

- Origine tectonique du conglomérat

Rappels

Il est d'âge Ordovicien inférieur (Floien) : 472 Ma.

Il repose en discordance angulaire sur les turbidites de la Formation de La Roche-Derrien datée, elle, du Briovérien supérieur : 610 Ma.

Entre ces deux formations, il y a donc un intervalle de temps conséquent : près de 140 Ma !, suffisamment de temps pour que prenne place une phase de l'orogénèse cadomienne entre 610 et 540 Ma.

Puis après sa formation, la chaîne cadomienne est érodée, pénéplanée au Cambrien entre 540 et 480 Ma. La pénéplaine cadomienne est ensuite étirée, soumise à des forces de distension.

S'ouvrent alors des fossés ou grabens dont le Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec, limités par des failles normales et qui vont recevoir les produits de démantèlement de leurs bordures restées en relief (= horsts).

NB - En un mot, le Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec a fonctionné un peu comme les fossés oligocènes de Limagne !

2 - Plus loin, au milieu de l'Anse, affluent des dépôts de lœss quaternaire.



« Head » quaternaire : dépôt de pente périglaciaire en discordance sur les grès ordoviciens

- Description

Il s'agit d'une formation périglaciaire quaternaire, d'un dépôt de solifluxion qui est venu combler une dépression creusée dans la masse des grès ordoviciens.

Cette dépression est d'ailleurs bien dessinée sur la falaise où on peut la voir en coupe transversale.

Cette formation périglaciaire, haute ici de 5-6 m, présente à sa base, juste au-dessus des grès ordoviciens ou

du cordon de galets, un niveau constitué de blocs anguleux et cailloux, pauvre en matrice limoneuse : il s'agit d'un « head » grossier.

A son sommet, au-dessus de la végétation, domine au contraire un niveau à fraction beaucoup plus fine, limoneuse, de couleur brun-jaune : c'est du lœss.

- Origine de la formation périglaciaire

* *Au cours des périodes de froid*

Le substrat rocheux local (grès ordovicien mais surtout turbidites) fracturé par l'action du gel (= gélifraction) fournit les blocs et les cailloux du head grossier. L'environnement étant périglaciaire, ce substrat ne devait d'ailleurs pas être protégé par un couvert végétal important.

La matrice unissant les blocs du head grossier, plus fine, provient quant à elle, de la gélifraction et de l'érosion des altérites et des lœss voisins.

* *Au cours des périodes de dégels périodiques*

Les débris rocheux et la fraction fine qui les emballent sont mobilisés par de puissantes coulées de solifluxion : les sédiments de surface, gorgés d'eau, glissent lentement sur les versants puis dans les dépressions, sur les parties profondes du substrat restées gelées.

Le lœss du sommet de la formation a une tout autre origine. C'est un sédiment fin d'origine éolienne, constitué de 60 à 80 % de particules de la taille des limons (2 à 50 micromètres) associées à des argiles et des sables fins. Il est donc allochtone.

Ses constituants proviennent des zones froides périglaciaires dénudées et soumises à la déflation ; ils s'accumulent à la périphérie de ces zones, là où ils peuvent être fixés par une végétation herbacée de type steppe froide pendant les phases les plus rudes et les plus sèches d'une période glaciaire.

Le lœss de l'Anse de Bréhec s'est donc mis en place au cours d'un pic de froid intense lors d'une période glaciaire (Saalien ou Weichsélien ?). Il peut être ultérieurement entraîné dans des coulées de solifluxion.

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

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

3 - Entre la terminaison de la formation quaternaire et la Pointe de la Tour.

Affluent ici les grès de la Série rouge du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec datée de l'Ordovicien inférieur et qui recouvrent en concordance le conglomérat de base de même âge observé précédemment plus au Nord de l'Anse.

Rappel

Cette série a été datée de l'Ordovicien grâce aux roches volcaniques interstratifiées.

Tous les sédiments du Bassin de Plouézec-Plourivo et de l'Anse de Bréhec en particulier sont d'origine détritique et dépourvus de fossiles.

Cependant, plusieurs indices de terrain vont permettre de reconstituer les conditions de leur dépôt et finalement l'histoire de tout le bassin sédimentaire.

- Description d'ensemble

On observe des alternances très fines argilo-silteuses rouges et grés-argileuses gris-vert.



Strates de grès ordovicien

Remarquer le faible pendage vers le Sud-Est.



Alternance de lits rouges et verts

La coloration rouge lie-de-vin ou verte est due à l'état d'oxydation du fer.

Les lits rouges renferment effectivement des ions ferriques Fe^{3+} présents dans l'hématite : oxyde ferrique de formule Fe_2O_3 et les lits verts, des ions ferreux Fe^{2+} .

La présence d'ions ferriques Fe^{3+} traduit un milieu bien oxygéné donc agité, celle des ions ferreux un milieu plus réducteur donc moins oxygéné, où l'eau est moins bien brassée.

Ce fin litage pourrait refléter le rythme régulier des marées. On serait donc finalement au niveau d'une plage, dans la zone de balancement des marées ou zone intertidale.

À ces sédiments, on a donné en conséquence le nom de rythmites tidales ou de tidalites : de « tide » = marée en anglais.

La présence d'une mer peu profonde est d'ailleurs confirmée par de nombreuses figures sédimentaires.

- Figures sédimentaires associées

* *Polygones de dessiccation ou mud-cracks*



* *Rides de vagues ou Ripple-marks*



Ripple-marks de faible longueur d'onde et de faible amplitude = rides de plage en interférence avec des polygones de dessiccation



Ripple-marks de longueur d'onde et amplitude plus importantes = rides de courant, de houle (?)



Ripple-marks linguoïdes ou polygones de dessiccation déformés ?



Ripple-marks linguoïdes actuels

- Autres observations

* *Concrétions sphériques silico-organiques riches en fer*

Elles se composent de quartz, d'argiles et de sidérite (carbonate de fer $FeCO_3$).

Plus résistantes à l'altération que les grès fins qui les emballent, elles forment des petits reliefs à la surface des couches.

L'origine de ces nodules est encore discutée mais elle est nécessairement assistée par des circulations de fluides. Ces fluides peuvent être d'origine hydrothermale (associés au magmatisme filonien) ou sédimentaire (eau piégée dans les pores du sédiment).



Surface mamelonnée à nodules

Dans quelques blocs gréseux fins homogènes et de dimension importante, on a pu observer de nombreuses autres inclusions sphériques mais de morphologie complètement différente.

Leur origine reste une énigme !



Inclusions sphériques : origine ?

* *Dendrites de pyrolusite MnO_2*

La croissance de ces arborescences cristallines se fait surtout après la diagenèse, par circulation de fluides (H_2O) minéralisés dans les fractures et les surfaces interstrates. Ces dendrites sont en général constituées d'oxydes de manganèse (MnO_2 = pyrolusite, également appelé psilomélane lorsqu'il est hydraté) plus ou moins mélangés à quelques pour cents d'oxydes de fer. Il est probable que cette croissance cristalline soit favorisée par l'action de bactéries endogées ferroxydantes.

Cette morphologie dendritique est un « classique » de la croissance cristalline. Ainsi, tout un chacun a pu voir de telles arborescences de glace croître sur une vitre froide.

On peut voir de telles dendrites dans de très nombreuses roches (granite, quartzite, calcaire...).



Dendrite de pyrolusite

- Tectonique du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec : Indices de sa distension à l'Ordovicien

* *Les filons*

De nombreux filons rectilignes et verticaux « coupent » la série gréseuse.

Ce sont ces filons qui, à l'échelle du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec, après avoir traversé la totalité de la série gréseuse, ont alimenté le volcanisme à affinité de

tholéiites continentales de la Formation de Plouézec, volcanisme daté de 472 Ma.

Dans l'Anse de Bréhec, il s'agit essentiellement de filons d'andésite. Ils auraient alimenté la Pointe de la Tour et l'Île du Taureau voisines représentant respectivement un pointement volcanique intrusif dans la série gréseuse et une coulée de lave à structure microlitique prophyrique.



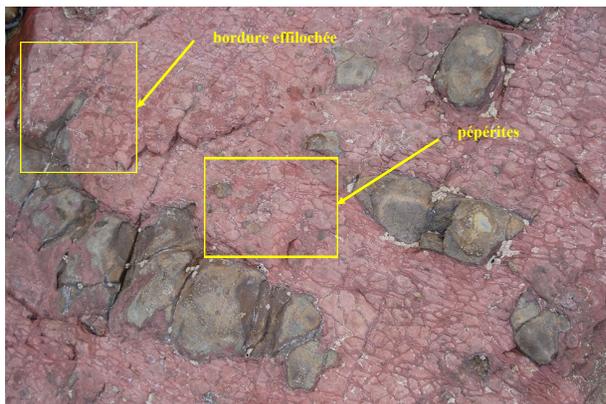
Filon d'andésite

Sur la photographie ci-dessus, on peut remarquer :

- une décoloration de l'encaissant de part et d'autre du filon due à la « cuisson »,
- une faille en décrochement parallèle à la ligne de rivage qui tronçonne le filon en deux segments légèrement décalés.

Le filon se prolonge sur la falaise.

Dans l'Anse de Bréhec, il y a également des évidences de terrain en faveur de la contemporanéité de la sédimentation et du volcanisme.



Injection de magma andésitique dans un sédiment meuble - Pépérites (?)

Cette contemporanéité se traduit par la présence de nombreux faciès pépéritiques. Les pépérites sont des produits volcaniques générés par mélange et (ou) fragmentation cassante de magma en contact avec un sédiment gorgé d'eau.

Sur la photographie précédente, on peut observer des intrusions d'andésite qui présentent des bordures qui s'effiloquent puis se fragmentent en petites gouttelettes dispersées dans le sédiment. Ces gouttelettes pourraient être assimilées à des pépérites.

* Origine du volcanisme

Dans les zones en distension, la croûte continentale s'étire ce qui provoque son amincissement et la remontée relative du manteau lithosphérique sous-jacent.

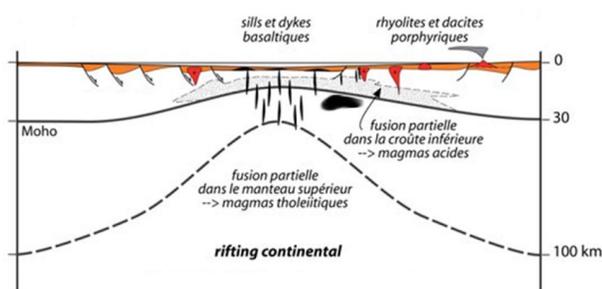
La décompression adiabatique de la péridotite mantellique qui en résulte provoque sa fusion partielle et la formation d'un magma basaltique qui peut alors gagner la surface (volcanisme basaltique) si la croûte continentale est suffisamment faillée.

Dans le cas contraire, le magma basaltique va se rassembler en masses, en sills qui se plaquent sous la croûte continentale (ce phénomène porte le nom d'« underplating »), voire y pénétrer (« intraplating »). Et dans ces deux cas, la chaleur dégagée par le magma basique peut être suffisante pour faire fondre la croûte continentale même en l'absence d'eau.

Il se forme alors du magma granitique qui peut cristalliser en profondeur (formation d'un pluton granitique) ou atteindre lui aussi la surface (volcanisme rhyolitique) à la faveur des failles normales puisque l'on est dans un contexte de distension.

Dans le Bassin de Plourivo-Plouézec-Bréhec, du fait de la variété des compositions des filons et des intrusions (basaltes, trachy-basaltes, trachy-andésites...), on peut imaginer une différenciation du magma basaltique (on aurait alors une série magmatique, hypothèse à rejeter), une hybridation des deux magmas (granitique acide et basaltique basique) ou une contamination crustale du magma basaltique au cours de son ascension (hypothèses plus probables).

Synthèse de l'arrêt 1



La série de remplissage du Bassin de Plourivo-Plouézec-Bréhec d'âge Ordovicien est constituée de grès et d'argiles qui, en raison de leur coloration particulière, lui ont valu le nom de « Série rouge ». Elle n'a que très peu été affectée par les événements varisques (= hercyniens) ce qui en facilite l'interprétation.

Le massif dioritique de Saint-Quay-Portrieux est intrusif dans la Formation métasédimentaire de Binic qui a été datée de 608 à 588 Ma.

Au pied de l'escalier, sont accumulées des boules de diorite. Sur le sable, entre ces boules, on peut observer de nombreux placers à ilménite (oxyde de fer et de titane de formule $FeTiO_3$ qui peut aussi renfermer des traces de manganèse et de magnésium).



Boules de diorite quartzique en haut de l'estran

Lorsque la diorite est saine, elle est grisée, très compacte.

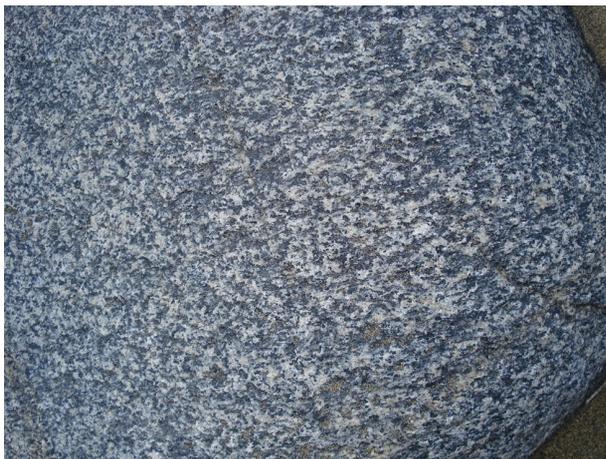
Ses cristaux sont visibles à l'œil nu : sa texture est grenue. C'est une roche magmatique de profondeur (ou plutonique) à structure holocristalline.

La plupart du temps, les cristaux sont disposés pêle-mêle (= structure équante) mais dans certains blocs, ils présentent une orientation préférentielle (= structure foliée).

La diorite est constituée de minéraux noirs : hornblende (17 à 26%) et biotite (10 à 16%) et de minéraux gris-blanc : plagioclase de composition andésine-labrador (47 à 53%) et quartz (11 à 17%).

Cette richesse en quartz en fait une diorite quartzique.

S'y ajoutent aussi des reliques de pyroxène (surtout du clinopyroxène) le plus souvent localisées au sein de la hornblende et partiellement amphibolisées.



Structure équante (à gauche) et foliée (à droite) dans un bloc de diorite saine

En revanche, lorsque la diorite est très altérée et c'est le cas dans la falaise au bas de l'escalier, elle prend une couleur rouille, ocre orangé et surtout, elle se désagrège au moindre contact avec la main. Elle donne alors un sable grossier ; elle se transforme en une véritable arène.



Falaise à diorite très altérée, en voie d'arénisation

Plus vers l'Ouest, en direction de la falaise de Plouha, affleurent des migmatites marquant le contact entre la bordure Nord du massif dioritique de Saint-Quay-Portrieux avec l'encaissant sédimentaire représenté par la Formation de Binic.

On verra cet encaissant sédimentaire à l'arrêt 4 où il affleure en belles strates fortement pentées.

Ici, l'encaissant ne présente pas du tout le même aspect.

Il offre un faciès plus ou moins gneissique de couleur gris-sombre à reflets brillants (richesse en micas).

Des lentilles centimétriques à décimétriques et des filonets minces de couleur blanc crème (quartz et plagioclase), d'orientation variable, souvent très plissés, sont particulièrement nombreux à tel point qu'ils contribuent à donner un aspect migmatitique à ces « gneiss ».



Migmatites en falaise

Ces lentilles et filonnets leucocrates semblent correspondre à des leucosomes exsudés par des processus de fusion.

Explication

Lorsque le batholite dioritique de Saint-Quay-Portrieux (âge : 574,6 + 1,8/-1,5 Ma) s’est mis en place dans l’encaissant sédimentaire de la Formation de Binic (âge : 608 à 588 Ma) constitué par des alternances de grès (wackes) et de pélites (voir arrêt 4), il a cédé de sa chaleur à cet encaissant plus froid.

Il a alors provoqué, à son contact direct, un fort métamorphisme thermique (= métamorphisme de contact) d’où le faciès de gneiss migmatitiques observé. Les recristallisations métamorphiques ont complètement changé l’aspect de la roche.

Cette roche mérite donc l’appellation de paragneiss puisqu’elle est d’origine sédimentaire.

En même temps, sous l’effet de la chaleur, les cristaux de quartz et de feldspath des wackes ont fondu ; ils sont à l’origine des filets de leucosome.

Ces filonnets dessinent des plis synfoliaux ou recoupent la foliation, ce qui témoigne de leur mise en place progressive et globalement syntectonique.

Sur l’estran, on peut trouver des blocs ou galets de diorite verte riche en épidote.



Diorite riche en épidote

Quand cette épidote est présente en petite quantité, elle apparaît nettement localisée dans les zones fissurées.



Filonnet riche en épidote dans un galet de diorite

Elle s’est formée par saussuritisation* (circulation d’eau chaude dans les fissures).

Arrêt 3 - Plage du Moulin (commune d’Etables-sur-mer) - Contact Sud du massif dioritique de Saint-Quay-Portrieux avec la Formation métasédimentaire de Binic

On retrouve ici les mêmes formations qu’à l’arrêt précédent.



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

$\eta\theta$ = diorite du massif dioritique de Saint-Quay-Portrieux
bB = Formation briovérienne de Binic

Mais la carte géologique agrandie ci-dessous le montre bien : la Formation de Binic est enclaves dans le massif dioritique.



À partir de la plage, on se déplace vers la gauche en longeant la côte rocheuse.

Les premières roches que l’on rencontre appartiennent à l’encaissant : la Formation métasédimentaire de Binic, plus facilement reconnaissable ici par son aspect stratifié que sur le contact Nord.

On observe fréquemment des inclusions claires, jaunâtres et dures, de forme rectangulaire ; de composition calco-silicatée, elles représentent l'équivalent métamorphique des concrétions carbonatées reconnues dans les wackes et siltites de la Formation de Binic.

« L'origine des carbonates contenus dans ces concrétions n'apparaît pas évidente mais deux hypothèses peuvent être proposées : soit ils proviennent de la déstabilisation de certains minéraux (type plagioclase) soit de la circulation de fluides qui serait facilitée dans les faciès les plus sableux, plus perméables.

Le développement de ces structures est donc plus à relier à un contexte sédimentaire et leur présence ne peut donc constituer un repère stratigraphique. »

Extrait de la thèse de E. Denis



Concrétion calco-silicatée métamorphisée

Un peu plus loin, on arrive au contact de la Formation de Binic avec le massif dioritique de Saint-Quay-Portrieux qui l'intrude.



Un des nombreux contacts entre massif dioritique et encaissant métasédimentaire de Binic

L'encaissant métasédimentaire est facilement reconnaissable à sa stratification et le massif dioritique à sa couleur plus brunâtre, rouille et son débit caractéristique en boules.



Débit en boules de la diorite

En fait, le massif dioritique émet de nombreuses apophyses ce qui fait que les contacts entre la diorite et l'encaissant sont nombreux le long de la falaise.

La diorite est même parfois en enclaves dans l'encaissant métasédimentaire.



Enclave de diorite dans la Formation de Binic

Là aussi, comme à l'arrêt précédent, l'intrusion dioritique est responsable d'un important métamorphisme de contact dans la Formation de Binic :

- de la muscovite se développe, visible à l'œil nu, dans l'encaissant métamorphisé en paragneiss,
- l'encaissant peut prendre un faciès migmatitique mais beaucoup moins prononcé qu'au niveau du contact Nord (arrêt 2) ou micaschisteux,
- les filonnets de quartz sont également moins abondants mais parfois d'épaisseur pluricentimétrique ; ils tranchent alors sur le reste de la roche.



Développement de muscovite dans l'encaissant



Aspect micaschisteux de l'encaissant



Faciès de migmatite dans le paragneiss



Filon de quartz dans l'encaissant métasédimentaire

Synthèse des arrêts 2 et 3

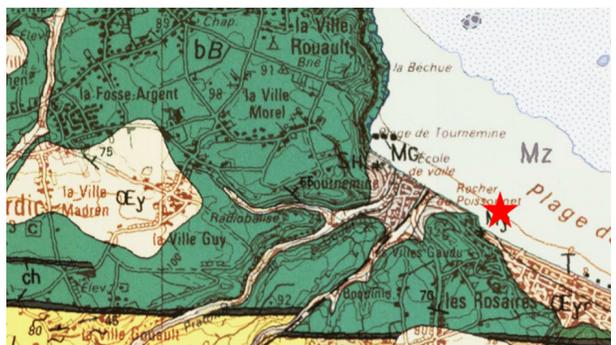
A la fin du Briovérien supérieur, vers 580 Ma, de nombreux batholites gabbro-dioritiques se sont mis en place dans la Formation sédimentaire de Binic, préalablement plissée et faiblement métamorphisée dans le faciès schiste vert, et y ont provoqué un métamorphisme de contact.

L'intrusion de ces massifs marque la fin de la formation de la chaîne cadomienne : la phase cadomienne II vers 570-560 Ma.

Arrêt 4 - Plage de Tournemine - Série métasédimentaire de Binic

Âge : 608 à 588 Ma

On est ici dans l'encaissant du massif dioritique de Saint-Quay-Portrieux.



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

bb = Formation briovérienne de Binic