

Patrimoine

géologique

des Côtes d'Armor



Michel GUILLAUME

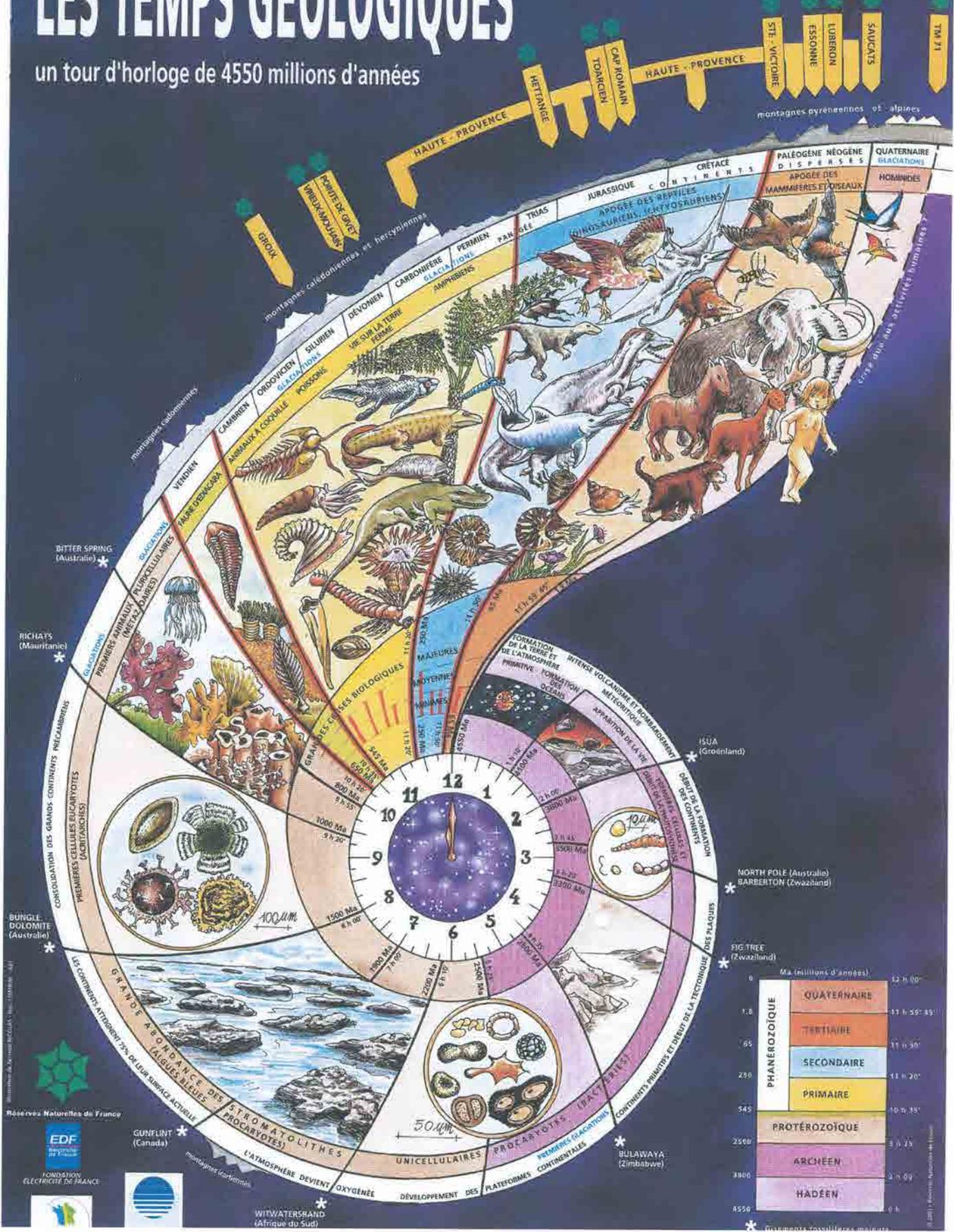
Sommaire

Introduction : Les temps géologiques - réflexion sur un tableau

- 1 - L'Icartien : les plus anciennes formations géologiques de France
- 2 - Le Pentévrien : la base du Cadomien (Eocadomien)
- 3 - Les poudingues de Cesson : la base du Briovérien
- 4 - La plage du Moulin : contact entre le Briovérien de Binic et le massif de St-Quay
- 5 - Les terrains briovériens de l'ouest du département (l'Armorique – Trédrez – Locquémeau)
- 6 - Le métamorphisme des terrains briovériens de la vallée de la Rance
- 7 - De la pointe de St-Jacut à l'île des Hébihens
- 8 - La région de St-Cast
- 9 - Le volcanisme ancien de la pointe de la Heussaye (Erquy)
- 10 - Le volcanisme ancien de la pointe de Guilben (Paimpol)
- 11 - Les laves en coussins de Lohuec
- 12 - La pointe de Piégu et l'îlot du Verdelet
- 13 - Les séries rouges d'Erquy - Fréhel
- 14 - Les formations rouges de l'anse de Bréhec
- 15 - Le gabbro de la Poterie – Trégomar
- 16 - Une curiosité locale : le filon de quartz de Guenroc
- 17 - L'étang des Salles de Rohan
- 18 - Les autres formations de la région de Mur de Bretagne
- 19 - Le calcaire de Cartravers
- 20 - La région du Mené
- 21 - Le complexe granitique de Ploumanac'h
- 22 - Les faluns tertiaires de Tréfumel Le Quiou
- 23 - La falaise quaternaire de l'Hôtellerie (Hillion)
- 24 - Deux sites préhistoriques : Plussulien et Liscuis
- 25 - Le kaolin de Quessoy

LES TEMPS GÉOLOGIQUES

un tour d'horloge de 4550 millions d'années



Ma (millions d'années)

0	QUATÉNAIRE	0 à 0,02
1,8	TERTIAIRE	1,8 à 0,02
65	SECONDAIRE	65 à 0,02
250	PRIMAIRE	250 à 0,02
545	PROTÉROZOÏQUE	545 à 0,02
2500	ARCHÉEN	2500 à 0,02
3800	HADÉEN	3800 à 0,02
4550		4550 à 0,02

Reserves Naturelles de France

EDF

FONDATION ÉLECTRICITÉ DE FRANCE

GUNFLINT (Canada)

WITWATERSRAND (Afrique du Sud)

© 2011 - Réserve Naturelle de France

On sait aujourd'hui que la terre n'existe pas de toute éternité, et nous connaissons son âge : 4550 millions d'années, à quelques dizaines de millions d'années près. Cependant, l'immensité des temps géologiques défie la compréhension ordinaire. Aussi est-il utile de comparer leur durée à une journée de 12 heures.

On s'aperçoit alors que 100 millions d'années correspondent à un gros quart d'heure et que, par exemple, l'Homme moderne, qui est apparu il y a moins de cent mille ans, a fait son entrée en scène une demi-seconde seulement avant midi.

La Terre a bien changé depuis sa prime enfance. En effet, si nous pouvions revenir 4200 ou 4300 millions d'années en arrière, nous serions confrontés à des conditions extrêmes, de notre point de vue : fréquentes chutes de météorites, volcanisme intense, un océan mondial d'eau chaude (il n'y avait pas encore de continents émergés), une atmosphère très riche en gaz carbonique et dépourvue d'oxygène et surtout, aucune trace de vie.

Tout a bien changé depuis, notamment avec l'apparition des êtres vivants, d'abord microscopiques peu variés, puis progressivement de plus en plus complexes et diversifiés, en réponse à l'évolution biologique qui est une propriété fondamentale du monde vivant.

On sait que l'évolution de la Terre, de ses continents et de son climat, a influé sur l'évolution biologique notamment en déclenchant d'importantes crises marquées par des extinctions de nombreuses espèces, suivies par l'apparition d'espèces nouvelles. En retour, les changements du monde vivant ont pu induire des changements dans les conditions de vie de la surface terrestre, en particulier l'apparition d'une atmosphère oxygénée.

C'est d'abord cette double évolution, physique et biologique, que nous avons voulu illustrer : les changements indiqués concernant le monde physique sont ceux qui ont interféré avec l'évolution biologique.

*Le texte ci-dessus est extrait de l'affiche (figurant au recto)
publiée par « Réserves Naturelles de France » (R.N.F.)*

Réflexion sur un tableau

(les temps géologiques : un tour d'horloge de 4550 millions d'années)

Ce tableau représente les temps géologiques ramenés sur 12 heures. Quand j'étudiais la géologie on avait coutume de le faire sur une année : je me souviens encore que l'arrivée de l'homme se situait le 31 décembre à minuit moins le quart. Sur 12 heures, cela devrait se passer quelques minutes avant midi...

Les lointains débuts

D'abord, sur notre tableau, dans les temps les plus lointains figurent quelques étoiles : chacune représente un site géologique où des formations très anciennes en même temps que très « parlantes », ont été découvertes. Il y a ISUA au Groenland (premières traces de vie à 3 milliards 800.000 ans), GUNFLINT au Canada (stromatolithes à environ 2 milliards d'années). Toutes ces formations géologiques ont été préservées presque par miracle : il aurait suffi qu'elles subissent un métamorphisme un peu poussé pour que toutes les « précieuses » informations qu'elles contiennent disparaissent...

Or justement des déformations importantes, avec formation de chaînes de montagnes (en terme savant ce sont des orogènes) sont signalées sur ce tableau à partir de 7 heures (soit 2 milliards d'années, au moment où les stromatolithes de GUNFLINT vivaient et croissaient). Il y a 2 milliards d'années donc, des continents, parmi les premiers formés, se soulèvent, se plissent, se déforment. Les roches qui les constituent : anciens sédiments, massifs granitiques, coulées de laves se trouvent parfois entraînés à des profondeurs telles que tout recristallise et se transforme en gneiss. Inutile de dire que, dans ces conditions, si des traces de vie existaient piégées dans ces sédiments ou emprisonnées sous ces coulées de laves, il n'en reste plus de traces !

Cela se passait non loin d'ici

C'est la raison pour laquelle Port Béni, Ploumanac'h ou encore Trébeurden n'ont pas leur étoile comme ISUA ou GUNFLINT. Dans ces trois localités des Côtes d'Armor, il y a bien des terrains datés à 2 milliards d'années mais ce sont des métagneiss (gneiss provenant de roches sédimentaires) et des orthogneiss (gneiss provenant de roches éruptives) et toute trace de vie, à supposer qu'il y en ait eu, y a été effacée.

Des orogènes, il y en a eu d'autres : vers 10 heures, l'orogène cadomien, vers 11 heures, l'orogène hercynien, vers midi, l'orogène alpin. Je cite ces trois là car ils ont tous les trois touché notre région : les deux premiers très fortement, le dernier indirectement.

Intéressons nous au premier : l'orogène cadomien. Nous lui devons l'essentiel des déformations qui ont affecté les terrains de la baie de St-Brieuc. Le tableau, élaboré par Réserves Naturelles de France signale les 12 réserves géologiques existantes sur le territoire national (en signalant qu'une quarantaine d'autres qui ne sont pas des réserves purement géologiques présentent cependant un intérêt dans ce domaine). La réserve géologique qui arrive en premier (vers 11 heures) est celle de Groix...

A quoi tient la célébrité !

Eh bien, la nôtre, en baie de St-Brieuc, pourrait figurer à partir de dix heures puisque les terrains sur lesquels elle se trouve sont âgés, pour les plus anciens, de 600 millions d'années au moins. Si les falaises de la presqu'île d'Hillion avaient été classées « réserve géologique », nous devancions Groix de 200 millions d'années environ !

Et comme nous avons aussi, dans le même secteur de superbes falaises de limon d'âge quaternaire, nous aurions mérité aussi de figurer (vers midi moins deux ou trois minutes) parmi les réserves qui protègent les formations géologiques les plus récentes, juste après celle de Saucats (formations de la fin du tertiaire).

Finalement, la célébrité tient à peu de choses : à Port Béni, des roches qui plongent et tout s'efface... en baie de St-Brieuc, un milieu naturel des plus riches avec ses oiseaux, ses plantes... a fait que la réserve naturelle n'est pas seulement « géologique » !

Catastrophes en série

Consolons nous en observant à nouveau notre tableau. Ce qui frappe après les formations des chaînes montagneuses, c'est l'ancienneté et l'abondance des périodes glaciaires. Cela débute dès 4 heures 30 et ne se termine qu'à midi : 6 glaciations au total contre 5 orogènes !

Il y a aussi les périodes de crise ou cataclysmes : on croit tout connaître là-dessus avec la disparition des dinosaures, vieille de 65 millions d'années (11 heures 50), suite à une collision avec un énorme météorite... à moins que ce ne soit lié à des explosions volcaniques gigantesques... Mais cette crise là n'est que la dernière et sans doute pas la plus importante.

La première catastrophe écologique majeure précède GUNFLINT et ses stromatolithes (voir plus haut). Sur le tableau une phrase la résume : « l'atmosphère devient oxygénée ». Cela veut dire qu'un « poison », qu'un « polluant majeur » non seulement avait saturé l'eau des océans mais encore se répandait dans l'atmosphère. Pour les organismes qui vivaient jusque là, il n'y avait que deux solutions : s'adapter ou disparaître. La « peste verte », la maudite chlorophylle, responsable de la photosynthèse triomphait...

La vie dont nous avons salué la naissance à ISUA, à 2 heures du matin (rappelez vous : presque 4 milliards d'années) se développait dans une atmosphère et une eau saturées en méthane, en gaz sulfureux, gaz carbonique... Pour cette vie là, l'oxygène était un poison violent. Les premières « couches rouges » (début de la formation d'oxyde de fer sous climat chaud) signent la disparition de toute une vie bactérienne et unicellulaire incapables de s'adapter. Cette première crise orientait l'évolution vers les consommateurs d'oxygène, un gaz nouveau qui, de « poison » pour les éliminés devint « source de vie » pour les survivants dont nous sommes issus.

Une autre crise vers 11 heures 20, vit le triomphe des reptiles, des ammonites... et la disparition des trilobites. Elle fut aussi sévère sans doute que celle qui vit les mammifères supplanter les reptiles vers 11 heures 50. Et cela se passait entre consommateurs d'oxygène déjà très évolués !

Tout à coup, la vie explose

Une autre chose également saute aux yeux sur ce tableau : une véritable explosion de vie vers 9 heures 30. Jusque là, les organismes vivants étaient microscopiques. Un observateur humain

se promenant sur notre planète à cette époque aurait pu la croire déserte : aucune vie sur les continents et une vie entièrement microscopique dans l'eau des océans !

Revenant vers 10 heures, notre homme aurait pu voir des mers grouillantes d'algues, de coraux, d'éponges, de méduses. Une demi heure plus tard, toute une vie animale avec carapaces très élaborées, pinces et pattes articulées, s'agite dans ce même milieu. Vers 11 heures, ce sont les continents qui verdissent et s'animent à leur tour d'une vie animale des plus variée (vers et araignées, insectes énormes, amphibiens balourds)...

Pourquoi cette explosion de vie en un temps aussi court. Il faut sans doute chercher un élément de réponse dans une nouveauté de l'époque : la reproduction sexuée. Jusque là les êtres vivants se reproduisaient en se divisant, comme le font encore les cellules par exemple. C'est efficace mais cela fait toujours du « pareil au même » ou peu s'en faut. Par contre, se mettre deux pour en faire un troisième, cela permet de faire du nouveau à chaque fois. Comme le dit Albert JACQUARD : *« Cette mécanique (de s'y mettre à deux pour en faire un troisième), son intérêt unique (bon, à part le plaisir que l'on peut y trouver mais ça c'est un ... je dirais c'est un sous-produit !), l'intérêt biologique de l'affaire est exactement de faire le contraire de la reproduction : au lieu de faire du nombre, en faisant toujours du pareil, on fait du quelques uns en faisant toujours du neuf ».*

Et l'homme vint

Alors, en deux heures, la vie a évolué à toute vitesse. *« Un beau jour, continue Albert JACQUARD, un primate bien ordinaire a des mutations et ces mutations sont telles que le cerveau du fœtus se fabrique vingt fois trop vite. Au lieu de mettre en place cinq milliards de neurones, il en place 100 milliards. Cela tient vingt fois trop de place. Comme la nature n'a rien prévu, il s'aperçoit, au moment de naître qu'il n'a pas la place de passer car le bassin des mères n'a pas été agrandi pour autant. Alors, une seule solution : naître avant d'être terminé : c'est comme cela que nous donnons naissance à d'épouvantables larves dont personne ne voudrait dans la société des primates... Il se trouve que ce handicap initial... s'est transformé en un avantage : cette richesse en neurones se transforme après la naissance en une richesse en connexions : un million de milliards de connexions et du coup, le cerveau humain est, à notre connaissance, l'objet le plus complexe qui soit dans l'univers ».*

C'est d'ailleurs la raison pour laquelle, sur notre tableau, il y a 45 secondes d'ère quaternaire, qui correspondent à 45 secondes de présence d'individus du genre « homo ». Sa « conscience d'exister » sa domination sur la planète, l'ont rendu tellement imbu de lui-même qu'il se devait d'avoir une ère géologique rien qu'à lui !

Et pourtant ! Pourtant la planète continue de tourner comme avant. Écoutons un instant un astronome du début de ce siècle, Camille FLAMMARION qui écrivait en 1922 :

« Avant l'époque où le premier regard humain s'éleva vers le soleil et admira la nature, l'univers existait comme il existe aujourd'hui... Lorsque la dernière paupière humaine se fermera ici-bas et que notre globe – après avoir été si longtemps le séjour de la vie avec ses passions, ses travaux, ses plaisirs et ses douleurs, ses amours et ses haines, ses prétentions religieuses et politiques et toutes ses inutilités finales, - tombera enseveli dans les langes d'une nuit profonde que le soleil éteint ne réveillera pas, eh bien ! alors, comme aujourd'hui, l'univers sera aussi complet, les étoiles continueront de briller dans les cieux, d'autres soleils seront allumés sur d'autres terres... »

Écoutons aussi, plus près de nous, Yves PACCALET, dans « La terre et la vie » :

« Si Pikaia, ce vermisseau, muni d'une ébauche de corde nerveuse dorsale, avait disparu sans descendance au Cambrien (11 heures 40), il n'y aurait sur la terre ni requins, ni grenouilles, ni dinosaures, ni dauphin, ni dictateur, ni savant fou, ni poète, ni métaphysicien... L'univers n'y verrait aucune différence. Il s'accommoderait des bactéries, des vers, des mollusques, des arthropodes. La vie a inventé des formes prodigieuses avant nous. Elle nous a inventé par inadvertance... »

Revenons à notre paysage et cadre de vie

Pour revenir à notre fond de baie, il y a encore un dernier soulèvement à évoquer : c'est l'orogène alpin. Démarré vers 11 heures 55 et initié par un rapprochement (qui n'est d'ailleurs pas terminé) entre les plaques africaine et européenne, ce soulèvement pourtant lointain a eu sur le massif armoricain un effet inattendu : notre région a basculé, la partie Nord se soulevant et le Sud s'affaissant.

Le soulèvement n'a pas été global : d'anciennes failles ont été réactivées. C'est ainsi que la presqu'île d'Hillion encadrée par plusieurs failles s'est soulevée de 50 à 60 mètres. La région de Languieux – St-Brieuc – Plérin en a fait autant (obligeant le Gouédic et le Gouet à recreuser leur vallée).. Par contre l'anse d'Yfiniac est restée plus basse. La dépression se prolongeait d'ailleurs au début du tertiaire jusque Pommeret puisque dans cette région on trouve des formations d'âge éocène et oligocène qui sont d'origine aquatique.

L'âge de ces failles, qui ont joué en contrecoup des mouvements alpins, est au moins hercynien (300 millions d'années) car un filon de dolérite datant de cette période suit l'une d'elles. Peut-être même sont-elles plus anciennes puisque les formations où elles se trouvent ont 600 millions d'années...

La mer n'a pas toujours été là

Nous pourrions revenir aussi sur les périodes glaciaires. Elles sont bien connues pour ce qui est des plus récentes : la dernière ne s'est terminée qu'à midi moins une fraction de seconde sur notre cadran de 12 heures puisque c'est à partir de -10.000 ans que la mer, dont le niveau était beaucoup plus bas que l'actuel, est revenue et a formé les vasières qui font la richesse actuelle de notre fond de baie.

Nos lointains ancêtres, dont des traces de repas ont été trouvées à Piégu et des outils en pierre non loin de là, chassaient dans une vallée correspondant à une confluence entre Gouet-Urne-Gouessant ; ils auraient pu passer à pied en Angleterre, après franchissement d'une vallée au centre de la Manche, où Seine et Tamise rejoignaient un niveau marin environ 100 mètres plus bas que l'actuel.

Midi est sur le point de sonner : au quatrième top... nous aurons disparu !

La géologie en général et ce tableau en particulier : voilà une formidable machine à remonter le temps !

Michel GUILLAUME
Pléneuf Val-André le 22-12-99

Toute l'histoire de l'univers ramenée à une année

Je rappelle qu'une minute-lumière équivaut à 18 millions de kilomètres ; une heure-lumière à un milliard de kilomètres; une année-lumière à 10 mille milliards de kilomètres. La distance soleil-terre, c'est 8 minutes-lumière; le système solaire jusqu'à Pluton, c'est 5,2 heures de lumière; la distance du soleil au centre galactique est de 30 000 années-lumière; la voie lactée est un disque de 90 000 années-lumière ; la distance de la voie lactée à Andromède est de 2 millions d'années-lumière; et puis nous arrivons à de plus grandes dimensions : des groupes de galaxies avec des diamètres de 6 millions d'années-lumière; des amas de galaxies de diamètre de 30 millions d'années-lumière; avec les télescopes les plus puissants de la terre, on peut regarder très loin dans l'espace, jusqu'à une distance de 10 milliards d'années-lumière. Et l'univers observable, c'est-à-dire la partie de l'univers dont la lumière a eu le temps de nous parvenir, a un rayon de 15 milliards d'années-lumière.

Je vais maintenant comprimer toute l'histoire des 15 milliards d'années de l'évolution cosmique en une année...

Le Big-Bang a lieu le 1er janvier ; la formation de la voie lactée, quelques mois plus tard, le 1er avril ; et puis la formation du système solaire encore plus tard, le 9 septembre seulement.

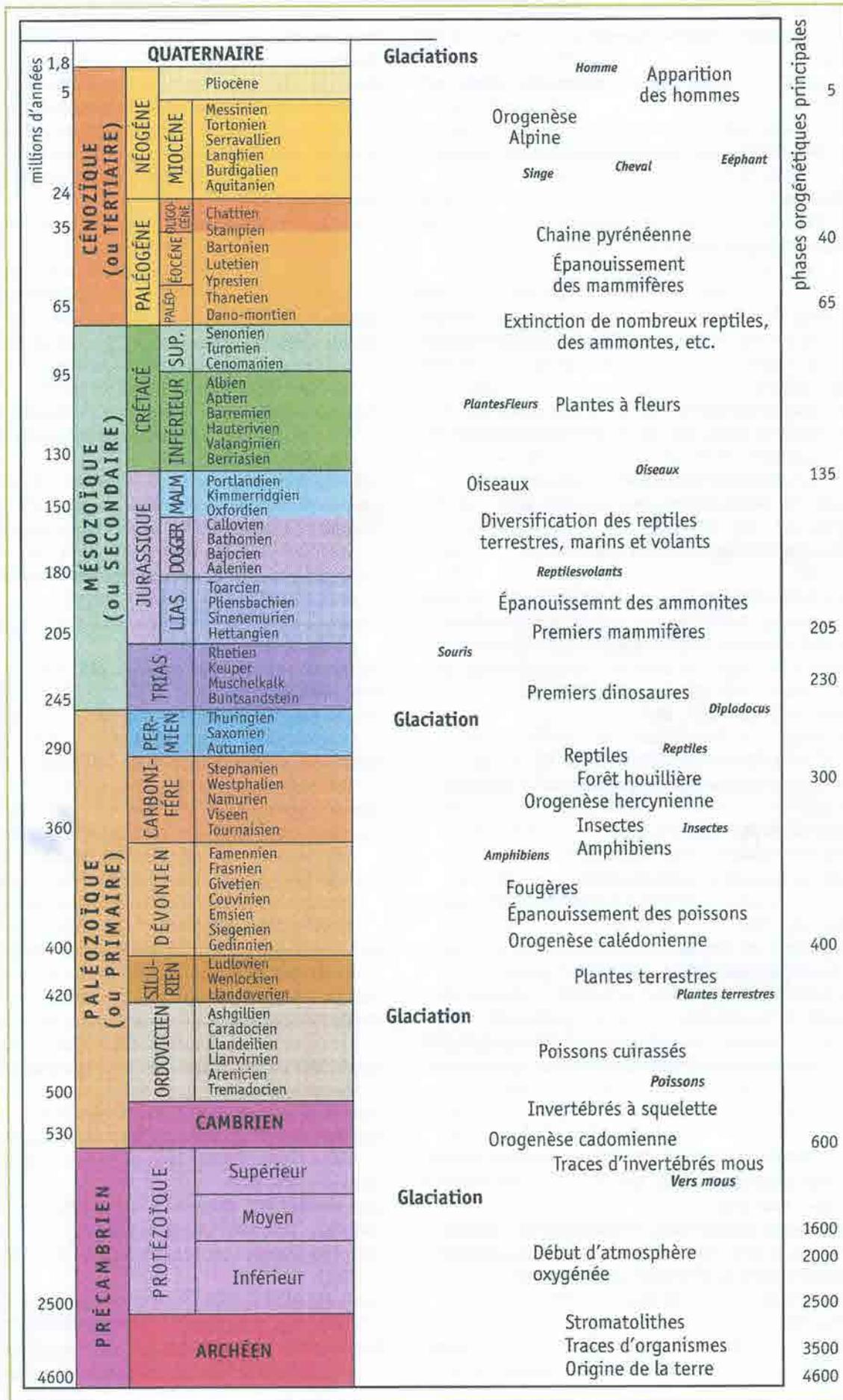
Et puis survient la longue évolution de la vie sur terre; la première cellule vivante apparaît le 25 septembre; les plus vieux fossiles - les bactéries et les algues bleues - le 9 octobre ; puis l'invention du sexe par les micro-organismes, le 1er novembre. Le 19 décembre apparaissent les premiers poissons. Les premiers insectes font leur apparition le 21 décembre; les premiers arbres arrivent seulement le 23 décembre ; les premiers oiseaux, le 27 décembre ; puis les dinosaures sortent de scène le 28 décembre, après quatre jours d'existence.

Toute l'évolution de l'homme civilisé se passe le 31 décembre, à la dernière minute de l'année !

Les peintures de Lascaux sont faites à 23 heures 59 minutes ; la civilisation égyptienne, le développement de l'astronomie se produisent pendant les 10 dernières secondes de l'année : 23 h 59 minutes 50 secondes ; Bouddha et le Christ n'arrivent que dans les 5 dernières secondes de l'année; la Renaissance, et la naissance de la science occidentale, la conquête de l'espace, la recherche d'une intelligence extra-terrestre et le péril écologique ne surviennent qu'à la dernière seconde de l'année.

Vous voyez maintenant que l'homme civilisé occupe vraiment un temps infime dans l'évolution cosmique.

*Extrait de « L'homme face à la science » Ed. Critérian – Paris 1992
Chapitre 8 : La place de l'homme dans l'univers par Trinh Xuan Thuan*



Les plus anciennes



formations géologiques

de France

(et même d'Europe)

**Les roches métamorphiques
de l'Icartien**

*Port Béni – Anse de Guermel – Le Ranolien (près de
Ploumanac'h) – La pointe de Bihit à Trébeurden*

Icartien



orthogneiss de port Béni



orthogneiss (agrandissement)



Le Ranolien (Icartien avec filonnets de granite rose)



Le Ranolien (grains de quartz)



Gouermel (métagneiss)



Port Béni (observation des gneiss)



Le Ranolien



Pointe de Bihit (Trébeurden)

Les gneiss icartiens de Port Béni à Trébeurden

Ils se présentent, dans la région de Port Béni (cf carte géologique de Tréguier au 1 :50.000), sous forme d'enclaves (xénolites) dans des roches beaucoup plus récentes (microgranodiorites de Pleubian). Sous le terme général de " Gneiss de Port Béni ", on regroupe plusieurs roches, alternant souvent en minces bandes de quelques centimètres d'épaisseur.

La foliation est souvent nette, principalement dans les niveaux riches en micas ou en amphiboles. Pour ce qui est du métamorphisme, les " Gneiss de Port Béni " se situent dans le " faciès amphibole " et ne sont qu'exceptionnellement atteintes par la migmatisation.

C'est leur âge très ancien qui est remarquable : autour de 2 milliards d'années (Icartien). Ce sont les plus anciennes formations géologiques non seulement de France, mais même d'Europe (avec le " Lewisien " d'Ecosse et le " Bouclier baltique " de Finlande orientale).

On trouve des roches comparables par leur âge autour du massif de Ploumanac'h (carte de Lannion au 1 :80.000) et plus à l'Ouest (Moulin de la Rive – carte de Plestin les Grèves au 1 :50.000), ainsi qu'à Guernesey, Serq et Aurigny et enfin à l'extrémité du Cotentin.

Principaux types de " Gneiss de Port Béni " :

♦ **Gneiss à biotite.** Roches formées de quartz, microcline perthitique, albite-oligoclase, biotite. De rares grenats, de l'apatite, du zircon complètent parfois le tableau. Comme dans certaines leptynites, il y a parfois des restes de quartz automorphes (rhyolitiques) pouvant indiquer une origine " ortho " de ces gneiss. La couleur de la biotite varie de jaune à brun foncé ; elle est parfois altérée (chloritisation)

♦ **Amphibolites à hornblendes (Gneiss à biotite et amphiboles ?).** Roches sombres formées principalement de hornblende avec aussi : andésine, biotite, quartz et accessoirement magnétite, pyrite, apatite, zircon. Le type en a été pris à la pointe de Pen Palluc'h (estuaire du Trieux). C'est une roche très foncée, presque noire, d'épaisseur toujours très limitée. Aucune

indication sur la roche d'origine (dolérite ?) par suite de la recristallisation intense de la roche.

♦ **Leptynites (Gneiss leptyniques ?).** Le type en a été choisi dans la partie Sud de l'anse de Gouvermel. Roches claires de rosé à blanc (en cas d'altération). Feldspaths (microcline, albite) et quartz forment la presque totalité de la roche.

♦ **Micaschistes.** En bandes peu nombreuses, ils peuvent être confondus avec les amphibolites à cause de la couleur foncée (vert, noir). Un aspect très brillant et moucheté (petites taches blanches de quartz et feldspath) est ce qu'ils ont souvent de plus caractéristique.

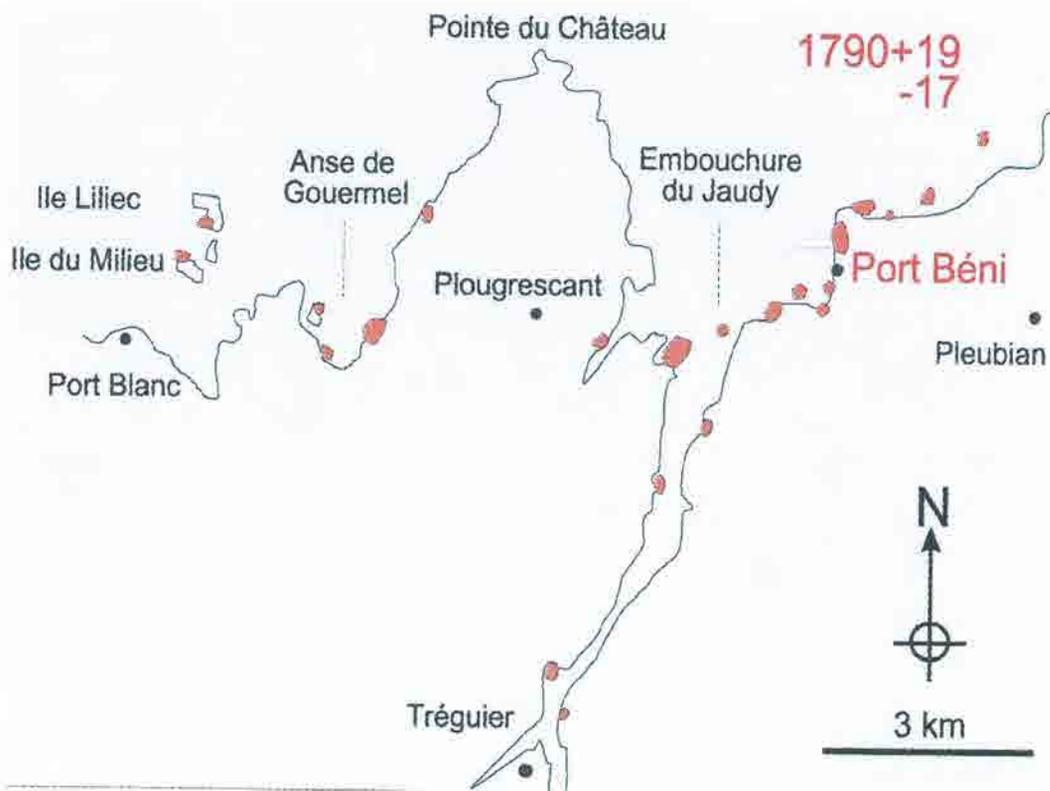
♦ **Gneiss ocellés.** Ils sont fréquents dans la région de Port Béni où on les voit intercalés dans presque tous les gisements. La teinte générale est claire (blanc, rosé, verdâtre). Les phénocristaux de feldspaths alcalins (microcline, orthose...) sont de grande taille (2 cm de long en moyenne).

♦ **Migmatites.** Il y a parfois de véritables migmatites dans lesquelles on repère un " leucosome " (partie fondue) parfois bordé par un mince liseré de " mélanosome ". La foliation primitive de la roche n'est pas détruite par cette fusion partielle qui ne dépasse pas le stade de la métatexie. Il arrive aussi que des produits en fusion aient été injectés dans le voisinage sous forme de filons (feldspath potassique principalement, plagioclase, quartz, rarement biotite, apatite).

Les " Gneiss de Trébeurden "

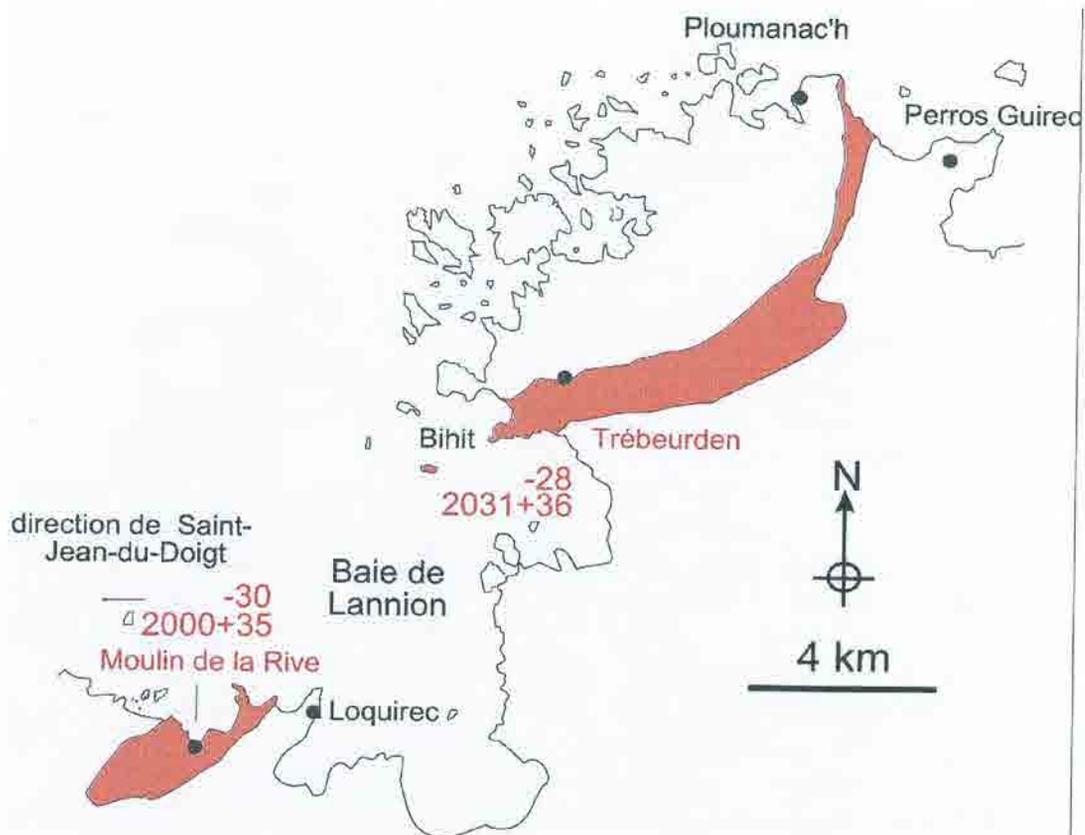
Les " Gneiss de Trébeurden ", visibles entre Perros-Guirec et Ploumanac'h d'une part et à la pointe de Bihit en Trébeurden d'autre part, (carte de Lannion au 1 :80.000) ont subi postérieurement à leur formation différents événements métamorphiques d'âge hercynien (broyage avec formation de blastomylonites et ultramylonites puis métamorphisme de contact).

Au cours de ce métamorphisme de contact avec le granite de Ploumanac'h, des minéraux nouveaux ont pu apparaître tels que andalousite, sillimanite, grenats... et une nouvelle paragenèse, caractéristique d'un fort métamorphisme de contact, s'est formée. Ceci rend quasiment impossible de connaître la nature et le type de métamorphisme originel.



Localisation des différents points où affleurent les formations icartiennes dans la région allant de Port Béné à l'Anse de Guermel

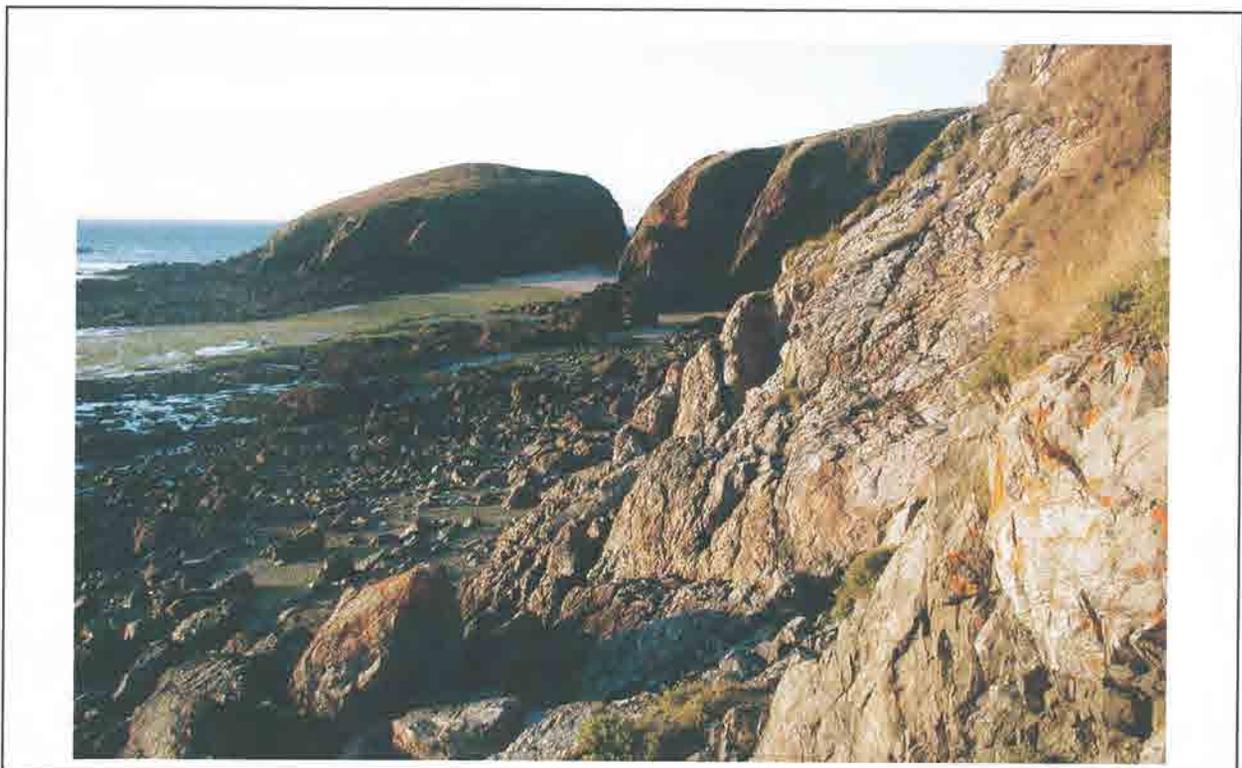
Ces deux schémas sont extraits de :
Patrimoine géologique de Bretagne - Penn Ar Bed n° 173-174 - juin-septembre 1999



Localisation des affleurements que l'on attribue à l'Icartien dans la région allant de Ploumanac'h à Locquirec (Moulin de la Rive)

Une formation spéciale de l'est de la Baie de Saint-Brieuc

Le Pentévrien



C'est à Jospinet que J. Cogné a situé en dessous du briovérien d'Erquy (en haut et à gauche de la photo), des formations claires (en bas et à droite) pour lesquelles il a créé le terme de Pentévrien (de la région nommée le Penthièvre)

Pentévrien



Falaise de Port Morvan



gneiss de Port Morvan



Gneiss clairs et sombres



Gneiss clairs et sombres (gros plan)



Le Vauglin



La Cotentin



Fissures avec quartz et chlorite



Quartz et chlorite vus de près

Les formations pentévriennes

Historique

En 1959, un article de J. Cogné publié dans le bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne (S.G.M.B.) sous le titre "*Pentévrien et briovérien en Baie de St-Brieuc*" définit une formation plus ancienne que la "*série ophiolitique d'Erquy*" et qu'il appelle les "*granito-gneiss de Dahouet*".

La série d'Erquy était alors considérée comme briovérienne. En 1962, J. Cogné en avait même fait "*le stratotype du briovérien inférieur*". Il existait donc pour lui "*un complexe de base*" anté-briovérien qu'il décrit comme "*un complexe métamorphique à faciès granito-gneissique (plus ou moins dioritique) alternant avec des micaschistes et des amphibolites chloriteuses*".

En 1971, catastrophe ! Une datation réalisée par Vidal-Hameurt du "*Groupe Armoricaïn d'Etude des Sols*" indique pour la "*série ophiolitique d'Erquy*" un âge de 482 Ma (Millions d'années).

J. Cogné ne peut donc plus parler d'un complexe anté-briovérien et le "*Pentévrien*" perd de son intérêt... (voir page suivante).

Cependant à partir de 1978, des âges radiométriques de près de 2 milliards d'années sont trouvés pour des gneiss dans le Trégor. Il y a donc bien, dans la région, des formations très anciennes et pourquoi les formations granito-gneissiques n'en feraient-elles pas partie ? Faute de datations tout était envisageable. Pendant un certain temps le mot "*Pentévrien*" a désigné aussi bien les gneiss du Trégor que ceux de l'est de la Baie de St-Brieuc...

Finalement des âges de 750 Ma environ pour les gneiss de Port-Morvan, de 640 Ma environ pour la diorite d'Hillion... ont amené à faire une nette distinction entre Icartien et Pentévrien.

Pour terminer, en 2001, un âge de 608 Ma pour la série d'Erquy remet enfin les pendules à l'heure : Briovérien, Pentévrien, Icartien... retrouvent leur place d'origine. Ouf !

Les formations pentévriennes

A - les gneiss de Port Morvan à Jospinet

C'est un ensemble qui est beaucoup plus complexe qu'il n'y paraît à première vue car déformations et métamorphisme sont intervenus. L'affleurement est caractérisé par le litage des roches alternativement

claires (riches en feldspaths et quartz) et sombres (plus pauvres en quartz mais plus riches en chlorites). La foliation est parallèle au litage. La déformation s'accompagne d'un étirement dans le sens perpendiculaire au litage, créant des fentes principalement dans les niveaux clairs (les niveaux foncés encaissant mieux la déformation). Des phénomènes hydrothermaux (eau circulant autour de 400°) entraînent le dépôt de quartz et de chlorite dans les fentes.

Au départ, on pense qu'il y avait des roches volcaniques (présence de volcans "crachant" régulièrement) : alternance de roches acides claires et roches basiques plus foncées. Ce pouvait être soit des coulées soit des projections. La couleur originelle des roches n'a pas été conservée du fait du métamorphisme. Les couches devaient être plus ou moins horizontales. L'âge de ces roches a été calculé à partir des substances radioactives, en l'occurrence l'uranium, présentes dans les zircons. On isole les cristaux de zircons et on les trie. On mesure ensuite le rapport Uranium/plomb. A Port Morvan on a ainsi obtenu un âge de 746 Ma, ce qui nous place dans le précambrien, à une époque où les animaux fossilisables (car munis d'une carapace ou d'un squelette) n'existaient pas (nous sommes par exemple bien avant la faune d'Ediacara).

B - la trondhjémite de Jospinet à Hillion

La trondhjémite est une variété de diorite. C'est une roche blanchâtre, grenue. Elle est constituée essentiellement de quartz et de feldspaths plagioclases (souvent sans micas, sans orthose). La trondhjémite affleure tout le long de la côte depuis la base de la presqu'île d'Hillion jusqu'à Jospinet. Une datation récente lui attribue un âge de 643 Ma.

Remarque : les galets granitiques dans les poudingues de Cesson ont de fortes similitudes avec la trondhjémite visible ici et ont sensiblement le même âge (656 Ma et 667 Ma). Ils pourraient être issus de cette formation qui est plus ancienne que le conglomérat de Cesson daté du Briovérien et qui est donc pentévrienne.

C - Autres formations possibles

La carte au 1/50.000 de St-Brieuc (éditée en 2005) place également dans le Pentévrien la formation (non datée) de Morieux (gabbrodiorites et tonalites gneissiques, amphibolites) ainsi que les massifs de granodiorite et les leptynites qu'elle contient.

Les aléas de la radiochronologie

Le principe

On sait maintenant, dans certains cas, déterminer l'âge d'un minéral, d'une roche et, partant de là, d'une formation géologique. Cela est possible en se basant sur les éléments radioactifs contenus dans le minéral ou la roche (quand il en existe).

On fait le rapport entre ces éléments radioactifs et leurs produits de désintégration. Comme la désintégration d'un élément radioactif donné se fait toujours à la même vitesse, connaître la quantité de produit radioactif transformé revient à connaître le temps qu'il a fallu pour cela.

Pour des âges importants, on utilise principalement, maintenant, l'Uranium et le Plomb (U/Pb) que l'on extrait des zircons. Autrefois on utilisait le Rubidium et le Strontium (Ru/Sr), ou encore le Potassium et l'Argon (K/Ar). Mais comme on va le voir plus loin, ces deux derniers procédés ne sont pas toujours très fiables. Pour des âges de quelques milliers d'années c'est le carbone 14 qui est utilisé.

Il y a en effet une condition essentielle : que le système soit parfaitement fermé car tout échange possible avec le milieu extérieur peut augmenter ou à l'inverse évacuer les produits en question, faussant ainsi les mesures et donc les datations.

Les âges ainsi calculés sont appelés " *âges radiométriques* ". Autrefois, on n'hésitait pas à parler d'âges " *absolus* ", ce qui était passablement prétentieux. Aujourd'hui, on est plus prudent... à juste titre, comme va nous le montrer l'exemple suivant !

L'application à la série volcano-sédimentaire de pointe de la Heussaye (Erquy)

Découverte et cartographiée par Barrois, entre 1888 et 1896, la série a été choisie comme " *stratotype du Briovérien inférieur* " par Cogné en 1962. C'est à partir de 1968 que la géochronologie s'y intéresse. Les résultats, obtenus par la méthode Potassium/Argon sur trois échantillons, donnent des âges compris entre 670 et 770 millions d'années. Jusque là donc tout va bien !

En 1968, Bernard AUVRAY en fait une description détaillée, faisant de cette série de la Heussaye une coupe classique et qui devient célèbre, personne ne doutant alors de son âge Briovérien, vues les datations radiométriques évoquées ci-dessus.

Las ! Ce bel accord n'allait pas durer longtemps puisque en 1971, une deuxième datation est réalisée par la méthode Rubidium/Strontium... et patatras ! Elle indique un âge de 482 millions d'années (avec une marge d'erreur de 10 millions d'années en plus ou en moins) !

Adieu donc le stratotype puisque 480 millions d'années, cela place la série non plus dans le Briovérien mais dans le Primaire (dans l'Ordovicien inférieur pour être précis). Cogné lui-même doit s'incliner. Que faire contre un âge radiométrique ?

D'autant que la nouvelle équipe emmenée par Vidal-Hameurt du Groupe Armoricaïn d'Etude des Socles pousse son avantage, recherche... et croit trouver des preuves paléontologiques cette fois, sous forme de traces de microfossiles (Acritarches et Chitinozoaires).

Alors il faut revoir beaucoup de choses

Le flair des " *anciens* " battu en brèche par les mesures et les chiffres des " *nouveaux* ". Les problèmes de géologie structurale du coup sont à revoir et à corriger :

- Un écart de quelques millions d'années seulement entre deux séries (celle de la Heussaye rajeunie à -480 millions d'années et celle des formations rouges d'Erquy-Fréhel, calée, elle, autour de -470 millions d'années environ). La première est formée de couches verticales, la seconde est restée quasiment horizontale... Qu'à cela ne tienne, entre les deux on place une " *flexure* " (voir carte au 1 : 50.000 de St-Cast) et le tour est joué !

- Cogné avait noté des terrains plus anciens en discordance sous le briovérien et justifiait ainsi l'existence d'une formation plus ancienne qu'il appelait le Pentévrien. Exit donc le Pentévrien.

- La série de Lanvollon (volcano-sédimentaire elle aussi) en laquelle Barrois et Cogné voyaient la suite vers l'Ouest de la série d'Erquy, reste quant à elle briovérienne. C'est vrai que le métamorphisme y est plus poussé... mais quand même !

- Plus globalement, Hameurt annonce en 1974 : " *le massif armoricaïn comprend des parties dont l'évolution, telle que nous commençons à la percevoir, se montre originale par rapport à celle de l'ensemble, des événements calédoniens sont en cause.* ". Voilà un nouvel orogène (une nouvelle chaîne de montagne) nécessaire pour expliquer la nouvelle situation... mais un orogène limité à la région d'Erquy puisqu'ailleurs dans le massif armoricaïn l'orogène calédonien n'a guère laissé de traces !

Cela fait quand même pas mal de contorsions et finalement de complications...

Retour à la case départ

Eh bien tout cela est revu et corrigé : une " *nouvelle datation Uranium/Plomb à la microsonde ionique haute résolution* " fixe un âge de 608 millions d'années à la série de la Heussaye (avec une marge d'erreur de 7 millions d'années).

En 2001, Cocherie et Chantraine remettent donc les pendules (géo-radio-chronologiques) à l'heure avec cette nouvelle datation, faisant revenir la série de la Heussaye dans le briovérien. Ouf ! Du coup les données redeviennent plus simples. Tant mieux : il reste assez d'inconnues et d'énigmes à cerner autour de notre baie de St-Brieuc. Pas la peine donc d'en rajouter.

A moins qu'une nouvelle donnée radiochronologique ne vienne encore, dans quelques années, semer la zizanie, sait-on jamais !

Une dernière précision

Les acritarches trouvés ont été considérés comme des artefacts au prétexte que leur taille était très grande. Or on sait maintenant que de tels fossiles existent bien dans le briovérien (alors qu'en 1971 on ne les connaissait que dans les formations de l'ère primaire)... et que justement ces acritarches du briovérien se distinguent par leur grande taille !

LE PENTÉVRIEN



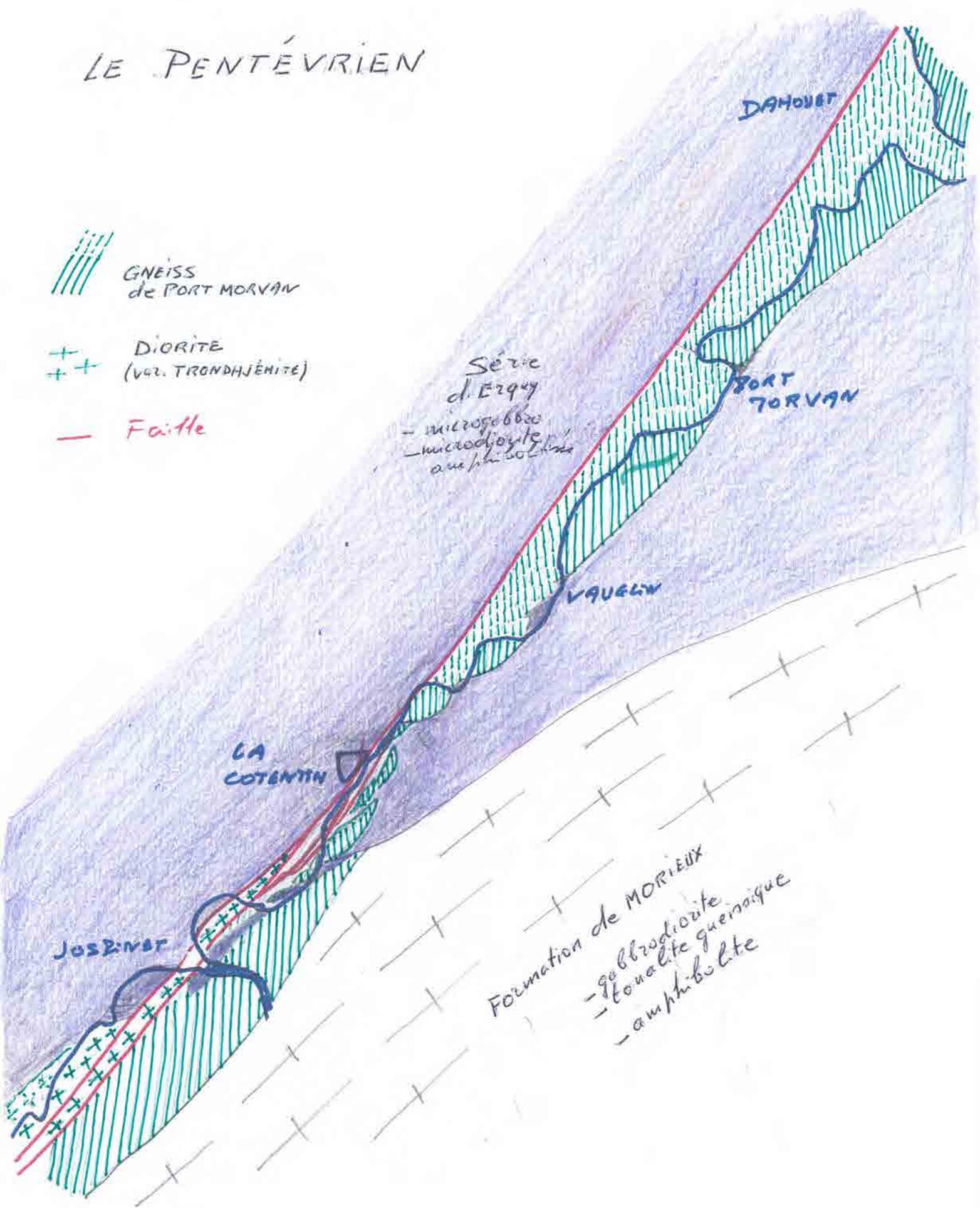
GNEISS
de PORT MORVAN



DIORITE
(var. TRONDHJÉMITE)



Faille



Série
d'Erzy
- microgabbro
- microdiorite
aux phénocristes

DAHOUET

PORT
MORVAN

VQUELW

LA
COTENTIN

JOSBYR

Formation de MORIEUX
- gabbrodiorite
- tonalite granitique
- amphibolite

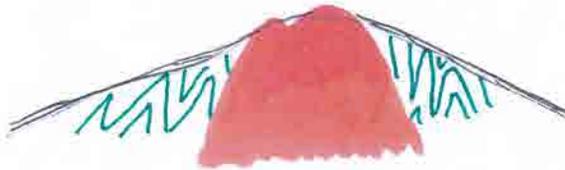
du PENTÉVRIEN
(éocadomien)

-640 Ma



746 Ma  GENÈSE
PORT MORVAN

-620

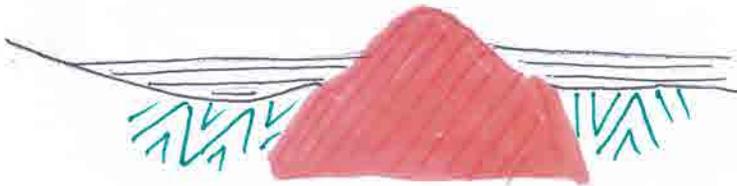


640 Ma  TRONDHJEMITE
d'HAÏLON

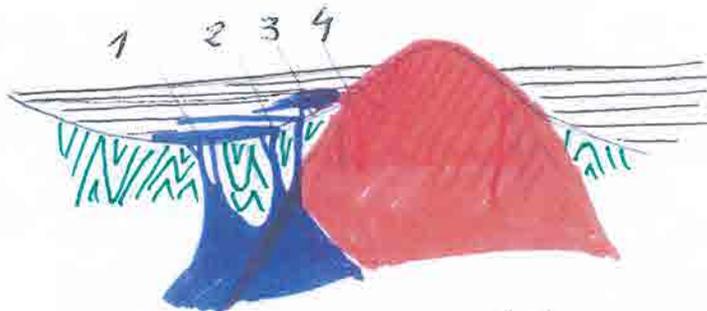
608 Ma  VOLCANISME
LA HEUSSAYE

616 Ma  SÈVE
EROUY-LANVILCON

-610



-600



au BRIOVÉRIEN
(cadomien)

- 1 = La Heussaye
- 2 = Port Morvan - Vauglin
- 3 = La Cotentin
- 4 = Gospiquet

Les poudingues

de Cesson



La pointe de Cesson (formée par les poudingues) et le fond de la baie de Saint-Brieuc (avec la presqu'île d'Hillion au second plan).

Poudingues de Cesson



Poudingues à gros galets



Galets de diorite déformés



Poudingue polygénique



Poudingue polygénique (gros plan)



Galets déformés



Poudingues très déformés



Les poudingues parmi les algues vertes



et à l'état de (gros) galet sur l'estran

Les poudingues de Cesson¹

Ils sont intercalés dans la série briovérienne de Cesson Lanvollon². Leur âge serait d'environ 600 millions d'années. Ils ne forment pas un ensemble continu mais se présentent en plusieurs bancs. Les bancs les plus anciens (les plus méridionaux) sont alors formés principalement d'orthogneiss. Dans certains bancs intermédiaires, la taille des galets peut être énorme. Les bancs les plus récents (les plus septentrionaux, proches de la Grève des Courses) sont formés de galets plus petits et aussi de nature plus variée : pour cette raison on parle de "poudingues polygéniques".

Dans ces "poudingues polygéniques", on trouve des galets :

- de quartzite (roche formée de quartz cristallisé à cassure esquilleuse)
- de granodiorite (roche voisine des granites mais avec plagioclases dominants et amphibole qui sont des caractères de diorite)
- d'orthogneiss (gneiss dérivant de roches magmatiques)
- de kératophyre (variété de trachyte ancien, le trachyte étant une roche volcanique sans quartz ni plagioclases)
- de méta-siltstones (anciennes vases grossières – intermédiaires, sur le plan granulométrique, entre les argiles et les sables - transformées par métamorphisme)

Le ciment entre les galets est quant à lui formé :

- soit de méta-siltstones (voir ci-dessus)
- soit de méta-arkoses (anciens sables riches en feldspaths par la suite transformés par métamorphisme).

Par endroits, les galets sont très déformés voire plissés au point de devenir difficilement reconnaissables. Deux galets contenus dans les poudingues ont été datés par la méthode Uranium/Plomb sur zircons et ont fournis des âges de 656 à 667 millions d'années.

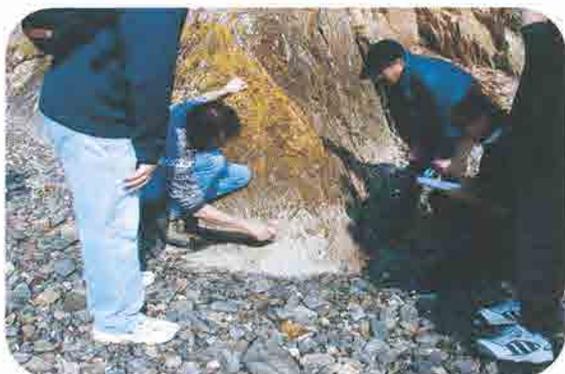
Des analogies ont été mises en évidence entre les galets d'orthogneiss des poudingues les plus méridionaux et une roche nommée la Trondhjémite d'Hillion (variété de diorite quartzique). On pense donc que cette dernière pouvait constituer le socle³ éocadomien (mis en place entre 750 et 650 millions d'années) à partir duquel les galets se sont formés.

¹ Bien que nommés "poudingues de Cesson", ils se trouvent en fait sur la commune de Langueux, entre la Grève des Courses et St-Ilan. Il y a d'autre part des poudingues dans la même série ailleurs qu'à cet endroit (par exemple, à Hillion, au Nord de l'Hotellerie et à Plérin au "moulin du Grognet"), mais ils sont moins spectaculaires

² Cette série est la plus ancienne parmi les formations qui, en Baie de St-Brieuc, sont classées dans le Briovérien. A l'origine elle était composée de sédiments (mélange de sables et de vases) avec donc des intercalations de galets par endroits qui sont à l'origine des poudingues. Des épisodes volcaniques sont venus s'y intercaler aussi. Les laves émises, voisines des basaltes ou des andésites, forment par endroit des "laves en coussins" (ce qui veut dire qu'elles ont été émises sous une certaine épaisseur d'eau) et à d'autres endroits des coulées massives ou encore peut-être des filons.

³ " Ces résultats sont cohérents avec la position apparente de la Trondhjémite d'Hillion comme socle (pentévrien) du Briovérien dans le secteur de Port Morvan. Dans le secteur de Cesson, la disposition serait la même ; les blocs témoigneraient du remaniement "sur place" du substratum qui toutefois n'apparaîtrait pas à l'affleurement ". (Note de D. Thiéblemont et al. dans "Géologie de la France, n°1 - 1999)

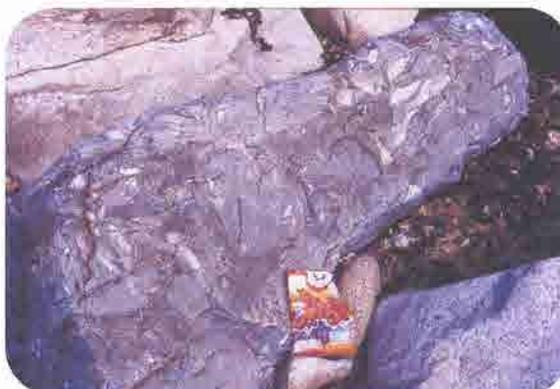
*Des poudingues comparables
en d'autres points de la région de St-Brieuc*



à Hillion (au nord de la pointe de l'Hôtellerie)



en enrochement (décharge de la Grève des Courses)...



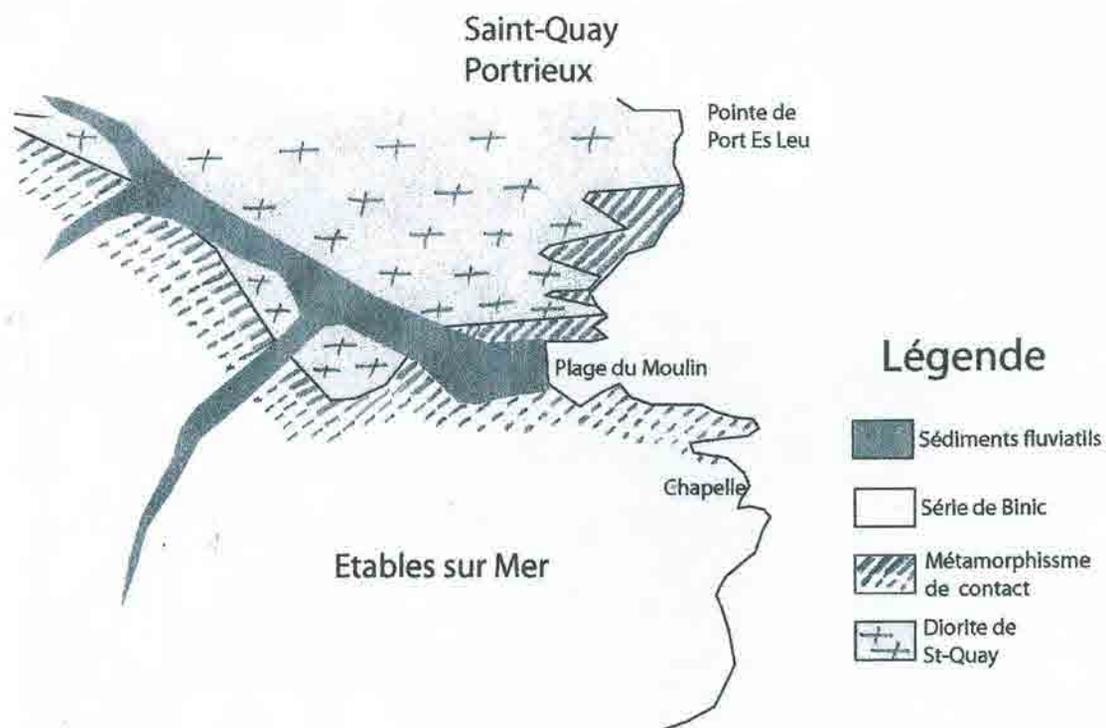
...des conglomérats provenant des carrières du Gouet



entre Martin et les Rosaires (base de la formation de Binic)

Un endroit où l'on voit le contact entre la série de Binic et le massif de St-Quay Portrieux

La plage du Moulin



Région de la plage du Moulin : carte géologique

Plage du Moulin



La Formation de Binic sur l'estran



la Formation de Binic en falaise



Nodules dans les schistes



Traces de vagues



Déformations



Contact avec la diorite



Contact vu de près

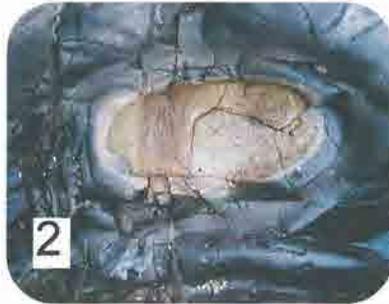


Inclusions dans la diorite

Plage du Moulin : géologie

Les formations briovériennes de la série de Binic

Leur disposition en couches (photo 1) indique une origine sédimentaire. Vu leur grande épaisseur, les sédiments originels sont sûrement marins et se sont mis en place sans doute à une profondeur assez importante.



Les spécialistes distinguent, d'après la grosseur des éléments déposés, des grès (anciens sables) et des pélites ou siltites (anciens sables très fins). Des « lentilles silicocarbonatées » se voient bien car elles forment des sortes de nodules de couleur plus claire que les roches dans lesquelles elles se trouvent (photo 2).

On parle de métasédiments (métagrès, métasiltites) car les dépôts originels ont été plus ou moins modifiés par un enfoncement de plusieurs kilomètres (métamorphisme régional). Ce métamorphisme a été léger ici (épizone) et de plus en plus fort en allant vers St-Brieuc (mésosone par exemple dans la série du Légué).

La disposition des couches fait penser qu'elles se sont mises en place par suite d'un écoulement gravitaire comme il s'en produit couramment à la limite du « plateau continental » là où une pente plus ou moins forte rejoint la « plaine abyssale ». Des masses de sédiments gorgés d'eau se mettent en mouvement sur la pente et leurs matériaux s'étalent parfois sur de grandes distances en contrebas dans la « plaine ». On pense que c'est à ce moment là que des nodules formés par précipitations d'éléments chimiques en certains points du fond marin se mettent eux aussi en mouvement et se déplacent entraînés par le mouvement d'ensemble. Ils sont donc entraînés par la masse des sédiments et se déposent en même temps qu'eux mais sans s'y mélanger.



Les anciens sédiments n'ont pas fait que se transformer, par perte d'eau et cimentation d'abord (ce que l'on nomme diagenèse), par métamorphisme ensuite... ils se sont aussi déformés. A l'origine les couches étaient sensiblement horizontales. Elles sont maintenant plus proches de la verticale. Elles étaient relativement planes, elles sont maintenant courbées et fracturées. Les déformations se voient bien d'en haut de la falaise et à marée basse(photo 3). Les cassures se voient à tous les niveaux (centimétriques, métriques, décimétriques...).

Souvent ces fissures sont soulignées par des dépôts de quartz qui forment des filonnets parfois déformés, boudinés (photo 4). L'explication de ces filons de quartz et de leur aspect actuel est la suivante : la silice se dissout dans l'eau, l'eau circule dans les fissures, la silice s'y dépose. Le processus est le même que pour le calcaire mais en beaucoup plus lent. Plus l'eau est à haute température (hydrothermalisme), autrement dit plus on est profond, plus le phénomène se développe.



Si le filon est cassé, déformé... c'est qu'un second épisode de déformation s'est mis en place par la suite. En général si la déformation s'effectue à grande profondeur ce sont plutôt des plis qui vont se former et ce sont plutôt des cassures qui se produisent lorsque des forces agissent sur des roches situées à faible profondeur. Si les deux bords de la cassure se déplacent l'un par rapport à l'autre (parfois de plusieurs dizaines ou centaines de mètres) on parle de faille.

A l'origine de ces déformations il y a soit un raccourcissement général soit la montée d'une masse de magma (on parle alors de compression), soit encore un cisaillement, un décrochement (on parle alors de déformation), soit encore un étirement, une distension (c'est le mot extension qui convient alors). C'est ainsi qu'il y a des failles normales (extension) des failles inverses (compression), des failles transformantes...

Si l'on compare la direction des failles avec celle des couches on parlera de faille conforme, de faille directionnelle ou à l'inverse de faille contraire, de faille diagonale, de faille transversale... le vocabulaire des géologues est sans limite !

Pour savoir quelles sont les couches les plus anciennes, ce n'est pas facile surtout quand elles sont presque verticales comme ici. Les spécialistes examinent alors les « structures sédimentaires » telles que granoclassement, laminations, rides de courants, « flute marks », figures de charge, « slumps ». Toutes choses qui ne sont pas à la portée du profane. Si de plus on s'intéresse à la schistosité (quand elle existe), aux linéations (photo 5) qui se forment lorsqu'il y a étirement (lent et sous forte pression), à l'orientation des minéraux néoformés... alors on peut y passer des jours et des jours.



C'est ce que font les géologues de terrain, ceux qui lèvent les cartes géologiques ou qui travaillent sur une région donnée. Il y en a malheureusement de moins en moins : beaucoup maintenant se contentent de venir prélever quelques « carottes » sur lesquelles il vont ensuite travailler au labo.



Le contact avec la diorite de St-Quay

Le diorite de St-Quay (photo 6) provient d'un magma qui a pris place au sein des roches sédimentaires que je viens de décrire en « digérant » par fusion et assimilation une partie de celles-ci. Plus l'on s'approche donc du massif et plus les grès et pélites de la série de Binic ont été comprimés et chauffés. On parle alors de « métamorphisme de contact » par opposition au « métamorphisme général » dont j'ai parlé plus haut.

D'abord des minéraux nouveaux apparaissent formant parfois des amas ou « tâches ». Ensuite c'est toute la roche qui recristallise (stade « cornéennes » photo 7). Curieusement, la carte géologique signale ici l'existence d'une roche litée et même finement litée puisque nommée « paragneiss fin » (on dit « paragneiss » pour indiquer que c'est à partir d'une roche sédimentaire que ce gneiss s'est formé sinon ce serait un « orthogneiss »).



D'après les auteurs de la carte géologique, le massif de diorite se serait mis en place en deux temps : « Le premier stade se produit dans une chambre magmatique à près de 30 kilomètres de profondeur. Le magma de composition basaltique tend alors à former du gabbro par refroidissement entre 1150° et 950° ».

« Le second stade correspond à l'emplacement définitif du pluton au sein de la formation de Binic. Il se fait à une profondeur de 10 kilomètres environ ». La température passe de 950° à 800° et la roche alors se solidifie définitivement. Entre temps elle s'est modifiée un peu par absorption de son encaissant mais conserve un grand nombre d'enclaves gabbroïques. Cela fait penser que les deux stades se sont succédé assez rapidement.

Les diorites sont constitués de deux sortes de cristaux : des cristaux ferro-magnésiens de couleur foncée : amphiboles et biotites

des minéraux siliceux plus clairs : feldspaths plagioclases et quartz.

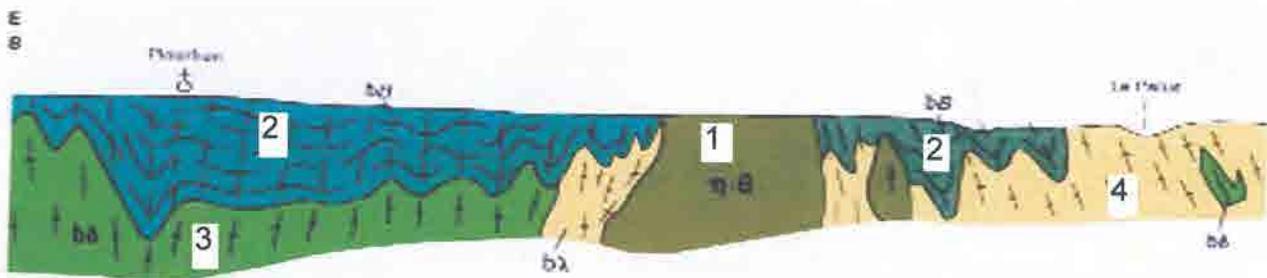
Les gabbros sont plus noirs car ils contiennent davantage de ferro-magnésiens (pyroxènes principalement).

Le massif de diorite n'est pas cependant si « massif » que cela : de nombreuses « apophyses » partent de la masse principale pour s'infiltrer dans les roches environnantes (photo 8). Cela fait que l'on ne passe pas en continu de roches sédimentaires de plus en plus métamorphisées à une diorite à bords francs. Des masses importantes de grès et pélites se voient assez loin dans la falaise alors que les premières masses de diorites se rencontrent dès que l'on passe à l'Ouest de la plage. Deux apophyses (au moins) traversent et modifient à leur contact les roches encaissantes avant que celles-ci ne disparaissent complètement. Au contact il y a d'ailleurs de nombreux filonnets et injections diverses de magma dans la formation de Binic. Inversement de nombreuses enclaves de roches sédimentaires ayant résisté à la fusion se voient dans la diorite.



Il n'est pas possible de dater les roches sédimentaires qui ne contiennent ni fossiles (elles sont trop vieilles pour cela), ni minéraux radioactifs. La diorite par contre a pu être dotée d'un « âge radiométrique » à 2 reprises : en 1972 par la méthode Rubidium/Strontium sur roche totale = 585 Ma, en 1991 par la méthode Argon/argon sur hornblende = 570 à 565 Ma.

Comment ces roches nous permettent de reconstituer une « histoire géologique de la région »



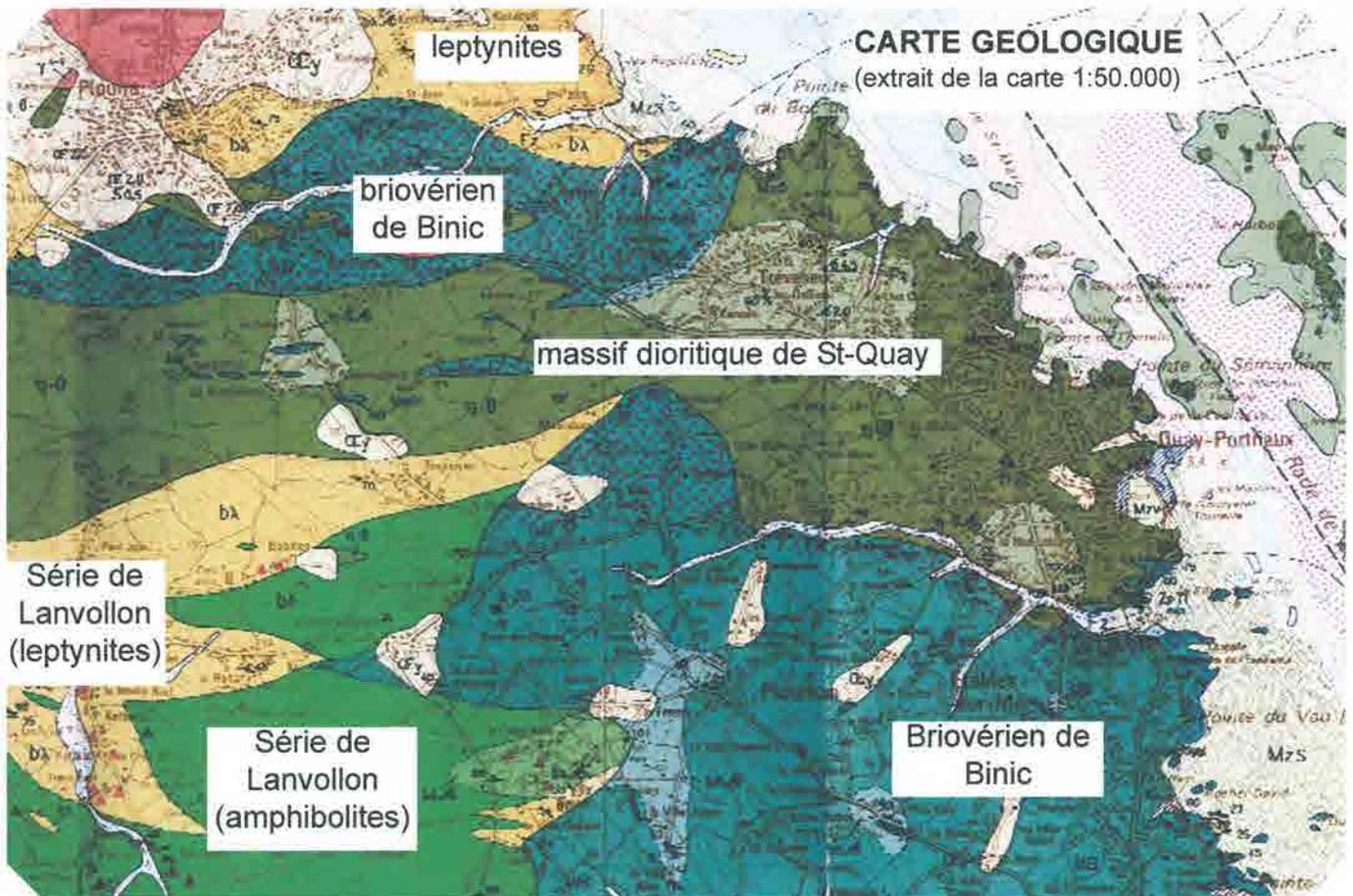
Sur cette coupe on voit bien la disposition des différentes formations géologiques qui encadrent le massif dioritique de St-Quay (1) :

- la série de Binic (2)
- la série de Lanvollon formée elle-même de deux types de roches: des amphibolites (3) et des leptynites (4)

En dessous de la série de Binic, il y a la série dite « de Lanvollon ». Voyons comment ces différentes roches se sont mises en place :

- entre 615 et 588 Ma, mise en place de la série de Lanvollon. Celle-ci est formée de sédiments et épanchements volcaniques avec intercalation de conglomérats (les fameux « poudingues de Cesson ») et de « laves en coussins ».
- pendant 5 à 10 Ma, dépôt de la série de Binic. Le volcanisme s'est calmé. L'ensemble des dépôts s'enfonce à quelques kilomètres de profondeur (métamorphisme régional).
- une phase de compression se produit ensuite vers 570 Ma avec mise en place définitive du massif de diorite qui plisse et métamorphise à son contact les grès et pélites. Le tout à une profondeur de plusieurs kilomètres comme indiqué plus haut.

Ceci est lié à la formation dans la région d'une première chaîne de montagne : c'est l'orogène cadomien. C'est lui qui est responsable de la disposition d'ensemble des roches de la région. Un autre orogène, l'orogène hercynien, s'est produit vers 300 Ma mais il n'est responsable que de certaines failles (création ou réactivation), de la mise en place parfois de quelques filons de dolérite et surtout de certains massifs de granites. Ces granites hercyniens se situent au Sud (Moncontour, Quintin) ou plus à l'Ouest (Plouaret, Trédrez). Le massif complexe de Ploumanac'h est le dernier formé. Après cela c'est l'érosion qui en nivelant progressivement l'ensemble des reliefs a façonné la région dans ses grandes lignes.



Il faut cependant signaler, par contre coup de l'orogène alpin (il y a 15 à 20 Ma environ), un soulèvement général de la côte Nord avec réactivation de certaines failles. C'est cela qui fait que nos falaises sont (globalement) si hautes, que les rivières qui s'y jettent sont si encaissées et, en même temps, beaucoup plus courtes que leurs homologues qui coulent vers le Sud (la ligne de partage des eaux se situe au milieu des Côtes d'Armor !)

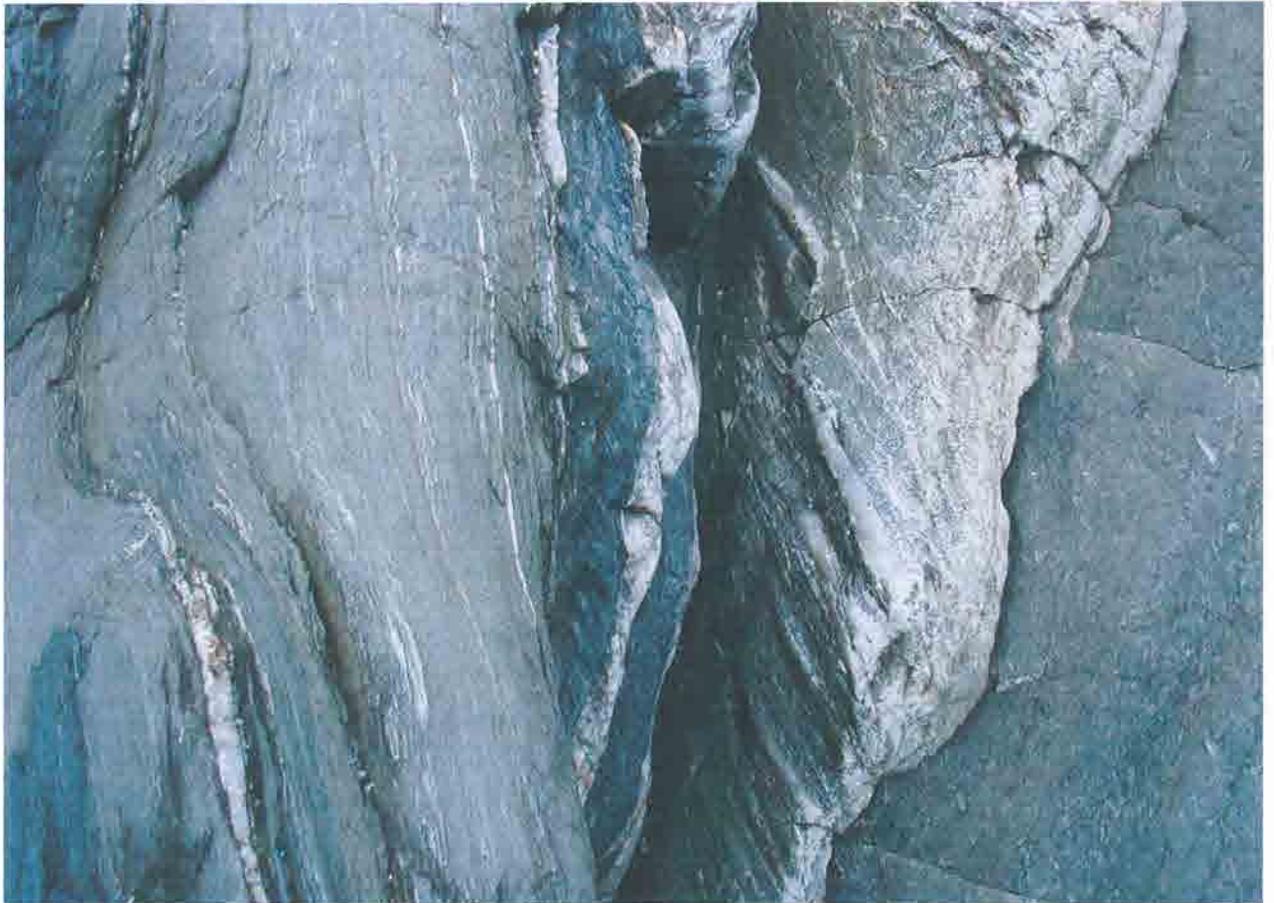
Comment ces roches ont été utilisées

Dans les bâtiments et les murs anciens, on trouve une grande quantité de roches locales. Dans les constructions récentes, les roches (quand elles existent) sont souvent d'origine beaucoup plus variée.

D'après la carte géologique au 1/50.000 de la région (Pontrieux Etables), il existait une dizaine de carrières dans un rayon d'à peine un kilomètre autour de la plage du Moulin : 7 sur la diorite, 3 sur les formations de Binic). Presque toutes sont maintenant abandonnées et certaines ont été comblées.

En parcourant les sentiers qui vont vers la chapelle de Bonne Espérance, on voit bien dans les différents murs comment les roches de la région étaient autrefois utilisées pour les besoins locaux.

Les terrains briovériens du Trégor et de la baie de Lannion



Les « Formations de Plestin les Grèves » entre Toul Ar Vilin et Beg Ar Forn

Briovérien en baie de Lannion



Deux filons aux environs de la pointe de Beg Ar Forn.



Etirements et déformations diverses...



... dans les formations de Plestin les Grèves.



Deux aspects de la formation de Lannion.

Information générale sur les formations briovériennes

visibles à l'ouest des Côtes d'Armor (dans le Trégor et en baie de Lannion)

Formation de Locquirec (617 Ma)

C'est un ensemble volcanique acide et volcanoclastique bien défini en Baie de Lannion où il est transgressif sur l'Icartien du Moulin de la Rive (conglomérat à grosses boules d'orthogneiss). Tufs kératophyriques à la base – faciès “ schistes verts ” - niveau conglomératique – siltites et argilites au sommet.

- à Locquirec : volcanique à la base – plus sédimentaire ensuite (siltites)
- à Locquémeau (pointe de Séhar) : tufs acides- schistes verts(anciens niveaux basiques)
- à Tréguier (vallée du Jaudy) : tufs de Tréguier (roches verdâtres schistosées)
- dans la vallée du Trieux : laves plus ou moins porphyriques – teinte violacée à verdâtre
- dans la région de Porz Even : tufs comme à Tréguier avec “ tufs à lapillis ”intercalés

Formation de Lannion (615 – 610 Ma)

Elle a été apparentée à la formation de Lanvollon. Elle est spéciale à la région de Lannion Trédrez. Formation volcano-sédimentaire (acide) : succession de puissants sills dans une série sédimentaire constituée d'alternances silt – grès – quartzites carbonés et pyriteux.

- au Sud de Lannion (ancienne carrière du Moulin du Duc)
- à Trédrez (entre Malabri et Beg Ar Néon) : ensemble volcano-sédimentaire (comme décrit ci-dessus)

Formation de Paimpol (610 Ma)

Elle est formée d'une série volcanique basique (métabasaltes spilitiques). Bien connue à la pointe de Guilben la série se poursuit vers l'Ouest en devenant de plus en plus affectée par un métamorphisme croissant.

- Pointe de l'Armorique (Porz Mellec) : schistes verts avec laves en coussins par endroits
- à Trédrez : spilites (parfois en coussins) avec niveaux sédimentaires
- vallée du Trieux (Lézardrieux) : en contact par faille (accident de Lézardrieux) avec diorite de Keralain et rhyolite (ignimbrite)
- vallée du Jaudy (Sud de Tréguier) : voir Auvray p. 139
- pointe de Guilben : pillows – laves massives intercalées – niveaux bréchiques et pyroclastiques

Formation de La Roche Derrien (610 - 585 Ma)

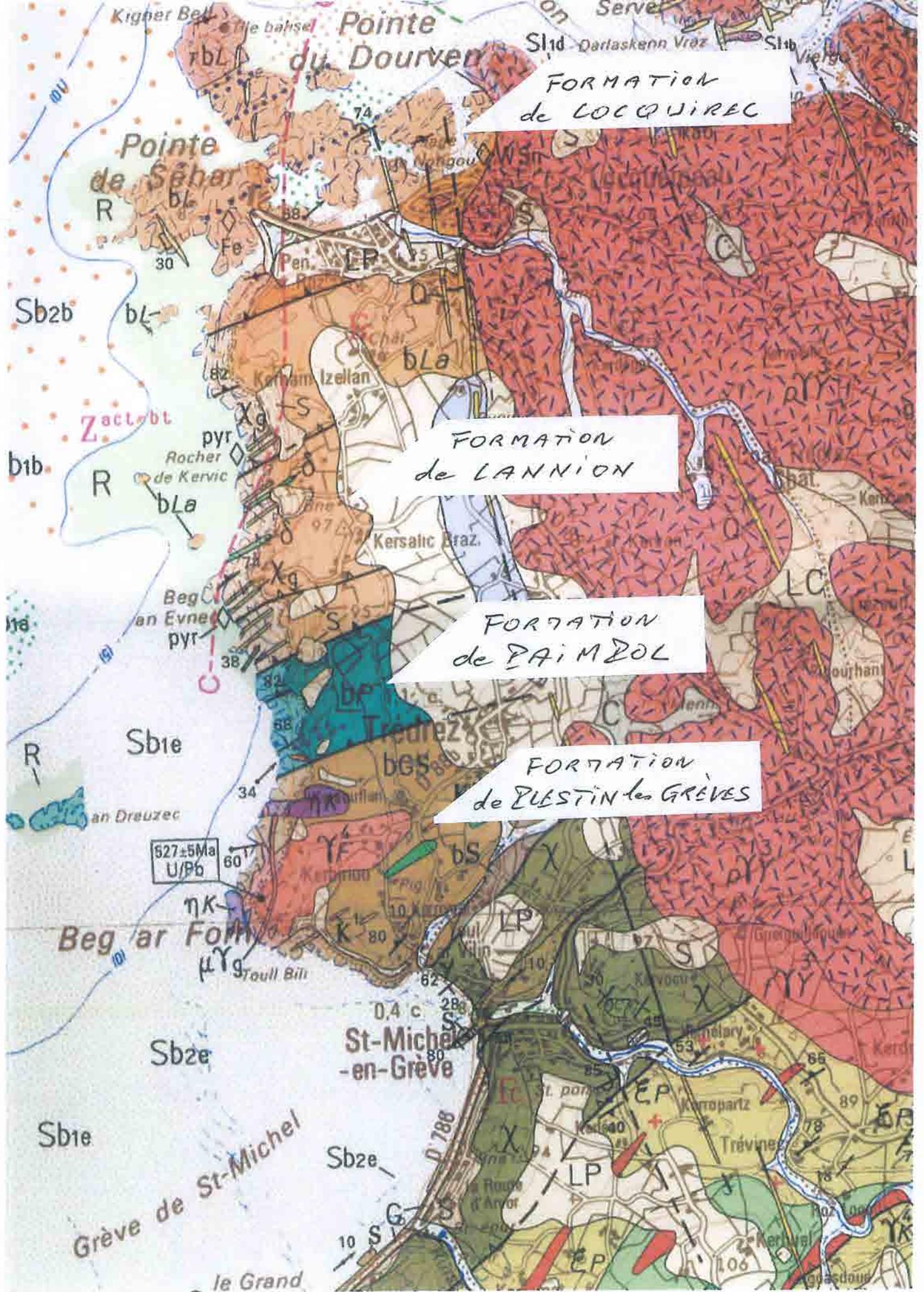
En relation avec la formation de Paimpol (elle affleure dans une synforme dessinée par cette dernière), la formation de la Roche Derrien est formée essentiellement de schistes et de grès. Un faciès latéral est représenté par les grauwackes et quartzites de Pommerit Jaudy.

- à Trédrez : la formation n'affleure pas
- sur le Jaudy à la Roche Derrien : schistes et grès
- sur le Jaudy à Pommerit-Jaudy : quartzites et brèches avec argilites par endroits
- carrière de Cruckin (près abbaye de Beauport) : schistes et grès (quartzites)

Formation de Plestin les Grèves (585 Ma)

Bien décrite sur la carte de Lannion (1 :50.000), cette formation est formée de roches sédimentaires de couleur souvent sombre. Elle est traversée par le petit massif de Beg Ar Forn (granodiorite datée à 528 Ma).

- à Plestin les Grèves : grauwackes feldspathiques - siltites noires – grès feldspathiques
- à Trédrez (autour de Beg Ar Forn) : grauwackes
- plus au Sud (à partir de Toul Ar Vilin, petit port de St Michel en Grève) : série rythmique de grauwackes et siltites gris-noires et bancs de grès ; quelques intercalations volcaniques en approchant de Beg Ar Forn
- passage à la formation de Buhulien : au Sud à la suite de la formation précédente



Extrait de la carte géologique de LANNION 1/50.000

La vallée

6

de la Rance

**Un métamorphisme d'intensité croissante
(en allant du Sud vers le Nord le long de l'estuaire
de la Rance entre Langrolay et Dinard)**



Trois stades d'un métamorphisme régional croissant se voient sur cette photo

Vallée de la Rance



Micaschistes avec crénelations visibles à Langrolay



A la pointe du Moulinet, près de Dinard...



...passage des gneiss aux migmatites (métatexites et diatexites)



Deux aspects du granite d'anatexie.

Evolution du métamorphisme dans les terrains briovériens qui entourent l'estuaire de la Rance.

« Le briovérien de cette région prolonge vers l'Est celui de Lamballe. Ce qui fait l'intérêt de son observation, c'est qu'il a été soumis à un métamorphisme général d'intensité croissante du Sud vers le Nord, à l'approche du dôme migmatitique de St-Malo »¹

A – Premier arrêt à Langrolay

De Langrolay, aller vers la grève des Morlets. Des chutes d'arbres et des éboulements de la falaise quaternaire limitent au départ les observations. Il faut arriver à marée basse si l'on veut bien voir toute la série (une pointe limite en effet la progression à marée haute). La différence micaschistes/gneiss est bien visible sur le terrain (à défaut d'être bien définie pétrographiquement). « Foliation », « linéation », « crénelation » se voient aussi et, après la pointe, on voit un superbe plissement, des injections de granite et des filons de quartz...

La paragenèse minérale (chlorite, muscovite, biotite) indique un métamorphisme peu poussé. C'est le stade des « micaschistes- gneiss » (micaschistes si au départ on a des dépôts de vases (argilites ou siltites), gneiss si le dépôt initial est plus sableux (de type greywackes ou grès).

B – Second arrêt à La Richardais (parking de la cale)

Ici aussi la marée haute limite l'accès aux sites les plus intéressants. La roche initiale a subi un début de fusion qui se voit bien dans la falaise à droite en arrivant au parking. On voit bien en beaucoup d'endroits (y compris dans les pavés du port pour ceux que la marée empêcherait d'aller plus loin !) le « paléosome » et le « néosome »²... toutes choses caractéristiques d'un début de fusion des roches initiales (ce que l'on nomme « anatexie »).

La paragenèse minérale (sillimanite, cordiérite) indique un métamorphisme (de basse pression/haute température) allant jusqu'au stade « migmatites ». On peut même voir par endroit le stade suivant mais c'est à Dinard (à l'arrêt suivant) que vous le verrez le mieux.

C – Troisième arrêt à Dinard (Pointe du Moulinet)

Par endroits, on se trouve dans des zones où l'on voit des radeaux de « paléosome » flottant au milieu de matériaux ayant fondu, c'est à dire de « néosome ». La variété des « radeaux » et les orientations variables de ceux-ci, les déformations, infiltrations, boudinages de la partie fondue et infiltrée entre ces radeaux permettent d'imaginer ce qui a pu se passer à des profondeurs comprises entre 15 et 20 kilomètres, il y a environ 540 millions d'années.

Ailleurs, on observe le passage progressif des « migmatites rubannées » puis « nébulitiques » à un véritable granite appelé « granite d'anatexie ». La fusion est alors totale. Seul l'alignement des micas par endroit permet de déceler l'origine anatexique de la roche. Certaines figures de déformation permettent aussi d'imaginer des mouvements divers dans la matière en fusion.

On atteint donc ici le stade ultime du métamorphisme : la fusion complète de la roche initiale (le « protolite »)

¹ Extrait de la brochure « Géologie des Côtes d'Armor » par Michel GUILLAUME, édition G.E.P.N. (voir pages 28,29,30)

² « Paléosome » désigne la partie de roche ayant résisté à la fusion contrairement au « néosome » qui est la partie ayant fondu

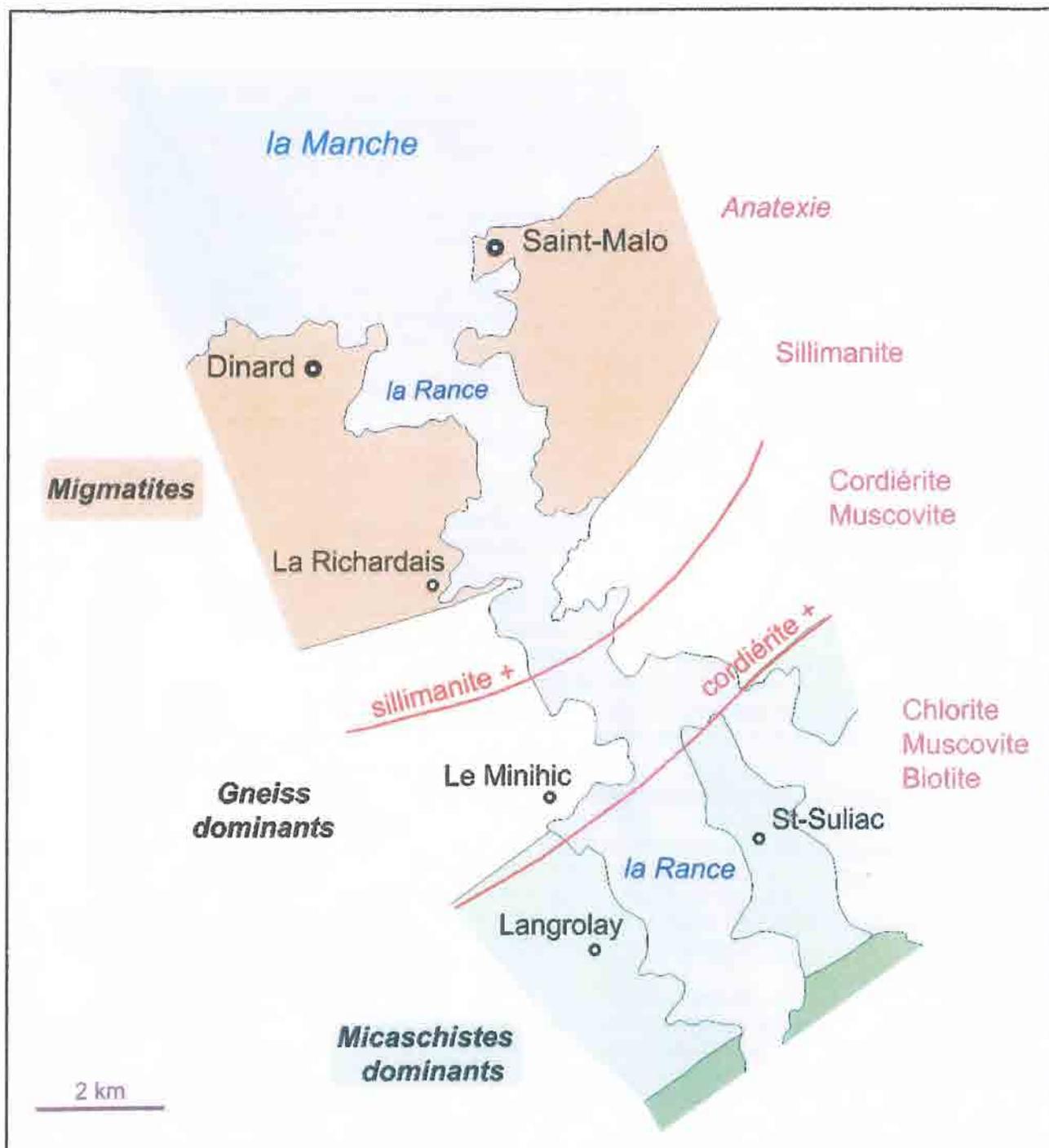


Fig.1- Carte géologique simplifiée du Massif de Saint-Malo montrant les trois grandes unités lithologiques et les isogrades du métamorphisme (d'après Martin, 1977)

Ainsi le Massif de Saint-Malo présente une “ série métamorphique continue ” allant des micaschistes et gneiss du faciès schistes verts au sud aux granites d'anatexie au nord en passant par des roches du faciès amphibolite, ce qui en fait, entre autres, un objet géologique d'intérêt pédagogique majeur.

A l'origine il s'agissait d'un ensemble silteux, greywackeux ou plus gréseux, riche en alumine, parfois plus calcique, la base de la pile sédimentaire se situant au nord, dans l'actuelle partie migmatitique.

Tous ces sédiments d'âge briovérien inférieur (590-600 millions d'années ?) ont été affectés par un métamorphisme Basse Pression-Haute Température au sein de la chaîne cadomienne, ceci autour de 540 millions d'années.

Carte extraite du site de la S.G.M.B. (Société Géologique et Minéralogique de Bretagne)

Autour de la pointe de St-Jacut

Ilot de la Loge : macles dans filon de pegmatite



Pointe de St-Jacut



Ilot de la Colombière (anciennes carrières dans un granite d'anatexie)



Migmatites à l'ouest de la pointe (le Chef de l'île)



Macles de Carlsbad (microcline) et traces de tourmaline



Grenat variété almandin (Ilot de la Petite Roche)

Presqu'île de St-Jacut de la Mer et îlots situés au large

Nous sommes ici dans des terrains briovériens qui ont subi un métamorphisme très poussé. Inclus dans le « dôme migmatitique de St-Malo », ils sont ont presque entièrement atteint un stade de fusion totale. On y trouve donc une grande variété de roches (allant des migmatites aux granites) avec des minéraux également très divers (grenats, tourmaline...) souvent de grande taille.

La pointe du chevet (à l'extrémité de la presqu'île)

Sur la face ouest de cette pointe on voit une grande variété de migmatites. Comme pour la vallée de la Rance ce sont des formations briovériennes qui ont été métamorphosées et plissées.

L'îlot de la Petite Roche

Situé à 300 mètres environ à l'ouest de la pointe du Chevet, cet îlot est constitué d'un granite d'anatexie dans lequel on voit en plusieurs endroits (surtout vers le sommet) des inclusions de grenats rouge-sombre (variété almandin) plus ou moins altérés.

L'îlot de la Loge

L'endroit se trouve à 500 mètres environ de la pointe du Chevet, non loin de l'entrée sur l'île des Hébihens. On y trouve plusieurs superbes filons de pegmatite avec des feldspaths de type microcline en énormes cristaux (maclés Carlsbad). Il y a aussi par endroits de très gros cristaux de tourmaline noire parfois associé à des cristaux de béryl (de très grande taille également).

L'îlot de la Colombière

En partant de la pointe du Chevet, on atteint cet îlot au bout de 1,5 km environ. Il fait partie de l'archipel des Hébihens et a été exploité depuis le XVème siècle jusque 1909 comme carrière de granite pour toute les constructions de la baie de Saint-Malo. Depuis 1984, c'est une réserve ornithologique dont il est interdit de s'approcher entre le 15 avril et le 31 août (période de reproduction des sternes). Dans le granite (qui par endroit est une superbe pegmatite) se trouvent des filons de microcline (variété de feldspath à éclat vitreux blanchâtre).

Région de St-Cast : des micaschistes aux gneiss avec des zones de cisaillement

En deux endroits on voit des micaschistes :

1 – dans la falaise en bordure de la route au-dessus du Port Jacquet

Ce sont des micaschistes avec filons de dolérite. La zone est très faillée et par endroits semble peu stable.

2 – au nord de la plage de Pen Guen

En partant du parking pour revenir vers la pointe de la Garde, on voit une formation de micaschistes montrant des linéations d'étirement. Ils sont traversée par un filon de quartz.

Mais c'est pour ses gneiss que la région de St-Cast mérite le détour. On peut les voir dans les trois endroits ci-dessous avec par endroit des traces des cisaillements.

1 – dans la falaise sud de la pointe au niveau de la jetée du Port Jacquet

Nous sommes dans une formation de gneiss oeilés leptyniques (quartz et feldspaths alcalins dominants). Leur couleur claire les fait appeler « gneiss blancs ». Localement ils sont connus sous le nom de « Pierre de St-Cast ».

2 - à la pointe de St-Cast elle-même et dans la falaise au nord de cette pointe

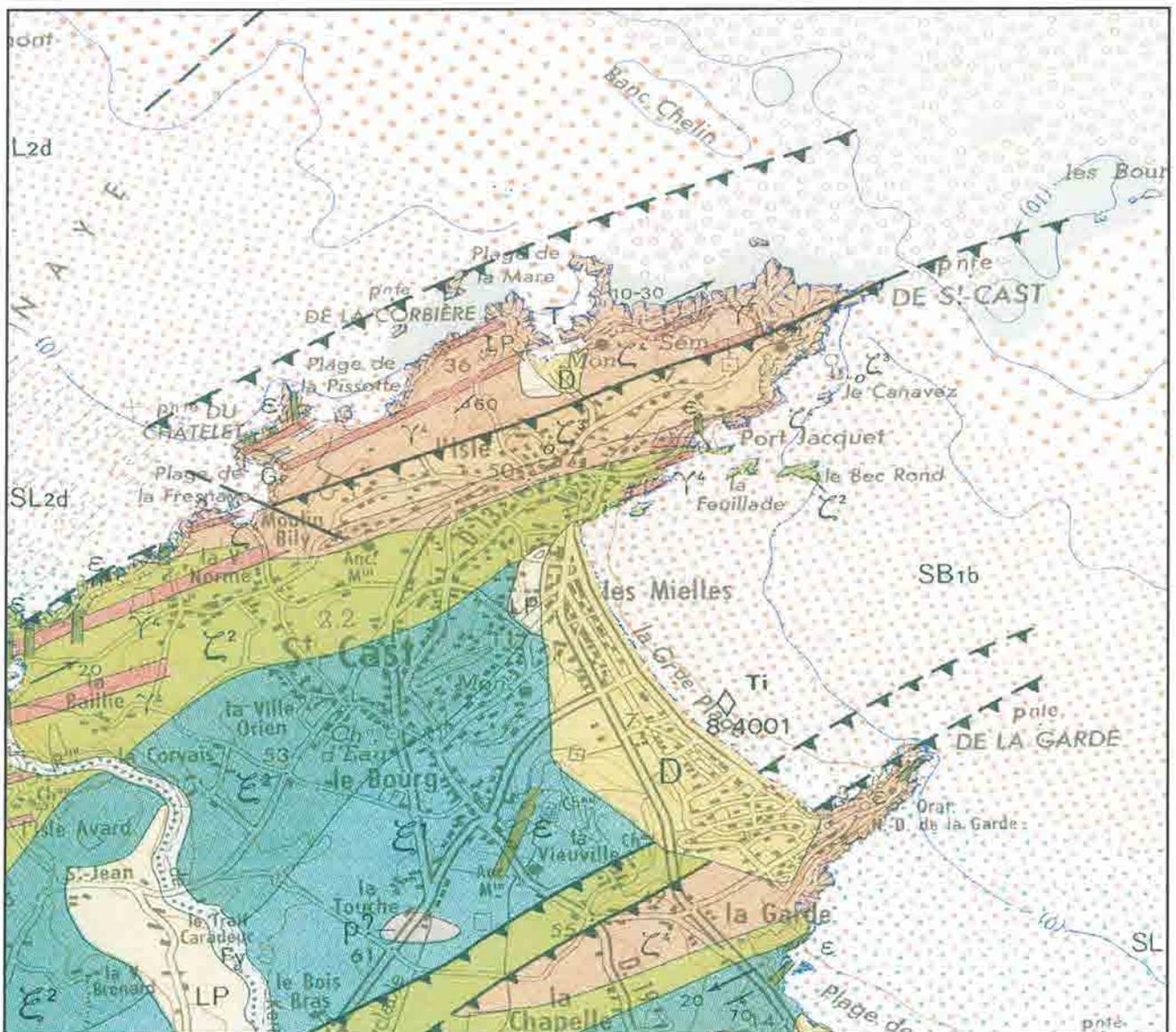
On y observe des gneiss connus sous le nom de « gneiss noirs » (à cause de leur couleur plus foncée). Ils contiennent des feldspaths potassiques.

3 – à la pointe de la Garde, à l'Est de la grande plage de Saint-Cast

Nous sommes toujours dans la formation des gneiss noirs qui sont ici traversés par un filon de diorite quartzique, bien visible à quelques mètres du monument dédié à Notre Dame de La Garde (construit en « pierre de Saint-Cast »). C'est notamment en descendant vers le petit port que l'on voit de nombreuses traces de cisaillement.

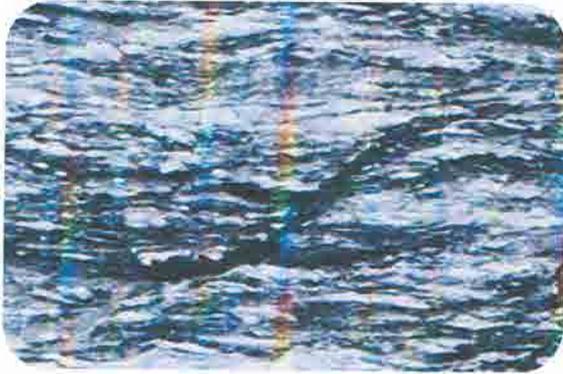
La région

de St-Cast



Extrait de la carte géologique de Saint-Cast au 1/50.000

Le Briovérien de St-Cast



Traces de cisaillement



Aspect des gneiss dans le paysage



Quatre photos montrant différents gneiss vus de près



Le volcanisme ancien

de la pointe de La Heussaye



Au premier plan : la pointe de la Heussaye – au fond : le cap d’Erquy

La Heussaye



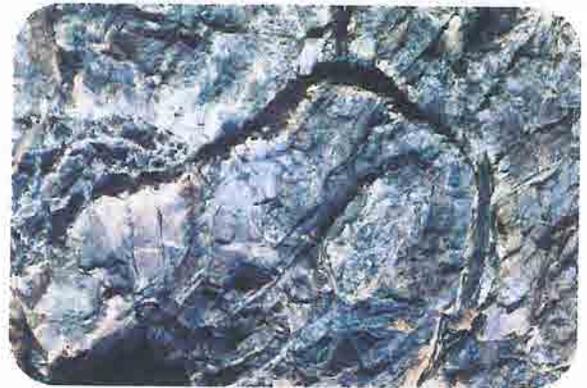
Laves en coussins



Vue d'ensemble de la pointe



Sill (à gauche) et sédiments



Un coussin



Un coussin (détail)



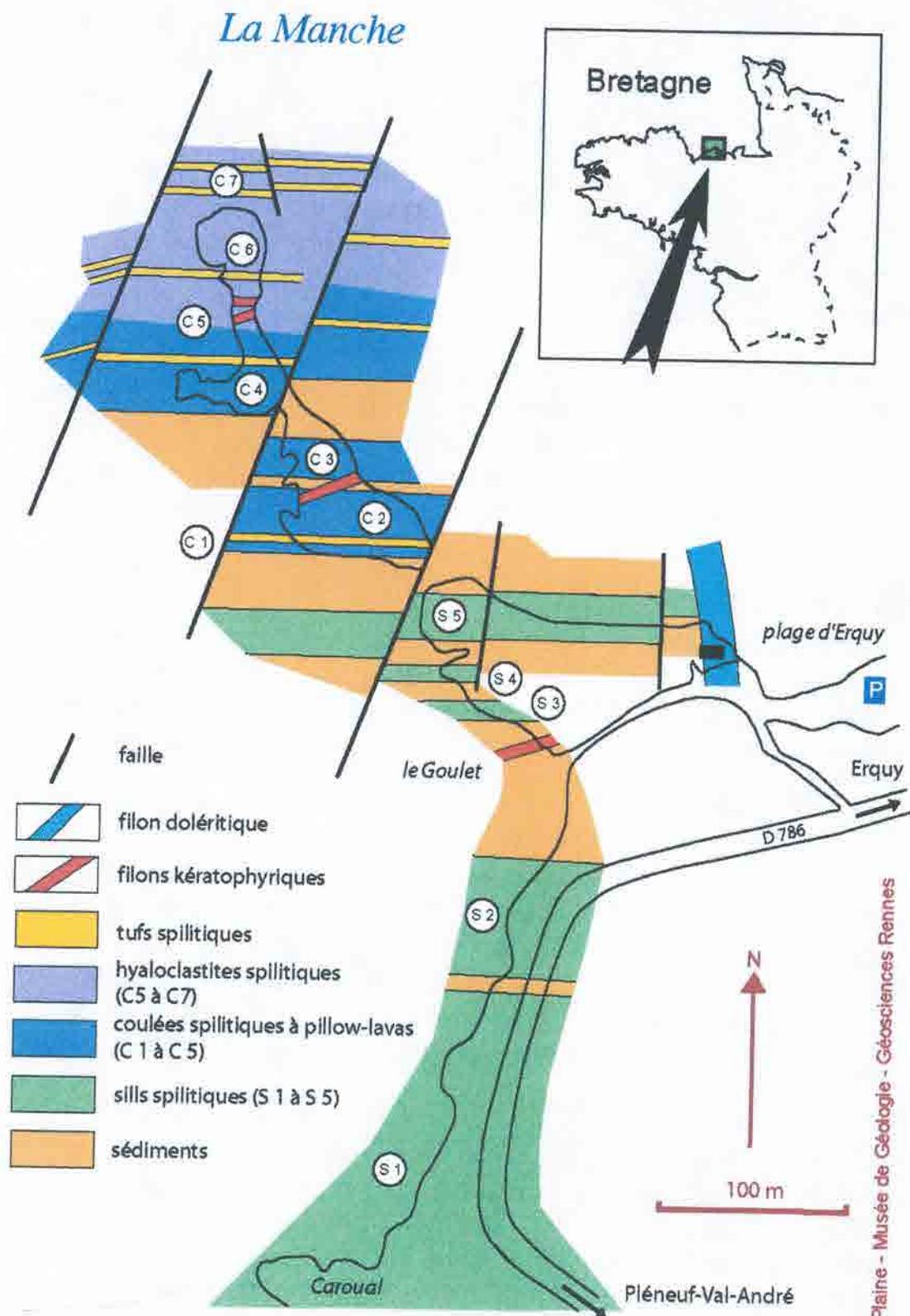
filon d'albitophyre



Brèches volcaniques



Brèche (gros plan)



Dessin Jean Plaine - Musée de Géologie - Géosciences Rennes

Carte géologique simplifiée de la pointe de la Heussaye, Erquy (Côtes-d'Armor) (d'après B.Auvray, 1967)

Les formations de la pointe de La Heussaye

Deux ensembles géologiques bien différents se distinguent facilement, ne serait-ce que par leur couleur :

↳ les formations rouges (qui sont plutôt rosées) et forment le cap d'Erquy

↳ les formations volcano-sédimentaires de la pointe de La Heussaye qui sont de couleur plus sombre.

Ces dernières se poursuivent vers Caroual et Pléneuf d'une part, vers le large d'autre part (voir La Cotentin, Jospinet...)

Sans doute aussi sont-elles à mettre en relation avec les formations de la presqu'île d'Hillion et avec les formations dites de Lanvallon de l'autre côté de la baie.

La partie sédimentaire

Les sédiments que l'on observe dès le départ (au niveau du Goulet) se reconnaissent à leur allure en couches. On parle aussi de roches litées ou stratifiées.

Une première particularité : les couches ne sont plus horizontales mais plutôt verticales. Cela est dû à leur plissement au cours d'un premier orogène (on appelle ainsi la formation d'une chaîne de montagne) que l'on nomme l'orogène cadomien (environ 550 Ma).

Il y a également de multiples fractures et, là où l'eau a pu pénétrer, la roche est altérée (elle est devenue plus claire), alors que sa couleur initiale était plutôt sombre comme on le voit plus loin.

Même en regardant à la loupe, on ne voit pas de grain dans ces anciens sédiments : la roche est en effet formée de particules dont la granulométrie est inférieure à 1/16 de millimètre et se classe pour cette raison parmi les "siltites". Il faut donc imaginer un milieu de dépôt calme, avec des apports remarquablement constants puisque l'épaisseur des sédiments est considérable et la granulométrie pratiquement toujours la même.

Ce n'est que dans la nature des apports que nous allons remarquer des différences en allant vers le sommet de la pointe : parmi des dépôts argileux, il y a eu des arrivées de matériaux plus siliceux (bancs de grès) et aussi des dépôts de fines cendres volcaniques par endroits (bancs de tufs).

Au niveau des bancs de grès, il est possible de reconnaître des sortes d'ondulations qui peuvent à mon avis s'interpréter comme d'anciennes traces de courants ou de vagues (ripple-marks).

Nous voyons plus loin qu'il existe, dans les couches argileuses, un début de schistosité. Cela indique que les sédiments (sans doute lors de l'orogène cadomien) ont été soumis à une compression importante et prolongée alors qu'ils devaient se trouver à une profondeur de quelques kilomètres.

La partie volcanique

C'est elle qui fait l'intérêt de ce site géologique où, sur une petite distance on peut voir :

- des filons intercalés entre les couches sédimentaires que l'on appelle filons-couche ou sills. A leur contact, les sédiments (aussi bien ceux du dessous que ceux du dessus), ont été modifiés par la température de la matière en fusion (métamorphisme de contact). Les filons ainsi intercalés sont formés d'une roche sombre, riche en éléments ferromagnésiens (d'où la couleur rouille après altération). Cet ancien basalte s'est un peu transformé avec le temps : de nouveaux minéraux sont apparus au détriment des minéraux d'origine ; c'est pourquoi on lui donne le nom de spilite.

- des laves en coussins (pillow-lavas) à d'autres endroits. Elles correspondent à des arrivées de basalte en surface mais sous une profondeur d'eau telle que les gaz contenus dans la lave n'ont pu s'échapper. Le magma d'autre part se refroidissait rapidement en surface au contact de l'eau. Il a ainsi formé des sortes de boudins plus ou moins gros, plus ou moins longs et qui se sont entassés les uns sur les autres. Ceux du dessus se sont moulés sur ceux du dessous indiquant ainsi la polarité de la série.

- des brèches volcaniques (hyaloclastites) enfin existent au sommet de la pointe qui indiquent une faible profondeur d'eau : la pression des gaz n'étant plus contenue par la pression de l'eau mais au contraire exacerbée par la vapeur d'eau produite, de violentes explosions se produisaient à intervalles plus ou moins réguliers. Les fragments projetés retombaient dans le magma encore en fusion, formant des masses sombres de toutes tailles (parfois déformées et étirées) dans un ciment de couleur plus claire et souvent verdâtre.

Une fois ces dépôts et ces filons de basalte mis en place et déformés à une profondeur de plusieurs kilomètres (orogène cadomien), toute la série a été affectée par de multiples failles. Cette tectonique cassante indique une profondeur moindre. C'est à la faveur de certaines de ces failles qu'un magma plus siliceux s'est injecté donnant des filons d'une roche plus claire que le basalte et qui porte le nom de "kératophyre".

On voit enfin, en revenant au point de départ par le flanc Est de la pointe, un superbe filon de dolérite. Ce filon recoupe presque à 90° les formations volcano-sédimentaires et se prolonge en direction des formations rouges dans lesquelles existent aussi les mêmes filons. On peut en conclure que son âge est beaucoup plus récent. Il est à mettre en rapport avec un second orogène que l'on nomme hercynien (environ 300 Ma).

Des formations quaternaires intéressantes sont également visibles à certains endroits... mais ceci est une autre histoire (relativement "toute récente" celle-là !) et dont nos lointains ancêtres (qui ont laissé de nombreuses traces dans la région de Pléneuf) ont pu être témoins

Le volcanisme ancien de la pointe de Guilben



Guilben



coussins



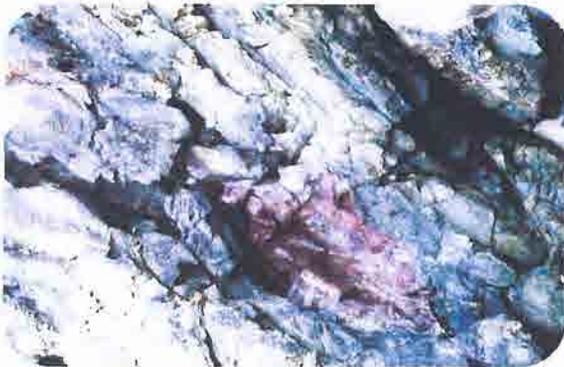
coussins



coussins bréchiques



coussin creux



cornaline



cornaline de près



brèches et coussins



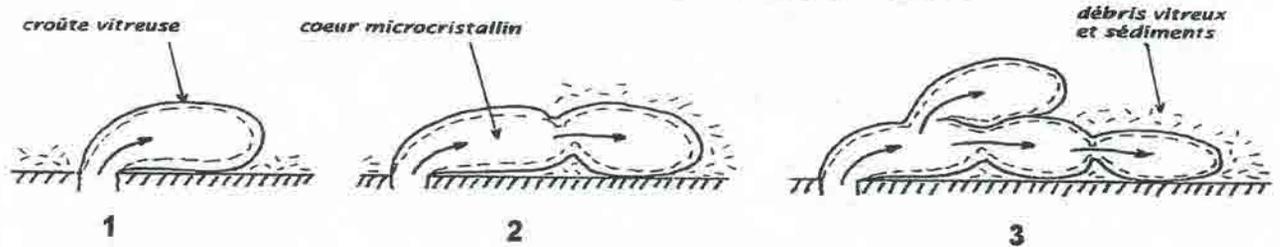
formation pyroclastique

Les "laves en coussins" de la pointe de Guilben

La formation des "laves en coussins" ("pillow-lavas" en anglais)

Lorsque des laves fluides (de nature basaltique) arrivent en surface sous une profondeur d'eau telle que la pression est supérieure à celle des gaz dissous, il n'y a ni coulées ni explosions. La surface de la lave, au contact de l'eau, se fige tout en restant déformable et extensible. Il se forme ainsi ce que l'on appelle une "croûte vitreuse" (voir schéma ci-dessous). La lave restée fluide s'allonge sous la pression du magma en se fissurant puis en se reconstituant si bien que l'épanchement prend une forme allongée (le coussin). Il peut y avoir subdivision et donc formation de plusieurs coussins, lesquels peuvent se disposer côte à côte ou se superposer. A leur partie supérieure, les coussins ont une forme convexe ; à leur partie inférieure ils se moulent sur la surface préexistante (sédiments ou coussins déjà formés).

Dessins de Jean-Paul BARDOUL



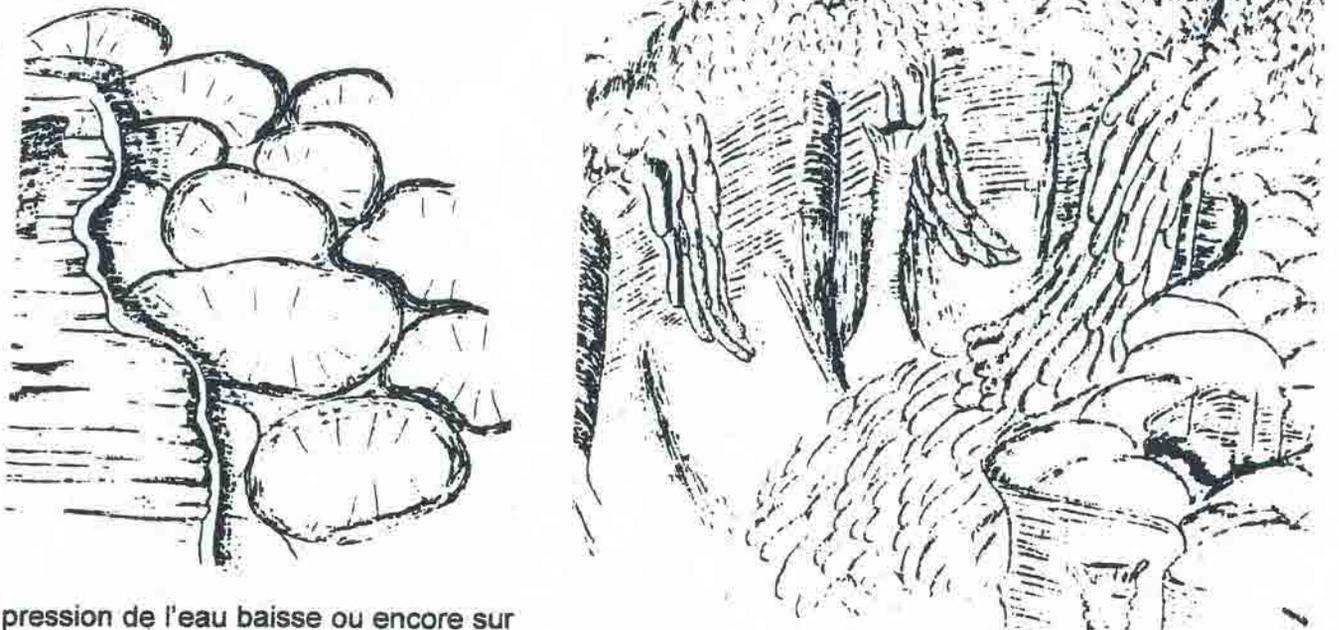
La croûte se brise sans cesse sous la poussée de la lave qui circule à l'intérieur ; cela finit par former une masse non négligeable de débris ; ces débris vont se retrouver intercalés entre les coussins ou mélangés aux sédiments qui se sont déjà déposés ou qui continuent de se déposer au fond de l'eau.

Cet épanchement peut être parfaitement silencieux : aucune manifestation donc en surface !

Le fond de l'océan (il s'agit rarement d'eau douce) sur lequel la lave s'épanche est parfois accidenté. On peut alors avoir (comme sur le schéma ci-contre)

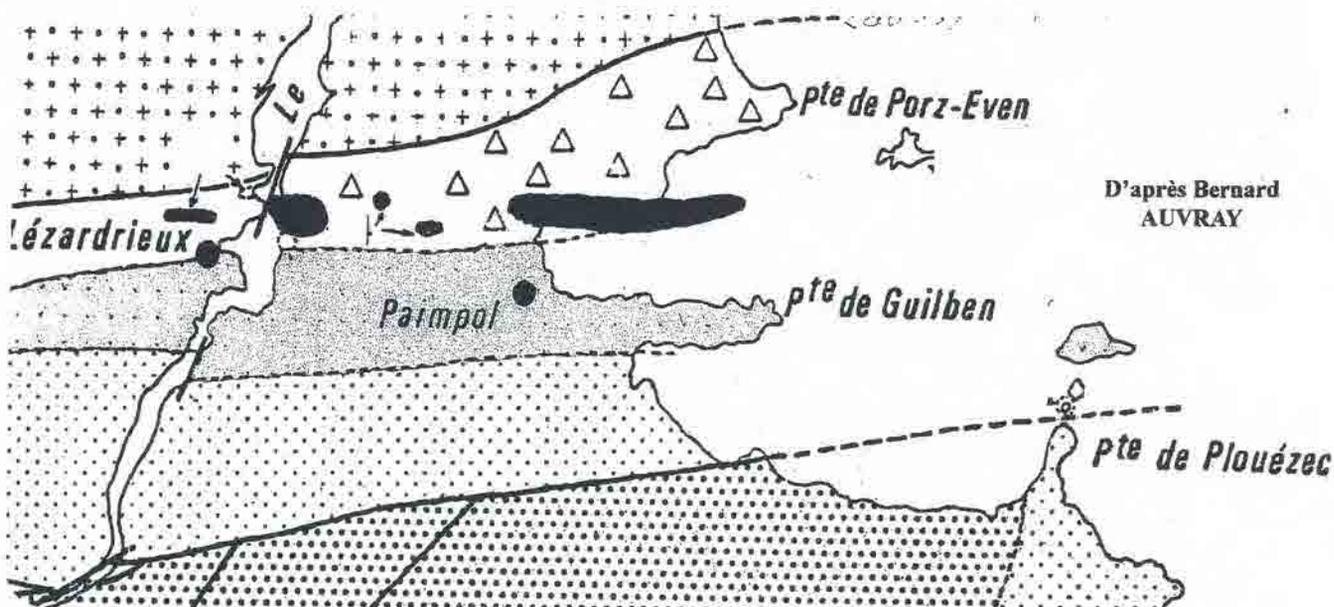
des coussins empilés formant des monticules
mais aussi des coussins dévalant des pentes.

Le schéma ci-dessous montre, en coupe, des coussins (à droite) voisinant avec des laves massives (à gauche) plus ou moins stratifiées.



Si la pression de l'eau baisse ou encore sur une forte pente, les coussins se brisent (laves bréchiques). A faible pression, l'épanchement de laves peut devenir violemment explosif (énormes panaches noirs en "cyprès") : les débris projetés forment alors des formations pyroclastiques appelées brèches volcaniques (ou encore hyaloclastites).

Ce que l'on voit à la pointe de Guilben



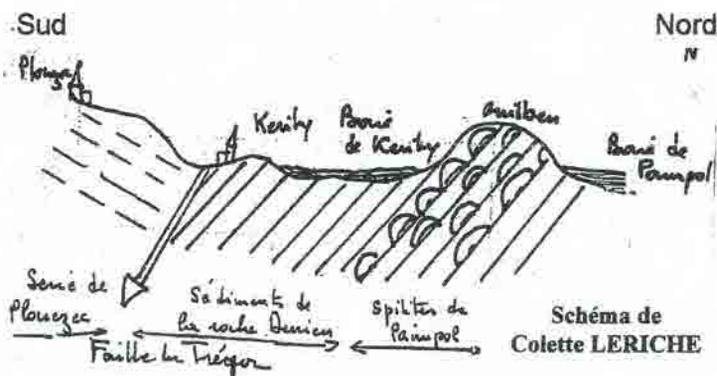
D'après Bernard
AUVRAY

Comme le montre la carte ci-dessus la formation de la pointe de Guilben (appelée aussi formation de Paimpol) est allongé d'Ouest en Est. Elle se prolonge en mer notamment par le "Mez de Goëlo". Cette formation est constituée de roches basaltiques riches en alumine, nommées "spilites". Ces spilites de la pointe de Guilben doivent leur célébrité au superbe débit en coussins de certaines coulées.

La spilitisation se traduit principalement par :

- une augmentation de la teneur en silice et sodium (chlorite, épidote, albite, quartz)
- une diminution de la teneur en calcaire et magnésium.

Comme l'indique le schéma ci-contre, le sommet de la série est vers le Sud et les spilites sont surmontées par la série sédimentaire de la Roche Derrien (assez comparable à la série de Binic).



Les roches qui affleurent à la pointe de Guilben peuvent être classées en 4 types :

- des laves en coussins typiques (comme celles qui figurent sur la photo ci-dessous)
- des laves massives par endroits (intercalées parfois entre les coussins)
- des laves bréchiques (que l'on voit vers l'extrémité de la pointe ou en longeant celle-ci vers Kéerty)
- des formations pyroclastiques (que l'on voit bien au niveau de l'isthme du côté Paimpol).

Il existe des filons d'aprites et localement des petites masses de "cornaline" (silice teintée par oligiste)

Les coussins de lave sont riches en vacuoles dans leur partie centrale ; cela est lié sans doute à la composition du magma mais aussi sûrement à une faible profondeur de la mer (quelques centaines de mètres sans doute).

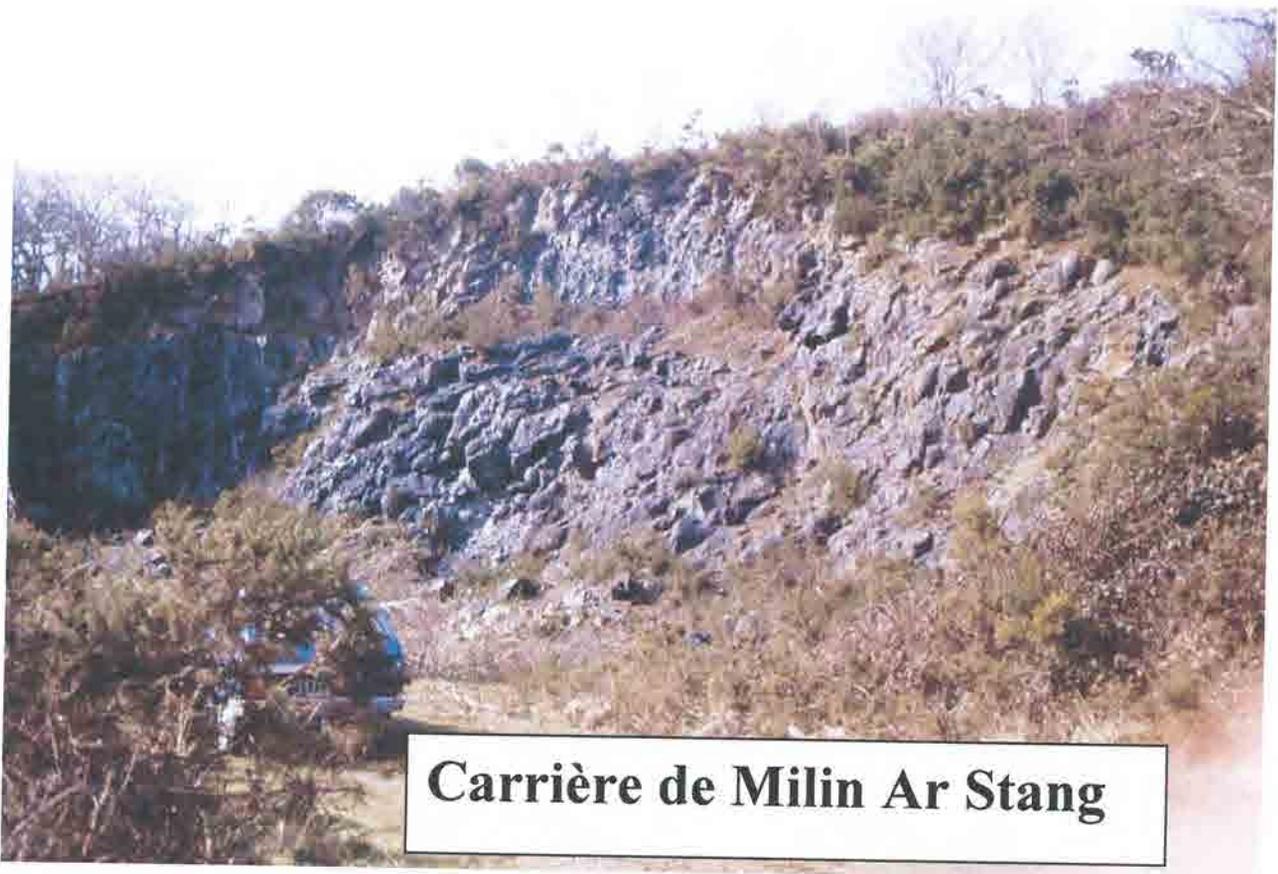
L'âge de la série est d'environ 610 millions d'années. On pense qu'à l'époque (le briovérien), la région formait une "marge active" (zone de subduction océanique) avec évolution (rifting) depuis un système d'arc (où se sont formées les laves en coussins de Guilben) vers un bassin intra ou avant arc (où se sont formées les séries de Lanvollon).

Ensuite est survenue la formation d'une première chaîne de montagne (l'orogène cadomien vers 600 Ma) puis d'une seconde (l'orogène hercynien vers 300 Ma) ce qui a donné à la formation sa disposition actuelle.



Laves en coussins

de Lohuec



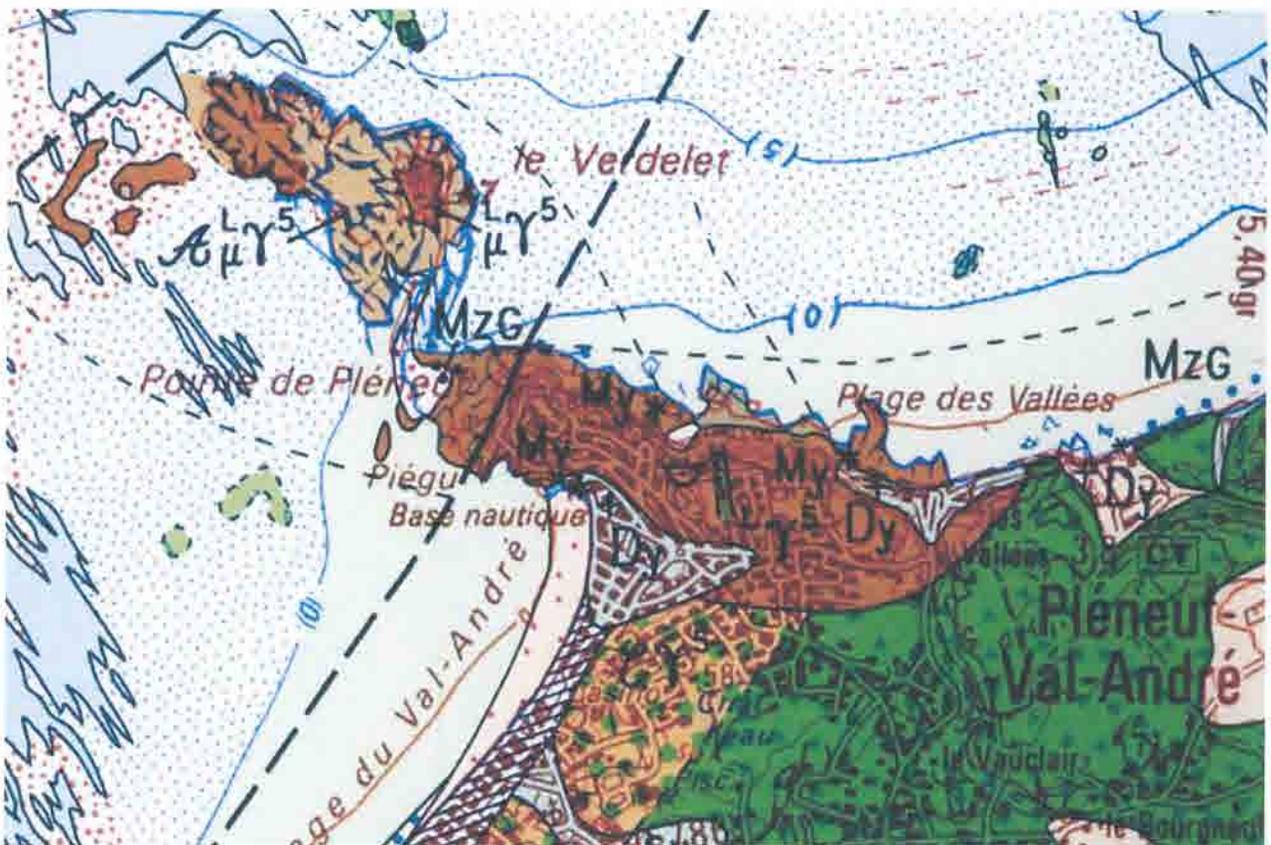
Carrière de Milin Ar Stang

Laves en coussins de Lohuec



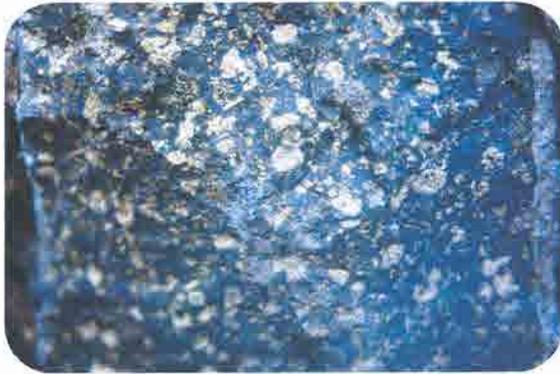
La Pointe de Piégu

Pléneuf Val-André



Extrait de la carte géologique de St-Brieuc 1/50.000

Pointe de Piégu



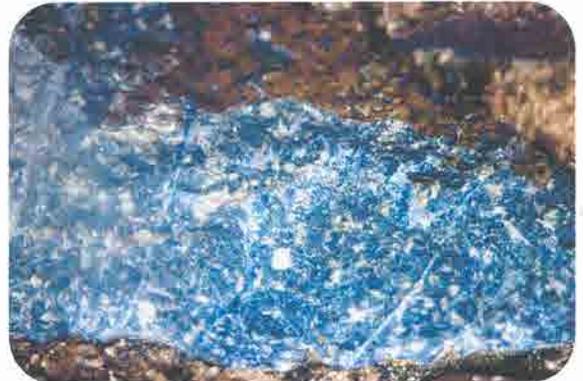
La microdiorite vue de près



La même avec un filonnet



Utilisation de la microdiorite plus ou moins altérée dans un mur



Altération progressive de la microdiorite du centre vers la périphérie



Galets de microdiorite à différents stades d'altération (plage des Vallées)



Au premier plan : les formations rouges
Au second plan : l'îlot du Verdelet



Les formations rouges en place



Les mêmes en gros plan

Pointe de Piégu et îlot du Verdelet

Une roche spéciale

Formée par une roche spéciale appelée micro-diorite, la pointe de Piégu protège au Nord-Est le site du Val-André. Cet éperon rocheux forme en effet écran dans le paysage. Une cale, construite perpendiculairement à son extrémité, forme abri à bateaux cependant que la partie de la plage qui lui est contiguë bénéficie d'une exposition plein Sud très appréciée des baigneurs.

Dans micro-diorite, il y a diorite. C'est le nom d'une roche qui est grenue comme le granite¹ mais de couleur plus sombre que celui-ci. La raison est que le magma qui est à l'origine de la diorite est plus "basique". L'adjectif basique utilisé en géologie signifie pauvre en minéraux siliceux (de couleur plutôt claire) et riches en minéraux ferro-magnésiens (de couleur sombre).

La différence entre diorite et micro-diorite vient de la mise en place du massif et du mode de refroidissement du magma qui en est à l'origine. Si le refroidissement se fait en un seul temps et à grande profondeur (plusieurs kilomètres), tous les cristaux formés seront gros car ils auront eu le temps de se développer et on aura une diorite.

Par contre si, après formation des premiers cristaux de grande taille en profondeur, le magma monte rapidement vers la surface et s'arrête à seulement quelques centaines de mètres de celle-ci, autrement dit s'il y a refroidissement en 2 temps, les derniers cristaux formés seront microscopiques et formeront à l'œil nu une sorte de pâte.

C'est la présence de gros cristaux (amphiboles sombres avec un aspect un peu verdâtre et feldspaths plagioclases blanchâtres) noyés dans une sorte de ciment de couleur foncée qui définit donc, à l'œil nu, une microdiorite. Par altération la couleur des feldspaths devient de plus en plus blanche car ils se transforment peu à peu en kaolin, cependant que les minéraux sombres (les ferro-magnésiens) donnent de la rouille (oxydes de fer) de couleur brune.

Le Verdelet : îlot et tombolo

Une zone de failles sépare l'îlot du Verdelet de la pointe de Piégu. Plus altérée dans cette zone la roche a été enlevée par érosion. La mer a repris les produits de cette érosion pour en faire du sable ou des galets.

Les galets moins mobiles que le sable sont restés dans le secteur. A marée montante les courants poussent ces galets d'Ouest en Est. A marée descendante, la dérive littorale s'inverse et pousse les mêmes galets d'Est en Ouest.

Pris entre ces deux dérives, la grande masse des galets a fini par former un amas ayant un peu la forme d'un " S " inversé dont les extrémités s'appuient sur les rochers les plus avancés de la pointe de Piégu, d'une part, et sur la partie de l'îlot du Verdelet la plus proche et la mieux abritée, d'autre part. Cela forme un tombolo simple².

Le tombolo se voit bien à marée basse et permet le passage sur l'îlot. C'est dans sa partie centrale qu'il est le moins élevé et c'est donc cette partie qu'il faut surveiller car c'est elle découvre en dernier et recouvre le plus vite à marée montante.

¹ Quand les géologues parlent de "granite", ils y mettent une "e" car ils désignent ainsi une roche bien précise contrairement à l'usage courant où "granit" est pris dans un sens plus large comme par exemple quand on dit "Bretagne, terre de granit". "Granit" désigne ainsi toutes les roches grenues, diorite comprise.

² Il peut exister des tombolos doubles avec deux cordons de galets sensiblement parallèles

Les formations rouges qui surmontent la microdiorite

Quand on se trouve de l'autre côté de la pointe de Piégu par rapport au Val-André, c'est à dire du côté de la plage des Vallées, en regardant en direction du Verdelet lors d'une grande marée basse, on voit des rochers dont le pendage vers l'est et la couleur rouge sombre contraste avec la microdiorite. Ce sont des conglomérats identiques à ceux que l'on trouve à la base des séries d'Erquy et de Fréhel.

Voici ce qu'en dit la notice de la carte géologique de St-Brieuc au 1/50.000 :

« À l'Est de la Pointe de Piégu, l'intrusion de microdiorite¹ est surmontée sur l'estran par des conglomérats rouges rapportés à la « Série ordovicienne d'Erquy-Fréhel ». Ces relations confèrent à la microdiorite un âge fini-précambrien à cambrien. Les conglomérats sont visibles sur une faible superficie, sous forme de rochers de 1 à 3-4 m de hauteur et de teinte générale rouge violacé. Ils sont riches en galets plus ou moins arrondis de toutes tailles mais fréquemment pluri-centimétriques à pluri-décimétriques (jusqu'à 30 cm, rarement plus). Les plus gros éléments sont constitués de jaspe gris à patine jaune orangé. Parmi les galets de plus petite dimension, on retrouve ces jaspes ainsi que d'autres quartzites et des éléments très altérés, rougis (rubéfiés) difficiles à caractériser. La matrice est rubéfiée. Ces conglomérats, massifs, montrent cependant une stratification fruste inclinée de 25-30° vers le Nord. Ils reposent sur un substratum très altéré et rubéfié formant des dalles plates entre la falaise et les conglomérats quelques témoins non altérés permettent de reconnaître la microdiorite de Verdelet. »

L'âge de la microdiorite de la pointe de Piégu

Le massif de microdiorite ne contient pas de minéraux radioactifs permettant de le dater (du moins actuellement). A défaut de pouvoir lui attribuer un âge radiométrique, essayons de dater par rapport aux formations qui l'encadrent. Le texte ci-dessus parle d'un âge « fini-cambrien à cambrien ». Essayons de préciser un peu.

La microdiorite est en contact avec une roche plus ancienne dans laquelle elle s'est, de toute évidence, mise en place : il s'agit de la formation volcano-sédimentaire que nous avons déjà rencontrée à la pointe de la Heussaye à Erquy. J'explique sous le titre « les aléas de la radiochronologie » comment cette formation est actuellement datée de 608 Ma.

J'explique aussi comment on peut estimer à 472 Ma l'âge des formations rouges d'Erquy-Fréhel à la base desquelles se placent les conglomérats décrits ci-dessus. Nous voilà donc avec une fourchette de 136 millions d'années (environ) pour dater la mise en place de notre massif de microdiorite. C'est évidemment beaucoup plus qu'il n'en faut au magma pour se mettre en place (même s'il le fait en deux temps comme expliqué ci-dessus)...

Alors ce massif s'est-il mis en place peu de temps après la formation volcano-sédimentaire d'Erquy, c'est à dire vers 600 Ma (fini-précambrien) ou peu de temps avant le dépôt des séries rouges qui se sont mises en place aux alentours donc de 472 Ma ?

Si l'on tient compte du fait que les formations rouges reposent sur une microdiorite « altérée et rubéfiée » comme dit la notice de la carte, on est obligé d'admettre que cette dernière était déjà formée depuis longtemps : il a fallu en effet que l'érosion ait le temps de dégager les roches qui se trouvaient au-dessus du massif (quelques centaines de mètres d'épaisseur... au minimum !), que leur surface « s'altère et se rubéfie »... avant que les conglomérats rouges ne viennent s'y déposer vers 472 Ma. Finalement 550-560 Ma me semble le plus probable.

¹ Le nom exact de la roche, d'après la carte, est microtrondhjémite - la trondhjémite étant une variété de diorite (voir la pentévrien page).

Les séries rouges d'Erquy à Fréhel



Vue aérienne depuis le cap Fréhel (au premier plan) jusqu'aux Sables d'Or, voir Erquy... (au second plan).

Erquy - Fréhel



les deux séries d'Erquy et de Fréhel



conglomérats d'Erquy



Traces de fractures



Le grès d'Erquy



Figures de charge



Conglomérats des Sévignés



Stratification entrecroisée



Trace d'une filière

Les formations d'Erquy - Fréhel

A - La série de Fréhel

Pour voir toute cette série de la base au sommet il faut partir du « Petit Val » (entre le Cap Fréhel et le Fort La Latte) et aller jusqu'à la pointe du Cap Fréhel. Cela n'est possible qu'en profitant d'une importante marée basse.

1 - La série de base.

Elle a de 1 à 5 m de hauteur et est constituée d'un écoulement de débris provenant de cônes torrentiels. Les galets sont formés de quartzites (blanchâtres), de phanites (microquartzites noirs) ou de cornaline (calcédoine rouge). Une surface d'érosion limite la série à son sommet. Elle est recouverte d'un matériel pélitique par endroits.

2 - La série « lie-de-vin »

Elle est constituée de conglomérats moins grossiers et mieux stratifiés contient des galets de quartzite et cornaline (calcédoine rouge). Il y a aussi en alternance des strates de « pélites lie-de-vin » (les pélites correspondant à des sédiments très fins). On voit aussi dans cette série de nombreux clastes argileux (débris anguleux d'argilites rougeâtres) de taille assez petite mais variable.

3 - La série des conglomérats et grès blancs

Bien stratifiée, elle est appelée « série des Sévignés ». Les strates conglomératiques, abondantes surtout à la base de la série, sont formées principalement de galets noirs (phanites) et se repèrent bien dans la falaise de couleur claire. On peut observer le contact (irrégulier avec traces de ravinement) entre la série « lie-de-vin » et la série blanche de Sévignés. Il y a aussi, inclus dans cette série blanche, un curieux dépôt argilo-sableux jaune clair de 50cm de long et 4cm de hauteur (c'est sans doute ce qui est appelé « pélites interstratifiées » par les spécialistes).

4 - La série des grès roses de Fréhel

Le passage aux grès roses de Fréhel est progressif. On voit remarquablement bien par endroit les « lits fluviaux en tresse » qui caractérisent toute la série des grès arkosiques de Fréhel. Les failles sont nombreuses et pour certaines les « miroirs de faille » sont bien visibles. Dans certaines de ces failles, des touffes d'Osmondes royales et quantités d'autres plantes se développent. Le pendage est presque vertical sur une grande distance. En se déplaçant vers la Pointe de Château Renard, on remarque une zone entre deux failles où ce pendage varie sur quelques mètres par déformation des strates. Ensuite progressivement les strates deviennent horizontales (pendage qu'elles conserveront au niveau du Cap et vers l'Ouest). On peut voir une grotte dans la falaise, creusée par la mer dans le grès, et connue sous le nom de la Houle de la Teignouse.

A signaler aussi que des filons de dolérite se voient remarquablement bien dans cette série : l'un, visible sur l'estran sous forme de boules noires arrondies, s'enfonce dans la

falaise où il prend par altération une couleur rouille (comme précédemment le filon dans la diorite) tandis qu'un autre (paraissant plutôt parallèle à la côte) ne semble pas continu mais forme par endroits de gros amas, sortes de fantômes d'un filon doléritique difficile à situer par ailleurs au sein des roches sédimentaires.

On peut remonter par le petit port au niveau de la pointe du Château Renard, où se trouvent encore les ruines d'un bâtiment et d'un blockhaus construits par les allemands. Le travail de sappe de la mer se voit bien au niveau de cette pointe : des débris d'anciennes carrières, attaqués de tous côtés, se réduisent comme peau de chagrin rendant de plus en plus précaire l'assise des cabanons construits là, sans doute peu après la guerre.

En allant ensuite vers la pointe du Cap Fréhel, on est sur des couches restées sensiblement horizontales et toujours abondamment fracturées (avec filons de dolérite). On voit bien les grains de feldspath : à la différence des grès d'Erquy, on a en effet ici des « grès arkosiques », ce qui indique que le continent d'où provenaient les matériaux était peu éloigné. Autre différence avec Erquy : la couleur est assez uniforme et les « stratifications entrecroisées » nombreuses, avec parfois des traces de vagues (ripple-marks).

B - La série d'Erquy

On la croyait autrefois plus ancienne que la série de Fréhel. Les études les plus récentes la situe en fait intercalée dans le « membre du Petit Val » entre la série de base et les pélites lie de vin (en dessous donc des conglomérats et grès blancs).

1 - Les conglomérats de base

Ils sont plus bréchiques que ceux du Petit Val. Des fissures en chevrons remplies de quartz indiquent des zones de tension et de fractures.

2 - Les grès quartzites

Les grès d'Erquy (à la différence de ceux de Fréhel) sont des grès quartzites. Cela se voit au niveau des cassures qui sont plus lisses (moins granuleuses) que celle des grès de Fréhel avec présence de petites « écailles » par endroits. Autre différence avec les grès de Fréhel dont la coloration est assez homogène : les bandes colorées ici sont nombreuses et bien visibles (couleur bien rouge due aux oxydes de fer – couleur parfois assombrie par la présence d'oxydes de manganèse, ce qui donne alors des teintes violacées).

3 - Intercalation de schistes parmi les grès quartzites

On les voit bien entre la carrière « des Trois Pierres » et la carrière suivante au bord du sentier piétonnier. Ils sont abondamment fissurés.

ANCIEN DECOUPAGE (1)		DECOUPAGE PROPOSE	
	ERQUY	ERQUY	FREHEL
F. de FREHEL	Grès de Fréhel		Membre de Fréhel (grès rouges)
	Poudingue de Fréhel		Membre des Sévignés (grès blancs, grès conglomératiques et conglomérats blancs)
Formation d'ERQUY	Plan de discordance		contact érosif
	Grès d'Erquy	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	Membre du contact érosif
	Poudingue d'Erquy	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	Membre d'Erquy (grès roses) du contact érosif
	Plan de discordance	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	Petit Val (conglomérats rouges stratifiés, écoulement de débris et petites lie-de-vin)
	Série de la Heussaye	^ ^ ^ ^ ^ ^ ^ ^ ^ ^	? ^ ^ ^ ^ ^ ^ ^ ^ ^ ^

Fig. 2.3.4 - Le nouveau découpage stratigraphique proposé et les principaux faciès de la Formation d'Erquy-Fréhel. Ancien découpage (1) d'après Pinel (1964)

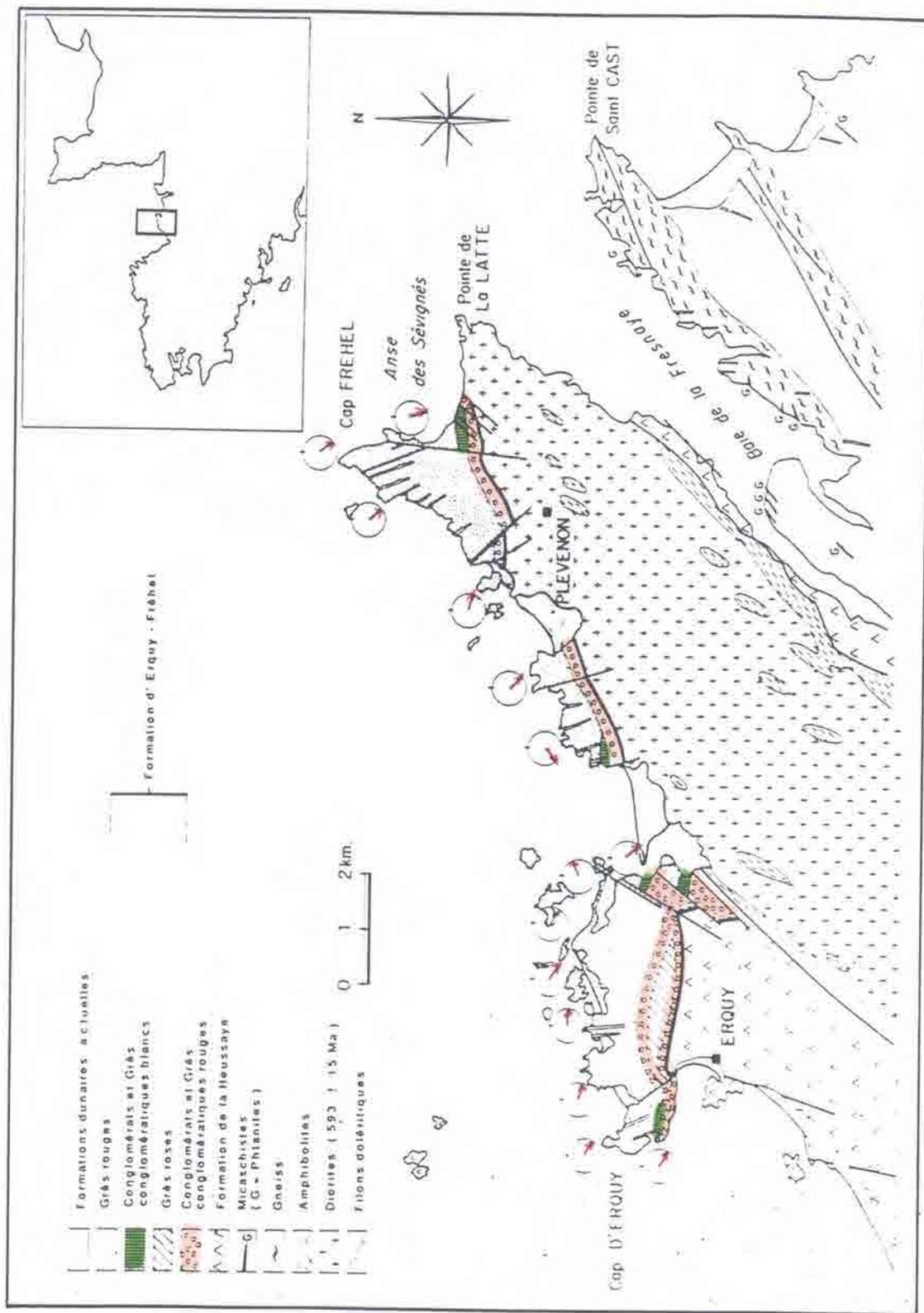


Fig. 2.3.2 - Carte d'affleurements des dépôts rouges d'Erquy-Fréhel.
 D'après J. Cogné et al., 1980. Orientation des Paléocourants
 d'après Squire (1974)

Formations rouges d'Erquy Fréhel

Leur âge géologique

Les deux ensembles sont azoïques (sans le moindre fossile), ce qui a rendu longtemps impossible de leur fixer un « âge stratigraphique »¹

Écoutons par exemple Marcel ROUBAULT en 1971 parlant des formations rouges d'Erquy Fréhel, il dit ceci :

« Leur âge primaire n'a jamais fait aucun doute. On les a rapporté successivement :

- *à l'Ordovicien (entre -500 et -435 Ma)²*
- *aux Nouveaux Grès Rouges du Permien (entre -280 et -230 Ma)*
- *au Carbonifère (entre -345 et 280 Ma)*

On les assimile actuellement aux Vieux Grès Rouges dévoniens » (Dévonien : entre -395 et -345 Ma) »

Autrement dit on a « balladé » ces pauvres grès rouges d'Erquy-Fréhel sur pratiquement tout le Primaire. Mais sans jamais être sûr de rien. En effet les Vieux Grès Rouges sont présents sur toute l'Europe du Nord (Ecosse, Irlande, Pays de Galles, Norvège, Russie) mais leur limite Sud suit une ligne allant de la Cornouailles anglaise à l'Allemagne du Nord en passant par la Belgique. Autrement dit, ils sont nettement plus au Nord. Ils présentent des caractères de formations désertiques avec une faune appauvrie mais bien présente cependant, ce qui les distingue de nos grès rouges. Le parallèle avec les Nouveaux Grès Rouges, présents, eux, dans les Vosges et en Allemagne est (était) tout aussi risqué !

Il faut en effet parler de cela au passé car, depuis 1980, il y a une datation radiométrique. Elle a été faite sur des coulées volcaniques d'andésites intercalées entre des couches de grès dans la série de Plouézec. Ces andésites ont été datées par la méthode Rubidium-Strontium à - 472 Ma (avec une certaine marge d'erreur cependant).

Comme les grès de Plouézec sont à coup sûr du même âge (à quelques millions d'années près éventuellement mais vu la marge d'erreur ce n'est pas gênant !) on peut dire maintenant que les deux séries datent de l'Ordovicien et que c'est donc la première hypothèse rapporté par Marcel ROUBAULT qui était la bonne.

¹ La stratigraphie est l'étude de la succession des dépôts sédimentaires. Cela permet de leur donner un âge relatif (chronologie stratigraphique). C'est ainsi que l'on distingue les grandes ères géologiques : anté-cambrien, primaire, secondaire, tertiaire, quaternaire. Chaque ère est divisée ensuite en périodes. Par exemple pour l'ère primaire qui nous concerne ici : Cambrien, Ordovicien, Silurien, Dévonien, Carbonifère, Permien.

² Ces chiffres sont indiqués d'après le Dictionnaire de Géologie des éditions Masson pages 294-295. Ils introduisent cette fois non plus des âges relatifs mais des âges dits « absolus », lesquels sont basés sur des mesures de radioactivité (âges radiométriques). On mesure les quantités d'éléments radioactifs présents dans certains minéraux, comme par exemple les taux d'Uranium et de Plomb, les taux de Rubidium et de Strontium. On suppose le système fermé depuis la formation du cristal, ce qui veut dire qu'aucun élément n'a pu entrer ou sortir. Sachant que le Rubidium (plus précisément son isotope 87) par exemple se transforme en Strontium avec une période de 5000 Ma, on peut théoriquement connaissant les proportions de Rubidium et de Strontium piégées dans un cristal de zircon par exemple avoir une idée de l'âge de la roche d'où le cristal de zircon a été extrait.

**Une petite anse où l'on peut
voir beaucoup de choses sur
quelques centaines de mètres**

Bréhec



On voit ici le contact entre le briovérien et les conglomérats qui forment la base de la série rouge ordovicienne de Bréhec.

Bréhec



Conglomérats grossiers à la base



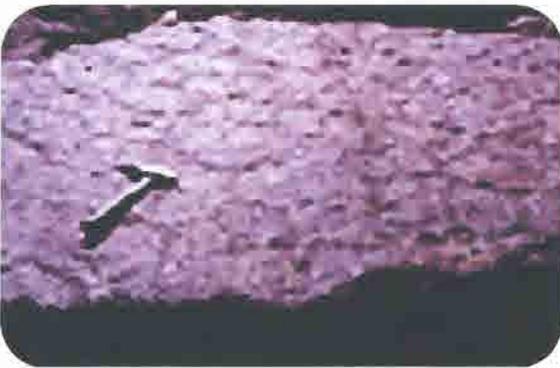
conglomérats de plus en plus fins



Les argilites



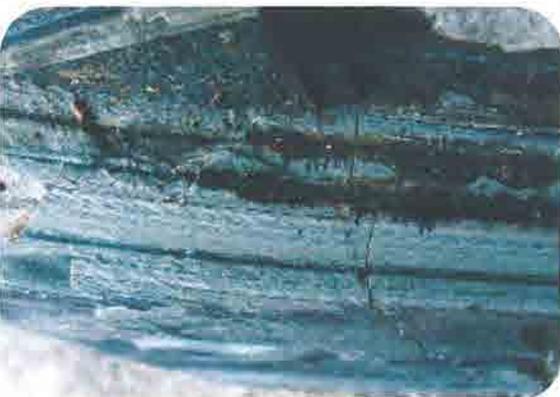
Un filon d'andésite



Fentes de dessiccation fossilisées



Argilites vues de près



Les tidalites



Traces de vagues dans les grès

Les formations visibles à Bréhec

Les formations les plus anciennes : les grès d'âge briovérien

Visibles au niveau du port de Bréhec et formant les falaises qui se trouvent au Nord Ouest de celui-ci, les formations briovériennes sont constituées par des couches épaisses de grès fins (siltites) entre lesquelles s'intercalent parfois des schistes. Ils font partie d'une formation très importante en Baie de St-Brieuc (série de Binic, de la Roche Derrien et du Minard). Leur âge, donné par le massif dioritique de St-Quay, qui y est intrusif et les métamorphose localement, est d'environ 600 millions d'années.

Conglomérats grossiers

Formés par des fragments de roches diverses, souvent de grande taille reliés entre eux par un ciment de couleur bien rouge, ces conglomérats reposent directement sur les formations briovériennes préalablement redressées et usées. Le briovérien a donc été plissé et nivelé par érosion avant le dépôt du conglomérat : on dit qu'il y a discordance entre les deux formations. Ces conglomérats grossiers ont été entassés par des écoulements torrentiels (cônes de déjection) multiples et plus ou moins superposés. Cela indique un bassin sédimentaire entouré de reliefs élevés et lui-même en voie d'affaissement.

Conglomérats plus fins

Ils indiquent, par rapport aux conglomérats grossiers, un courant moins fort au moment de leur dépôt. Les galets de ces conglomérats sont plus ou moins usés. On y trouve des galets de couleur bien rouge qui sont des restes de formations latéritiques, des grès fins qui viennent directement des formations briovériennes sous-jacentes et enfin des galets bien noirs (avec parfois de veinules blanches) de micro-quartzites charbonneux (les phthanites) que l'on trouve maintenant en abondance dans le briovérien de la région de Lamballe mais qui, à l'époque, devaient exister dans une région plus proche de Bréhec.

Roche volcanique

Des filons de roches volcaniques se repèrent parmi les conglomérats. Cela veut dire que, après le dépôt de ces conglomérats, la région s'est fissurée et que du magma est monté dans les fissures. Une partie de ce magma a pu atteindre la surface et former des coulées de laves comme on en rencontre, non loin de Bréhec, dans les formations de Plouézec-Plourivo. Ce sont ces coulées qui ont permis de dater les formations rouges de la région à -472 millions d'années. Mais ici, le magma s'est refroidi dans la fissure formant ainsi des filons, plus ou moins larges, d'une roche de couleur gris foncé devenant gris clair par altération.

Argilites et siltites

Ce sont des dépôts de vase (argilites) ou de sables très fins (siltites) qui sont à l'origine de ces roches très riches en fer. Cela indique un dépôt en eau calme. Des fentes de dessiccation indiquent des émergences prolongées sous un climat chaud et sec. Le dépôt est devenue roche par compac-

tage et cimentation mais la transformation n'a pas été au-delà, ce qui indique qu'il n'a jamais subi de pressions et de températures élevées et donc qu'il n'a jamais été profondément enfoui. La roche a subi par contre des déformations cassantes qui sont à l'origine de multiples fissures.

C'est la forte teneur en fer qui donne l'essentiel de leur couleur à ces argilites. Si la couleur dominante est rouge, il y a aussi du jaune et du vert par endroits. Trois facteurs interviennent pour donner aux oxydes de fer des teintes variables : la température, le potentiel d'oxydo-réduction et le pH. Mélangés à l'argile, les oxydes de fer la colorent dans des tons qui vont du jaune (limonite par exemple) au rouge (avec l'hématite), tandis qu'une oxydation moins poussée (hydroxydes ferreux) donne des teintes verdâtres. D'autres minéraux plus rares (azurite, malachite, oxydes de manganèse...) peuvent aussi se trouver dans ces argilites.

Tidalites (rythmites, lamines...)

De curieuses formations s'observent à un endroit parmi les argilites. Brunnes par endroit mais surtout verdâtres, elles sont formées de fines couches (lamines), régulièrement superposées. L'aspect, en coupe, est en tout point comparable à celui d'un dépôt de tange comme on peut en trouver en Baie du Mont St-Michel par exemple. D'où l'idée de dépôts intertidaux (tidalites) où les marées successives rythment les variations de couleur et de granulométrie qui permettent de visualiser la succession régulière (rythmites) des dépôts.

Grès grossiers et grès fins

Des bancs de grès (anciens dépôts de sables) s'intercalent parmi les argilites. Ce sont des grès assez grossiers. Plus loin, à 100 mètres environ après l'anse de Padal, la falaise est formée de grès plus fins. Leur aspect massif, leur couleur allant du jaune au brun foncé, permettent de les distinguer facilement. Comme les argilites, les grès ont été abondamment fracturés après leur formation et, s'ils sont plus résistants à l'érosion, il arrive cependant que des pans entiers de falaises tombent.

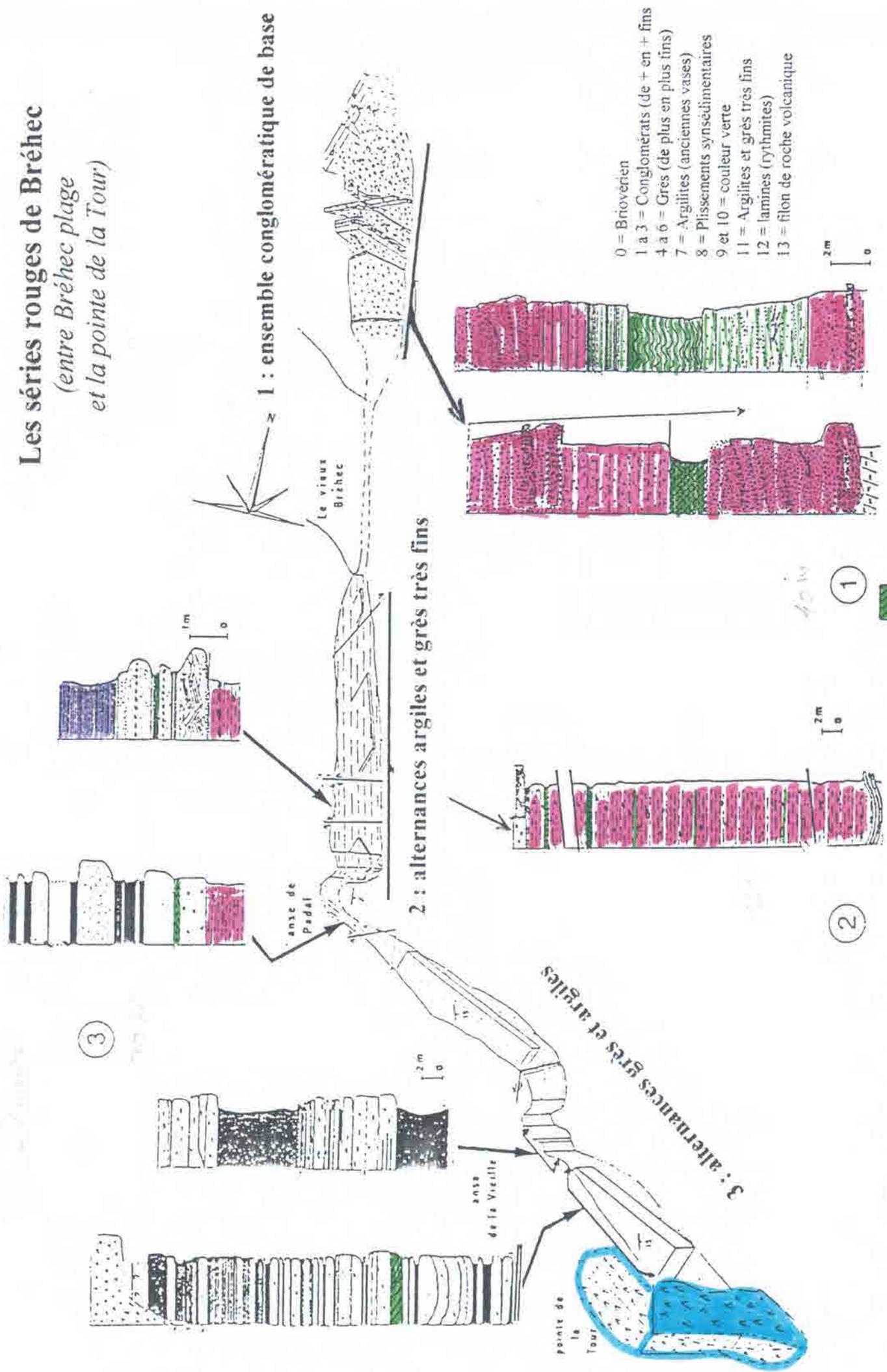
Traces de courants ou de vagues

Sur les argilites et, surtout, sur les grès, il n'est pas rare de trouver de curieuses marques en relief. Ce sont des rides allongées correspondant à des traces de vagues ou de courants. Cela indique généralement la présence d'une eau peu profonde au moment du dépôt. Leur nom anglais est " ripple-marks " qui signifie " marques en rides ". En relief, elles indiquent la partie supérieure du dépôt. On peut aussi les trouver en contre-empreinte (en creux par conséquent) à la partie inférieure du dépôt suivant.

Formation la plus récente : la tourbe de plage

On trouve parfois, échouées, de curieuses boules aplaties dans lesquelles des restes de végétaux apparaissent. Cette tourbe se trouve par endroit sous le sable de la plage. En effet, lors des périodes froides du Quaternaire, le niveau de la mer a fortement baissé. Des marécages occupaient alors l'estran actuel entre les deux pointes qui encadrent Bréhec

Les séries rouges de Bréhec (entre Bréhec plage et la pointe de la Tour)



Le gabbro de

La Poterie-Trégomar

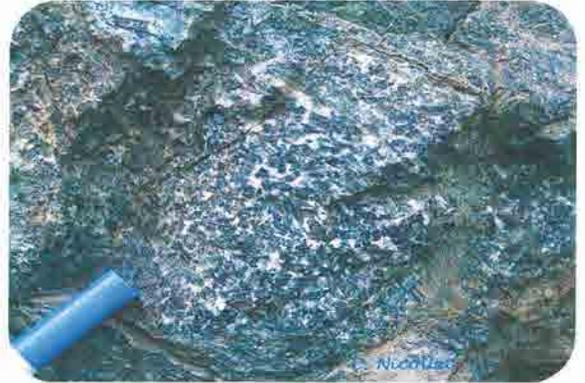


Chemin de pierre sur le massif de gabbro de Trégomar-La Poterie, Saint-Robin, Lamballe (Côtes-d'Armor). Date du cliché: 8 Mai 2003, cliché: J.Plaine

Gabbro La Poterie - Trégomar



Quatre aspects du gabbro vu de près



Le menhir en gabbro de Guihalon



Trace d'un essai de débitage



Comparaison de 4 roches grenues allant du granite au gabbro (à droite)



Essai de débitage vu de près

Le gabbro de La Poterie Trégomar

(géologie - préhistoire)

Le gabbro est une roche peu courante. Le massif de gabbro de La Poterie Trégomar est l'un des plus volumineux et le mieux circonscrit du département des Côtes d'Armor (les autres étant dans la région de Guingamp, de St-Alban et à St-Quay Portrieux).

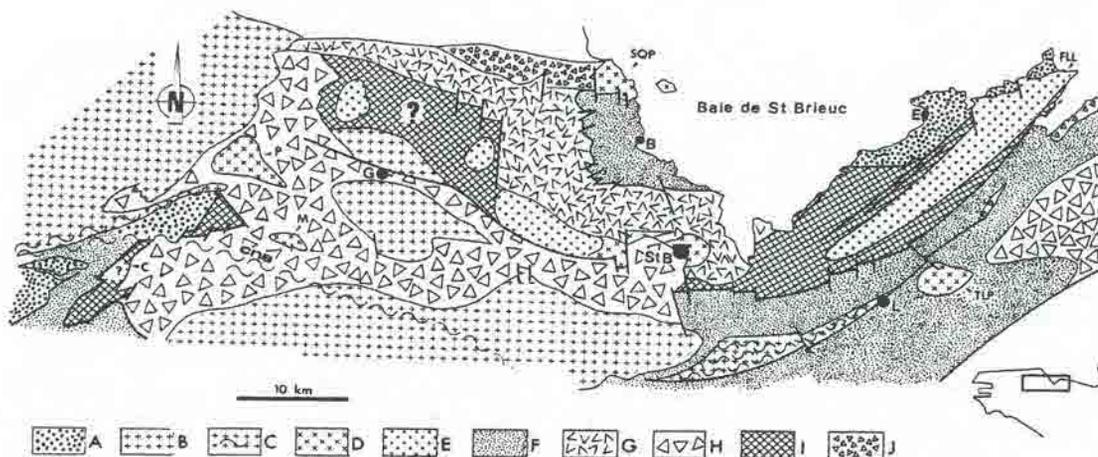
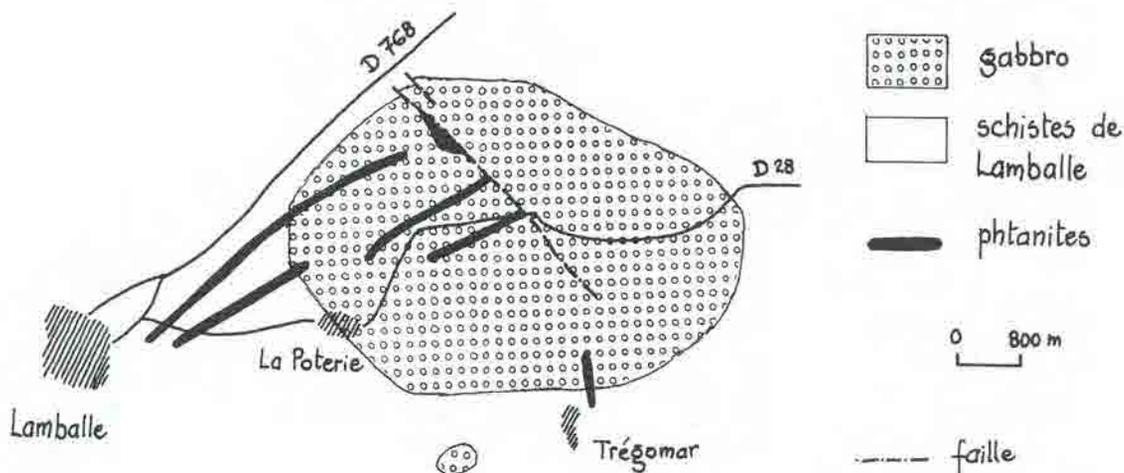


Fig.1 - Esquisse géologique de la baie de Saint-Brieuc (d'après les cartes géologiques à 1/320 000, 1/80 000 et 1/50 000 modifiées et simplifiées).

A: Paléozoïque indifférencié; B: granitoides varisques; C: orthogneiss (cna = cisaillement nord armoricain); D: gabbros et diorites cadomiens (TLP = Trégomar; SQP = Saint-Quay-

Portrieux; P = Pédernet; M = Moustéru). E: diorites cadomiennes déformées (FLL = Fort-la-latte). F: Briovérien sédimentaire; G: Formation de Lanvollon; H.: Migmatites de Saint-Malo et de Guingamp-Plougonver; I: complexes basiques dits pentévriens (C = Calanhel); J: séries métamorphiques d'âge mal assuré. St B: Saint-Brieuc; L: Lamballe; E: Erquy; B: Binic; G: Guingamp.

Le massif de gabbro de La Poterie Trégomar est intrusif dans les schistes et phanites de Lamballe (Briovérien moyen). Son âge est estimé à 590 millions d'années environ (fin de l'orogénèse cadomienne).



Autant qu'il est possible de le voir (le nombre des affleurements est en effet limité à quelques pointements rocheux), on peut distinguer trois zones :

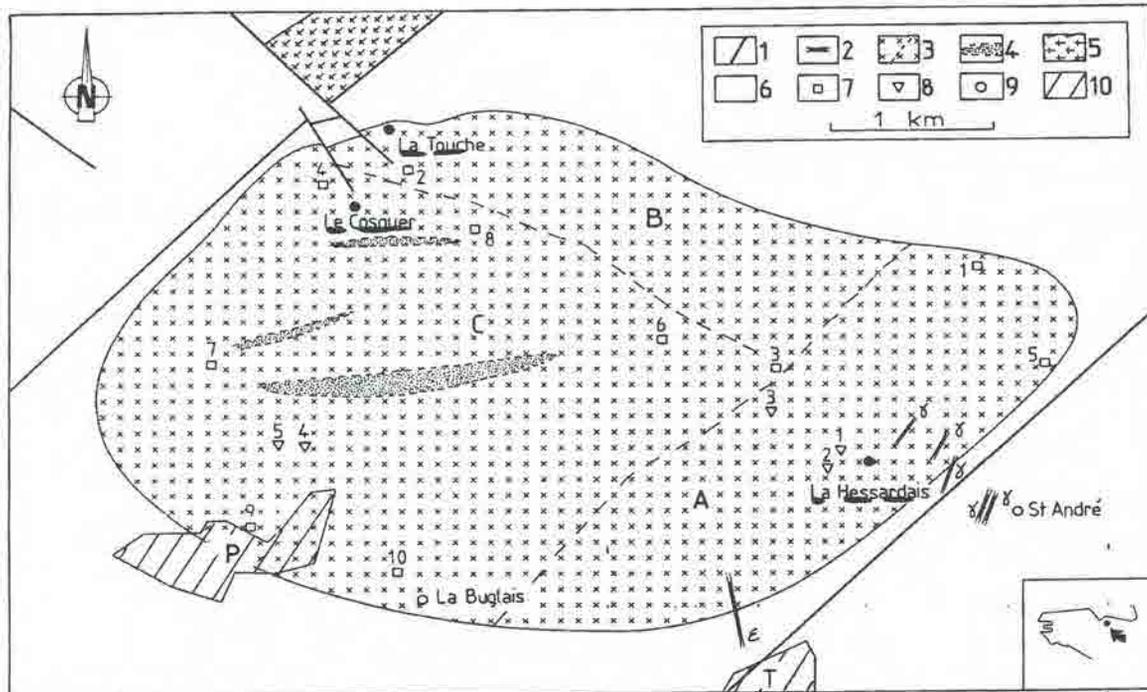


Fig.5. - Carte géologique du complexe de Trégomar.

1: faille supposée; 2: filons de dolérite (e) et de microgranite, d'aplite ou de pegmatite (γ); 3: gabbros et ultrabasites (tiretés = limites entre zones A, B, et C); 4: enclaves phanitiques; 5: orthogneiss de Quessoy; 6: schistes et phanites de Lamballe, plus

ou moins métamorphisés; 7: point de prélèvement pour analyse chimique; 8 : emplacement des sondages carottés; 9 : lieux-dits; 10: villages (P=La Poterie, T= Trégomar). Les formations superficielles ne sont pas représentées.

- la zone A est constituée principalement de gabbros à olivine
- dans la zone B et dans la zone C l'olivine semble absente
- dans la zone C il y a localement un enrichissement en plagioclases, parfois aussi en pyroxènes (hypersthène par exemple).

Un enrichissement en plagioclases semble se faire d'Est en Ouest. Cela pourrait être dû à un début de différenciation au sein du magma entre le moment de sa mise en place et sa cristallisation définitive (litage magmatique). La présence de l'olivine à l'Est et la présence d'un peu de quartz à l'Ouest confirme et précise ce point de vue : l'Ouest de l'intrusion devait se trouver en position haute (minéraux plus légers) par rapport à la zone Est (où est localisée l'olivine, minéral plus dense).

Les minéraux du gabbro et leur altération

Comme tout gabbro, celui de La Poterie Trégomar est constitué essentiellement de deux sortes de minéraux :

- des feldspaths plagioclases (labrador, anorthite)
- des pyroxènes (hypersthène, enstatite, diallage)

Examinons de plus près ces deux familles de minéraux :

A - Les **feldspaths** sont des silico-aluminates (présence de silice, d'aluminium et d'oxygène : Si-Al-O). Les plagioclases sont des feldspaths sodi-calciques : cela veut

dire que leur formule chimique contient (en plus des trois éléments déjà cités et communs à tous les feldspaths) du sodium (Na) et du calcium (Ca). Le labrador et l'anorthite (principaux minéraux présents dans le gabbro de La Poterie Trégomar) sont, parmi les plagioclases, ceux qui sont les plus riches en calcium.

Par altération les feldspaths présents dans la roche donnent des argiles. La présence de calcium confère aux terrains qui se développent à partir de ces argiles d'altération un Ph (Potentiel hydrogène) autour de 7. Ce Ph neutre est donc différent des Ph habituels au massif armoricain qui sont plus acides (autour de 5 à 6).

B - Les **pyroxènes** sont des minéraux ferro-magnésiens et il sont relativement riches aussi en calcium et sodium. La présence de fer rend leur altération assez rapide et celle-ci libère des éléments qui vont renforcer encore la neutralité du Ph.

Les autres minéraux présents dans le gabbro de La Poterie Trégomar en quantités significatives sont :

- le pléonaste : un oxyde de fer et d'aluminium de la famille des spinelles
- l'olivine : un silicate ferro-magnésien
- des amphiboles (hornblende, trémolite) qui pourraient dériver des pyroxènes par altération.

Relations avec les roches encaissantes et intrusions

Les bancs de phtanite qui existent dans les schistes briovériens de Lamballe sont des microquartzites riches en matière carbonneuse, ce qui leur donne une couleur noire. Quand le magma s'est mis en place, il a "digéré" les schistes mais les bancs de phtanites ont localement résisté. Cela explique que l'on trouve en plusieurs points des accidents siliceux aux propriétés voisines de celles du silex et utilisées comme telles par les hommes préhistoriques. La matière carbonneuse a été transformée en graphite.

Il y a aussi des filons divers dans le gabbro : ils résultent d'injections de magmas dans des fissures formées postérieurement à la mise en place du massif. Ces filons sont parfois formés de dolérite, parfois de microgranites, d'aprites ou encore de pegmatites.

Cela veut dire que les magmas qui se sont injectés dans les fissures du massif de La Poterie Trégomar avaient des compositions variées.

Relation entre magmas et roches magmatiques

A- magmas basiques

Ils sont très fluides, atteignent donc souvent la surface où ils forment alors des roches basaltiques. Non loin de la surface, ils donnent des filons de dolérite. Si ces magmas se solidifient en profondeur ils donnent des massifs de gabbro.

B- magmas acides

Ils sont au contraire très visqueux et atteignent rarement la surface. Cristallisant en

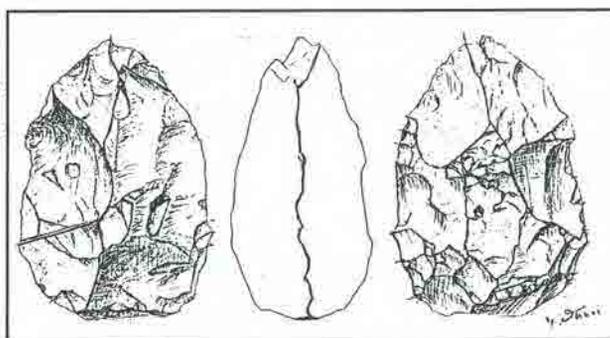
profondeur, ils donnent des granites. S'injectant plus près de la surface, ils donnent des filons de microgranite (refroidissement en deux temps), des filons d'aplite (refroidissement rapide en un seul temps), des filons de pegmatite (refroidissement lent en un seul temps). S'ils atteignent la surface, ils forment des volcans très explosifs et des roches telles que les rhyolites.

Il y a donc globalement peu de massifs de gabbros et beaucoup de basaltes. Inversement les massifs de granites sont fréquents et (heureusement) les volcans de type rhyolitique plus rares que les volcans de type basaltique.

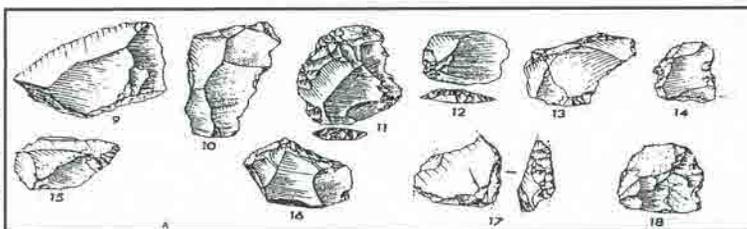
Le gabbro et l'homme

Comme indiqué plus haut, des outils préhistoriques ont été trouvés dans la région de Trégomar - La Poterie.

Un biface (outil primitif) indique une présence humaine dès le paléolithique ancien (plus de 100.000 ans).
(voir dessin ci-contre)



De nombreuses séries d'éclats et d'outils sur éclats (dont la série du bois de Plessix) pourraient dater du paléolithique moyen (entre -100.000 à -80.000 ans).



D'autres éléments datés du paléolithique supérieur (entre -35.000 et -10.000 ans) puis du néolithique (-4500 à -2500 ans) ont aussi été découverts. C'est à cette dernière période aussi qu'il faut attribuer les mégalites (menhir de Guihalon, allée couverte du bois du Plessix...). Des tessons de poteries attestent une exploitation de l'argile très ancienne (période post médiévale).

Des concentrations en fer liées au gabbro existent aussi sur le site et des restes de fours catalans auraient été repérés.

Sources utilisées

- ⇒ *Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultra-basiques d'Ernée et de Trégomar par Jean LE GALL et Jean-Alix BARRAT - Revue "Géologie de la France" n°1 - 1987*
- ⇒ *Rôle d'eau n°42 de septembre 1985*
- ⇒ *Notice sur le patrimoine archéologique des landes de La Poterie (Lamballe) par Olivier KAYSER et Jean-Laurent MONNIER*
- ⇒ *Norices des cartes géologiques au 1/80.000 de St-Brieuc et Dinan*

Le filon de quartz de Guenroc

Le Rocher Blanc

Le Rocher Blanc a été, tout au long de l'histoire de notre région, un lieu de culte. En effet, le mot "GWENN", en langue celte, signifie bien "Blanc" au sens de la couleur, mais aussi "Sacré", "Lumineux".

Les Celtes se réunissaient vraisemblablement là, et les druides gaulois qui affectionnaient particulièrement les forêts, y adoraient BELENOS, le dieu solaire, lumineux qui fréquentait les lieux élevés. Le Rocher Blanc entouré du bois de GUENROC, constituait un site privilégié et prédestiné au culte de BELENOS.

Ce magnifique massif de quartz blanc, dominant la plaine, est une roche éternelle, inusable, qui assistera intacte à la disparition du dernier homme.

Filon de quartz de Guenroc



Quatre vues du filon à différentes échelles



Utilisation du quartz dans les constructions locales



Le filon de quartz : un élément du tourisme

Le filon de quartz de Guenroc

Un filon de quartz, bien blanc, d'environ 15 mètres de large, surplombe le bourg de Guenroc et lui a donné son nom. Le quartz est un minéral d'une grande dureté et, surtout, est inaltérable. Ce filon forme une sorte de barre dans le paysage en culminant à près de 100 mètres d'altitude en bordure du massif granitique de Bécherel. Un panneau explique que l'on peut voir de ce promontoire, surmonté d'une croix, 16 clochers des environs et que ce belvédère est célèbre depuis les temps les plus reculés.

Deux autres filons de quartz, encore plus importants (au moins en longueur), affectent l'Ouest du massif de Bécherel. Le premier va du Sud de Guitté jusqu'aux environs de Plouasne ; le second lui est sensiblement parallèle mais plus au Sud. De nombreux blocs de quartz ont été utilisés par l'homme : autour de la « Croix des Défats » entre Guenroc et Beaumont par exemple ou encore dans les alignements mégalithiques à l'Est de Guitté (mégolithes de Lampouy).

Comment se sont formés ces filons de quartz ? Les géologues à la suite de Barrois, ont longtemps expliqué que le massif de granite (en réalité une granodiorite), en se mettant en place, avait " digéré " les roches encaissantes, à l'exception de quelques bancs de grès qui, en résistant au magma venu des profondeurs, s'étaient transformés en quartzite puis en quartz. Des grès formés pendant l'ère primaire s'alignent en effet dans ce que l'on appelle le " synclinorium médian " entre Crozon et le bassin de Laval. Dans les environs du massif de Bécherel, ce synclinorium devient très étroit et très déformé formant la zone que Barrois nommait le " bassin du Menez Belair " quand il l'a étudiée en 1895. Depuis, les auteurs de nombreuses cartes géologiques ont " recopié " Barrois : la carte au 1:320 000 du Massif Armoricain, d'une part et (plus récemment encore –en 1966–) la carte de Rennes au 1:80 000 ont repris son idée (devenue même un exemple classique en la matière !).

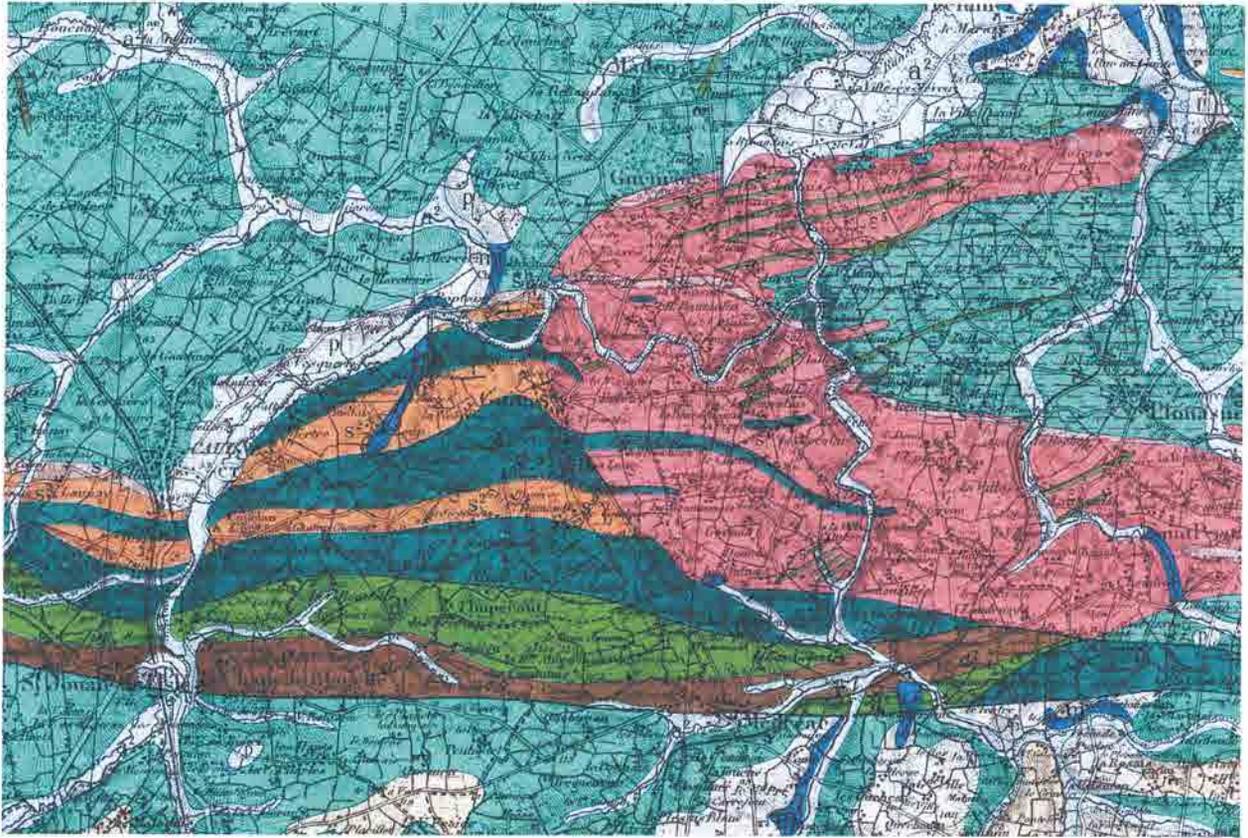
Ce n'est plus le cas depuis que de nouveaux relevés de terrains (pour la carte de Caulnes au 1:50 000 parue en 1976) et des mesures d'âges radiométriques ont montré que l'idée de Barrois était à abandonner pour les raisons suivantes :

- si le granite modifie bien à son contact les formations briovériennes (agées d'environ 600 millions d'années), on a jamais pu déceler de transformations des terrains plus récents.
- cela se comprend quand on connaît (comme c'est le cas maintenant) l'âge du granite de Bécherel (aux alentours de 540 millions d'années). C'est de tous les « granites mancelliens » celui qui est le plus à l'Ouest.
- les filons de quartz d'autre part ne sont pas alignés avec les grès du synclinorium médian comme le montre bien la carte au 1/50 000.

L'explication actuelle est la suivante :

- dans un premier temps se forment des fractures dans le massif de granite ; il y en a plusieurs globalement orientées Est-Ouest ; de l'eau venant de la profondeur et ayant dissout de la silice y circule ; il y a dépôt de quartz.
- dans un second temps, des mouvements cisailants entraînent une certaine déformation à la fois du massif de granite et des filons de quartz. Cela est à l'origine d'une multitude de fractures et donne, en plusieurs endroits, un aspect feuilleté aux filons de quartz (parfois aussi à la granodiorite).

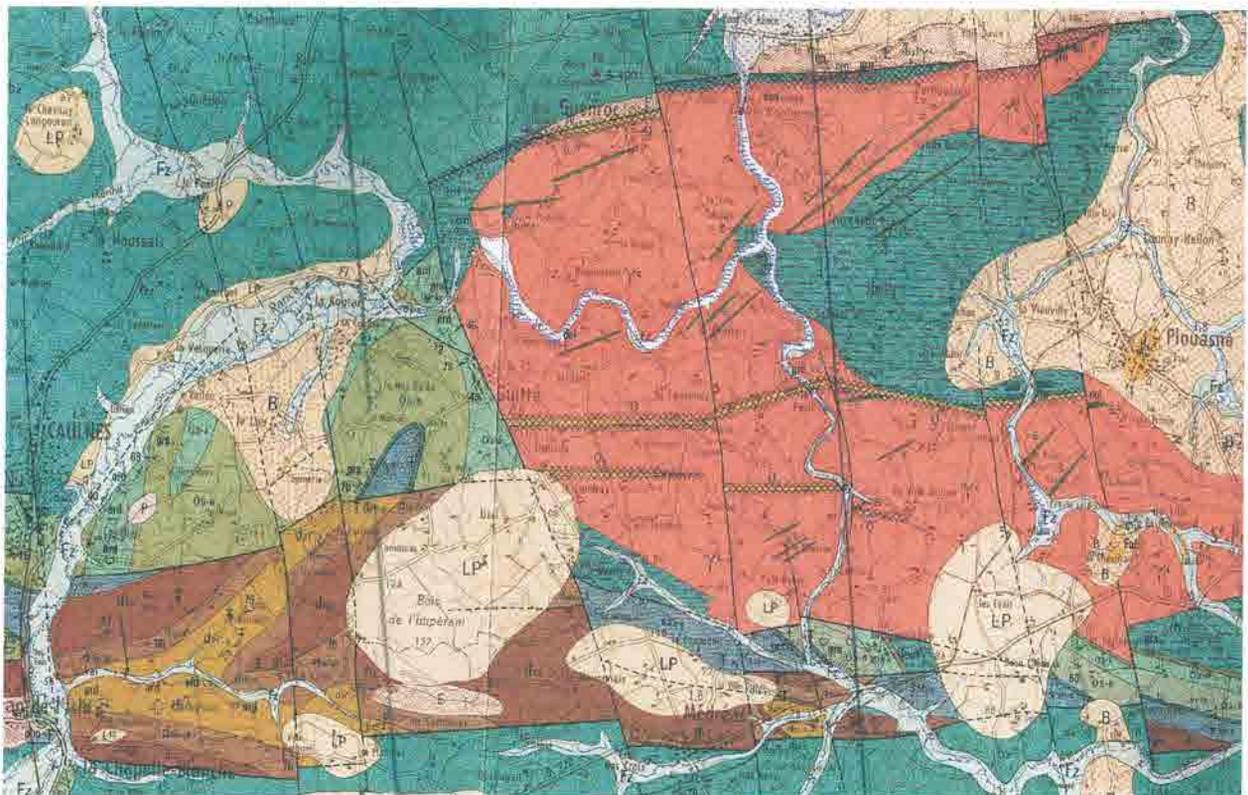
Des traces d'oxydes de fer (couleur rouille) existent dans certaines fissures. Des géodes avec des cristaux de quartz bien formés (aspect pyramidé) se rencontrent aussi par endroits (on en voit par exemple autour du cimetière de Guenroc).



Deux extraits de cartes qui montrent bien l'évolution des idées concernant le filon de quartz de Guenroc : (voir texte page précédente)

- en haut : la carte au 1/80.000 de Rennes de 1966
- en bas : la carte au 1/50.000 de Caulnes de 1976

Dans les deux cas Guenroc et le filon sont situés en haut et au centre des extraits de carte



Etang des Salles de Rohan



Etang des Salles de Rohan



Un échantillon de schistes à andalousite (variété chistolites) de l'étang des Salles de Rohan



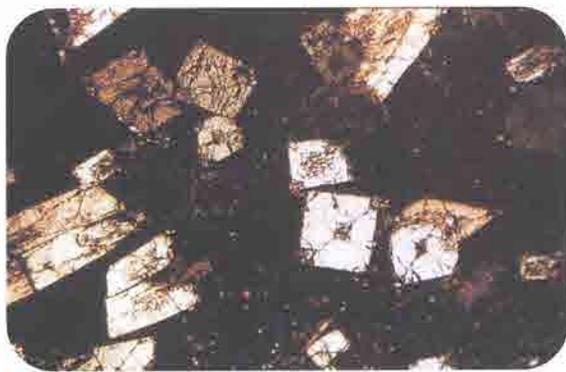
le même échantillon vu de plus près



Schiste à andalousite (chistolite) : aspect après polissage de l'échantillon



Sur le même échantillon on peut voir à la fois un cristal (chistolite) et un fossile (trilobite)



Cristaux vus en coupe



cristaux en gros plan



Blason des Rohan



Blason (agandissement)

La région des Salles de Rohan

Les forges des Salles

C'est un des plus anciens sites métallurgiques de Bretagne. Les premières forges apparaissent au 17^{ème} siècle sous l'impulsion de la famille de Rohan, près de l'étang des Salles. Le « Fourneau » et la « Forge du Guénault » se développent près de l'étang du Fourneau. Sous le règne de Louis XIV, les contacts se multiplient entre les Rohan et les grandes familles protestantes de France et de Belgique ; les forges des salles de Rohan étaient connues jusqu'à Liège.

Les forges les plus récentes, formant le « village sidérurgique » qui se visite actuellement, datent du milieu du 18^{ème} siècle. Les maisons des ouvriers forgerons (« rangée des ouvriers ») forment un long bâtiment et en face il y a la demeure du Maître des Forges. Des écuries, une maréchalerie, un magasin à sable, une halle au charbon, un bureau des balances, un bureau de paye... rappellent l'activité industrielle du lieu pendant que l'école, la chapelle, le jardin en terrasse en évoque le rôle social.

L'eau des étangs servait à refroidir la forge. Les bois aux alentours fournissaient le combustible parfois converti en « charbon de bois ». Le minerai de fer venait de nombreux points (les minières). Un rapport de 1825¹ indique : « *Les minières sont à Gouarec, Silfiac, La Harmoye, St-Aignan, Perret, Ste Brigitte, Plélauff. La plus importante, celle de Gouarec, est un puits de 25 à 30 pieds ; elle fournit 10.500 quintaux de minerais pauvre. Les autres sont plus modestes, comme à St-Aignan où une excavation à ciel ouvert de 12 pieds carrés donne 140 quintaux de minerai de mauvaise qualité. L'ensemble est sur le point d'être épuisé. Le total fait 25.520 quintaux. Le total des ouvriers est de 249 (86 à l'extraction, 44 à la préparation et 119 au transport). Les forges (Perret et Ste Brigitte) emploient 54 ouvriers, utilisent 13000 sacs de charbons de bois et 500 cordes de bois. La production est de 90.000 kilos de fonte brute (mauvaise qualité), 30.000 kilos de fonte moulée, 150.000 kilos de fer de forge de qualité passable* ».

L'inadaptation aux technologies nouvelles et la concurrence étrangère entraînèrent la décadence des forges des Salles à partir de 1835.

L'étang des Salles et l'ancienne demeure des Rohan

Autrefois, un sentier y conduisait à partir de la route menant à Ste Brigitte. Sur la rive Est de l'étang on pouvait voir l'ancien « château des Salles » (en ruines), berceau de la famille des Rohan. Il servit de résidence jusqu'en 1396, date à laquelle la famille s'installa à Pontivy. Le corps principal fut transformé en ferme. Il restait quatre belles cheminées.

Les lieux sont maintenant fermés et très mal entretenus. Les fameux « schistes à chialolites » (dont un exemplaire contenant un trilobite en plus des macles d'andalousite figure au musée de l'Institut de géologie de Rennes-Beaulieu), ne sont pas du tout mis en valeur localement. Ils correspondent aux célèbres « schistes d'Angers » (âge ordovicien : 450 millions d'années environ). Les cristaux d'andalousite (silicate d'alumine, variété chialolite) s'y sont développés à cause du métamorphisme de contact avec le « granite de Rostrenen ». Ils ont (vus en coupe) un aspect caractéristique qui a servi de modèle au blason des ducs de Rohan. Le contact avec les « grès armoricains » une autre formation géologique connue (et exploitée en carrière dans la région), se voit en allant de l'étang des Salles vers l'étang du Fourneau.

¹ Enquête des Ponts et Chaussées sur l'état des produits des usines à fer pour l'année 1825 – archives des Côtes d'Armor

*Un autre gisement d'andalousite : Kerphalès (Glomel)
(en cristaux plus petits et légèrement rosés : la kerphalite)*



La DAMREC a trouvé ici...



... un gisement de grande valeur



L'usine de traitement : extérieur...



... et intérieur



Vue générale...



... des carrières



Un échantillon de kerphalite...



...et un aperçu de l'acidité libérée

Mur de Bretagne



Grès armoricain : ancienne carrière située au-dessus du barrage de Guerlédan



Grès armoricain : un aspect du front de taille de cette carrière



Le barrage de Guerlédan construit sur les grès
On le voit ici lors de sa vidange en 1976



Sur les bords du barrage asséché, on voit les couches de grès avec traces de vagues



Schistes noirs (ampélites) avec pyrite



Schistes de la région de Caurel



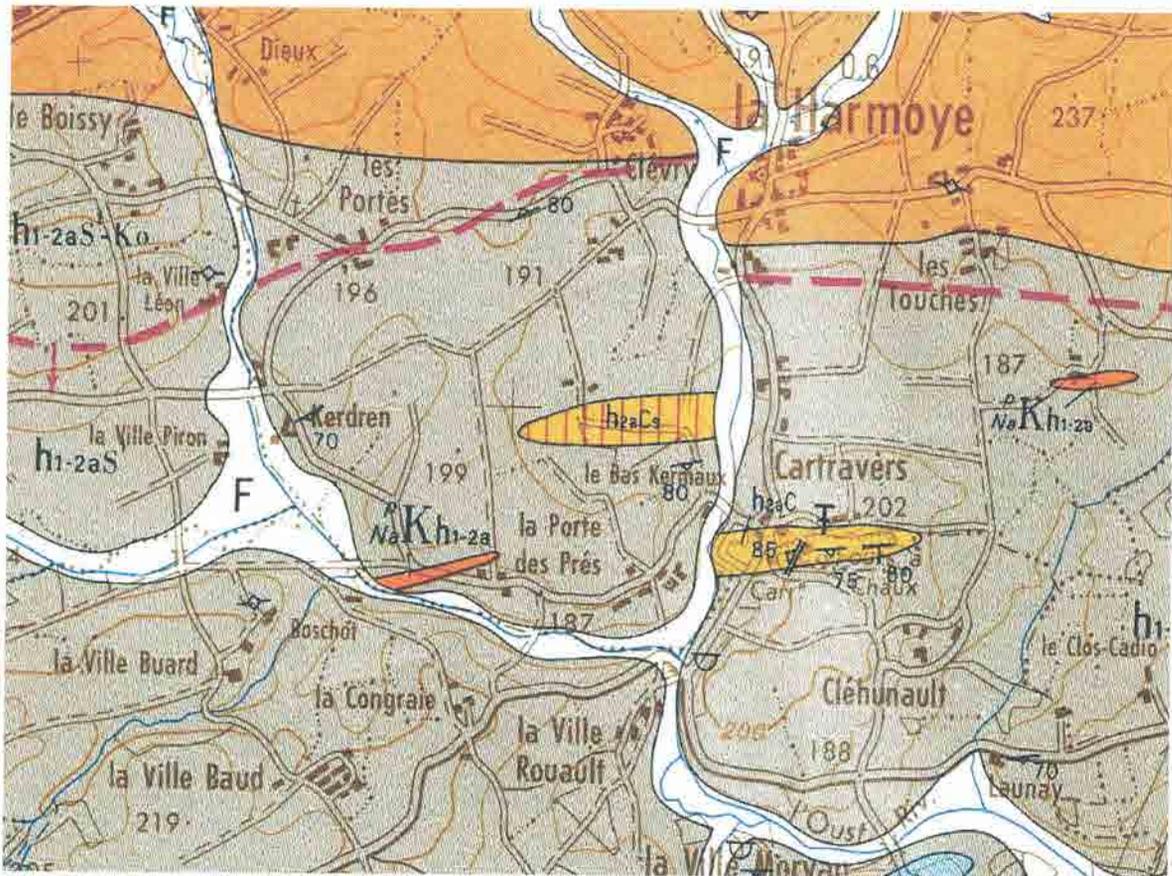
Schistes de la carrière du manoir de Lisouis



Carrière exploitant les dalles de schistes

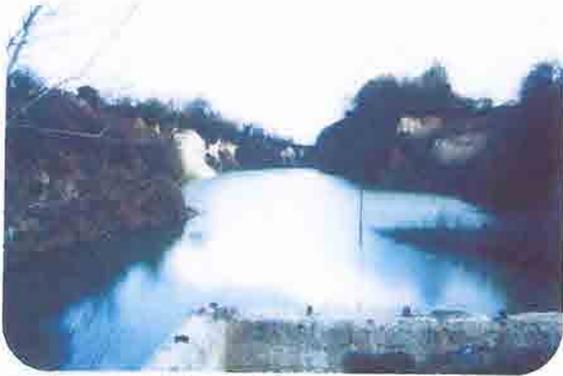
La calcaire

de Cartravers



Extrait de la carte géologique au 1/50.000 de Quintin

Cartravers



Ancienne carrière maintenant remplie d'eau...



...et servant de pisciculture



Le four à chaux (vue d'ensemble)



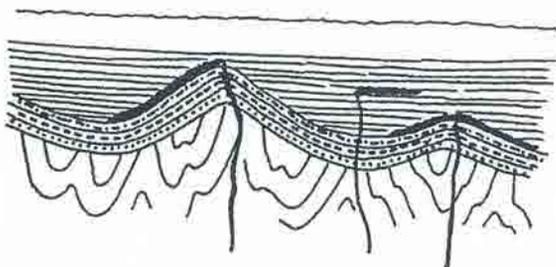
Four à chaux (plaque explicative)



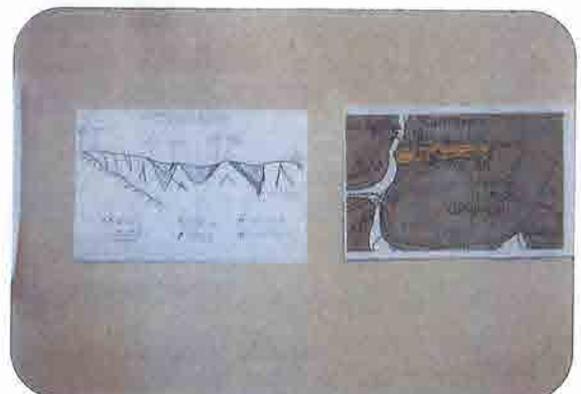
Ce qui reste de l'entrée du four



Animation autour du four à chaux



Aspect des sédiments au carbonifère



Carte géologique et coupe

Le calcaire de Cartravers

Le calcaire de Cartravers est une formation géologique assez curieuse - disons originale - dans notre région où le calcaire est plutôt rare.

C'est une roche de couleur grise avec de nombreuses cassures. Parfois dans celles-ci, quand la carrière était en exploitation, on voyait des veines de calcite blanche du plus bel effet.

Il s'agit en fait d'un véritable marbre car ce calcaire est entièrement cristallisé.

Quelle est son origine ? Quelle est son histoire ?

Il s'agit d'une lentille de calcaire dans des schistes d'âge *carbonifère*. Le carbonifère est une période de l'ère primaire dont l'âge est compris entre -350 M.A. et -300 M.A. environ. Ici, nous sommes plutôt à la base du carbonifère, dans l'étage appelé *dinantien*, c'est à dire plus près de 350 que de 300 millions d'années.

En ces temps extrêmement lointains comment peut-on imaginer la région ? D'abord - on le sait maintenant avec les nouvelles connaissances que nous avons sur la *tectonique des plaques* - notre région se trouvait dans l'hémisphère Sud, non loin de l'équateur cependant, dont elle se rapprochait rapidement (voir les deux cartes jointes).

Ensuite elle était recouverte par la mer et c'est dans le fond de celle-ci que le calcaire se déposait en de rares endroits parmi des couches de vases qui, elles, étaient très abondantes.

Pourquoi les sédiments calcaires étaient-ils rares alors que les dépôts de vase étaient abondants ?

Une première explication est que le calcaire (ou carbonate de chaux) est très soluble dans l'eau. Il faut donc des conditions particulières pour qu'il se dépose au fond tandis que les vases, amenées par les courants, se déposent dès que l'eau est calme.

Nous avons donc une mer plutôt calme ici, il y a environ 350 M.A. La vie devait y être intense mais plutôt sous forme de plancton ou de petits animaux nageurs. Parmi ceux-ci beaucoup devaient avoir un squelette calcaire car le carbonate de calcium dissous dans la mer devait être abondant (compte tenu de la forte teneur en CO₂ de l'atmosphère à l'époque). Peut-être, compte tenu de son abondance, le carbonate précipitait-il directement, sous forme de particules calcaires.

Après la mort des animaux que devenaient leurs minuscules squelettes ? Soit ils étaient redissous dans l'eau avant d'atteindre le fond, soit ils allaient s'accumuler sur le fond et y demeurait en grande quantité. C'est une question de pH principalement à mon avis.

D'où la conclusion qu'il devait y avoir à l'emplacement où nous sommes une sorte de fosse sous-marine où l'eau avait une composition telle que les débris et les particules de calcaire qui y tombaient n'étaient ni redissous ni entraînés ailleurs. Les sédiments calcaires s'y sont donc accumulés sur des dizaines de mètres d'épaisseur.

En dessous d'abord, puis en dessus ensuite, des couches de vase se sont déposées sur des épaisseurs bien plus considérables (des centaines de mètres) empêchant ainsi toute re-dissolution (ou érosion) éventuelle des lentilles calcaires intercalées.

Dans un premier temps les dépôts calcaires, ainsi emprisonnés, ont été compactés : une grande partie de l'eau en a été expulsée et la masse calcaire est devenue plus solide : c'est la *diagénèse*. Mais à ce stade le dépôt devait encore être très tendre, de même que les couches de vase qui l'entouraient n'étaient pas encore les schistes d'aujourd'hui.

Edification d'une chaîne de montagne

C'est alors que la région a connu un phénomène qui en a bouleversé l'aspect et que les géologues appellent une *orogénèse* (étymologiquement : naissance d'une chaîne de montagne). Cela se produit lorsque deux plaques se rapprochent, comprimant les dépôts sédimentaires et autres formations géologiques qui se trouvent entre elles.

Ce fut le cas ici : une véritable cordillère s'est peu à peu édifiée qui a culminé à la fin de *l'ère primaire* en une chaîne de montagne comparable à la chaîne alpine actuelle (certains n'hésitent pas même à évoquer l'Himalaya !). Les dépôts dont nous avons vu la mise en place s'y sont trouvés plissés, certains soulevés d'autres enfouis à des kilomètres de profondeur.

Pour ces derniers (c'était le cas de nos calcaires d'ici) la température et la pression ont atteint des valeurs telles que les dépôts initiaux en ont été modifiés par *métamorphisme* : la matière calcaire a entièrement recristallisé et les cristaux de calcite se sont soudés les uns aux autres. De plus, d'horizontaux qu'ils étaient à l'origine, les sédiments calcaires, pris dans un plissement serré, sont devenus presque verticaux, ayant basculé de 70° environ (voir coupe jointe).

Le métamorphisme a probablement fait disparaître les restes microscopiques (s'il y en a eu), ce qui explique que seuls les fossiles d'une certaine taille restent encore reconnaissables. De plus, ces fossiles sont rares : seuls des foraminifères, quelques tiges d'encrines, des restes de polypiers ont été découverts jusqu'ici à Cartravers.

Les calcaires se fissurent puis reviennent à la surface.

Tant que la chaîne de montagne était là, le calcaire de Cartravers, bien abrité et bien au chaud en profondeur est resté pratiquement intact. Cependant, comme la région a continué longtemps à se déformer et que le calcaire cristallisé était devenu dur et cassant, de multiples fractures l'ont affecté.

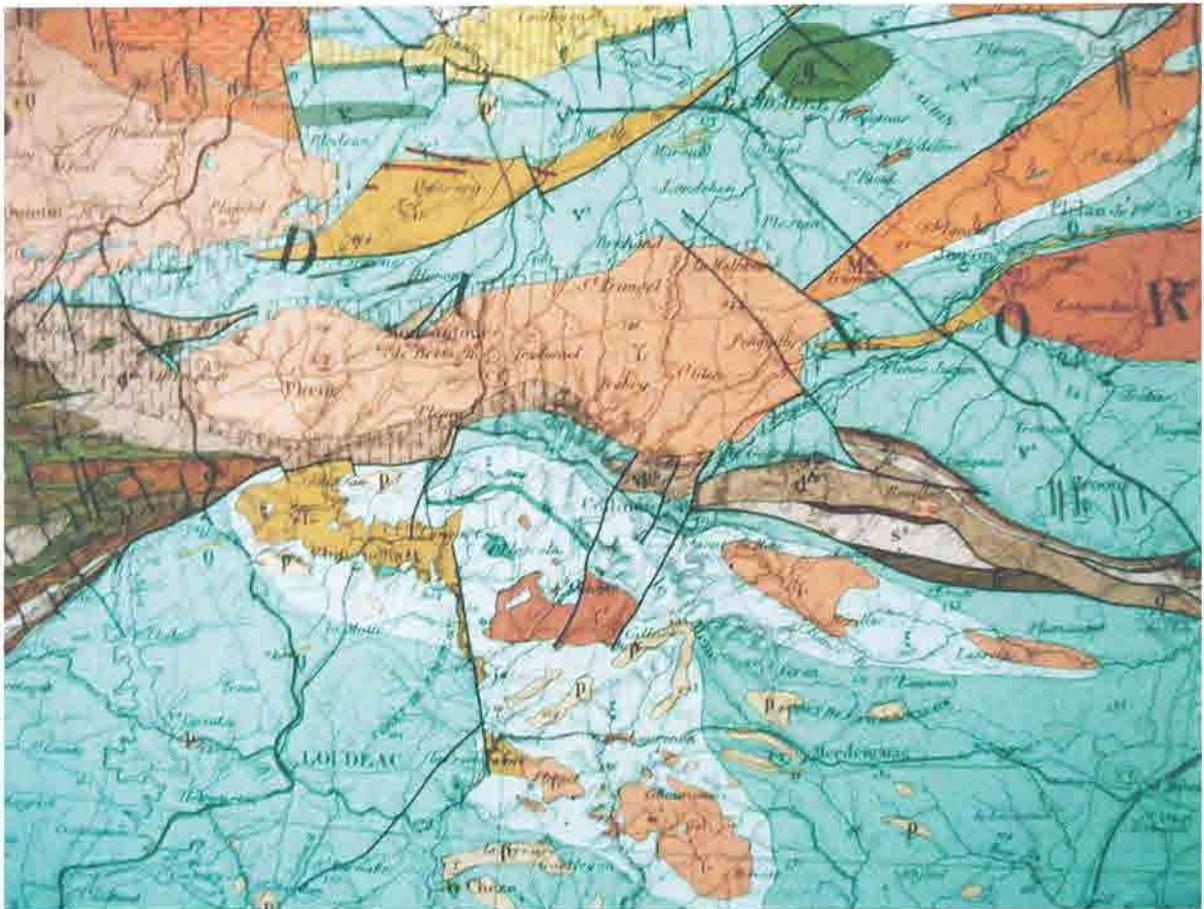
Ce n'est qu'à l'ère *tertiaire* (-60 M.A. environ) que l'érosion a eu raison de l'imposante montagne née plus de 200 millions d'années plus tôt. Alors, le sommet de la lentille calcaire a commencé d'émerger à l'air libre et l'eau de pluie a pu s'y infiltrer. C'est alors sans doute que de la calcite dissoute s'est re-déposée dans certaines fissures donnant de beaux cristaux blancs.

Alors aussi se sont formées, près de la surface, des poches de dissolution avec accumulation d'argile. Puis l'homme est arrivé. Il a repéré le calcaire, l'a exploité dans des fours à chaux. Mais, de cela aussi, il faut parler au passé (même si c'est un passé tout récent).

Reste le site, avec sa fosse remplie d'eau (où la roche se voit encore mais de loin !), ses terrils de déblais qui se sont abondamment boisés... Cartravers fait partie de ce que l'on appelle maintenant le patrimoine géologique du département. C'est à ce titre qu'il continue d'intéresser les géologues.

Non évoqués : couleur grise - réseau hydrographique modifié au tertiaire - granite de Quintin...

La région du Mené



Extrait de la carte géologique du Massif Armoricain 1/320.000

Région du Mené



Granite de Moncontour avec ses gros cristaux de feldspath (orthose)



Granite de Moncontour avec enclaves (pierre de taille en bordure d'une fenêtre)



Diorite de Langourla



Amphibolite litée de Plassala



Schistes de la formation de Boquen



Amphibolite massive (Le Vauglin)



Cornéennes du Gouray



Carrière de kaolin de Kerrouet

Région du Mené

A - Le massif de granite de Ploeuc Moncontour (hercynien : 310 Ma)

Le massif de Ploeuc Moncontour affleure mal (arénisation en surface, peu de carrières). Le faciès est assez grossier souvent porphyrique avec cataclases fréquentes (« mise en place sous activation tectonique »). Le massif est en effet sur la « trajectoire supposée du linéament nord armoricain » mais « contrairement au massif de Plouaret dans lequel l'accident se manifeste par de puissantes bandes mylonitiques, le granite de Moncontour occulte cet accident ». Seule sa structure cataclastique (minéraux déformés, étirés, cassés... par endroits) rappelle qu'il a dû se former en même temps que le cisaillement lui-même. Des fractures sont cependant signalées et une faille majeure existerait au niveau du bois de l'if (roche mylonitisée avec kaolin sur les bords sur une largeur de 5 mètres). La roche contient des feldspaths potassiques (orthose, microcline) avec macles de Carlsbad.. Elle est assez riche en biotite avec aussi quartz, muscovite, plagioclases et contient de nombreuses enclaves basiques surmicasées (biotite) à structure microgrenue.

B – Petits massifs divers au sud du Massif de Moncontour (anté-hercynien)

- **La diorite de Langourla St-Jacut du Mené.** Elle se voit bien dans la carrière du « Théâtre de verdure » de Langourla qui est une ancienne carrière. Fait partie du « complexe plutonique des landes du Mené ». Biotite et feldspaths (plagioclases) sont les éléments dominants avec parfois des amphiboles (essentiellement de la hornblende). Le quartz est présent mais réduit. Il y a parfois des zones plus sombres (crapauds des carriers) à biotite et amphibole. Nous avons vu aussi autour de la carrière des boules de diorite avec écailles (altération en boules comme pour les granites).
- **Les amphibolites de Plessala.** Elles sont visibles notamment dans la carrière du Vauglin. Cette carrière (toujours autorisée mais en arrêt d'exploitation depuis plusieurs années) est maintenant végétalisée et utilisée surtout par les motos et les quads. Un front de taille permet de voir des amphibolites massives. Celles-ci pourraient correspondre à des intercalations de produits basaltiques dans les sédiments briovériens (environ 600 Ma). Cette carrière présente un certain danger, son front de taille n'étant pas sécurisé. Aux environs du bourg de Plessala on voit aussi des amphibolites litées dans les murs des maisons.
- **Le massif de Plouguenast.** Il s'étend d'ouest en est depuis Gausson jusque Plessala. C'est un complexe orthogneissique intrusif dans les amphibolites précédentes (et les micaschistes qui les accompagnent). L'essentiel du massif est formé de méta-diorite. Son âge est de 485 Ma. Il est fortement mylonitisé et fracturé (à l'est)
- **Le massif de St-Gouéno St-Gilles du Mené.** C'est en bordure de ce massif que se trouvent les kaolins de Kerrouet. C'est un massif anté-hercynien de teinte claire à 2 micas. « Sa structure est nettement orientée, soulignée par l'alignement des rares biotites et surtout des chlorites ».

C - Le synclinorium médian

C'est un ensemble de terrains primaires (allant de l'ordovicien au carbonifère) fortement plissés et faillés. A l'ouest (région de Crozon, bassin de Chateaulin) et à l'est (bassin de Laval), le synclinorium est large. Ici il est par contre très étroit et comme laminé par d'intenses mouvements tectoniques.

La formation qui s'y voit le mieux est celle de Boquen, ; elle se voit bien à deux endroits : l'ancienne carrière d'ardoises à l'endroit nommé Les Rochers (commune du Gouray) et une autre carrière en partie remblayée par une décharge au lieu dit « Borne 162 » près de la Ville Douet (commune de Plénée –Jugon).

Cette formation de Boquen est constituée par des formations schisteuses (anciennes siltites argileuses) avec bancs de quartzites (le tout contenant de la pyrite).

Dans l'état actuel de la carrière des Rochers, les cavités correspondent aux zones ardoisières exploitées et les zones qui restent en relief correspondent aux endroits plus riches en quartzites. Des crinoïdes, des brachiopodes, des bryozoaires et des débris végétaux y ont été trouvés qui ont permis de dater cette formation du Dévonien moyen (Emsien supérieur – Frasnien inférieur) soit entre 385 et 370 millions d'années.

Dans la seconde carrière, d'âge dévonien également, en plus des schistes ardoisiers on trouve une formation de grauwackes, roche sédimentaire détritique contenant des grains de quartz et feldspaths.

D -Les terrains les plus anciens (briovérien)

Ils forment l'ossature en quelque sorte de la région. Formés principalement de schistes, riches en micas, ils ont subi une première orogénèse (chaîne de montagne) aux environs de 600 Ma (le cadomien) et une seconde vers 300 Ma (l'hercynien).

Au contact des massifs précédemment cités, (sur environ 300 mètres) les schistes ont été métamorphisés (métamorphisme de contact). C'est ainsi qu'aux environs du Gouray, on a des cornéennes qui est le stade de transformation le plus intense. Il y aurait aussi parfois des gneiss massifs et des filons pegmatitiques riches en quartz

Des filons de quartz, des bancs de phanites... peuvent s'y rencontrer.

E - Deux formations récentes

- les argiles tertiaires au sud de St-Jacut.

La carrière des Champs Thomas a exploité un ensemble argilo-sableux : les argiles vertes sont constituées d'illite et de kaolinite avec « quelques lentilles d'argiles violettes à montmorillonite, plus riches en kaolinite et matière organique ». A la base de l'exploitation, il a été trouvé « un niveau d'argile noire surmonté de lignite avec fragments de bois et même de troncs d'arbres silicifiés ». Au-dessus, des graviers et galets (sidérolithique) ravinent parfois les argiles.

Le site a été exploité par l'entreprise Rivière Letord de Saint-Méen pour briqueterie. Actuellement un étang a pris la place de la carrière. C'est à l'oligocène, il y a environ 25 millions d'années que ces dépôts se sont mis en place dans une zone d'effondrement entre deux failles.

- le kaolin de Kerrouet.

Le petit gisement a été exploité depuis longtemps près du hameau de Kerrouet. Après un long temps d'arrêt, une nouvelle carrière s'y est ouverte récemment. Le kaolin, formé surtout ici de kaolinite, est une roche blanche et friable avec des grains de quartz abondants. Il résulte de l'altération des roches magmatiques acides (type leucogranite) riches en feldspaths potassiques et pauvres en minéraux ferro-magnésiens.

Un plan d'eau du plus bel effet (couleur bleue faisant penser à un lagon !) occupe une partie du site (la visite nécessite une autorisation). La carrière est située au sud de synclinorium médian dans une zone correspondant à la ligne de partage des eaux. Des restes sidérolithiques se voient par endroits ici aussi. Une zone anciennement exploitée est couverte de plantes carnivores du plus bel effet !

Deux cartes géologiques au 1/50.000 couvrent le région du Mené : la carte de Moncontour et la carte de Broons.

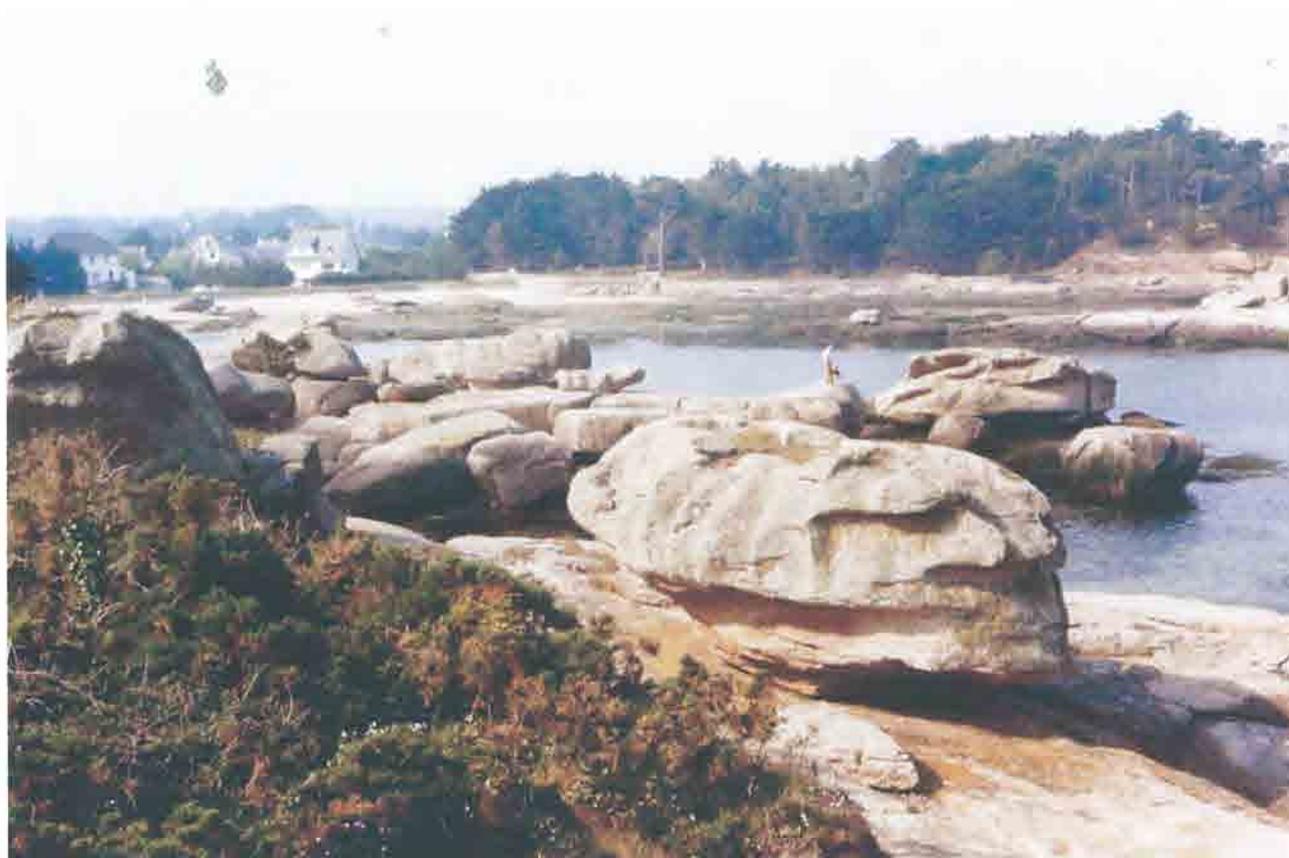
Le complexe granitique de Ploumanac'h

Granite rose de La Clarté et des Traouiéro

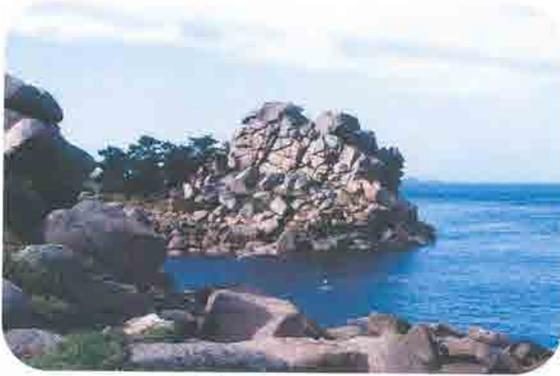
Enclaves basiques

Granite intermédiaire et granites de l'île Grande

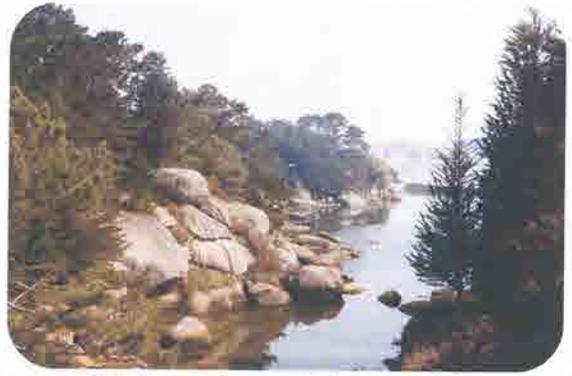
Contacts avec l'encaissant



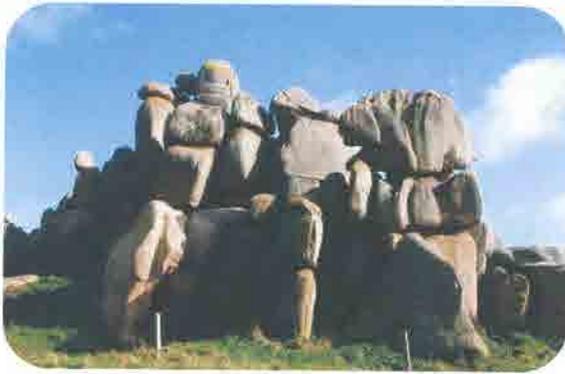
Côte de "granit rose"



Paysage



Vallée du petit Traouiéro



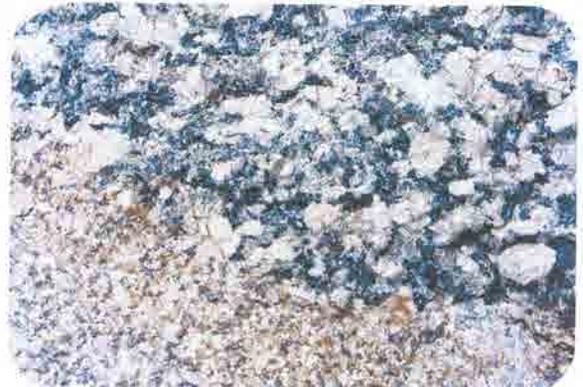
Paysage ci-dessus de près



Relief en champignon



Enclaves déformées



Granite et aplite



Contact avec l'encaissant



Gros plan sur le granite

...suite



Enclave basique (à droite)



granite orbiculaire



Contact avec l'encaissant



Galet de granite rose



Enclave avec bioturbations



enclave recoupée par un filon



essai de débitage ancien



essai de débitage plus récent

Les granites de Ploumanac'h

Ils sont parmi les plus récents granites du Massif Armoricain. Leur âge est de 280 à 300 millions d'années (ce qui correspond à la fin du carbonifère). Le paradoxe est qu'ils recoupent des formations qui, elles, sont les roches les plus anciennes et de loin (voir Icartien).

"L'architecture du massif résulte de l'intrusion successive de trois groupes de roches :

- des granites roses à gros grains accompagnés de roches basiques forment la coupole externe
- des granites à grains fins et de couleur variable (roses à ocres et gris violacés) appelés granites intermédiaires
- des granites à grains fins encore mais blancs-gris cette fois, visibles surtout à l'île Grande et formant la coupole interne.

Ainsi le massif de Ploumanac'h résulte-t-il de trois groupes intrusifs successivement pris au piège : c'est un complexe centré, le plus beau du massif Armoricain"

S. Durand et al. 1977

Les granites de la coupole externe

Ils se présentent sous deux faciès principaux :

- **une auréole externe (type La Clarté)** qui est formée d'un granite à grains grossier avec quartz, microcline, un feldspath basique (oligoclase) biotite et hornblende. On y trouve aussi les minéraux suivants : sphène, zircon, apatite, ilménite, magnétite, épidote, chlorite. Par endroits, c'est une véritable pegmatite avec molybdénite ou encore un granite orbiculaire. Ce granite affleure sur toute la périphérie du massif, de Porz Roland jusqu'à l'île Millau
- **une auréole de granite porphyroïde (type Traouiéro)** dont la couleur est à la fois moins rouge et plus foncée. Ce granite à très gros grains est formé par des microclines roses de grande taille, de l'oligoclase verdâtre, peu de quartz, de la biotite et de la hornblende. Au total, il est moins riche en silice que le précédent.

Des roches basiques (mélange de diorites et de gabros) se trouve parfois incluses dans ce granite de la coupole externe. Cela se voit par exemple au nord-ouest de l'anse de Ste Anne en Trégastel. Elles résultent d'un magma de type basaltique qui s'est plus ou moins mélangé au magma granitique à l'état visqueux.

Il existe aussi dans ces granites de la coupole externe des concentrations de micas noirs (biotite) en forme de traînées qui se relaient et dessinent à l'échelle métrique ou décimétrique des figures remarquables.

Les granites de la coupole médiane

Ils sont visibles dans les carrières de Kerléo et à Toénot. Ce sont des granites à grains fins dont il existe plusieurs variétés allant du gris au rose mais jamais aussi blancs que les granites de la coupole interne.

Ils sont nettement postérieurs à la cristallisation des granites externes. On pense qu'ils se sont mis en place dans des fractures de grande taille ouvertes dans les granites externes déjà parfaitement consolidés.

Les granites de la coupole interne (granites de l'île Grande)

Ce sont des granites de couleur claire à grains fins. Ils forment une coupole dissymétrique : les contacts avec les granites les plus externes sont verticaux à l'ouest et au sud alors que ces contacts plongent de 10° à 30° à l'est et au nord.

Il existe deux variétés de granites au sein de cette coupole interne :

- la variété centrale avec biotite
- la variété la plus externe à deux micas (biotite - muscovite)

Les autres minéraux sont : quartz, microcline, albite

Contact entre le complexe granitique et les roches du socle ancien

Avant intrusion des granites, le socle était constitué de plusieurs formations géologiques dont deux se voient encore :

1 - des quartzophyllades (formations grésopélitiques)

Plus ou moins métamorphosées par le magma granitique (cornéennes rubannées), ces anciennes roches sédimentaires (formées initialement par un mélange de sables et de vases) se recourent actuellement :

- au niveau de l'île Millau
- à la pointe de Castel
- dans la région de Trégastel où elles forment des enclaves parfois de grande taille et renfermant des traces de bioturbation.

Au sud de l'île Millau et à la pointe de Castel, le granite externe recoupe "à l'emporte-pièce les quartzophyllades rubannées sombres qui forment l'estran. Le contact franc, subvertical, longe exactement la falaise à quelques mètres. Ce contact précis, au millimètre près et sur lequel on peut mettre le doigt, correspond à la fracture initiale qui a découpé dans le socle le grand bloc dont la chute ou le refoulement a créé le volume actuellement occupé par le massif"

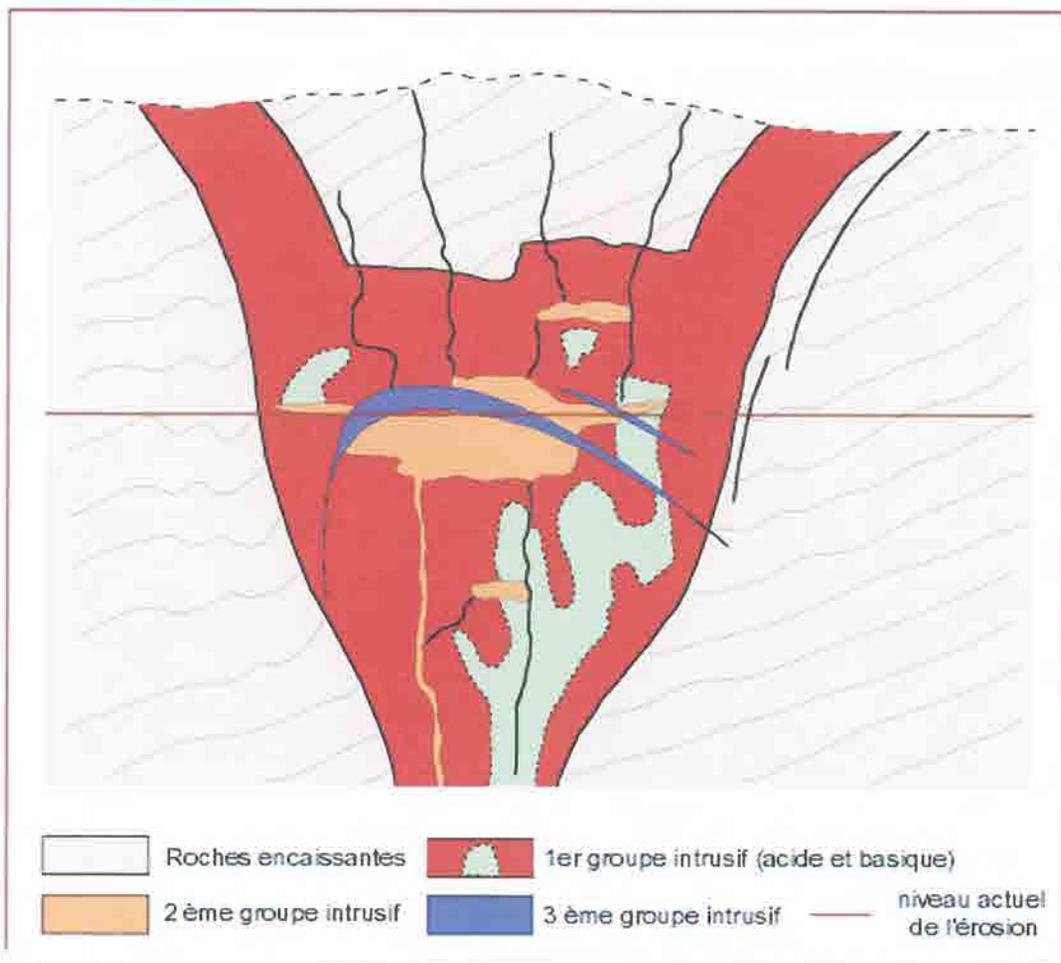
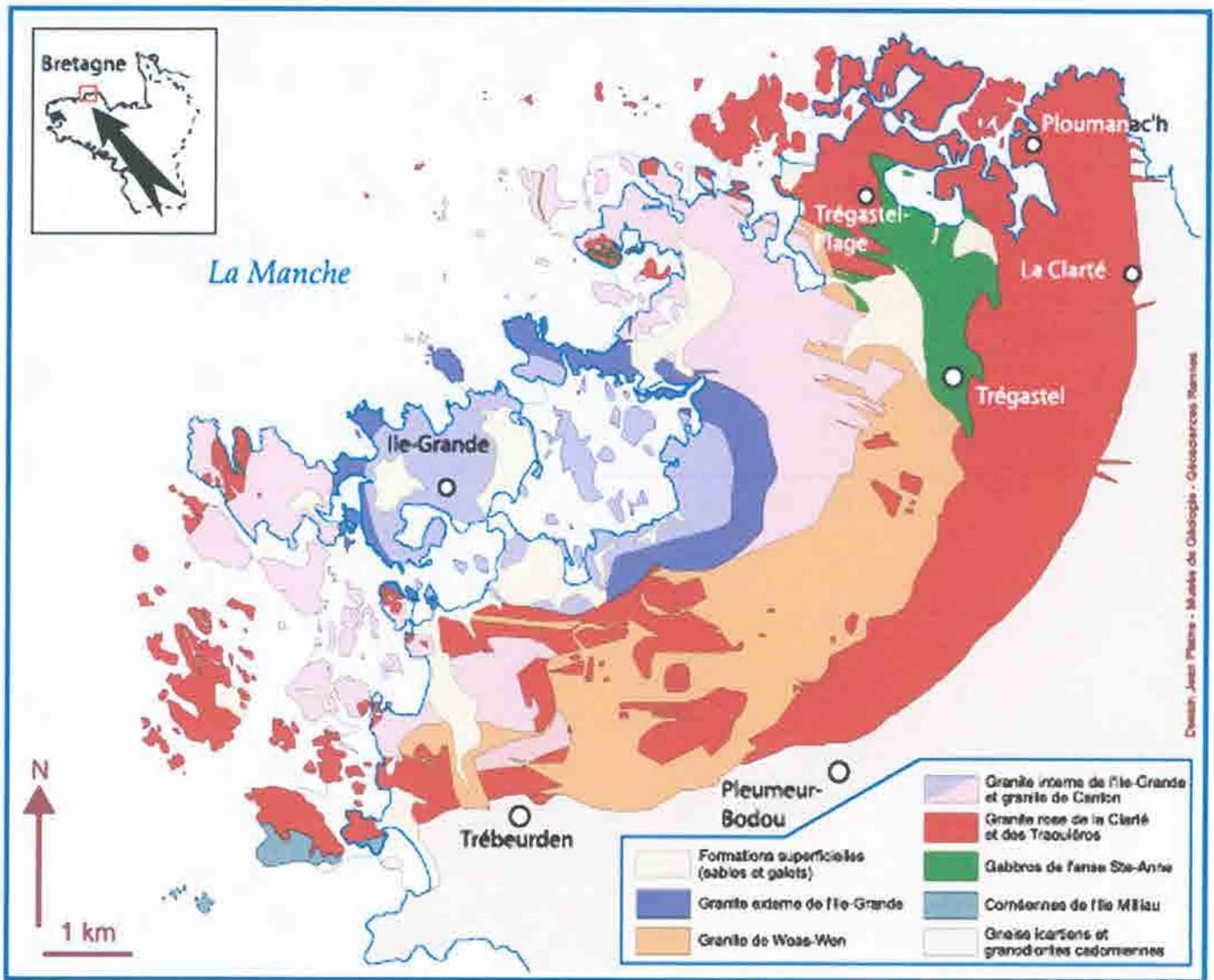
S. Durand et al. 1977

2 - Les gneiss de Trébeurden, d'âge très ancien (Icartien)

Cette formation complexe à l'origine, se voit actuellement tout autour de la partie sud-ouest du massif et notamment :

- à la pointe de Bihit en Trébeurden
- entre Ploumanac'h et Perros Guirec (Ranolien).

Tantôt clairs, tantôt sombres, ces gneiss correspondraient soit à d'anciennes roches volcano-sédimentaires (méta-gneiss) soit à d'anciennes granites ou à d'anciennes granodiorites (ortho-gneiss)



Sortie sur le complexe granitique de Ploumanac'h

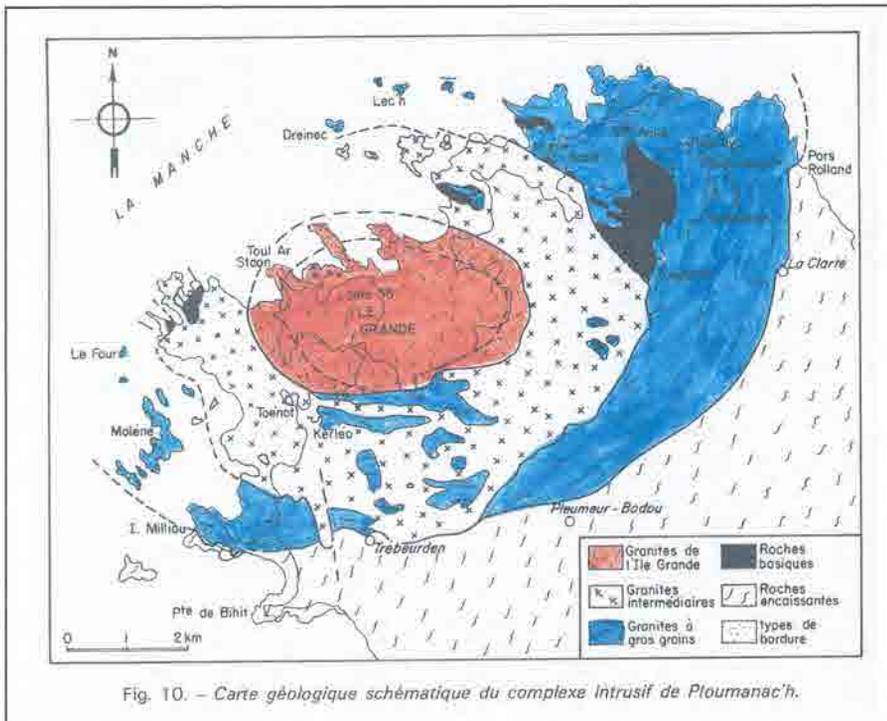
Le complexe granitique de Ploumanac'h fait partie des plus récentes intrusions du Massif Armoricain (290 Ma, carbonifère). Il s'agit en fait d'un complexe centré résultant de la mise en place de 3 grands ensembles plutoniques intrusifs, mise en place réalisée par emboîtements successifs et concentriques (cf carte jointe). Le plus récent de ces granites étant celui de l'Île Grande situé au milieu de cet ensemble.

Arrêt 1 : LA GREVE ROSE (Trégastel) petites enclaves basiques et arrondies (roches sombres à phénocristaux de feldspaths roses - petits pyroxènes noirs) et grandes enclaves sédimentaires et anguleuses (roches litées à bioturbations) au sein du *granite rose de la Clarté*. Ces enclaves résultent soit de l'incorporation de morceaux de l'encaissant par le pluton granitique (assimilation mécanique lors de la mise en place du pluton, chute de blocs par gravité) ou de la différenciation magmatique (ségrégation chimique des « liquides » magmatiques).

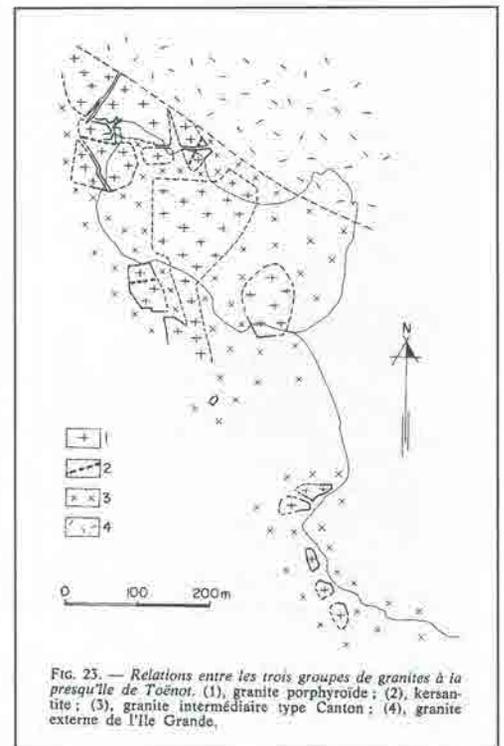
Arrêt 2 : PRESQU'ILE de TOENOT (Trébeurden) observation et datation relative (enclaves, filons..) des principaux granites du massif de Ploumanac'h (cf carte jointe): *granite grossier de la Clarté*, *granite à deux micas de l'Île Grande*, *granite fin intermédiaire* et filons d'*aplites*, de *pegmatites* et de *kersantites*.

Arrêt 3 : ILE MILLIAU (Trébeurden) : métamorphisme de contact (par opposition au métamorphisme régional d'enfouissement) entre les roches sédimentaires encaissantes (ici en enclaves et transformées en *cornéennes*) et le complexe granitique (ici le granite de la Clarté). Les minéraux néoformés renseignent alors sur la température et la pression du métamorphisme en question.

Carte de l'ensemble du massif



Carte simplifiée de Toénot



Granite de la Clarté grossier : (rose) phénocristaux de feldspaths alcalins rouges parfois maclés, quartz gris à éclat « gras », feldspaths plagioclases blancs laiteux, paillettes de mica noir, baguettes de hornblende noire.

Granite intermédiaire fin, dit de l'Île Canton : (rosé) feld. alcalin, quartz, feld. Plagio., mica noir.

Granite de l'Île Grande fin : (gris) mica blanc et mica noir en plus des feldspaths et du quartz.

Cornéennes de Milliau : roches métamorphiques de basse pression (contact d'un pluton) ayant un aspect de « corne » et développant des minéraux alumineux : cordiérite (petits « grains de riz » noirs) et chiastolite (baguettes claires à section carrée). Ici, il s'agit de quartzophyllades montrant des alternances de niveaux clairs (quartzitiques) et de niveaux foncés (phyllades).

Aplites et pegmatites : roches filoniennes associées aux granites (de même minéralogie), la première étant de texture très fine et la seconde de texture très grossière (mégacristaux pouvant atteindre 30 cm).

Kersantite : roche filonienne sombre (basique), riche en biotite, à texture plus ou moins fine. Décrite pour la première fois en BRETAGNE à Kersanton (29).

Les faluns

du Quiou-Tréfumel

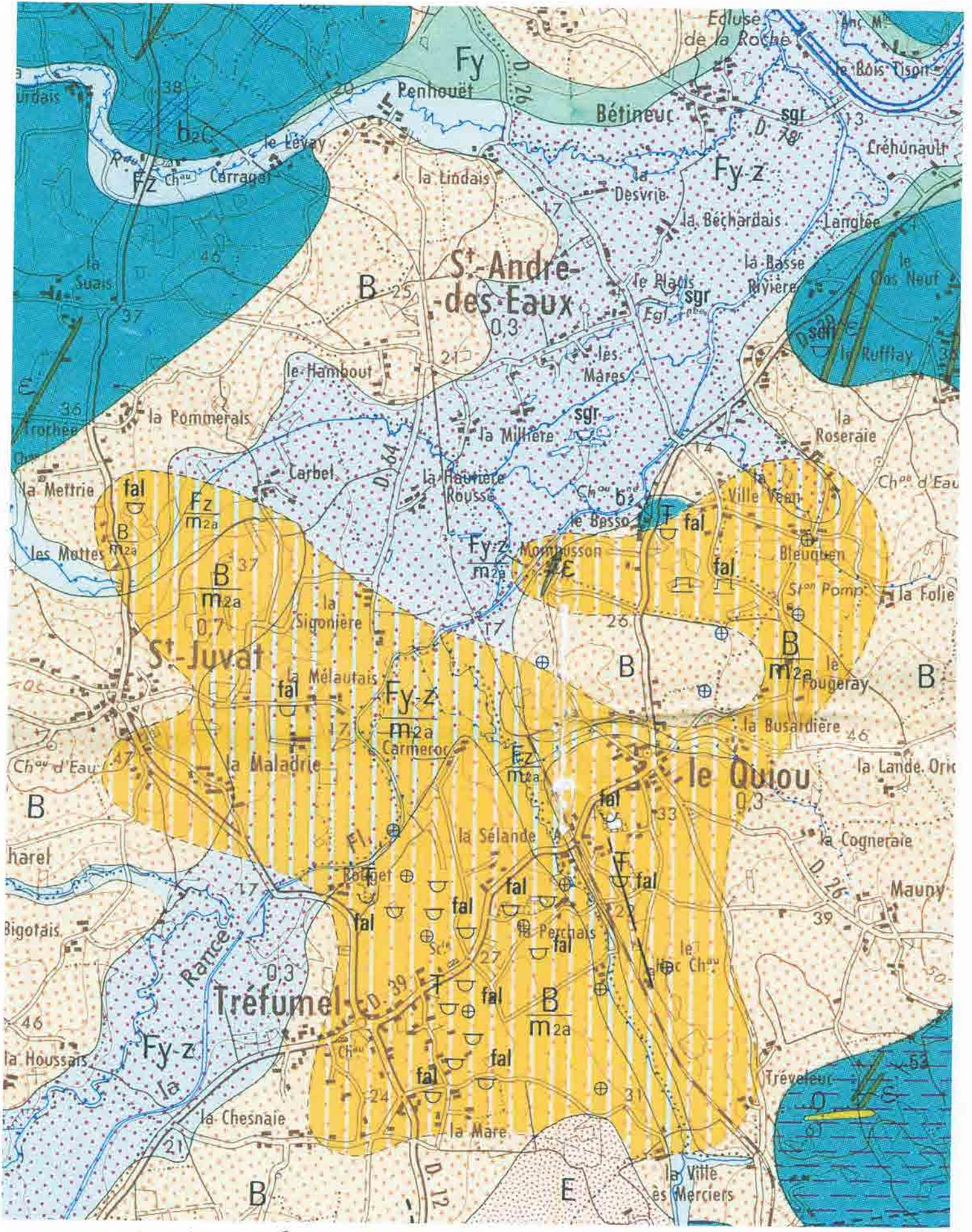


Les faluns (divers aspects)



Les faluns (divers fossiles)





Extrait de la carte géologique au 1:50.000 de CAUVRES

Les faluns de Tréfumel - Le Quiou

Description des faluns

La roche est formée d'éléments tantôt fins comme du sable, tantôt beaucoup plus grossiers. Ces faciès différents correspondent à des conditions de dépôt également différentes, donc sans doute à des variations du rivage, des modifications de courants et de profondeur de la mer.

Par exemple, dans la carrière du Rouget, entre Saint Juvat et Tréfumel, les faluns inférieurs sont fins et des bancs beaucoup plus grossiers, parfois durs et compacts, les recouvrent. Au niveau de ces bancs compacts, appelés "pierre de jauge" dans la région., débris et fossiles ont été cimentés après leur dépôt les faluns étant poreux, l'eau en effet a pu y circuler; elle a dissous puis déposé par endroits de la calcite formant ciment entre les éléments de la roche. Des murs et des maisons entières (à Tréfumel par ex.) sont bâtis avec cette pierre qui a un ton chaud, très agréable à l'oeil, quand elle est récente, mais qui résiste mal aux effets du temps. Si de nombreuses carrières existent çà et là, dont quelques unes plus importantes près du Quiou, c'est qu'autrefois les faluns étaient utilisés comme amendement pour les sols et récemment pour fabriquer de la chaux.

Mais il faut creuser pour les atteindre car des sables rouges les recouvrent presque partout... Le contact entre les deux formations est des plus curieux des sortes d'entonnoirs creusés à la partie supérieure des faluns sont remplis de sables rouges; ce sont de véritables "marmites d'érosion"; par endroits les bords en sont parfaitement lisses avec des fossiles coupés comme à l'emporte-pièce. Ces "marmites" sont comparables aux cuvettes qui se forment actuellement dans les torrents ou sur les rochers des bords de mer lorsque des galets, entraînés par des mouvements tourbillonnaires de l'eau, tournent sur eux-mêmes et creusent la roche. A d'autres endroits ces excavations deviennent énormes et plus complexes lorsqu'il s'y associe des formes d'érosion karstique. Les faluns ont donc subi, postérieurement à leur dépôt, une importante érosion.

Les fossiles des faluns

Les spécialistes ont dénombré un très grand nombre d'espèces :

- environ 800 espèces de mollusques marins (600 gastéropodes et 200 lamellibranches);
- un nombre d'espèces de bryozoaires également très élevé, environ 350 ;
- des oursins, des brachiopodes, des coraux (une vingtaine d'espèces) complètent le tableau pour ce qui est des invertébrés.

Les coquillages sont rarement entiers; il est cependant possible de reconnaître facilement des restes de Pecten et de Chlamys (famille des coquilles Saint Jacques et des pétoncles actuels). Des représentants de la famille des ostréidés (huîtres actuelles) et des vénéridés (praires), des restes d'animaux voisins des tellines et des couteaux d'aujourd'hui se rencontrent aussi fréquemment. Différentes espèces de turritelles, de cônes, de fuseaux, de gibbules, de porcelaines, de cérithes, sont autant de représentants des gastéropodes, cependant que la présence des murex et des natices (espèces carnivores) est attestée par les nombreuses perforations caractéristiques de leur mode de prédation.

Les petits oursins réguliers du genre *Arbacina* sont faciles à reconnaître mais très fragiles. De même, beaucoup plus gros mais très souvent cassés également - sauf lorsqu'un remplissage de sable juste après leur mort les a rendus plus résistants - des oursins irréguliers assez semblables aux actuels spatangues (genres *Eupatagus* , *Echinolampas* , *Echinanthus*) Mais les oursins les plus abondants et les plus curieux sont plats comme de petites galettes ils appartiennent à la famille des scutelles (genres *Scutella* et *Amphiope*). Il est assez facile de récolter des scutelles entières car un système de piliers à l'intérieur du test renforce sa solidité. En les grattant et en les frottant avec du papier abrasif, il est facile de faire apparaître

- à leur face supérieure une sorte de rosace à cinq branches (les 5 aires ambulacraires), ainsi que les plaques alignées qui forment le test
- à leur face inférieure une bouche centrale entourée de cinq sillons ou gouttières servant à drainer la nourriture, laquelle était poussée vers la bouche par une multitude de petits piquants dont les points d'insertion minuscules se voient à la loupe sur la carapace.

Pour ce qui est des vertébrés, les dents de poissons sont nombreuses par endroits principalement de minuscules dents en "bouton de bottine" (*Sparus*, *Sphaerodus*), d'autres, plus aplaties, qui pavaient la gueule de poissons plats (raies de genre *Myliobatis*), et des dents de squales. Des dents de squales

(Carcharodon, Hemipristis, Galéocérda, Isurus...) se reconnaissent facilement. Certains de ces requins, comme les Carcharodons, étaient de belle taille certaines dents atteignent 15 cm de long et l'animal entier pouvait dépasser 20 mètres.

Des cétacés, phoques, lamantins, ont aussi laissé des vestiges de leur existence dans cette mer riche et poissonneuse, cependant qu'en certains endroits proches du rivage des restes de végétaux (bois ou pollen) ou d'animaux terrestres peuvent exceptionnellement se rencontrer. On a pu ainsi mettre en évidence la présence de cyprès et de palmiers, l'existence de nombreux petits insectivores et rongeurs (hérissons, taupes, castors, porcs-épics...), de suidés (famille du sanglier *Paleochoerus*). Les gisements de faluns du val de Loire ont aussi livré des restes de carnivores (félins) et de grands mammifères, *Dinotherium* et *Mastodon*, animaux faisant partie de l'ordre des proboscidiens (famille des éléphants actuels). Enfin, plus proche des hominidés, les restes d'un Pliopithèque.

Tout ceci permet de fixer l'âge des faluns à 15-16 millions d'années environ (Miocène moyen étage Helvétien). Essayons d'imaginer la région à cette époque... sa géographie, son climat, ses paysages.

LA REGION IL Y A 15 MILLIONS D'ANNEES

La géographie

Des faluns identiques à ceux de Saint Juvat le Quiou existent en effet en d'autres points du Massif Armoricaïn ainsi que dans la région de Blois et de Tours. Ce sont les restes d'un dépôt continu mais que l'érosion a morcelé ; les lambeaux restants ont été conservés dans des zones d'affaissement. Les spécialistes, en tenant compte de la répartition actuelle des faluns et d'indices géomorphologiques, ont reconstitué les limites approximatives de la "mer des faluns".

Il apparaît que la partie ouest du Massif Armoricaïn se trouvait isolée par un bras de mer (ou golfe) largement ouvert en direction du sud-ouest (Atlantique actuel) et dont les prolongements vers le nord en direction du Cotentin et de la Manche actuelle sont encore mal précisés.

La région de Saint Briec se trouvait donc bordée à l'est par un bras de mer peu profond aux eaux claires, riches en calcaire, avec sans doute des îles nombreuses et d'importants courants de marée. La ligne de rivage a du varier à plusieurs reprises car il existe des faciès différents dans les dépôts et on estime que cela pourrait correspondre à deux ou trois avancées de la mer.

Le climat

"La majorité des genres de faluns a des affinités avec des genres de climat tempéré. On admet généralement que les fossiles ayant des affinités avec des espèces du climat chaud ou tropical indiquent cependant que le climat de la région était plus méditerranéen que l'actuel, du type du climat des Açores par exemple" (Lecoïntre).

Les nombreuses dents de raies et de requins, des restes de tortues et de crocodiliens, des traces de palmiers confirment ces indications climatiques et la proximité d'un rivage.

Paysage, faune et flore

Si la Manche et les cours d'eau n'existaient pas à leurs emplacements actuels, le relief, par contre, était probablement peu différent dans ses grandes lignes de celui que nous connaissons : la pénéplation du Massif Armoricaïn était à peu près achevée, avec une certaine instabilité toutefois (contre-coup des plissements alpins).

La faune marine nous est bien connue grâce aux fossiles des faluns, mais les animaux terrestres qui ont vécu à cette époque dans la région n'ont laissé que peu de traces car il n'existe aucun dépôt d'origine continentale ou lacustre. Les faluns cependant renferment exceptionnellement (comme nous l'avons signalé ci-dessus) des indices pollens, bois flottés, restes d'animaux. En tenant compte de ces éléments et par comparaison avec d'autres régions de France à la même époque, voici ce que l'on peut imaginer :

- une végétation de conifères (cyprès, pins, séquoias, palmiers, lauriers) devait recouvrir la plus grande partie du territoire. Les ancêtres des peupliers et saules actuels occupaient peut-être les zones les plus humides (qui devaient être rares).
- Il a dû s'y abriter une faune variée d'oiseaux, reptiles et petits rongeurs ainsi que quelques grands mammifères. Il va sans dire que l'homme n'avait pas encore fait son apparition ; tout au plus certains petits groupes de Pliopithèques (ancêtres indirects des singes et hommes actuels) évoluaient peut-être discrètement parmi les espèces précédentes, sous un climat sûrement plus chaud et plus aride que l'actuel.

La falaise de l'Hôtellerie



Falaise de l'Hôtellerie



Vue d'ensemble



Vue partielle



vue partielle



Base de la falaise



Cryoturbation



Blocs non usés



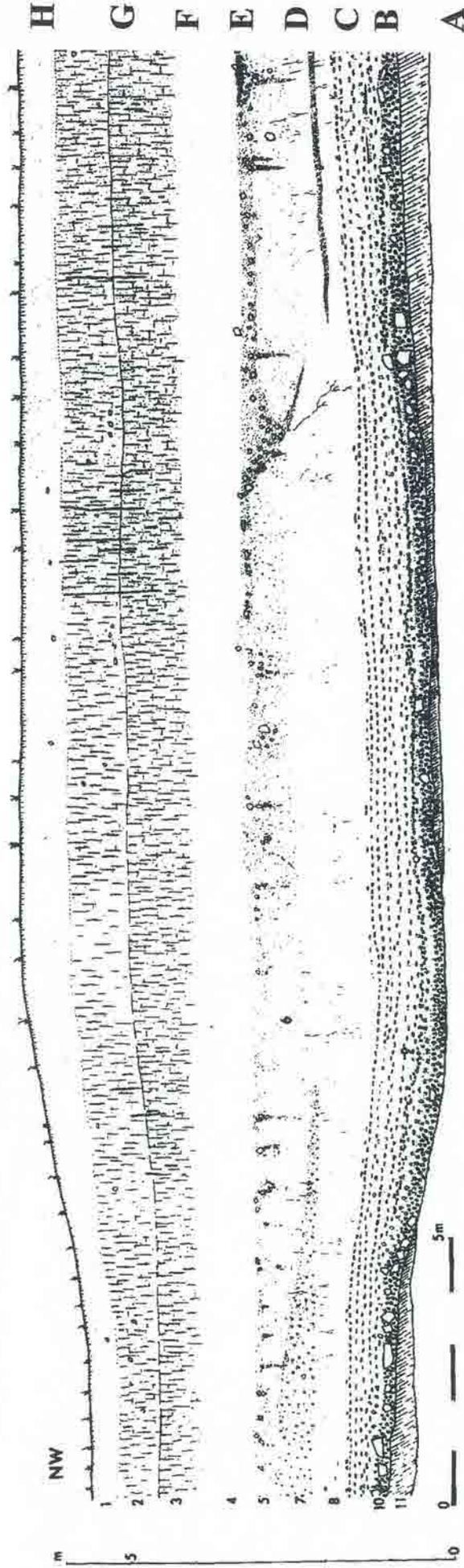
Sidérolithique



Sidérolithique (gros plan)

Coupe des dépôts de la falaise de l'Hôtellerie sur la commune d'Hillion d'après Jean-Laurent MONNIER (1973)

Figure XI COUPE DE L'HOTELLERIE (Hillion)



- H : Colluvions limoneuses d'âge post-glaciaire ayant débuté avec les premières interventions humaines du néolithique
- G : Horizon d'illuvion (avec accumulation d'argiles et de fer) développé au début de la période tempérée actuelle
- F : Loess calcaire (dépôt par le vent de fines particules d'origine péri-glaciaire) du Wurm (dernière période glaciaire)
- E : Cailloutis étalés sur une surface d'érosion jalonnée par des fentes de gel (maximum de froid vers - 20.000 ans)
- D : Horizon d'illuviation correspondant à un ancien sol de période tempérée (entre -130.000 et -90.000 ans)
- C : Coulées de boue formées sous climat froid incorporant des restes de sédiments marins et des cailloux lités
- B : Galets et sables correspondant à une plage marine ancienne (entre -340.000 et -250.000 ans)
- A : Roche très ancienne (âge briovérien : - 600 à -500 millions d'années), altérée et abrasée (érosion marine très ancienne elle aussi)

La falaise de limon de l'Hôtellerie

La falaise de limon la plus complète se trouvait au Valais. Malheureusement, elle a perdu tout ce qui faisait son intérêt, c'est à dire ses niveaux les plus anciens (avec une plage soulevée datée d'environ 800.000 ans), lors de travaux de terrassement avec construction d'une plateforme en béton.

L'autre falaise intéressante est celle de l'Hotellerie, côté Hillion. Elle est formée de deux ensembles séparés par un niveau d'érosion avec des fentes de gel (cryoturbation) par endroits. Chaque ensemble comporte une zone de cailloutis surmonté par une partie limoneuse.

Cailloutis et limons les plus anciens

Sous la falaise proprement dite, se voit la roche-socle d'âge briovérien (600 MA environ) : les couches altérées ont été redressées et nivelées.

Juste au dessus, un premier dépôt est formé de cailloutis mélangés à des matériaux argileux et sableux : les cailloutis, souvent de forme plate, sont plus ou moins lités. Cela indique un transport par une masse d'eau animée d'une certaine vitesse, probablement un fort ruissellement venant des coteaux voisins

La masse de limon ancien qui se trouve au-dessus est formée par un ancien loess. Ce loess est un produit d'origine éolienne. Cela suppose donc une zone de déflation : région où le vent prend les éléments les plus légers pour les transporter très loin de là. Cela suppose aussi un climat froid, c'est à dire une période glaciaire. Le niveau de la mer était beaucoup plus bas que l'actuel. Des glaciers occupaient tout le Nord de l'Europe et une grande partie de l'Angleterre. A l'avant de ces glaciers, c'est à dire à l'emplacement actuel de la Manche s'épandait des épandages fluvio-glaciaires dont les parties les plus fines, entraînées par le vent, se sont déposées pendant des milliers et des milliers d'années sur les coteaux bordant la baie actuelle. Une végétation d'herbe rase (steppe) retenait ces fines particules de loess qui millimètre par millimètre se sont accumulées. Le ruissellement survenant en période de dégel les a peu à peu entraînées vers le bas des pentes en les mélangeant avec les produits de décomposition des roches locales (de l'argile, du sable, parfois de petits graviers) : c'est ce mélange qui forme le limon. On estime le temps de formation de ce limon ancien entre - 300.000 et - 120.000 ans

Cailloutis et limons les plus récents

Une bonne partie du limon ancien a été probablement enlevée puisqu'un niveau d'érosion, surmonté de cailloutis se voit vers le milieu de la falaise. Cette érosion est due à une période de réchauffement : l'interglaciaire Riss-Wurm.

Le climat s'est à nouveau refroidi : la surface érodée et nue a subi des actions de gel intense et prolongé ce qui a formé les fentes que l'on voit par endroits. Des cailloutis entraînés par le ruissellement en périodes de dégel ont recouverts cette surface cryoturbée. Une nouvelle période glaciaire venait en effet de débuter. Nous sommes à -100.000 ans environ.

Entre -80.000 et - 20.000 ans, l'histoire s'est répétée : baisse du niveau marin, avancée des glaciers, zones de déflation, transport de loess par le vent, accumulation en bas des pentes du loess mélangé à des produits de décomposition des roches locales... C'est un loess plus clair qui se met ainsi en place.

Un horizon d'un sol tronqué sur loess vers le milieu de la partie haute, indique un arrêt et l'installation momentanée d'une végétation. Une dernière zone de colluvions occupe la partie supérieure de la falaise : elle est datée de 10.000 ans environ (postglaciaire).

Une longue histoire

C'est donc une histoire de plusieurs centaines de milliers d'années que nous raconte cette falaise. Une question se pose alors : et l'homme dans tout cela ? Les plus anciens restes humains trouvés dans la région remontant à 200.000 ans environ, l'homme a donc pu être témoin de la mise en place de cette falaise. Ces premiers humains appartenaient à une espèce différente de la nôtre : c'étaient des pré-néanderthaliens et des néanderthaliens. L'homme moderne (homo sapiens) n'était là que pour voir les tout derniers dépôts puisqu'on situe son arrivée en France vers - 35.000 ans au plus et, sans doute, vers -20.000 ou -15.000 ans ici même.

Cette falaise est actuellement la plus intéressante. C'est une falaise très pédagogique et importante sur le plan scientifique. Présence de niveaux montrant des paléosols complexes ; traces de plage ancienne ; glacis d'érosion marqué par un réseau de fentes de gel. Cependant les éboulements sont fréquents et il est à craindre une disparition rapide si rien n'est fait pour assurer la protection de cette falaise de l'Hotellerie.

Deux sites où nos ancêtres ont
utilisé les roches locales

Plussulien

Liscuis



A Liscuis, pendant des milliers d'années, les hommes du néolithique ont rendu hommage à leurs morts en bâtissant en leur souvenir ces allées couvertes cependant qu'à quelques kilomètres de là, à Plussulien, ils ont fabriqué des milliers de haches polies.

Plussulien Liscuis



Les allées couvertes de Liscuis



A Plussulien des haches polies en dolérite



LA NÉCROPOLE DU LISCUIS EN LANISCAT

par Charles Tanguy LEROUX

(Extrait de la Revue Archéologique de l'Ouest - I - 1984 - pages 33 à 54)

Cet ensemble de trois sépultures, qui domine le confluent de la vallée du Blavet et des «Gorges du Daoulas», à environ 6 km au Sud-Ouest des ateliers de Sélédin, bien que très connu, n'avait jamais été exploré (Gaultier du Mottay, 1885, p. 503). Il est essentiellement réalisé en dalles de schiste local.

LISCUIS I est une «sépulture en V» selon la terminologie de J. L'Helgouach (1965), implantée en position légèrement culminante par rapport à ses voisines, sur un replat exposé à l'Est un peu en contrebas du sommet topographique d'ailleurs très peu marqué.

Le monument, long de 12 m, s'ouvre au Sud-Ouest par un court vestibule étroit (longueur 1,5 m, largeur 0,8 m) qui est séparé de la chambre principale par une dalle septale brute, coincée en travers du passage de façon à ménager une petite «porte» triangulaire contre la paroi Sud-Est. Cette chambre est en forme de bouteille allongée, s'évasant régulièrement jusqu'aux deux tiers de sa longueur environ pour atteindre alors une largeur de près de deux mètres, qu'elle conserve ensuite jusqu'à la dalle de chevet qui la ferme au Nord-Est. Parallèlement, la hauteur interne augmente légèrement de 1,2 m. à 1,6 m. L'intérieur, bien que largement perturbé, montre encore les restes d'un pavage en petites plaquettes de schiste.

Adossée au chevet de la chambre, on note une petite cellule annexe très simple, formée seulement de deux dalles plantées dans le prolongement des parois latérales de la chambre mais d'une hauteur moindre. (1,2 m). Sans couverture conservée, ce petit espace est largement ouvert par tout son côté Nord-Est.

Toute cette construction est incluse dans un grand cairn piriforme de 13 m. de long et de 8 m. de large, conservé sur une hauteur pouvant atteindre localement 1 m. et qui paraît remarquablement structuré avec une partie centrale aux plaquettes de schiste régulièrement inclinées vers l'extérieur pour s'appuyer sur le calage en blocs de grès qui assure la base des parois de la chambre dans leur rigole de fondation. La zone périphérique, plus confuse, vient buter contre un entourage fait d'une ligne de «dallettes» plantées sur chant. Côté Nord, l'une d'elles porte deux échancrures asymétriques paraissant anciennes qui lui donnent une silhouette plus ou moins anthropomorphe. Au chevet, des dalles un peu plus importantes dessinent une petite façade rectiligne de part et d'autre de la cellule tandis que, devant l'entrée, le cairn semble s'évaser pour laisser place à un petit espace triangulaire.

LISCUIS II est une grande allée couverte, orientée sensiblement Nord-Sud avec un vestibule très développé (2,5 m de long), nettement déjeté vers le Nord-Est. La chambre principale, de 8,5 m de long et légèrement renflée dans sa partie médiane où la largeur atteint 2,3 m, en est séparée par une dalle septale légèrement échancrée pour former, contre la paroi est, une grande «chatière» subtriangulaire dont la dalle-opercule soigneusement taillée était encore en place.

A l'extrémité Sud, une grande structure de 3,5 m de long prolonge la chambre avec une légère angulation vers l'Ouest, en symétrique du vestibule ; elle paraît représenter la transformation par accrescence d'une petite cellule comparable à celle de Liscuis I en un long caisson fermé divisé par une cloison médiane, disposition que l'on ne peut s'empêcher de rapprocher du «compartimentage» de l'allée de Bot-er-Mohed en Cléguérec, d'ailleurs pas très éloignée (de la Grancière, 1901, p. 280). On notera que le «prolongement» distal est formé de dalles plus modestes et moins profondément plantées que celles constituant la «cellule» initiale accolée au chevet de la chambre.

Seul le sol de la chambre est aménagé, mais avec un soin tout à fait remarquable ; il est en effet dallé de grandes plaques de schiste soigneusement ajustées sur deux rangs et calées sur un poutrage longitudinal fait de trois rangées de blocs de grès alignés.

Par contre, le vaste cairn elliptique de 20m x 12m qui entoure l'allée est beaucoup plus fruste qu'à Liscuis I, bien que conservé par endroits jusqu'au ras du sommet des parois de la chambre, soit sur 1,4 m de haut, on n'y reconnaît pratiquement aucune structure interne définie et sa périphérie n'est marquée que par quelques rares «dallettes» dressées ou par des blocs de grès à peine plus importants que le calibre moyen des éléments empilés dans sa masse.

LISCUIS III, ouverte à l'Est, présente les trois éléments classiques de l'allée couverte armoricaine court vestibule sub-triangulaire, chambre principale allongée et très légèrement renflée en barillet, cellule terminale largement ouverte, comportant à l'origine deux piliers de chaque côté et dont une table de couverture est cette fois conservée. Entre vestibule et couloir, une dalle échancrée détermine contre la paroi Sud une belle

«*chatière*» subtriangulaire dont l'opercule en schiste a, comme à Liscuis II, été retrouvé (mais tombé à plat). Par contre, aucun aménagement indiscutable du sol n'a été reconnu dans le monument.

Les structures périphériques sont bien différentes des deux exemples précédents : l'allée, longue de 13 m, est engagée dans les restes d'un tertre de forme indéfinie mais qui paraît avoir été à l'origine de plan sub-rectangulaire, d'environ 14 m de long pour 6 m de large cet amas de terre fine n'englobe qu'un simple calage à la base des parois de l'allée et se trouve engagé à la périphérie dans une masse de pierrailles qui peut représenter le résidu plus ou moins démantelé d'une chape superficielle.

Par contre, de part et d'autre de l'entrée (et peut-être en était-il de même pour encadrer la cellule), une façade rectiligne en dalles dressées, dont la plus haute atteint encore 1,6 m. soit pratiquement la hauteur de l'allée elle-même, se déploie sur 5 m. de long avec retours d'angles à chaque extrémité ce qui rappelle en plus monumental le dispositif encadrant la cellule de Liscuis I. En avant de cette façade, une large surface abondamment garnie de plaquettes de schiste en désordre représente sans doute les restes bouleversés de l'aménagement du sol sur ce qui devait être un véritable parvis.

LE MOBILIER livré par cet ensemble est finalement assez réduit, en partie mais pas uniquement semble-t-il à cause de violations anciennes.

De Liscuis I proviennent essentiellement une douzaine de silex dont seuls quatre sont de bons éclats plus ou moins laminaires, une perle sub-cylindrique en stéatite à perforation biconique et deux minuscules hachettes frustes (l'une en schiste, l'autre en amphibolite) ainsi qu'une grosse ébauche fruste en dolérite A trouvée dans le cairn. La céramique comprend une soixantaine de fragments relevant probablement d'une dizaine de vases différents dont six seulement offrent encore des éléments de formes reconnaissables. Pour trois d'entre eux, il s'agit de récipients à panse tronconique avec angulation vive sous un bord sub-vertical ou légèrement rentrant à profil un peu concave et lèvre simple. Le moins incomplet est fait d'une pâte assez fine, noirâtre dans la masse mais beige-rosé en surface ; celle-ci, bien régulière quoique rêche, laisse voir des traces de lissage. Le diamètre semble avoir été de l'ordre de 19 cm environ. Deux autres, quoique très incomplets et irreconstituables, semblent avoir été assez proches même si, pour le premier, la pâte est différente, noirâtre et bien plus lisse en surface. Un quatrième récipient semble pouvoir s'en rapprocher, mais avec une facture plus fruste dans une pâte brun-noir à dégraissant quartzueux grossier. Par ailleurs, on note les fragments probables de deux petits bols à fond rond, modelés dans une pâte gravillonneuse, rosée dans toute l'épaisseur des tessons mais dont la surface ne présente pas (ou plus) de traces de lissage. Enfin, quelques tessons à pâte très fine à dégraissant quartzueux peu abondant mais complétés par des paillettes carbonisées et dont les surfaces rosées bien que corrodées présentent les restes d'un lissage soigné, pourraient peut-être représenter les ultimes restes d'un vase campaniforme sans décor conservé.

Il faut enfin signaler la présence de quelques fragments osseux mal conservés et difficilement identifiables. L'essentiel de ce matériel est concentré dans le seul secteur à la fois non bouleversé et encore protégé par une table.

À Liscuis II, le matériel lithique ne comprend toujours qu'une demi-douzaine de silex dont quatre petites lames, mais les parures sont représentées par une petite pendeloque sur galet de quartz, un petit rognon de silex à perforation naturelle agrandie, une plaquette de schiste percée et surtout une belle hache-pendeloque en fibrolite verte. S'y ajoutent cinq haches polies et un fragment d'une sixième, toutes en dolérite du type A, il faut noter que l'essentiel de ce matériel a été recueilli lors du décapage du cairn, ce qui est assez vraisemblablement à rapprocher du début du dépeçage subi par le monument.

Comme à Liscuis I, la céramique est extrêmement fragmentée et incomplète ; on peut y reconnaître trois fragments qui semblent proches des vases carénés de ce premier monument à la fois comme forme et comme technique mais aussi un gros tesson ventru paraissant provenir d'un grand bol, et trois départs de panses sur fonds plats, tantôt très inclinés tantôt au contraire très élancés au point d'évoquer clairement la silhouette d'un grand «*pot de fleurs*» S.O.M., ce qui est d'autant plus intéressant que ces fragments ont été trouvés dans le calage d'un des piliers de la sépulture. On notera enfin un gros bouton de préhension aplati en languette et apparemment implanté horizontalement sur une carène, ainsi qu'un petit tesson porteur de trois fines incisions parallèles, en position verticale semble-t-il.

À Liscuis III, le mobilier, surtout cantonné à l'entrée, se réduit à une ébauche et une hache polie en dolérite type A et quelques tessons écrasés dont seulement cinq fragments de rebords identifiables, tous très simples, subverticaux, mais ne permettant pas de reconstituer les vases dont ils proviennent.

Les haches en dolérite de Plussulien

Depuis longtemps on avait remarqué que beaucoup de haches étaient taillées dans une roche particulière appelée métadolérite de type A.

Finalement c'est dans la région de Plussulien que l'on a trouvé leur origine dans les années 1965, suite notamment aux travaux de remembrement. Charles Tanguy LEROUX en a fait l'étude et a découvert un site majeur de fabrication des haches en dolérite : les ateliers de Sélédin , près du village de Quelfenec (sur la commune de Plussulien en allant vers St-Mayeux).

Sur ce site il a étudié en détail, depuis l'extraction du bloc jusqu'au produit fini, toutes les étapes de la fabrication de la hache polie

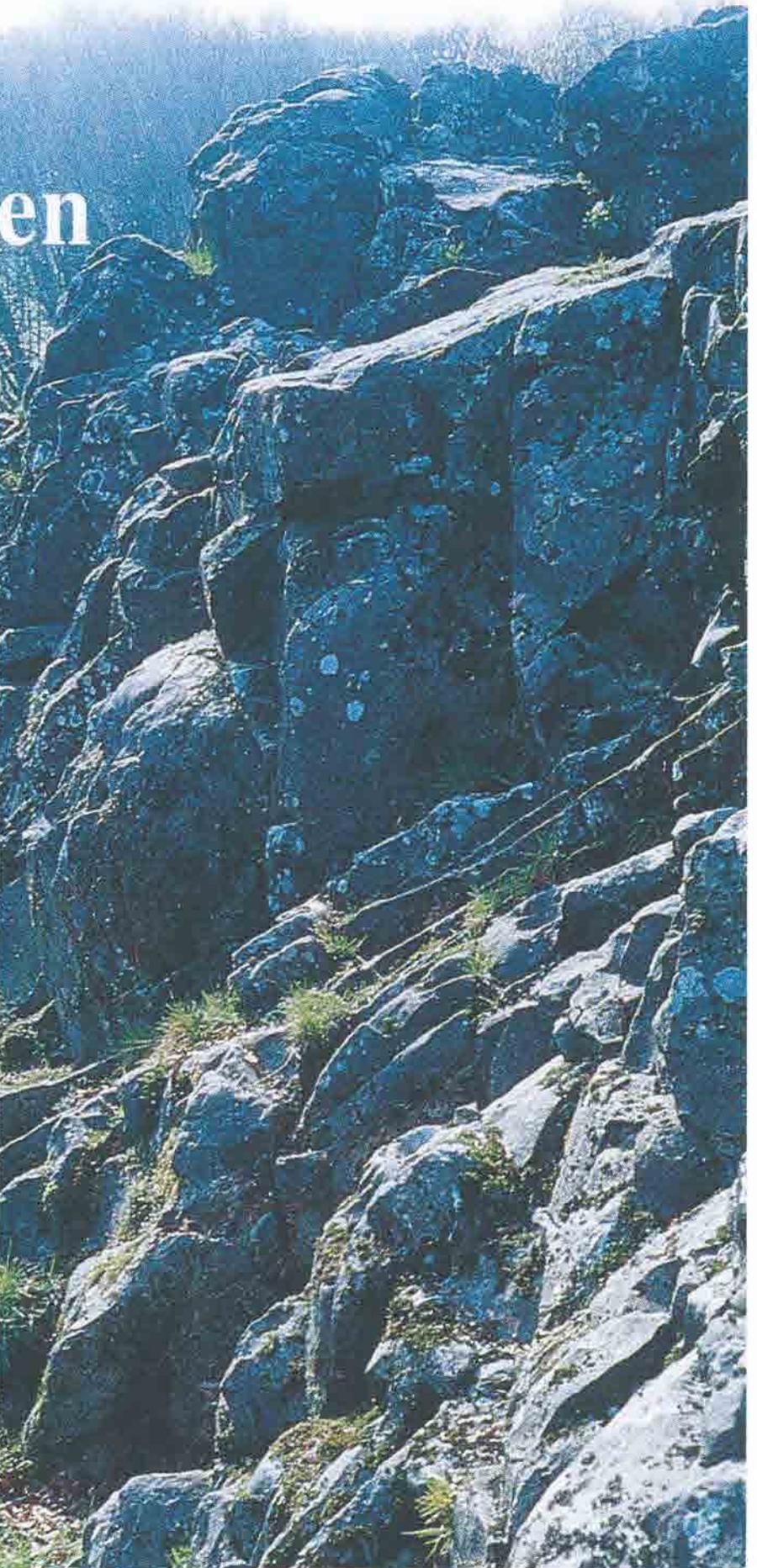
On voit ainsi **qu'une petite hache de qualité courante doit représenter moins d'une journée de travail tandis qu'une très belle pièce pouvait demander jusqu'à 2 ou 3 jours à l'ouvrier.**

*“ Un autre point intéressant est le taux de déchets de l'opération qui apparaît énorme dans la plupart des cas, il faut partir d'un bloc d'une dizaine de kilos au moins pour obtenir une hache de quelques centaines de grammes ; si l'on tient compte des blocs inutilisables et des ratés, on s'aperçoit que le rendement n'est que de l'ordre de 1 à 2 % à peine, pour une matière disponible à profusion il est vrai. A partir de ses données,- on peut tenter d'estimer l'importance de la production. L'ensemble des débris accumulés sur toute la zone des ateliers peut être évalué à environ 60 000 m³ dont les trois quarts dispersés sous forme d'une mince couche dans la terre arable de toute la colline et un quart accumulé autour de l'affleurement principal, ce qui représenterait, sur la base d'un rendement de 1 %, **quelque 6 millions de haches, réparties sur 1200 ans de pleine activité (soit, en moyenne, une production annuelle de 5000 haches)** nécessitant la présence permanente d'une vingtaine d'ouvriers environ, qu'ils aient été des spécialistes à “temps plein” ou des travailleurs occasionnels venant aux carrières quelques journées de temps à autre pour s'approvisionner “.¹*

La production des ateliers s'est échelonnée entre 4000 et 2000 ans avant notre ère. **Des haches en dolérite originaires de Plussulien ont été retrouvées non seulement en Bretagne et dans les régions voisines, mais aussi en trouvailles isolées dans toute la France et même en Angleterre.**

¹ Extrait de « L'outillage de pierre polie en métadolérite de type A – les ateliers de Plussulien (Côtes d'Armor) » par Charles Tanguy LEROUX – 1999 – Travaux du Laboratoire « Anthropologie, Préhistoire et Quaternaire Armoricaïns »- publication n° 43

Plussulien



D'après l'ouvrage de Charles-Tanguy LE ROUX

Le kaolin

de Quessoy



Vue aérienne de la carrière principale

Le kaolin de Quessoy



Quatre vues de la carrière principale



Traces d'oxydes de fer parmi le kaolin



Traces de matière organique

La carrière de kaolin de Quessoy

Découverte du site

Vers 1950, le site des kaolins de Quessoy a été découvert de façon fortuite, par un fermier qui creusant un puits, tombe à 4 mètres de profondeur sur une roche blanchâtre plastique et argileuse, inconnue de lui. Mis au courant, par l'intermédiaire du notaire de la Chaise, le directeur technique d'une fabrique de pierres réfractaires de Plémet identifie cette roche comme étant un superbe kaolin.

La carrière de Quessoy

Sa surface est de 250 hectares. Il y a 4 mètres seulement de "stérile". La profondeur totale du site est inconnue ; on l'exploite sur une hauteur de 35 mètres. Au dessous, la qualité est insuffisante. L'extension de la carrière a été telle qu'il a fallu déplacer la route départementale qui la coupait en deux.

Au départ la société des kaolins ne comportait qu'une dizaine de membres sous la direction du directeur de la fabrique de Plémet. Des agriculteurs venaient, après le travail à la ferme, extraire le kaolin, via - dit la rumeur publique - le café de Meudon. Au fur et à mesure de l'extension en largeur et en profondeur de la carrière, la mécanisation devient de plus en plus importante. Actuellement, outre les convoyeurs fixes, on trouve des convoyeurs mobiles permettant de rejoindre les différents points d'extraction.

Genèse du gisement

Le gisement s'est formé à partir d'un massif granitique traversant les régions actuelles de Quessoy, Lamballe, Saint-Cast. Cette lentille granitique à 2 micas - muscovite et biotite - s'est mise en place il y a quelque 570 millions d'années à la faveur d'une grande faille, diverticule du chevauchement nord-armoricain. Ce dernier étant une zone de fracturation majeure rejoignant Brest à Rennes.

Bien avant la formation de cette lentille granitique, il existait en lieu et place de la Bretagne actuelle un océan, coincé entre un continent au nord et un autre au sud. Ces deux continents ont été affectés par des mouvements de rapprochement intenses. Une fracture s'est produite et la plaque océanique a plongé sous la plaque continentale nord (phénomène de subduction). Le mouvement de compression a continué jusqu'à la rencontre des 2 continents et la formation d'une chaîne de montagne, il y a environ 600 millions d'années. La Bretagne costarmoricaine avait alors l'allure de l'actuelle cordillère des Andes. La compression s'est poursuivie jusqu'à ce que les roches finissent par se décompacter et qu'un mouvement inverse s'amorce. A la compression a donc succédé une extension et les failles se sont ouvertes.

Le magma a emprunté ces failles pour remonter à la surface. Quelques unes des anciennes failles sont devenues des massifs granitiques dont celui de Quessoy qui date d'environ 570 millions d'années. La mise en place du massif granitique s'est effectuée dans des roches très déformées : restes des boues de l'océan disparu dans la collision. (schistes ampélitiques, riches en matière organique et en pyrite). Le massif magmatique lors de sa remontée se décompacte de plus en plus et perd ses fluides. Les gaz dissous passent en solution dans le magma ainsi que la silice qui a suivi ces gaz et qui forme une soupe très chaude de 800°C. Le tout suinte du magma, tout en étant en contact avec les ampélites. Le liquide chaud dissout la matière organique et la pyrite contenu dans ces schistes. On obtient une solution très agressive et réductrice. Les quartz et la muscovite résistent bien.

La biotite, riche en fer, est dissoute, ce qui enrichit en fer la solution agressive. Les feldspaths recristallisent en une forme stable compatible avec les nouvelles conditions de température, d'agressivité, d'acidité et de réduction de la solution. Cette forme stable est la kaolinite.

Ces phénomènes hydrothermaux qui ont amorcé la kaolinisation du granite¹ n'ont en fait duré que quelques heures il y a 600 Ma. Les minéraux contenus dans les fluides siliceux, acides et réducteurs qui se sont cristallisés au moment où les fluides se sont figés, ont été redissous par les eaux de pluie s'infiltrant par le biais des diaclases, entraînant une répartition homogène dans l'ensemble du massif granitique d'un fluide acide et réducteur. La transformation s'est poursuivie des millions d'années durant à 20°C, et elle a été totale puisque J.François nous a mis au défi de trouver le moindre petit morceau de granite initial (70 mètres en dessous c'est toujours du kaolin !).

¹ Granit = terme de carrier désignant toute roche se polissant bien (marbres, granites, certains schistes)

Granite = terme géologique désignant la roche formée par un magma silicaté, riche en micas et- feldspaths

Grâce à des phénomènes hydrothermaux (dits phénomènes hypogènes) puis météoriques (infiltration des eaux de pluie = phénomènes supergènes), on est passé du granite, assemblage de quartz, micas, feldspaths, au kaolin, assemblage de quartz (sous forme de petits grains gris-noirs 45 %) de muscovite (particules brillantes de taille inférieure à 40 microns 5 à 10 %) et d'une matrice beige grisâtre contenant essentiellement de la kaolinite, des particules organiques, de la pyrite et du fer.

Utilisation de la kaolinite

Petit historique

Le kaolin a été utilisé dès le cinquième siècle par les chinois. Le premier site se situait dans la province de Kiang-Si. La "grande montagne" (Kao Ling en chinois) d'où on l'extrayait, lui a légué son nom. Il a servi à la fabrication de la très belle porcelaine chinoise et introduit en Europe sous la dynastie Ming.

A partir de 1750, les européens décident de fabriquer eux mêmes leur porcelaine. Les premiers gisements de kaolin ont été découverts en Allemagne, et en France la région de Limoges devient - et est toujours - un centre très important de production de porcelaine.

Propriétés de la kaolinite

- La kaolinite devient très dure à la cuisson et sert à la fabrication des céramiques (évier, douches, vaissellerie, carreaux, dalles, etc...).
- Ajoutée en poudre (farine de kaolin) dans du latex, elle devient une charge minérale, qui n'enlève rien à l'élasticité mais diminue le coût du caoutchouc.
- Autres utilisations : blanchiment des papiers de luxe, des peaux de veaux (vélin). Papiers peints, peintures, colles.

Fabrication de la céramique à partir de la kaolinite

En ce qui concerne cette fabrication, les deux qualités demandées au kaolin sont :

A -La prise: Lorsque la barbotine (mélange de kaolinite et d'eau) est introduite dans des moules en plâtre, des plaquettes de kaolinite se comportent comme de petits aimants et se collent sur les parois du moule, perdent leur eau absorbée par le plâtre et forment une structure solide sur une épaisseur de 18 à 20 mm en un temps court (de 30 à 60 min). Après démoulage, la forme du moule, même complexe, est conservée alors même que la kaolinite n'est pas encore cuite.

B -La fluidité : La barbotine injectée dans le moule doit être très fluide pour bien remplir tous les recoins des moules et pour permettre l'évacuation de l'excédent lors du vidage des moules.

L'intérêt de la carrière de Quessoy est qu'elle renferme des kaolins possédant l'une ou l'autre de ces qualités, voire les deux en certaines zones. Le mélange en carrière de kaolins venant de différentes zones permet d'avoir simultanément prise et fluidité adéquates.

La céramique est faite à partir d'un quatre-quart à savoir :

- a) des kaolins ayant des qualités complémentaires
- b) un dégraissant (de la silice)
- c) un fondant (feldspaths)
- d) de l'argile kaolinique (kaolinite et autres argiles mélangées).

La cuisson se fait vers 1100 C et le kaolin cuit doit être très blanc même s'il est chauffé jusqu'à 1400°C. Si besoin est, la céramique est ensuite recuite avec la couleur désirée par application d'une peinture de kaolin colorée : c'est une "engobe".

Obtention de la kaolinite à partir du kaolin de Quessoy

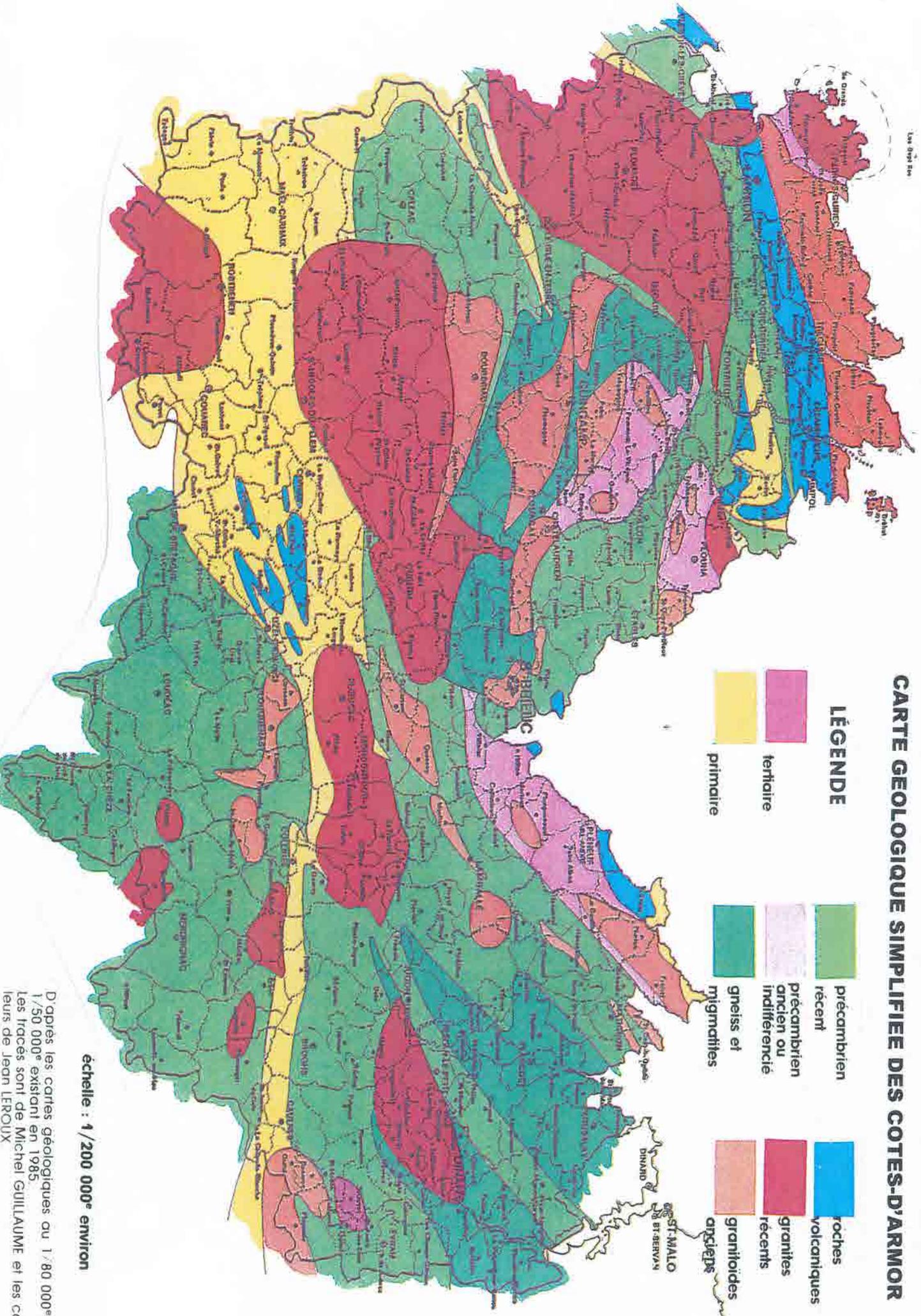
Le kaolin de Quessoy contient des **matières organiques**, ce qui le teinte en gris beige à gris foncé. C'est sans importance car à la cuisson les matières organiques brûlent et s'éliminent d'elles mêmes. La présence de la **pyrite** en certaines zones (très limitées en carrière) donne à la roche une couleur marron et une odeur de soufre. Ce kaolin pyriteux ne convient pas à la fabrication de belles céramiques. Il sert à la fabrication, en Italie, de carreaux à l'aspect granuleux. Après lavage, séchage, et pulvérisation, il peut également être transformé en farine de kaolin. S'il y a trop de pyrite, le kaolin n'est pas exploitable.

La surface de front présente par endroit des traces superficielles d'**oxyde de fer**. Il suffit de gratouiller un peu pour l'éliminer et retrouver la belle roche intacte. A noter que le kaolin est d'autant plus blanc que l'on est plus près de la surface : les eaux de pluie ont lessivé la partie sommitale du gisement, dissolvant les matières organiques.

CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DES COTES-D'ARMOR

LÉGENDE

- précambrien récent
- précambrien ancien ou indifférencié
- granitoïdes anciens
- gneiss et migmatites
- tertiaire
- granites récents
- roches volcaniques
- primaire



échelle : 1 / 200 000^e environ

D'après les cartes géologiques au 1 / 80 000^e et 1 / 50 000^e existant en 1985. Les tracés sont de Michel GUILLAUME et les couleurs de Jean LEROUX.



VivArmor
Nature

VivArmor Nature
10 boulevard Sévigné
22000 Saint-Brieuc

Tél./Fax. : 02 96 33 10 57

Email : vivarmor@orange.fr

Site internet : <http://pagespro-orange.fr/vivarmor>