falaise de loess de 15-20 m de hauteur, les premiers affleurements rocheux sont représentés par des métasédiments détritiques fins verticalisés ; de la staurotite a été observée au sein de ces métasédiments.



Pointe Sud de la Grève des Courses

On arrive ensuite, au niveau d'une avancée rocheuse, sur un premier affleurement d'une quinzaine de mètres de puissance de conglomérat polygénique très déformé appartenant à la Formation du « Poudingue de Cesson ».

Les galets, pluri-centimétriques à décimétriques, sont nettement allongés suivant un plan de foliation subvertical de 85° vers le Nord et une linéation fortement plongeante de 70° vers l'Est.

Ils sont faits principalement de quartzite fin clair, mais également de quartz, grès, kératophyres, siltstone, orthogneiss et granitoïde (granodiorite...), dispos es en bancs s epar es par des niveaux fins de sédiments.

Par endroits, ils sont très d eform es, voire même pliss es.



Poudingue de Cesson



Détail

Ce que nous n'avons pas vu

En continuant vers le Sud-Est, on aurait rencontr e les premiers affleurements d'un conglomérat cette fois-ci « monogénique », constitu e essentiellement (mais pas exclusivement) de gros blocs arrondis ou « boulders » de granitoïde clair, décimétriques à pluri-décimétriques (localement jusqu'à un mètre) de nature trondhjémitique. L'épaisseur de ce conglomérat monogénique dépasse les 50 m.

Deux de ses galets ont été dat es à environ 667 et 656 Ma.

Mais de nouveaux âges compris entre 665 et 624 Ma ont été récemment obtenus sur des zircons (par méthode U/Pb) de galets appartenant à la fois au conglomérat « monogénique » et au conglomérat « polygénique ».

D'autre part, les blocs de ces deux conglomérats de la Pointe de Cesson présentent de fortes analogies de faciès, les mêmes caractères géochimiques et un âge similaire de ceux de la Formation trondhjémitique d'Hillion voisine qui a été dat e à 645-625 Ma. Cette dernière formation peut donc être consid er e comme le matériel source des conglomérats de Cesson.

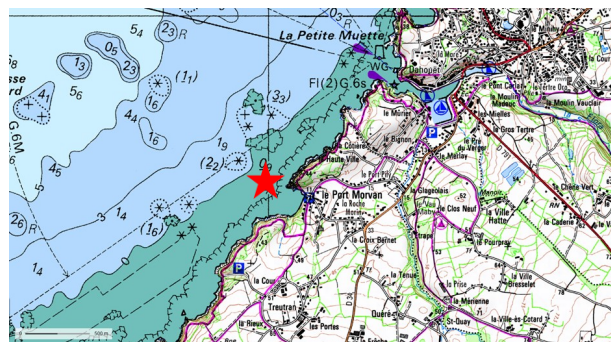
Les Poudingues ou conglomérats de Cesson représentent par conséquent les produits de l'érosion de la Trondhjémite d'Hillion, qui devait appartenir à une très vieille châine de montagnes : la châine pentévrienne.

Cette châine pentévrienne a été, après sa formation, soumise à des phénomenes d'altération et d'érosion responsables de son d emant ement.

Les Poudingues ou conglomérats de Cesson en sont les produits. Ils se sont accumul es dans un bassin voisin repr esent e aujourd'hui par les Formations de Lanvollon et de Binic dont ils marquent la base. L'ensemble volcano-sédimentaire de Lanvollon-Binic a été dat e entre 610 et 588 Ma.

Arrêt 7 - Gneiss de Port Morvan (Commune de Plangu enoual)

 ge : 750 Ma environ (746 ± 17 Ma) – Briovérien tout-à-fait inférieur = Pentévrien



Extrait de la carte géologique de Saint-Brieuc au 1/50 000 me

- Description de l'affleurement

Sur la petite plage de Port-Morvan, on observe principalement des gneiss clairs, leucocrates, quartzofeldspathiques, grossiers à moyens, au sein desquels s'intercalent parfois des niveaux décimétriques à métriques de gneiss vert sombre, chloriteux, à grain plus fin et parallèles à la foliation verticale.

Ces intercalations sont particulièrement visibles à l'entrée de la plage de Port-Morvan (à droite en descendant) où, transposées par la déformation mylonitique du secteur, elles engendrent ici un véritable rubanement décimétrique.

Les gneiss verts se raréfient ailleurs.

Ce sont les gneiss leucocrates de cette plage qui ont été datés à 746 ± 17 Ma ce qui permet de les rapporter clairement à un ensemble « pentévrien » (Complexe de Penthièvre) d'âge « éocadomien ». Ce sont les roches les plus vieilles de la chaîne cadomienne armoricaine, exceptions faites des reliques icartiennes du Trégor et des Îles anglo-normandes (2 Ga).



Alternance de gneiss clairs et de gneiss verts

- Composition chimique des gneiss

* Les gneiss clairs

Les gneiss leucocrates sont composés principalement de plagioclase subautomorphe et généralement très altéré, de quartz et, dans une moindre mesure, de chlorite en remplacement de la biotite. L'amphibole est plus rare.

La proportion variable de ces minéraux confère à la roche une composition tonalitique à trondhjémitique. Le feldspath potassique n'a jamais été observé. La magnétite est parfois abondante, des sulfures ont été reconnus. Du grenat ainsi que du sphène (en rubans) sont parfois présents. L'épidote apparaît aux dépens du plagioclase. De la calcite cristallise au sein de fentes et en imprégnation jusqu'à parfois envahir la roche.

Ces gneiss, clairement orthodérivés, présentent une composition acide ($\text{SiO}_2 = 71\%$), nettement alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,8\%$) et faiblement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 1,8\%$), qui les définit comme des trondhjémites. Les trondhjémites sont des roches voisines des plagiogranites.

* Les gneiss vert sombre

Leur composition est franchement tonalitique : la minéralogie est voisine de celle des gneiss leucocrates mais se distingue de ces derniers par une moins grande richesse en quartz et par une plus grande abondance en minéraux ferro-magnésiens maintenant chloritisés. L'épidote secondaire et la calcite sont fréquentes. Dans les faciès foliés à mylonitiques, les plagioclases très altérés constituent des clastes peu déformés et moulés par le quartz, en rubans, qui accommodent l'essentiel de la déformation.

Deux gneiss vert sombre ont été analysés :

- l'un est un chloritoschiste dont la perte au feu élevée (= 10,31 %) témoigne de l'abondance de phyllites. Corrigée de cette perte au feu, la composition devient basaltique ($\text{SiO}_2 \sim 49\%$) et quasiment non différenciée.

- le deuxième montre une composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 59\%$) comparable à celle d'une andésite.

En conséquence, les gneiss vert sombre, de nature basaltique ou andésitique, sont interprétés aujourd'hui comme des filons d'origine magmatique, des roches hypovolcaniques injectées dans l'encaissant leucocrate trondhjémitique.

Cette origine filonienne s'appuie également sur le fait que les gneiss vert sombre montrent une texture microgrenue fréquemment porphyrique.

Sur le même affleurement, à l'entrée de la plage, les gneiss de la Formation de Port-Morvan sont recoupés à l'emporte-pièce par un important filon horizontal de plusieurs mètres d'épaisseur (~2 m) de roche sombre de composition gabbrodioritique et d'origine magmatique.

Ce filon a été amphibolitisé mais pratiquement pas déformé. Il appartient à la Formation de Lanvallon (il a été daté de 610 Ma environ).

Il en résulte donc que la foliation mylonitique des gneiss de Port-Morvan est antérieure à la mise en place de la Formation de Lanvallon.

On peut par conséquent retracer rapidement l'histoire du lieu :

- mise en place d'un batholite de gneiss clairs leucocrates à composition trondhjémitique vers 746 ± 17 Ma,

- puis injection dans ce batholite de filons de nature basaltique à andésitique,

- déformation de l'ensemble (tous les filons précédents ont été rabattus) sans doute en relation avec la formation de la chaîne pentévrienne et acquisition d'une foliation mylonitique.

Parallèlement, mise en place de la Trondhjémite d'Hillion entre 645-625 Ma,

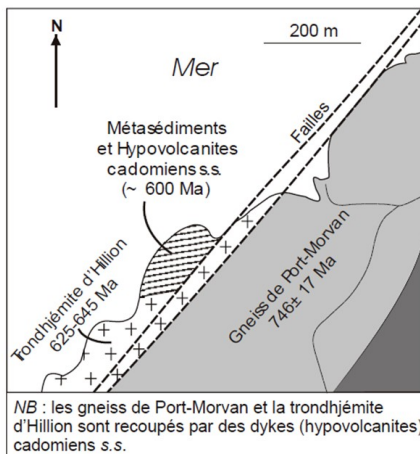
- puis érosion de cette chaîne pentévrienne qui a alimenté en galets le « Poudingue de Cesson » entre 665 et 624 Ma (voir arrêt 6),

- enfin, injections de roches basiques équantes (filons gabbro-dioritiques) rapportées à la Formation de Lanvollon (610-600 Ma).

Remarque - D'après les données géochimiques, la mise en place du socle pentévrien est probablement à mettre en relation avec le développement d'un arc magmatique continental.



Filon horizontal de nature gabbro-dioritique au sein des gneiss de Port-Morvan



Arrêt 8 - La pointe de la Heussaye (ou Hous-saye) au Sud d'Erquy

Âge : 610 Ma (âge de cristallisation des zircons dans le protolithe magmatique) soit Briovérien supérieur ou Édiacarien



Extrait de la carte géologique de Saint-Brieuc au 1/50 000^{ème}

Les volcanites d'Erquy occupent une bande orientée sensiblement NE-SO, d'une dizaine de kilomètres de long sur environ deux kilomètres de large. Elles sont recouvertes au Nord, au-delà de la plage et du port d'Erquy, par la Formation des grès d'Erquy-Fréhel.

Sur le plan structural (voir la carte géologique du secteur de la Pointe de la Heussaye page suivante), la série volcanique d'Erquy est une série monoclinale. Les roches volcaniques se succèdent en bancs superposés et alternent avec des niveaux sédimentaires (argilites, siltites et grès).

La stratification est régulière, de direction Est-Ouest, avec un pendage vertical ou à 80° vers le Sud.

La polarité de la série a pu être déterminée à l'aide de plusieurs critères :

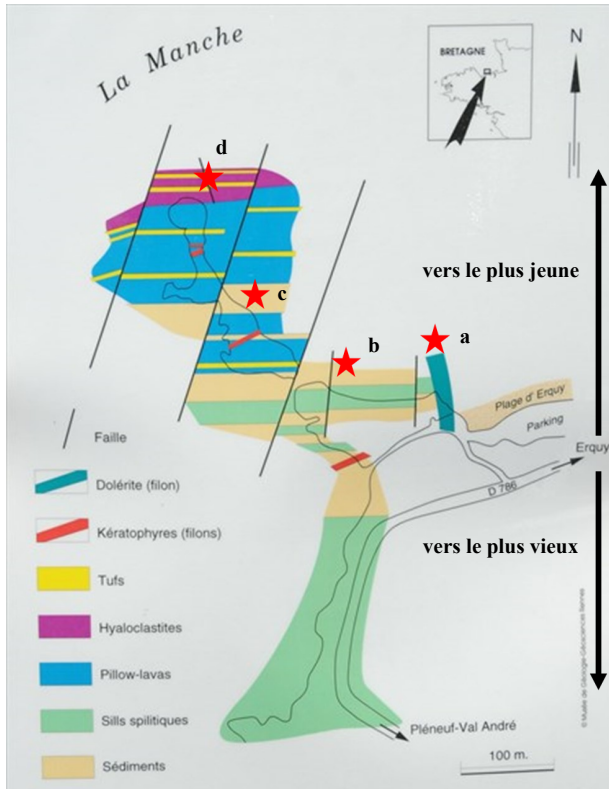
- termes effusifs (coulées, pyroclastites) surmontant vers le Nord la série sédimentaire injectée par les sills
- formes caractéristiques des coussins non déformés dans les coulées
- figures de sédimentation aussi bien dans les sédiments que dans les tuffites.

La base de la série volcanique se trouve vers le Sud, son sommet vers le Nord.

Dans cette série verticalisée, aucun pli n'a été décelé. Une schistosité discrète, subverticale, de direction N 30-40°, est seulement exprimée dans les niveaux sédimentaires pélitiques. Elle est absente dans les laves basiques et acides et les niveaux gréseux plus compétents.

Par contre, la régularité des bancs est interrompue par de nombreux décrochements le long de cassures N 20° E et N 140°E.

Ces deux déformations, ductile (schistosité) et fragile (failles), ne relèveraient pas d'un même épisode tectonique. La schistosité serait probablement cadomienne et les failles hercyniennes.



Carte du secteur de la Pointe de la Heussaye

Les domaines a, b, c, d sont analysés dans les paragraphes correspondants a, b, c et d ci-dessous.

a - Le filon de dolérite

Sur l'estran, affleure un filon de dolérite large de 10 à 20 m, de structure microgrenue, à rares phénocristaux de plagioclase.

Il est débité en boules dont la partie externe présente de belles enveloppes de desquamation en « pelures d'oignon ».



Filon de dolérite sur l'estran

On peut le suivre jusque dans la falaise.

Il est orienté grossièrement Nord-Sud et coupe perpendiculairement les volcanites d'Erquy orientées Est-Ouest.

Ce filon de dolérite appartient au cortège filonien qui s'est mis en place dans le Nord-Est de la Bretagne au Dévonien (vers 360 Ma). Il n'appartient pas à l'histoire de la série volcanique de la Heussaye qui est beaucoup plus ancienne (610 Ma).

b - Le domaine des alternances de sills spilitiques et de bandes sédimentaires



Encaissant sédimentaire fortement verticalisé



Contact sill spilitique (à gauche) et encaissant sédimentaire (à droite)

Les sills forment des unités dont la puissance varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Ils sont de couleur vert foncé à noire et prennent par altération une teinte rouille.

Ils sont constitués de roches qui présentent une texture microgrenue sans orientation privilégiée des microlithes (texture intersertale).

Ces roches ont une composition de spilites : teneurs moyennes en SiO₂, fortes teneurs en alcalins (notamment en Na) par rapport au calcium, teneurs élevées en éléments volatils.

Elles se sont mises en place sous forme d'intrusions concordantes (d'où le nom de sills) au sein d'une série sédimentaire constituée essentiellement de lutites (argileuses et siliceuses) et d'arénites (grès et grauwackes fines).



Deux sills spiliteux en concordance avec les strates de l'encaisant sédimentaire

Elles y ont provoqué un métamorphisme de contact plus ou moins développé suivant la puissance de l'intrusion. Ce métamorphisme se manifeste par une cornéification de l'encaisant et les faciès les plus caractéristiques sont représentés par des **adinoles**, roches de teinte noire à la cassure, blanchâtre à l'altération, très dures, très finement cristallisées, aphanitiques, constituées de quartz, de chlorite et d'albite de néoformation. Par rapport à la roche sédimentaire primitive, l'adinole est considérablement enrichie en sodium (2 à 3,5 % de Na₂O dans le sédiment non métamorphisé contre 5 à 7 % dans l'adinole).

Sur l'estran, on observe, en certains endroits, un débit losangique déterminé par des fractures N 20° et N 140° E. Le long des premières les déplacements sont normalement senestres tandis qu'ils sont dextres le long des secondes.

Ces fractures N 20° senestres et N 140° E dextres indiqueraient une compression N 170° E donc pratiquement N-S.



Jeu de fractures sur l'estran

c - Le domaine des alternances de coulées de pillows et de filons de kératophyre

- Les coulées proprement dites

D'épaisseur variable (5 à 50 m), elles possèdent toutes le débit caractéristique en pillows (coussins de dimensions variables selon les coulées, de 0,30 m   2 mètres suivant leur plus grand axe).



Pillows

Les coussins montrent tous systématiquement une structure concentrique.

La zone corticale externe (sur 6 cm au maximum) est caract ris e par la présence de petites pustules blanches, de quelques millimètres de diamètre, mais parfois de la grosseur d'une tête d'épingle ; ces varioles sont constitu es de fibres rayonnantes de feldspath potassique (adulaire) saupoudr es par de très petits granules à fort relief (sphène ?). Entre ces varioles, le ciment est essentiellement chloriteux (avec de petites quantités de sphène, calcite, magnétite).



La partie centrale présente une texture arborescente avec ou sans phénocristaux d'albite et parfois de clinopyroxène. La paragenèse est la suivante : albite, chlorite, \pm clinopyroxène; quartz, épidotes, minéraux opaques sont toujours présents mais en quantités variables. Dans cette partie centrale, on remarque parfois des amygdales de taille centimétrique au maximum contenant : calcite, quartz, chlorite, pyrite, albite.

La matrice entre les coussins est de nature variable, il s'agit soit de hyaloclastites, soit de tuffites.

La zonation minéralogique observée entre coeurs et bordures des coussins se retrouve dans la composition chimique de ces différentes parties : les parties centrales ont des compositions de spilites et sont voisines des compositions des spilites albito-chloritiques des sills; les bordures variolitiques au contraire sont considérablement enrichies en K_2O et corrélativement appauvries en Na_2O . Cette différenciation chimique est interprétée comme un phénomène primaire, contemporain de l'épanchement de la lave.



Sur l'estran, les pillows déchaussés par la mer forment des cuvettes.

- Filons de kératophyre à texture trachytique

Ces filons sont bien visibles vers le sommet de la série. Il s'agit de filons de couleur claire (gris-rose à blanc), de quelques mètres de puissance, en relief par rapport aux roches environnantes.

Ces roches constituent les termes ultimes du volcanisme.

Ce sont des roches aphanitiques, à texture trachytique, constituées d'albite et de quartz ; chlorite, épidote, sphène, apatite, minéraux opaques (magnétite et pyrite) sont accessoires.

L'analyse chimique de ces roches indique qu'il s'agit de quartz - kératophyres : SiO_2 de l'ordre de 70 %, CaO toujours très faible et somme des alcalins oscillant entre 7 et 8 %. Ces kératophyres ont une composition assez constante et le caractère sodique de ces roches est toujours nettement prononcé.



Contact filon de kératophyre - encaissant sédimentaire sur la falaise



Le même filon de kératophyre sur l'estran mais légèrement décalé par une faille décrochante senestre N 20°

d - Le domaine des brèches ou hyaloclastites

- Les brèches

Les brèches ou hyaloclastites sont surtout abondantes dans la partie Nord de la pointe de la Heussaye donc dans la partie supérieure de l'édifice volcanique.

Ce sont des roches tout à fait remarquables par leur couleur et leur structure : au sein d'une matrice de couleur vert foncé, flottent de nombreux éléments anguleux de couleur noire dont la plupart correspondent à des fragments de coussins de lave (= pillows), ces fragments présentant même parfois leurs bordures variolitiques.



Brèche volcanique à nombreux fragments anguleux provenant de pillows



Brèche volcanique à éléments plus petits

Les enclaves noires anguleuses, de taille variable (du centimètre à 1 ou 2 décimètres), sont surtout caractérisées par l'abondance de minuscules granules de magnétite, s'alignant parfois pour donner de très fines baguettes ; chlorite, épidote, calcite, albite, quartz, pyrite constituent le reste de la paragenèse. Dans les zones variolitiques, on reconnaît, de plus, les fibres rayonnantes de feldspath potassique (adulaire).

Dans la matrice verte du fait de la présence de la chlorite, qui correspond elle-même à une lave initialement vitreuse, abondent les textures perlitiques ; de nombreux granules de sphène ou de leucoxène, quartz et calcédoine, albite, épidote, calcite, minéraux opaques (magnétite, pyrite), en quantités variables, complètent la paragenèse.

Matrice et enclaves, en dépit de quelques différences, ont une composition chimique globalement spilitique.

Ces brèches résultent d'éruptions explosives engendrées par la rencontre, à faible profondeur, de la lave très riche en gaz avec l'eau de mer qui s'est vaporisée à son contact. Cette rencontre a eu pour effet de pulvériser le matériel formant les coulées déjà refroidies, donc les pillows. Ces brèches sont connues sous le nom de hyaloclastites.

Par endroits, on a pu voir comme des petits filons, des petites intrusions ou coulées de lave du fait de leur aspect rectiligne, mais à bordures effilochées.

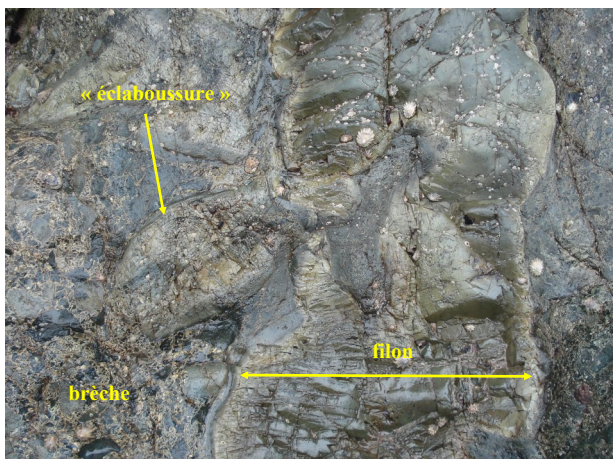
Quelques fois aussi, ces coulées semblent se disloquer et de grosses « gouttelettes noires » s'en échappent.

NB : On a déjà observé à peu près la même chose à l'arrêt 1, observations que l'on a interprétées comme résultant de l'injection de magma dans un sédiment meuble engendrant la formation de pépérites.



Intrusion d'un filon de lave dans un sédiment meuble

La photo suivante confirme ce raisonnement. Elle montre clairement un beau filon de lave qui « s'émiette », émet sur sa bordure comme des « éclaboussures » qui semblent éclater et se prolonger par du matériel bréchiq, preuve que ces coulées de magma se sont mises en place dans un encaissant volcano-sédimentaire encore non consolidé, gorgé d'eau.



Ces brèches ou hyaloclastites sont donc le témoin de violentes éruptions qui contrastent avec le caractère beaucoup plus tranquille des épanchements de pillows qui les ont précédés.



Même observation mais sur du matériel moins « frais »

- Les tuffites

Entre les coulées, apparaissent des roches de teinte gris clair ou légèrement verdâtre, aphanitiques, présentant parfois un très fin litage millimétrique ou centimétrique ; on y observe à l'occasion des figures de sédimentation (stratifications entrecroisées, load-cast, etc.).

En proportions variables suivant les lits, on trouve dans ces roches : albite, chlorite, clinopyroxène, épidote, quartz. La texture est pyroclastique, les phénoclastes sont essentiellement constitués par l'albite ; la matrice très finement microcristalline est très riche en chlorite.

La finesse de la cristallisation ne permet pas une distinction entre phase volcanique et phase sédimentaire. Il est vraisemblable cependant que ces roches tuffacées résultent d'un mélange, en proportions très variables, d'éléments pyroclastiques et d'une fraction sédimentaire non consolidée lors de l'explosion volcanique, ainsi que le montre la variabilité de composition chimique de ces roches, notamment en ce qui concerne les constituants chimiques majeurs : SiO₂ (62 à 83 %), Al₂O₃ (8 à 16 %), Na₂O (1,77 à 5,23 %), K₂O (0,45 à 3,48 %). Les variations observées sur les teneurs en Fe₂O₃ et H₂O dénotent la plus ou moins grande abondance du ciment chloriteux.



Sill de tuffite

Synthèse

Tendances géochimiques et signification géodynamique de la Série d'Erquy

En résumé, la série volcanique d'Erquy expose une association de spilites basiques et de filons de kératophyres, beaucoup plus acides, de composition trachytique.

C'est une série spilite-kératophyre, les termes basiques étant cependant largement dominants.

Les études géochimiques ont permis également de mettre en évidence un passage, une évolution des termes basiques (spilites) aux termes acides (kératophyres).

Aujourd'hui, on parallélise la série volcanique d'Erquy avec la Formation de Lanvallon également à volcanisme bimodal et de même âge (610 Ma) pour ne faire qu'une seule formation : la Formation de Lanvallon-Erquy.

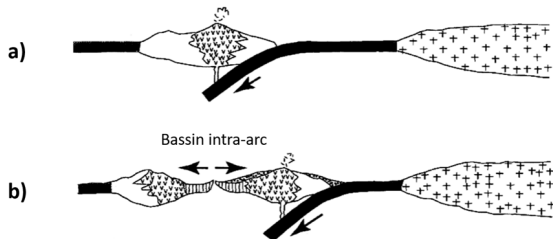
Le contexte de mise en place du volcanisme de la Heussaye est encore discuté.

Les données géologiques régionales montrent l'existence d'une vieille croûte continentale, connue sous le nom de socle icartien (2 Ga), et d'un arc magmatique continental, connu sous le nom de Pentévrien. Les coulées sous-marines d'Erquy pourraient s'être développées pendant un épisode de rifting affectant l'arc magmatique lui-même (le Pentévrien), peut-être établi sur l'Icartien.

La zone de subduction aurait fonctionné pendant une longue période, permettant (voir schémas ci-après) :

- a) la construction d'un arc magmatique continental,
- b) puis le rifting de cet arc.

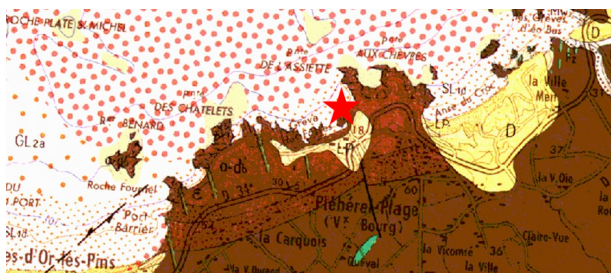
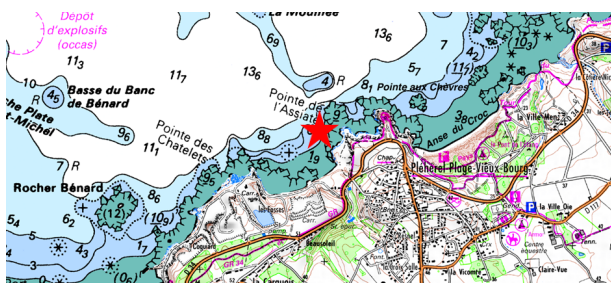
Le volcanisme de la Heussaye aurait pris place dans le bassin intra-arc.



Arrêt 9 - Carrière du Routin près de la Pointe de l'Assiette (Commune de Pléhérel Plage-Vieux Bourg)

Âge : Ordovicien inférieur (482 ± 10 Ma)

L'affleurement appartient à la Formation de Fréhel qui surmonte en légère discordance la Formation d'Erquy qui a été datée à 482 ± 10 Ma soit Ordovicien inférieur.



Extrait de la carte géologique de Saint-Brieuc au 1/50 000^{ème}

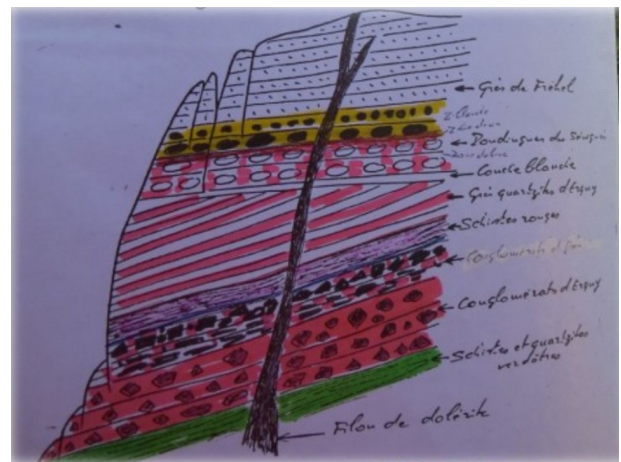
o-db : Formation de Fréhel

La Formation de Fréhel surmonte en légère discordance angulaire la Formation d' Erquy dont le sommet est marqué par une surface de ravinement.

Lorsque son contact avec la série sous-jacente est visible, la Formation de Fréhel débute par un niveau de 1 mètre environ de conglomérat à éléments pluricentimétriques et à matrice schisto-argileuse très friable et de couleur verdâtre. À ce premier niveau succèdent 8 à 10 mètres de conglomérat à galets décimétriques de composition phanitique, quartzitique et volcanique.

Viennent au-dessus 60 à 80 mètres de grès silicifiés à intercalation d'horizons discontinus de conglomérat. Ce grès très feldspathique est fréquemment kaolinisé vers sa base.

La Formation de Fréhel se termine par les grès de Fréhel, feldspathiques, grossiers et silicifiés.



Ces deux formations sont aujourd'hui considérées comme homologues des séries détritiques rouges du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec que l'on a observées dans l'Anse de Bréhec, sur le flanc Ouest de la Baie de Saint-Brieuc (arrêt 1) de part leurs faciès identiques et leur âge voisin.

On est donc ici dans le prolongement vers l'Est du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec qui devait représenter à l'Ordovicien inférieur un immense delta.



Bancs de grès roses orientés NE-SW avec des pendages de 20° vers le Nord-Ouest



Grès grossier



Granoclassement, stratification entrecroisée et lamines



Ripple-marks à la surface d'un bloc de grès



Exploitation du grès à la Pointe des Chatelets

Histoire géologique très simplifiée de l'Unité de Saint-Brieuc

Préalables

- Par leur âge et leur faciès, on peut paralléliser la Formation turbiditique de La Roche-Derrien et la Formation métasédimentaire de Binic.
- Le volcanisme de la Formation spilitique de Paimpol, le volcanisme bimodal de Lanvollon et le volcanisme spilito-kératophyre d'Erquy (les deux derniers étant regroupés dans la Formation de Lanvollon-Erquy) sont à peu près contemporains.

Phase 1 - Le magmatisme éocadomien du « socle » pentévrien (750-625 Ma) - Formation d'une chaîne pentévrienne dans un contexte d'arcs océaniques

Au-dessus d'une zone de subduction, construction lente d'un arc magmatique continental sur une vieille croûte icartienne entre ~ 750 Ma (Gneiss de Port-Morvan) et ~ 625-645 Ma (Trondhjémite d'Hillion) avec :

- mise en place d'un batholite de gneiss clairs leucocrates à composition trondhjémitique vers 746 ± 17 Ma,
- puis injection dans ce batholite de filons de nature basaltique à andésitique,
- déformation de l'arc : formation de la « chaîne pentévrienne » (décrochements, chevauchements).

Puis rifting de cet arc.

- mise en place de la Trondhjémite d'Hillion entre 645-625 Ma pendant la phase d'amincissement de la croûte continentale de l'arc magmatique ou fusion directe de la plaque océanique subduite,

- le rifting se poursuivant, « émiettement » de l'arc , érosion de la « chaîne pentévrienne » qui alimente en galets le « Poudingue de Cesson » entre 665 et 624 Ma dans un bassin arrière-arc.

Puis dans le bassin intra-arc une fois constitué, volcanisme de la Heussaye.

Phase 2 - Le magmatisme du Trégor (615 Ma)

Vers 615 Ma, à la fin de l'évolution précédente dite éocadomienne :

- subduction de la croûte océanique de l'Océan celtique sous l'arc du Trégor établi de façon certaine sur un socle icartien,

- mise en place du batholite du Trégor,

- apparition d'un bassin arrière-arc où s'épanchent les spilites de la Formation de Paimpol.

En considérant les préalables, on peut supposer une continuité entre le bassin arrière-arc de l'arc du Trégor actif et celui de l'arc pentévrien, maintenant complètement érodé et inactif. C'est dans ce bassin unique que vont se mettre en place la Formation de Lanvollon puis celles de La Roche-Derrien et de Binic.

Phase 3 - Les métavolcanites et métadiorites de la Formation de Lanvollon

Entre 610 et 570 Ma :

- mise en place de la Formation spilitique de Paimpol (~ 610 Ma) et de la Formation de Lanvollon (~ 608-590 Ma)

Le volcanisme bimodal de la Formation de Lanvollon indique que le bassin unique dont on vient de parler est en pleine extension (rifting).

- parallèlement et postérieurement, sédimentation des formations turbiditiques de La Roche-Derrien et de Binic,

- enfin, intrusion dioritique de Saint-Quay-Portrieux (~ 575 Ma).

Globalement, le volcanisme cadomien de l'Unité de Saint-Brieuc est interprété comme le témoin d'un système d'arc insulaire (arc du Trégor) dont l'extension se serait accompagnée de l'ouverture d'un bassin arrière-arc où se seraient déposés les sédiments des Formations de La Roche-Derrien et de Binic.

L'intrusion dioritique de Saint-Quay-Portrieux serait liée à la subduction.

Phase 4 - La chaîne cadomienne résultera du raccourcissement de ce bassin quelques dizaines de millions d'années plus tard.

Durant la Paléozoïque, la chaîne cadomienne érodée sera recouverte en discordance par les grès de la Formation de Plouézec-Plourivo-Bréhec puis ceux d'Erquy-Fréhel (Ordovicien inférieur), et probablement également par plusieurs autres formations paléozoïques, actuellement

érodées. Avant que ces séries ne soient elles-mêmes faiblement déformées lors de l'orogénèse hercynienne, elles seront recoupées, tout comme leur socle protérozoïque, au Dévonien (360 Ma), par des filons doléritiques

Article de Hendrik Vreken

Photographies de Pierre et Michèle Gibaud,
Josiane Vreken

Bibliographie

E. DENIS : « Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale – Nature, mise en place et évolution » - Mémoires et documents du Centre armoricain d'étude structurale des socles n° 18 - Rennes 1988

S. BLAIS et M. BALLÈVRE : « Les volcanites d'Erquy - Exemple d'étude d'une série volcanique protérozoïque » - Saga Information - N° 343 - Janvier 2015

M. GUILLAUME : « La géologie des Côtes d'Armor » - Les dossiers de Vivarmor - 2005

M. BALLÈVRE, V. BOSSE, M-P. DABARD, C. DUCASSOU, S. FOURCADE, J-L. PAQUETTE, J-J. PEUCAT, P. PITRA : « Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche » - Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 2012-2013, (D), 10-11, 5-96

« 2^{ème} partie : Itinéraire de découverte géologique » - Réserve Naturelle BAIE DE SAINT-BRIEUC - Document extrait de la Lettre de la réserve n°54 - juillet - août 2011

P. SUIRE, M-P. DABARD, J-J. CHAUVEL : « Nouvelles données sur les séries rouges nord-armoricaines - étude du bassin ordovicien de Bréhec » - C. R. Acad. Sci. Paris, t. 312, Serie 11, p. 721-727, 1991

Notice de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Saint-Brieuc - BRGM

Notice de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Saint-Cast - BRGM

Notice de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Pontrieux - Étables -sur-mer - BRGM

École de terrain sur la côte rocheuse de Bourgenay à Cayola

« Les failles du Jurassique »

Dimanche 2 octobre 2016

avec André POUCKET, géologue, membre de l'AVG



André POUCKET

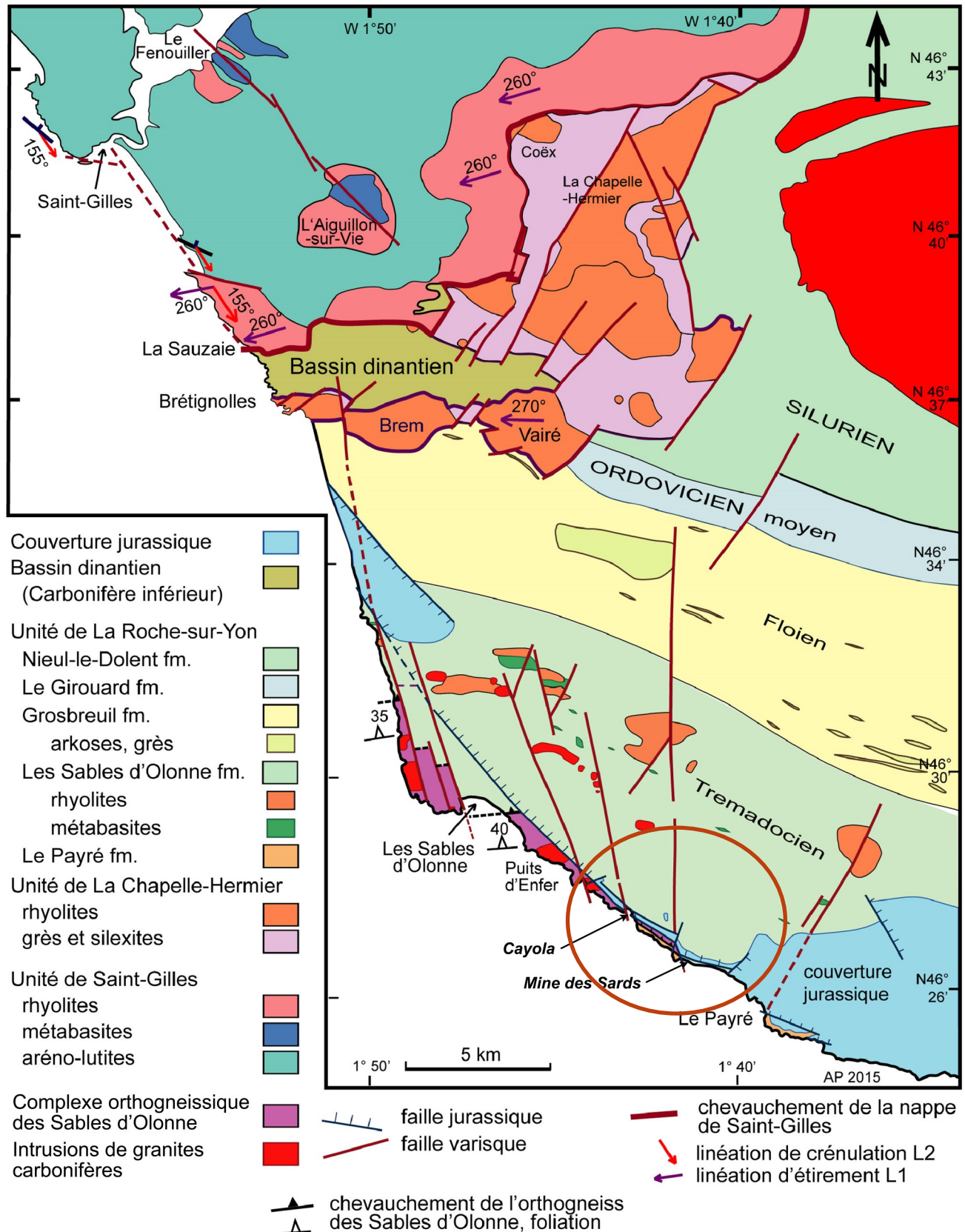


Figure 1 - Secteur de La Mine des Sards et de Cayola