

❖ L'Anse du Cul Rond

Légende

Magmatisme varisque

1- Filons de lamprophyre (minette)

Magmatisme cadomien

2- Granodiorite du Thiébot

Icartien métamorphisé

3- Orthogneiss

4 : Paragneiss

Pointe de la
Côte soufflée

1

3

2

4

1

Échelle 1 : 2 000

0 50 m







Descente périlleuse !
Que ne ferait-on pas pour aller tutoyer des roches vieilles de 2,1 Ga !

a) Bordure Nord de l'Anse du Cul Rond

Les falaises qui forment la bordure Nord de l'Anse et donc le flanc Sud de la Pointe de la Côte Soufflée sont constituées par la **Granodiorite du Thiébot** et par des **orthogneiss roses icartiens**.

Le contact entre ces deux ensembles est faillé. Ce contact se prolonge sur l'estran.

La granodiorite, foliée, gneissifiée, est injectée par un important **filon de lamprophyre** de couleur brune et en creux.

- Les lamprophyres sont des roches filoniennes ferromagnésiennes, riches en biotite. Selon la nature du feldspath présent, on distingue la **kersantite** (avec présence de plagioclases) et la **minette** (avec présence d'orthose).

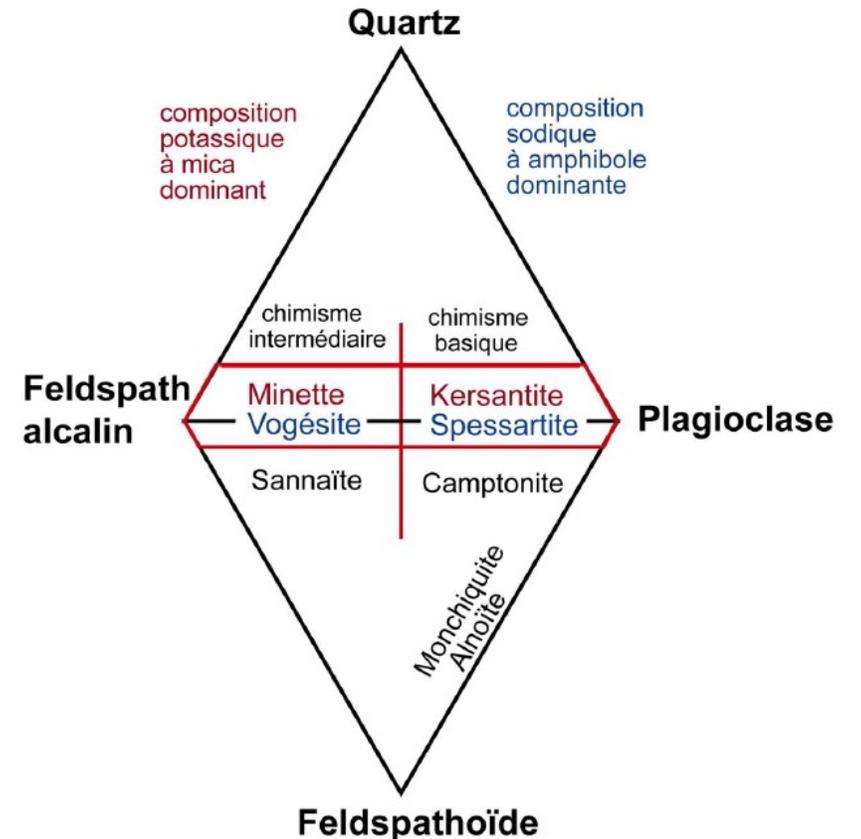
La lamprophyre de l'Anse du Cul Rond est de type minette.

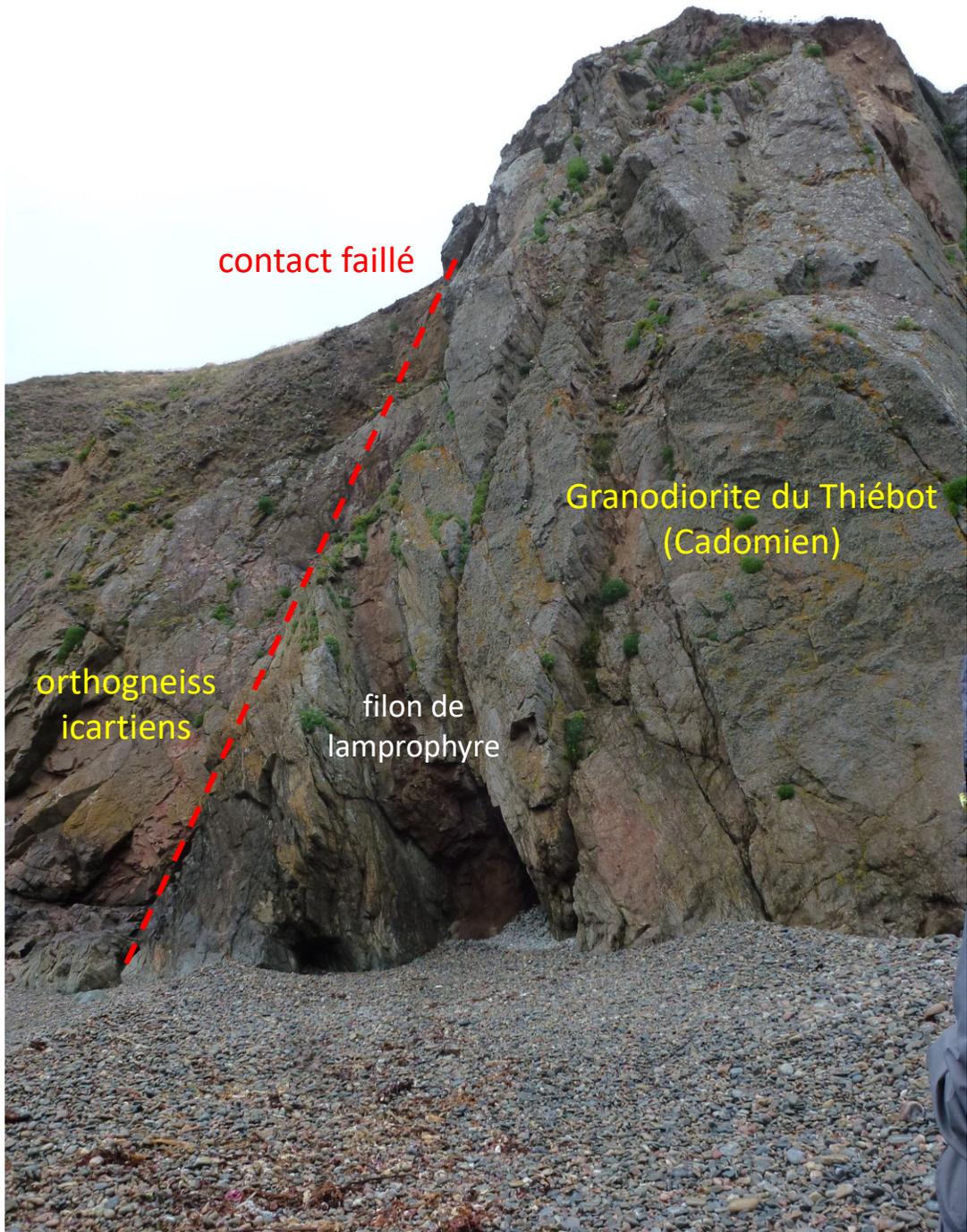
C'est cette richesse en biotite qui explique que la minette est très tendre et peu résistante et que le filon est en creux. La biotite est en effet un phyllosilicate ferromagnésien qui s'altère facilement par séparation mécanique de ses feuillets et par oxydation de son fer.

- Le filon est également rectiligne. Il n'a pas été plissé ... ni faillé.

Cela implique qu'il s'est mis en place après l'orogénèse varisque.

Effectivement, les filons de lamprophyre de la Hague ont été datés à environ - 280 Ma. Ils témoignent d'une phase d'extension tardi-orogénique correspondant à l'effondrement de la chaîne varisque.







blocs de granodiorite
gneissifiée

orthogneiss icartiens

blocs de granodiorite
gneissifiée

orthogneiss icartiens

contact faillé orthogneiss/ granodiorite
en partie caché par les galets



b) Cœur de l'Anse du Cul Rond

- La falaise

La falaise qui forme le fond de l'Anse du Cul Rond est constituée par la **Granodiorite du Thiébot (âge Cadomien - 600 , - 575 Ma)**. On la retrouve dans les gros blocs isolés du haut du platier.

L'affleurement étant de très bonne qualité, il permet des observations que l'on n'a pas pu faire au Sud de la Baie d'Écalgrain, de l'autre côté de la Côte soufflée.

Sur les blocs ou en falaise, la granodiorite présente des alternances de lits sombres riches en minéraux ferro-magnésiens (amphibole, biotite, pyroxène ?) et clairs constitués essentiellement de feldspaths et d'un peu de quartz. Elles est donc nettement foliée de telle sorte qu'on peut parler d'**orthogneiss granodioritique**.

La foliation est pentée d'environ 50° et orientée N10°.

À côté de ces parties gneissiques, on peut observer des plages plus claires, la plupart du temps en forme d'amande, allongées dans le plan de la foliation. **Ces plages claires sont de composition granitique (feldspaths et quartz)**.

Dans la roche que l'on observe, on a par conséquent l'impression de voir comme un mélange de parties gneissiques et de parties granitiques.

À cette roche mélangée, on donne le nom de migmatite (du grec *migma* qui signifie « mélange »).

La « Granodiorite du Thiébot » a été ici migmatisée !

Rappel : au Sud de la Baie d'Écalgrain, elle était simplement foliée.











Les migmatites sont des roches qui se situent à la frontière entre le domaine métamorphique solide et le domaine magmatique liquide.

Le protolithe granodioritique du Thiébot a subi un début de fusion ou anatexie.

Quelques rappels sur l'anatexie

On désigne sous le terme d'anatexie la fusion partielle des roches. Et pour qu'une roche fonde, il faut bien évidemment qu'elle soit soumise à des T° et (ou) des pressions relativement élevées. Un apport d'eau la favorise aussi.

Ces conditions sont généralement réalisées lors de la formation des chaînes de montagnes.

On a dit (pages 171 et 172) que la granodiorite du Thiébot s'est mise en place au Cadomien (- 600 Ma) lors de la subduction de la lithosphère océanique de l'Océan Celtique (ou de la Manche) sous la marge icartienne de la microplaque armoricaine liée au Proto-Gondwana.

Elle a pu se mettre en place dans l'arc volcanique lui-même ou dans le bassin arrière-arc si le plan de Wadati-Benioff était faiblement penté.

Plus tard, lors de la collision, le bassin arrière-arc se ferme. On peut alors supposer un écaillage de la marge icartienne en grandes lames crustales, des chevauchements, des cisaillements qui vont métamorphiser la granodiorite en orthogneiss granodioritique dans le faciès amphibolite puis la fondre partiellement par apport de chaleur et d'eau.

Notions de leucosome et de mélanosome

Au tout début de la fusion anatectique (aux environs de 700°C), ce sont les minéraux clairs (quartz et feldspath) qui vont fondre préférentiellement.

Il se forme alors un « jus anatectique » qui en cristallisant sur place va donner le **leucosome** dont la composition, remarquablement constante, correspond à celle d'un mélange comprenant 1/3 de quartz, 1/3 de feldspath et 1/3 de plagioclase.

Cette composition particulière est nommée **composition eutectique**. Elle est quasi-identique à celle d'un granite « moyen ». **Le leucosome a par conséquent la composition d'un granite.**

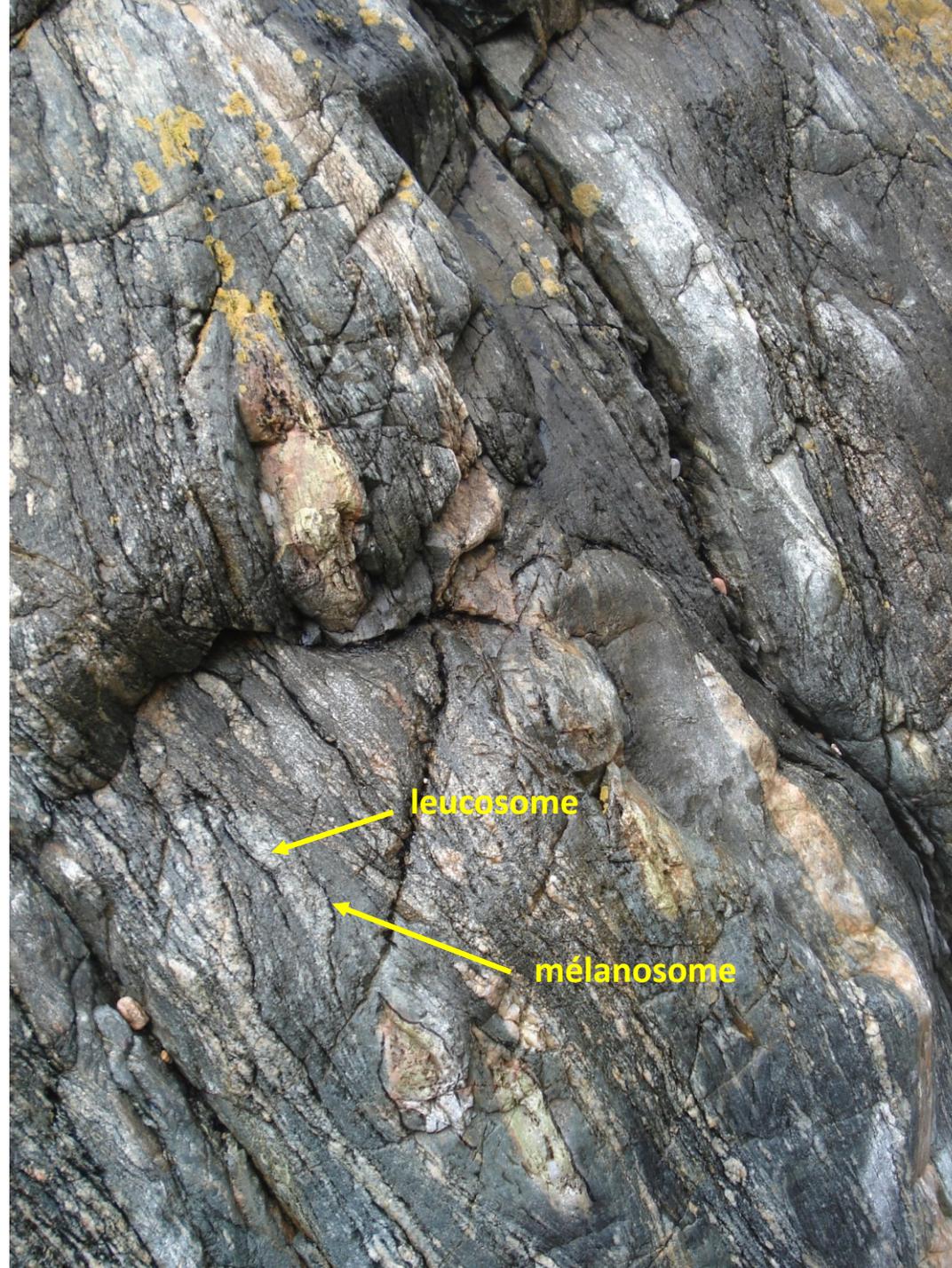
En revanche, les minéraux ferro-magnésiens de la granodiorite (biotite et amphibole) de couleur sombre ne fondent pas à cette température. Ils vont se rassembler en bordure du leucosome pour former le **mélanosome**.

De telle sorte que côte à côte dans la migmatite, on observe :

- une partie ancienne non affectée par la fusion : le **paléosome** qui correspond au matériel originel, au protolithe et donc ici à la granodiorite foliée (ou orthogneiss granodioritique) du Thiébot âgée de - 600, -575 Ma,
- une partie nouvelle issue de la fusion, le **néosome** dans lequel il faut distinguer :
 - le **leucosome**, clair, à gros grain, constitué d'un assemblage de quartz et de feldspath issu de ce qui a fondu (= « jus anatectique ») et qui a ensuite recristallisé,
 - et le **mélanosome**, sombre, noir, qui le borde et formé par les minéraux colorés (biotite, amphibole...) réfractaires à la fusion.

À ce stade initial de l'anatexie, le taux de fusion étant faible, la structure globale du protolithe orthogneissique granodioritique est conservée et néosome et paléosome s'agencent parallèlement à la foliation du protolithe gneissique donnant ainsi naissance à la migmatite.

NB : le mélanosome est souvent en creux car la biotite est très altérable.





paléosome

néosome

leucosome

mélanosome

Lorsque le taux de fusion augmente, on observe alors que les petites lentilles de leucosome, parallèles à la foliation de l'orthogneiss granodioritique dans la migmatite, deviennent coalescentes et alimentent alors des filons plus larges sécants par rapport à la foliation.

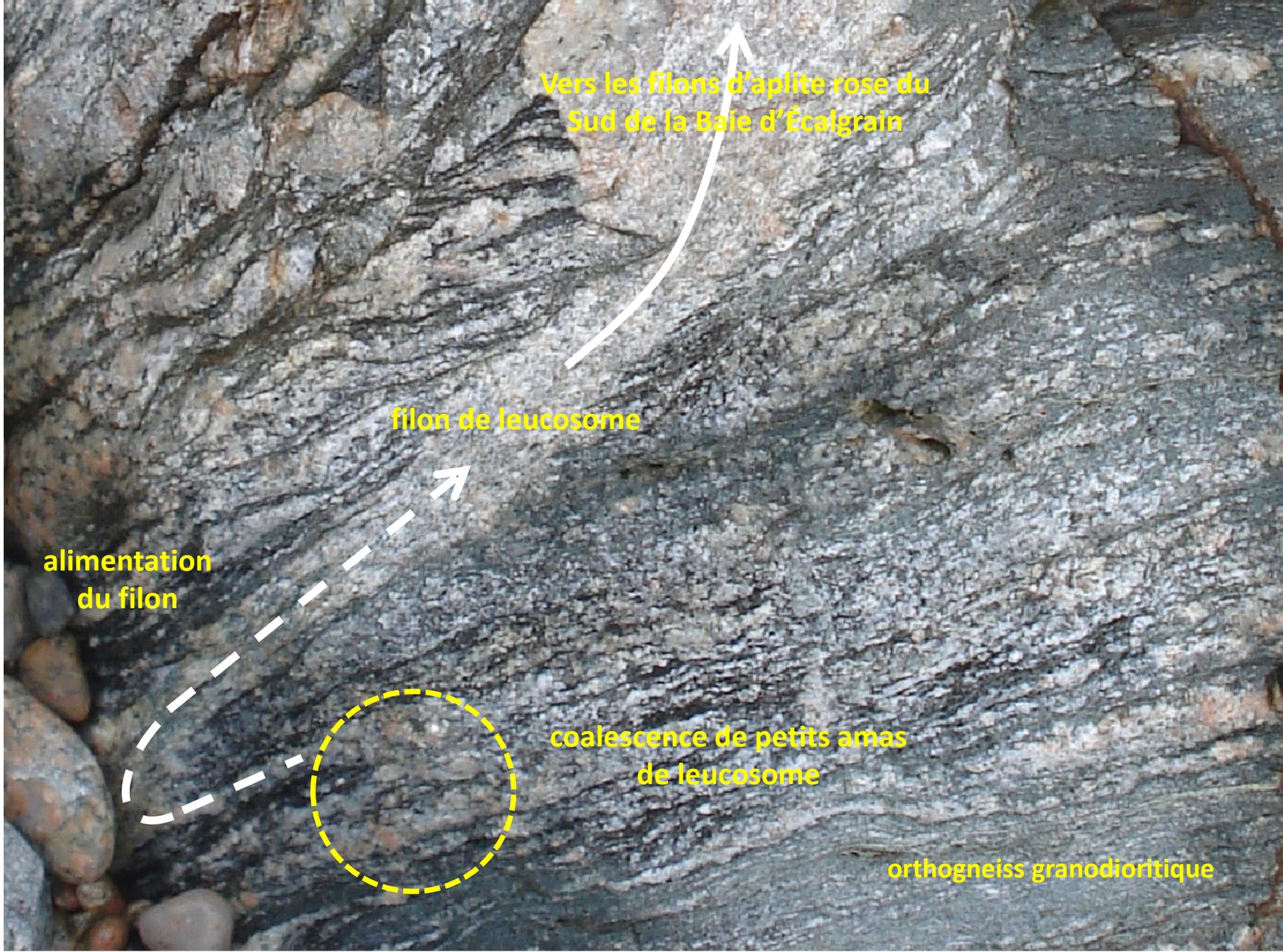
C'est le signe que le leucosome amorce sa migration vers le haut.

Le leucosome est donc destiné à migrer : on lui donne encore le nom de « **mobilisat** ».

En revanche, tout ce qui ne va pas fondre (le mélanosome et une fraction plus ou moins importante du paléosome en fonction du taux de fusion) va rester sur place et former la « **restite** ».

Remarque : dans la granodiorite foliée du Sud de la Baie d'Écalgrain, on avait observé des filons d'aplite. Leucosome et aplite ont la même composition chimique.

Ce sont tous les petits filons de leucosome qui en fusionnant sont à l'origine des filons d'aplite plus importants.



Vers les filons d'aplite rose du Sud de la Baie d'Écalgrain

filon de leucosome

alimentation du filon

coalescence de petits amas de leucosome

orthogneiss granodioritique

Déformations tectoniques dans la granodiorite

Figures sigmoïdes dans une « amande » à cœur d'épidote

Dans l'amande, une foliation interne d'allure sigmoïde est visible (trait jaune).

Au cœur de l'amande, cette foliation est franchement oblique sur la foliation externe (trait noir). Mais sur ses bordures, foliation interne et foliation externe se raccordent.

Cette déformation de la foliation est due à un cisaillement simple (flèches rouges).

La foliation interne traverse un gros cristal d'épidote verdâtre qui a donc en quelque sorte « fossilisé » la déformation de la foliation au fur et à mesure de sa croissance.

On peut en conclure que la croissance du cristal d'épidote est contemporaine de la déformation par cisaillement simple.

On dit qu'il est syn-cinématique.



**Figures de
boudinage**

Anciens filons de
dolérite ?





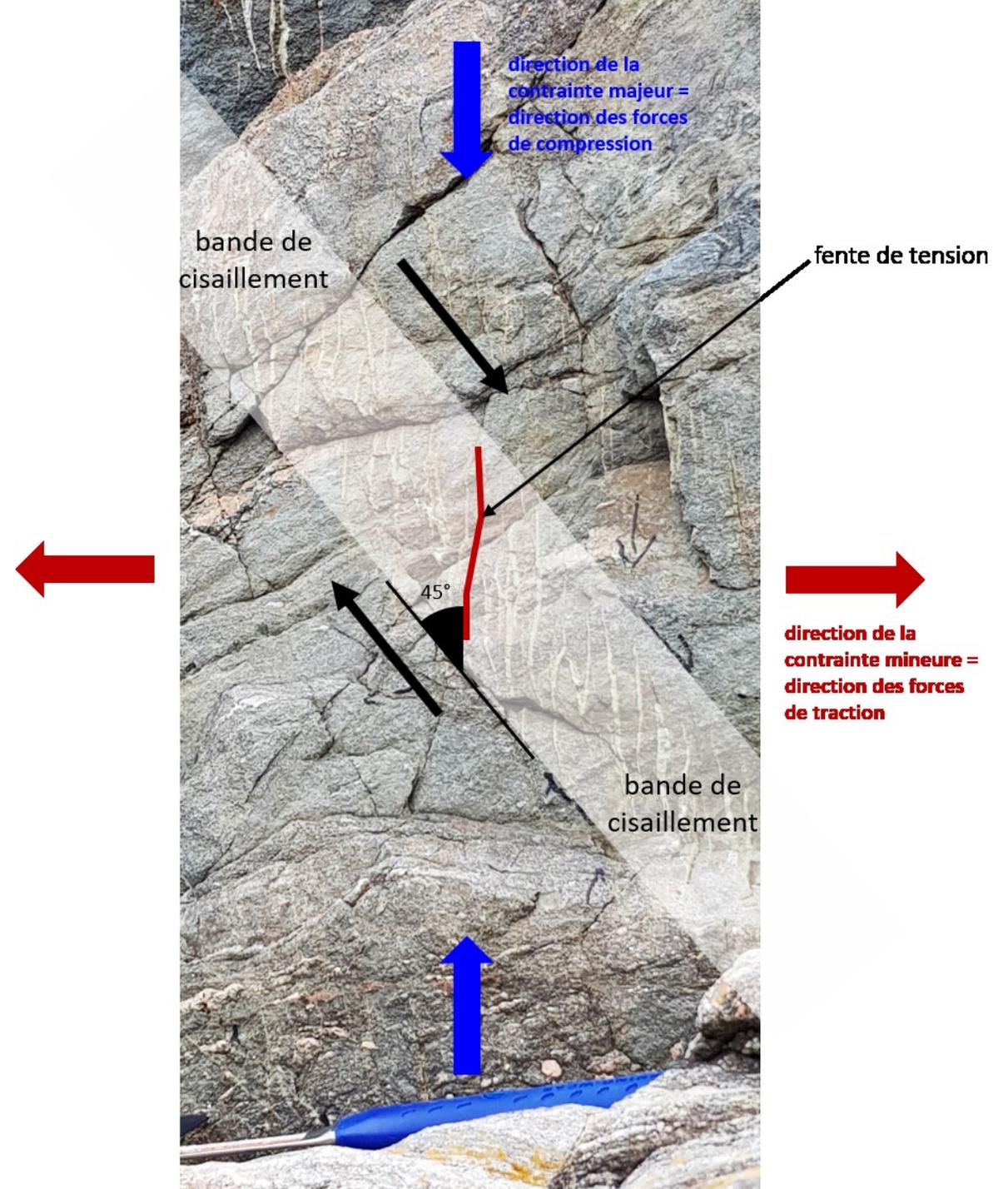
Fentes de tension en échelon

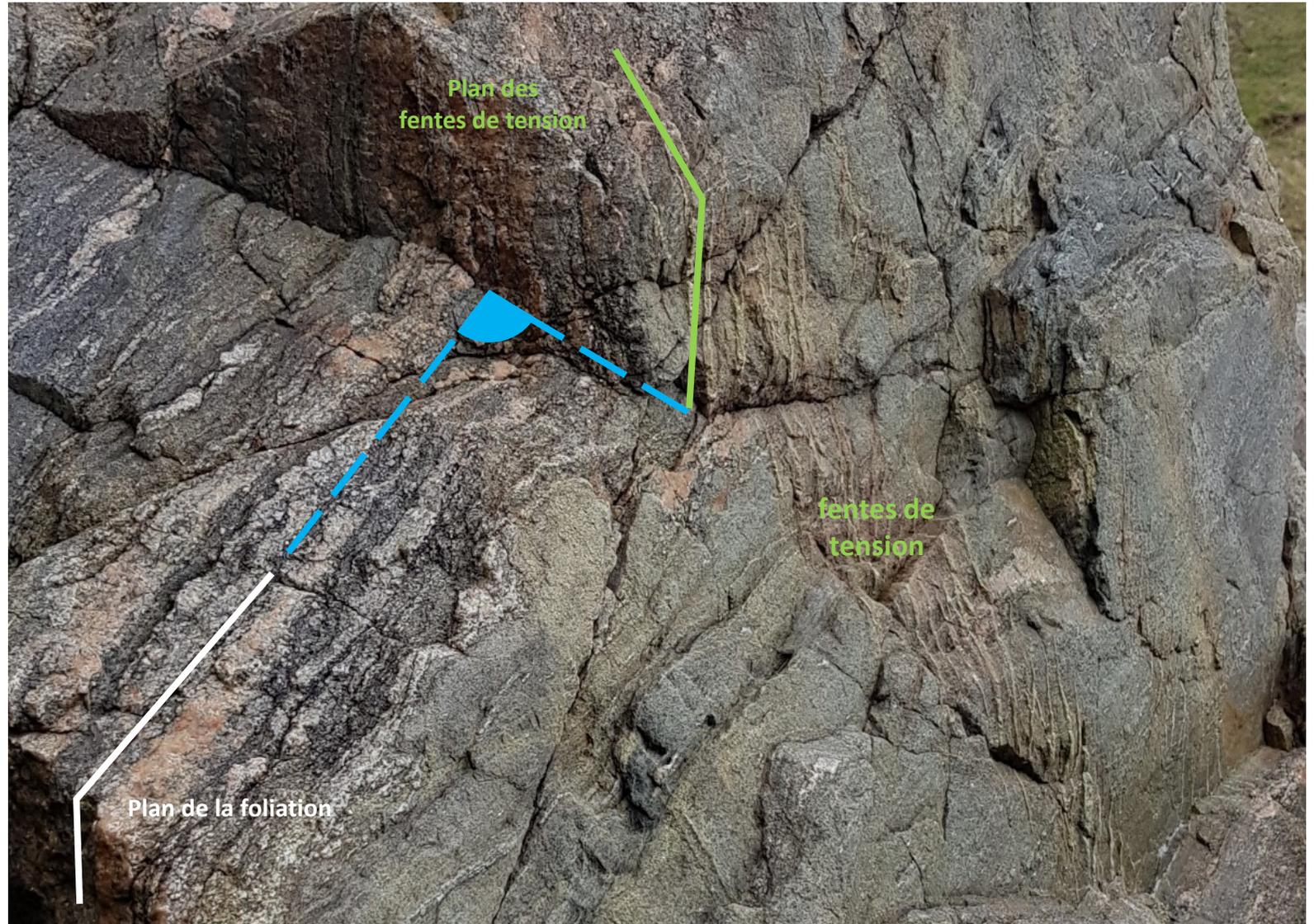
Les fentes de tension ou fractures d'extension remplies de quartz et d'épidote sont ici verticales et associées suivant un système en échelon.

Ce système s'inscrit à l'intérieur d'une bande, d'un couloir. L'angle entre les fentes individuelles de tension et la bande est de 45° .

Les fentes de tension ont également une forme légèrement sigmoïde ; cela est net surtout à leurs extrémités effilées.

On en conclut que les fentes de tension sont imputables ici à un cisaillement dextre mais qui n'a pas conduit à la rupture de la roche.





Les fentes de tension sont dans un plan perpendiculaire au plan de la foliation.
Les plans blanc et vert sont orthogonaux entre eux.

b) Cœur de l'Anse de Cul Rond

- Le platier

Sur le platier, on retrouve à l'affleurement les mêmes orthogneiss roses d'âge Icartien qu'au Nord de l'Anse.

Ces orthogneiss sont œillés, à grosses amandes de feldspath potassique. Ils se sont formés par métamorphisme à partir d'anciens granites calco-alcalins à mégacristaux d'orthose.

C'est ce protolithe granitique qui a été daté à environ 2,1 Ga (Protérozoïque inférieur) et qui en fait une des plus vieilles roches de France. Pour se rendre compte de l'ancienneté de cette roche, il suffit de se rappeler que la Terre s'est formée il y a 4,5 Ga.

Le granite icartien a été ensuite orthogneissifié au cours de l'orogénèse cadomienne vers - 600 Ma.



Les orthogneiss présentent une intense déformation avec des plis isoclinaux affectant la foliation métamorphique, preuve qu'ils ont acquis un comportement ductile sous l'action de la température et de la pression. Parallèlement, ils ont subi un début de fusion partielle. Quelques leucosomes épousent la forme des plis.



Dans certains blocs du platier, apparaît un **faciès de migmatites**. Ces migmatites se sont formées selon le même principe que les orthogranodiorites de la falaise.

On reconnaît les leucosomes à leur aspect homogène lié à la disparition de la foliation et des yeux de feldspath.

Entre eux, subsiste le paléosome folié à alternance de lits clairs quartzo-feldspatiques et de lits foncés riches en biotite.





Migmatite

Les leucosomes ont envahi une grande partie de la roche.



Le jus quartzo-feldspathique issu de la fusion partielle de l'orthogneiss, plus chaud donc moins dense, se rassemble pour former des filons qui vont migrer vers le haut.



Localement, les filons de composition granitique lardent la roche.



c) Le Sud de l'Anse du Cul Rond

Au Sud de l'Anse du Cul Rond, on retrouve notre filon de lamprophyre.

Affleurent également dans les pointements rocheux qui s'avancent vers la mer des paragneiss sombres à biotite et sillimanite.

Ces paragneiss dérivent par métamorphisme de protolithes schisteux et gréseux.

Comme les orthogneiss icartiens voisins du platier et les orthogranodiorites de la falaise, ces paragneiss présentent localement des structures de migmatites témoignant d'un début de fusion partielle (anatexie).



**Filons de
lamprophyre
(minette)**





**Paragneiss
migmatitique**

Le paléosome est
encore identifiable.

Paragneiss migmatitique

Le paléosome n'est plus identifiable.
Le leucosome est fortement plissoté.
Toute la roche a connu un stade très ductile.



Regardez bien la photo suivante !!!!!

L'orthogneiss icartien migmatisé renferme une enclave de paragneiss.

Par application du Principe d'inclusion, le paragneiss est donc plus vieux que l'orthogneiss.

Or, c'est le protolithe de l'orthogneiss : un granite calco-alcalin qui a été daté à 2,1 Ga.

Le protolithe sédimentaire du paragneiss qui lui est antérieur pourrait être, pourquoi pas, archéen !

Conclusion :

Le granite calco-alcalin icartien s'est mis en place il y a 2,1 Ga dans un encaissant sédimentaire qu'il a phagocyté en partie avant de cristalliser. Des enclaves de cet encaissant sédimentaire ont été préservées dans le granite.



Synthèse

Chronologie des événements qui se sont déroulés dans la Baie d'Écalgrain et l'Anse du Cul Rond

- 1- Ensemble sédimentaire paléoprotérozoïque et peut-être même archéen ! , protolithe des paragneiss de l'Anse du Cul Rond
- 2- Intrusion d'un granite calco-alcalin, protolithe des orthogneiss de l'Anse du Cul Rond à - 2,1 Ga
⇒ La marge passive icartienne est constituée.
- 3- Mise en place de la Granodiorite du Thiébot vers - 600, - 575 Ma dans la marge icartienne lors de la subduction de la lithosphère océanique de l'Océan Celtique - Formation d'un arc volcanique et d'un bassin arrière-arc sur la marge icartienne - Sédimentation du Briovérien inférieur dans ce bassin
- 4- Premier épisode de l'orogénèse cadomienne - Collision - Fermeture du bassin arrière-arc - Structuration du domaine orogénique (découpage en grandes lames crustales, chevauchements) - Métamorphisme (formation des orthogneiss, paragneiss et orthogranodiorite de l'Anse du Cul Rond) et début de leur fusion anatectique (migmatisation - convergence des faciès)
- 5- Érosion des reliefs - Sédimentation du Briovérien supérieur post-phtanitique
- 6- Deuxième phase de l'orogénèse cadomienne - Mise en place de la cordillère constantienne
- 7- Après la fin de l'orogénèse cadomienne (- 540 Ma), distension - Formation d'un bassin peu profond qui va recevoir les produits de l'érosion de l'orogène cadomien - Mise en place de la Série sédimentaire paléozoïque de la Baie d'Écalgrain
- 8- Phase de distension pré-varisque au Dévonien (- 400 à - 360 Ma) - Genèse d'un magma basaltique en profondeur - Injection de filons de dolérite dans la granodiorite foliée et la couverture paléozoïque
- 9- Orogénèse varisque - Fermeture de l'Océan Rhéique par subduction de la lithosphère océanique de la plaque Armorica vers le Nord - Plissement du Paléozoïque de la Baie d'Écalgrain en un synclinal
- 10- Serrage final - Déversement du synclinal vers le Sud accompagné de cisaillements - Déformation des filons de dolérite
- 11- Mise en place des filons de lamprophyre au Permien vers - 280 Ma

Journée 3

Le Géosite de la carrière de Fresville - Flamanville, un site géologique remarquable

Le Géosite de la carrière de Fresville

Thèmes : Sédimentation et paléoenvironnements

- Jurassique inférieur (Sinémurien) - Fossiles et déformations tectoniques

Flamanville, un site géologique remarquable

Thèmes : La granodiorite de Flamanville et son auréole de métamorphisme de contact - Glaciations quaternaires

- Formations paléozoïques encaissantes et formations quaternaires (Diélette).
- Genèse et mise en place du « granite » de Flamanville (Diélette et Havre Jouan - Anse de Sciotot) : la granodiorite, les filons et les enclaves - métamorphisme de contact et contact granodiorite - cornéennes.



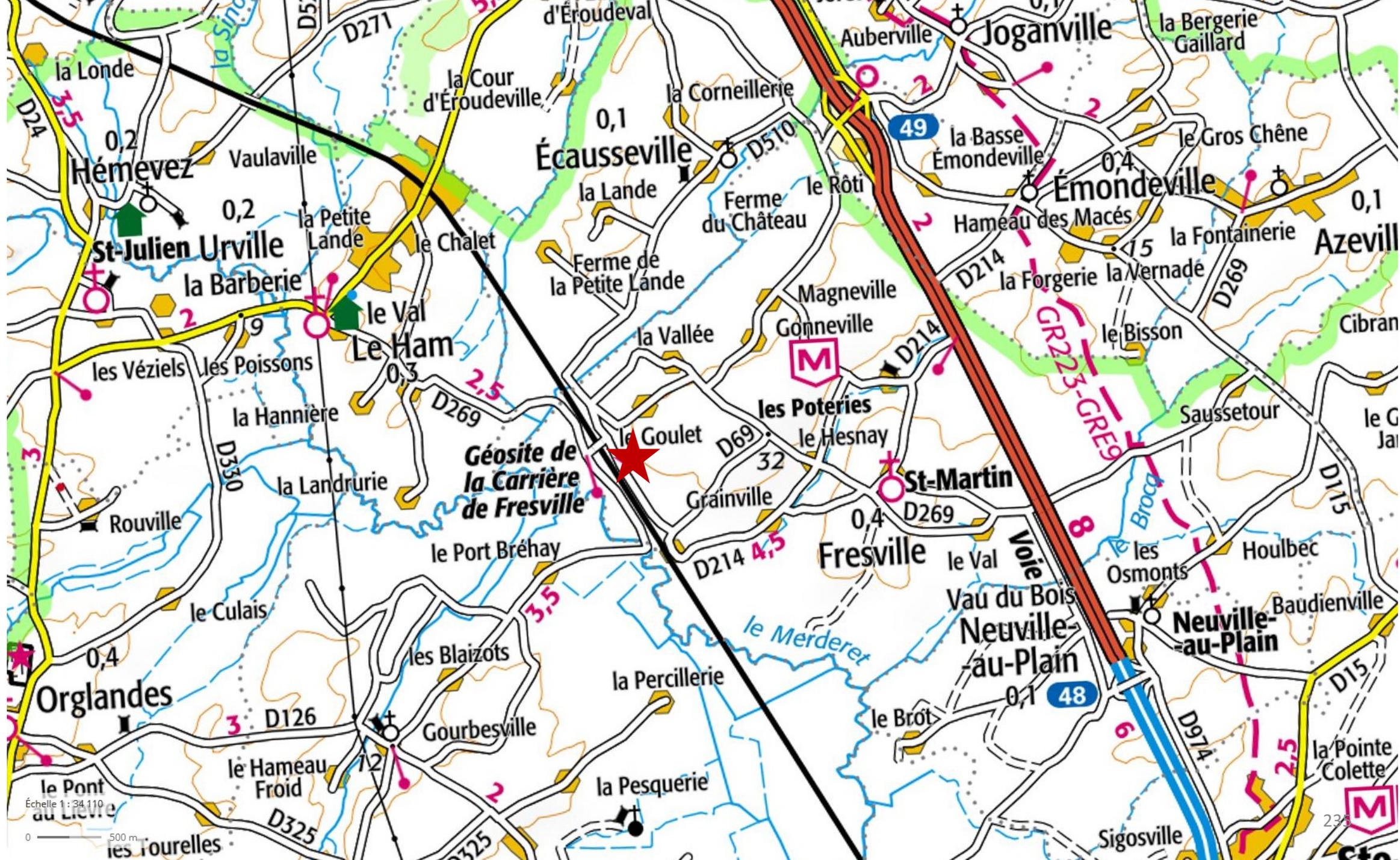
**Le hangar
à dirigeables
d'Écausseville**

Le Géosite de la carrière de Fresville



Échelle 1 : 34 110

0 500 m



C'est une ancienne carrière aménagée en plan d'eau pour la pêche et la promenade, avec un parcours pédagogique libre d'accès et sécurisé.



Présentation du Géosite

Le sentier de découverte de 2 kilomètres de long est libre d'accès, en boucle, fleché et jalonné de 10 stations d'interprétation.

Le plan d'eau attire aujourd'hui les oiseaux plongeurs et la juxtaposition des milieux secs et humides du site présente un intérêt pour la flore.

Malin du début du XIX^e siècle à 1904, ce site fut une carrière industrielle dont ouvriers et machines extraisaient du calcaire (voir panneau au dos).

Cette extraction de matériaux a conduit à la mise à nu de la roche calcaire et permis de mettre à jour la longue histoire géologique de la Normandie dont les fossiles sont les plus célèbres témoins.

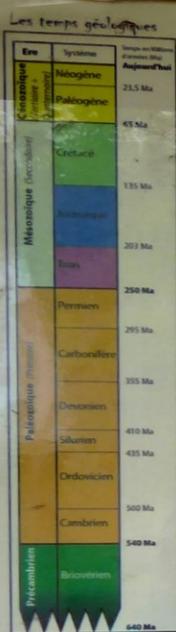
Ce sentier vous invite à découvrir l'évolution de ce site à l'échelle géologique et à l'échelle du XIX^e siècle.

Conception graphique et recherches : Parc naturel régional des Monts d'Arrée
Production des textes : THOMAS CHIFFOLEAU et LILOU DUPRET (Université de Caen)
Remerciements à BENOÎT CABU, André et Benoît DAVIGNY, FRESVILLE, Jacques LEUNG, M. et Mme Claude LEUNG, M. et Mme GUYOT.

Conception graphique : [Logo] Juin 2017 Illustration : C. LANGE [Logo]

Commune de Fresville





Contexte géologique du site

La Normandie se situe à la frontière de deux grandes entités géologiques de la France : **Le Massif armoricain** à l'Ouest, pays de collines et de bocages au relief accidenté et **le Bassin parisien** à l'Est, au paysage de plaines et plateaux.

Le sous-sol du Massif armoricain est constitué de terrains anciens, *précambriens et paléozoïques*, d'architecture plissée (terrains plusieurs fois déformés). Celui du Bassin parisien comporte des terrains plus jeunes, *cénozoïques et mésozoïques (créacé, jurassique, trias)* de structure monoclinale (une seule inclinaison des couches de terrain). La limite entre les deux entités géologiques est une limite d'érosion.

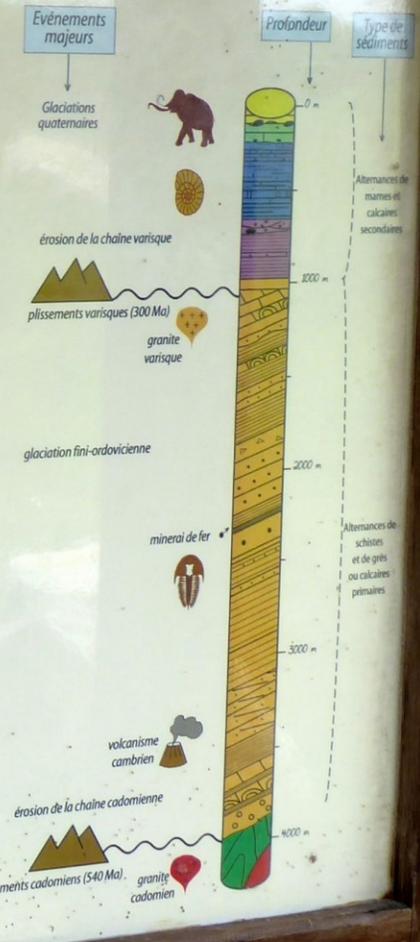
A la fois proche du Massif armoricain et du Bassin Parisien le site géologique de **Fresville** présente une situation privilégiée



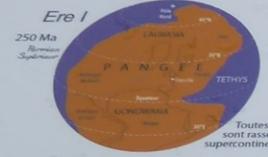
La profondeur du sous-sol

Si un forage profond était réalisé au droit du Cotentin, une carotte longue de 4000 m serait sortie du sous-sol.

Avec plus de 3000 m d'alternances de schistes et de grès ou de calcaires primaires, et moins de 1000 m de marnes et de calcaires secondaires, une telle série a enregistré plusieurs événements : tectoniques, climatiques, biologiques et variations du niveau marin.



Evolution des paysages de Normandie du Précambrien à aujourd'hui



Ere I
250 Ma
Permien Supérieur

Toutes les terres émergées sont rassemblées en un supercontinent : la Pangée.

Terres émergées ou émersives, mers peu profondes
Densités océaniques



Ere II
140 Ma
Jurassique Supérieur

La fragmentation de cette Pangée se fait par l'ouverture progressive d'un axe atlantique Nord-Sud, d'abord sous la forme d'une mer peu profonde (situation au Trias), puis d'un océan (vers la fin du Jurassique).



Ere III
25 Ma
Pliocène Supérieur

Au tertiaire, la fermeture de la Thétys donne naissance à la chaîne alpine. Dans le même temps l'océan atlantique continue son ouverture vers le Nord.

Depuis l'origine de la Terre et au gré de l'ouverture et de la fermeture des océans, la position des blocs continentaux (Sibérie, Afrique, Amérique du Nord) a profondément évolué : c'est la **dérive des continents**.

La **plaque armoricaine** en position équatoriale, il y a 250 millions d'années s'est détachée du supercontinent gondawien au Sud, pour peu à peu migrer vers le Nord, sous les tropiques (Ère II) et finalement en domaine tempéré (Ère III).

Le niveau des mers a baissé ou monté à plusieurs reprises, les climats ont changé. Voilà pourquoi, des fossiles marins peuvent se retrouver loin des actuelles lignes de rivage.

Evolution de la Normandie à l'Ere secondaire

Le site de Fresville émergé il y a 300 millions d'années (Ma) est parcouru par des fleuves torrentiels au Trias (210 Ma), puis submergé sous les eaux au début du Jurassique il y a 205 Ma.



Trias supérieur

Au début de l'Ere secondaire (Trias), le Massif armoricain est un vaste domaine émergé sur lequel s'écoulent des fleuves torrentiels qui ont charrié blocs, sables et argiles, provenant de la destruction de la chaîne de montagne de l'Ere primaire.

Terres émergées
Densités marines peu profondes



Hettangien

Au début du Jurassique, dans le contexte mondial d'une montée progressive du niveau marin, la mer progresse d'Est en Ouest dans le Bassin parisien. Elle s'arrête à l'actuelle vallée de la Seine. La mer est peu profonde et les dépôts évaporitiques sont fréquents.



Sinémurien

Partant du futur domaine océanique atlantique et s'infiltrant à travers le fossé de la Manche, ces eaux marines remontent l'ancien réseau de drainage triasique de Basse-Normandie. Peu à peu, la mer recouvre les reliefs déjà aplatis du Cotentin et envahit des surfaces toujours plus importantes à la fois vers le Nord Cotentin et vers le Bessin, puis la Campagne de Caen.

La jonction avec les eaux du Bassin parisien s'opère il y a 190 Millions d'années.

Les paysages de l'Ere secondaire

Au Trias

Le couvert végétal est rachitique, le climat chaud et aride rappelant les paysages actuels du Maroc.

La fin du Trias est plus humide ; de vastes dépôts argileux recouvrent le Cotentin.

Sables et graviers de trias
Socle primaire

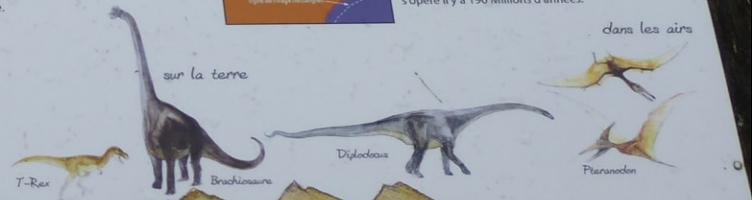
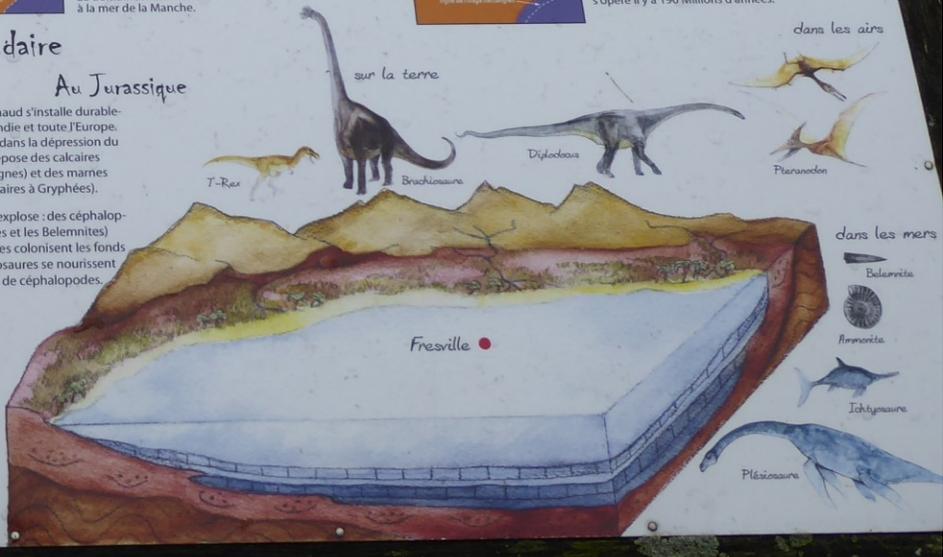


Au Jurassique

Un climat tropical chaud s'installe durablement sur la Normandie et toute l'Europe. La mer s'engouffre dans la dépression du Cotentin et y dépose des calcaires (Calcaire de Valognes) et des marnes (Marnes et calcaires à Gryphées).

La vie sous-marine explose : des céphalopodes (Ammonites et les Belemnites) pullulent, des huîtres colonisent les fonds vaseux, des ichtyosaures se nourrissent de poissons et de céphalopodes.

Jurassique inférieur
Trias
Socle primaire



dans les mers
Belemnite
Ammonite
Icthyosaure
Plesiosaure

Conception Graphisme - Illustration 2006 - Illustration : J.C. Leroy (E.F.L.E.), C. Bourgeois (L. Bourgeois) (D. Goguel) (Université de Caen)

Une ancienne carrière de calcaire.

Etablie sur l'ancienne campagne du Goulet, la carrière de Fresville, aujourd'hui vaste plan d'eau, était autrefois un site d'extraction de calcaire qui alimentait l'usine à chaux et à ciment située sur la proche commune du Ham.

A la fin de sa période d'activité, elle offrait alors au regard, sur près de 500 mètres de long et 20 mètres de hauteur, deux niveaux de front de taille, l'un de calcaire jaune, l'autre de calcaire bleu.

Conception graphique : [unreadable] - Juin 2007 - Illustration : J.-C. Goubert - Iconographie : Mairie de Fresville - P. Michel - X - photographes : J. Lelong - X



De la Société des Ciments Portland et Chaux du Cotentin aux Ciments français.



Le 23 avril 1913, la Société anonyme des Ciments Portland et Chaux du Cotentin fut créée. Elle se substitua probablement à une société antérieure dont elle conserva le siège social à Cherbourg. Son fondateur et directeur général, Léon Gustave Adrien Laloë apportait à la nouvelle société un couple de fours à chaux élevés en 1912 sur la commune du Ham.

En 1920, la Société Générale des Chaux et Ciments, dont le siège social était à Paris, devient la nouvelle propriétaire de l'usine dite de Fresville-Montebourg.



En 1939, la Société des Ciments français devient propriétaire du binôme carrière de Fresville / cimenterie du Ham.

Le 30 juin 1984, pour des raisons de rentabilité, la cimenterie du Ham ferme, entraînant l'arrêt de l'exploitation de la carrière de Fresville.

Une voie ferrée privée pour relier la carrière de Fresville aux Fours du Ham.

La carrière de Fresville était rattachée à la cimenterie du Ham par une voie ferrée privée, de trois kilomètres qui suivait sur deux kilomètres l'actuelle ligne SNCF. Les trains fonctionnèrent à l'électricité jusqu'en 1925 puis à la vapeur jusqu'en 1945, date à partir de laquelle furent mis en place des locotracteurs diesels. Deux convois étaient alors prévus pour tracter jusqu'à 28 wagonnets.

En 1982, la voie métrique privée fut remplacée par une route et les trains par des camions.



Extraction et acheminement.



Extrait à l'aide de pelleuses ou à la main, le calcaire était chargé dans des wagonnets tirés par des chevaux ou des mules. Puis, on venait atteler ces wagonnets au train privé pour approvisionner les fours de l'usine du Ham. Le ciment est obtenu en portant à 1450°C un mélange de calcaire et d'argile. De l'argile issue de la couche préliminaire de la carrière était donc aussi acheminée.

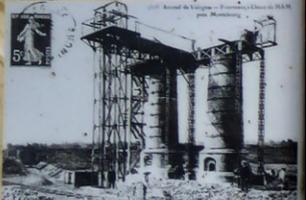
Les fours du Ham.

Au Ham, dont le caractère industriel était autrefois marqué par une minoterie, une cidrerie et une laiterie, des fours à chaux sont attestés dès 1902. C'est en 1912 que M. Laloë y établit ses deux fours à chaux.

Le doublement de ceux-ci débuta en 1914 mais fut perturbé par la 1^{ère} Guerre Mondiale. A partir de 1920, la Société générale des Chaux et Ciments permit l'achèvement de la cimenterie.



Ce ciment, portant l'appellation « Portland artificiel-Montebourg » fut notamment utilisé pour la réalisation du hangar à dirigeable d'Ecausseville (1917-1920) et l'édification de nombreux silos à herbe dans la 1^{ère} moitié du XX^e siècle (Aumeville-Lestre, Périers...). Fermée en 1984, la cimenterie du Ham fut détruite en 1987.



La formation qui affleure près du bâtiment d'accueil est d'âge Sinémurien (Lias inférieur, entre - 200 et - 190 Ma). Elle s'est donc formée postérieurement à l'orogénèse varisque.

On y observe une succession monotone de strates décimétriques de calcaires argileux et de marnes organisées en séquences.







Paléogéographie

Pendant tout le Permo-Trias, sous climat aride et sec, les reliefs du Massif armoricain ont été altérés. Les granites en particulier ont formé des arènes granitiques que l'érosion a décapées. Les détritiques (galets, sables et argiles) ont été ensuite transportés par tout un réseau hydrographique d'orientation méridienne vers le Nord, puis ont sédimenté dans des cuvettes subsidentes des fonds de la Manche et du Sud-Ouest de l'Angleterre.

Remarque : le Trias des bassins de Carentan et de Sainte-Mère-l'Église n'est également constitué que de dépôts continentaux à dominante de cailloutis, de sables et d'argiles.

Au Trias supérieur (Norien et Rhétien), le climat toujours chaud devient plus humide, à saisons contrastées. La dislocation de la Pangée se poursuit.

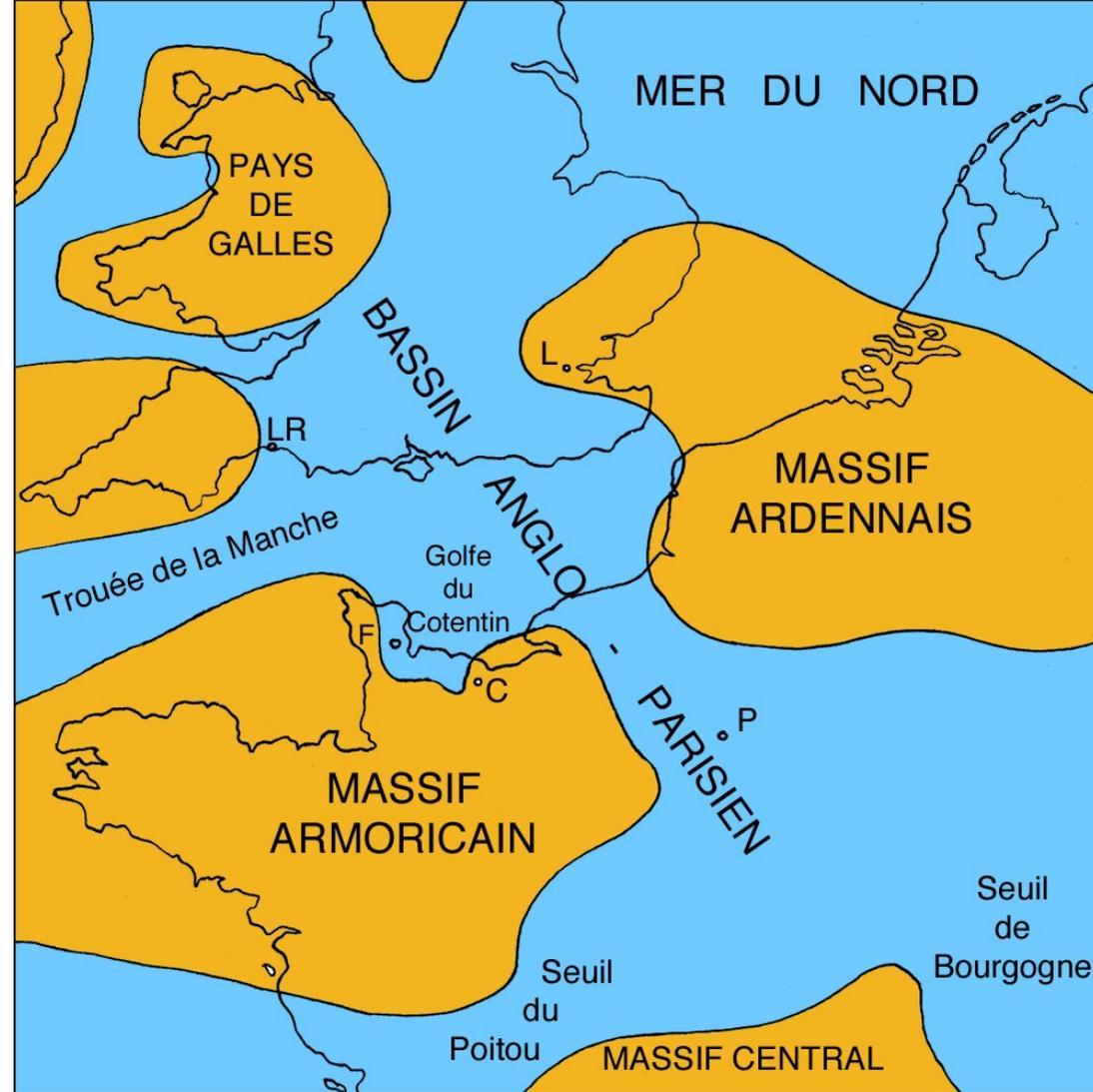
Une transgression s'amorce par la Trouée de la Manche, prolongement du Proto-Atlantique. Elle vient recouvrir les détritiques du Trias inférieur et moyen puis envahir et remonter peu à peu, cette fois-ci du Nord vers le Sud, tout le réseau hydrographique penté vers le Nord de la péninsule armoricaine. Ainsi se forme le **Golfe du Cotentin** en relation avec les bassins anglais également transgressés.

Remarque : les Bassins anglais et le Golfe du Cotentin ne sont pas encore en communication avec le Bassin Parisien.

À la limite Trias-Hettangien, les dépôts dans le Golfe du Cotentin deviennent lagunaires puis marins (**Calcaires de Valognes**). La transgression se poursuit au Sinémurien. Le golfe s'élargit vers le Sud et vers l'Est et le milieu de sédimentation devient plus terrigène et moins littoral : dans une mer calme à fond vaseux se déposent les marnes et les calcaires de la formation du **Calcaire à Gryphées**.

Ce sont ces dépôts que l'on observe dans la carrière.

Remarque : Bassin Parisien et bassins anglais entreront en communication au Carixien-Toarcien.

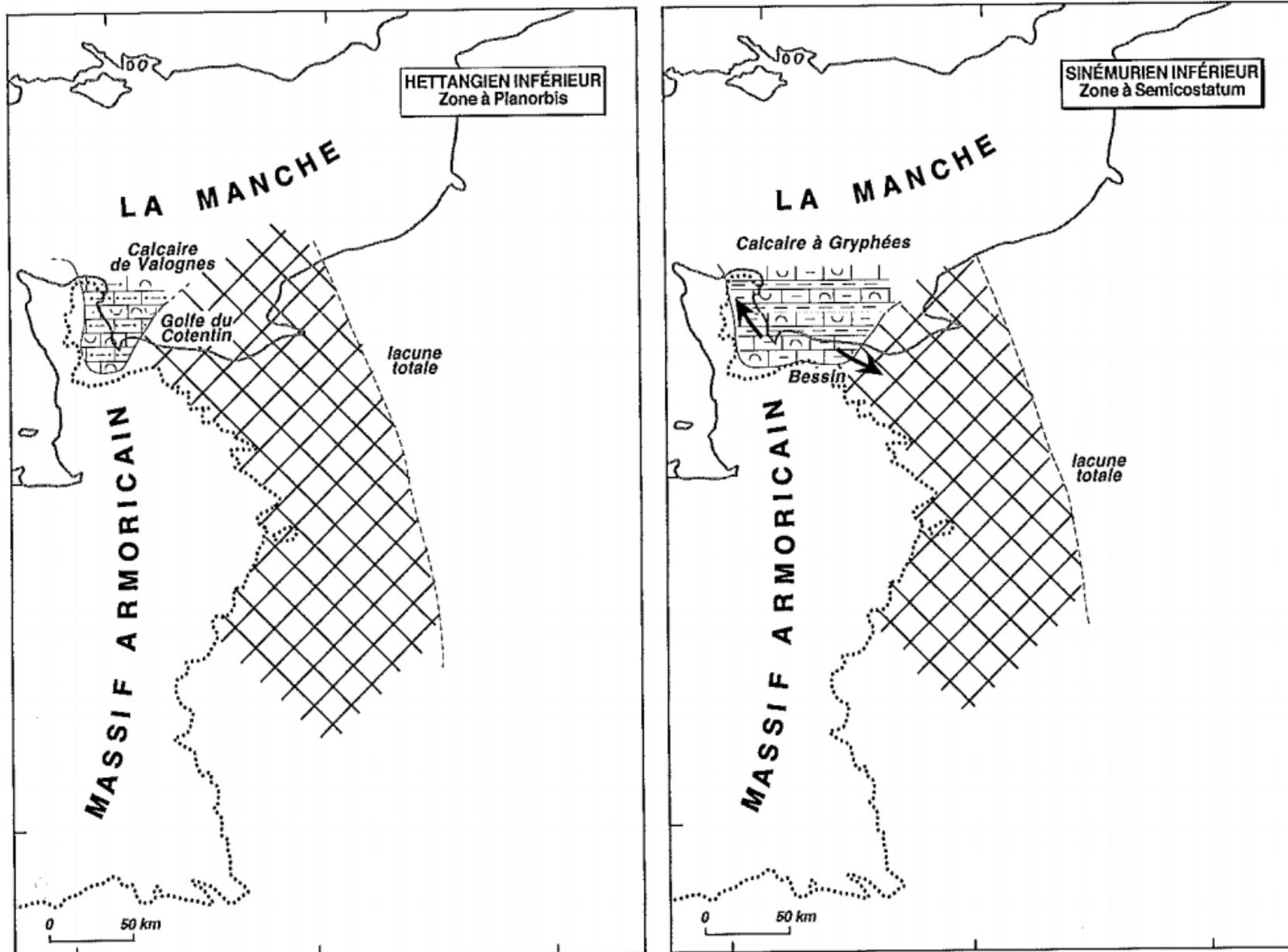


0 100 km

Reconstitution Paléogéographique
du NW de l'Europe au Sinémurien

Terres émergées

F : Fresville C : Caen P : Paris
LR : Lyme Regis L : Londres

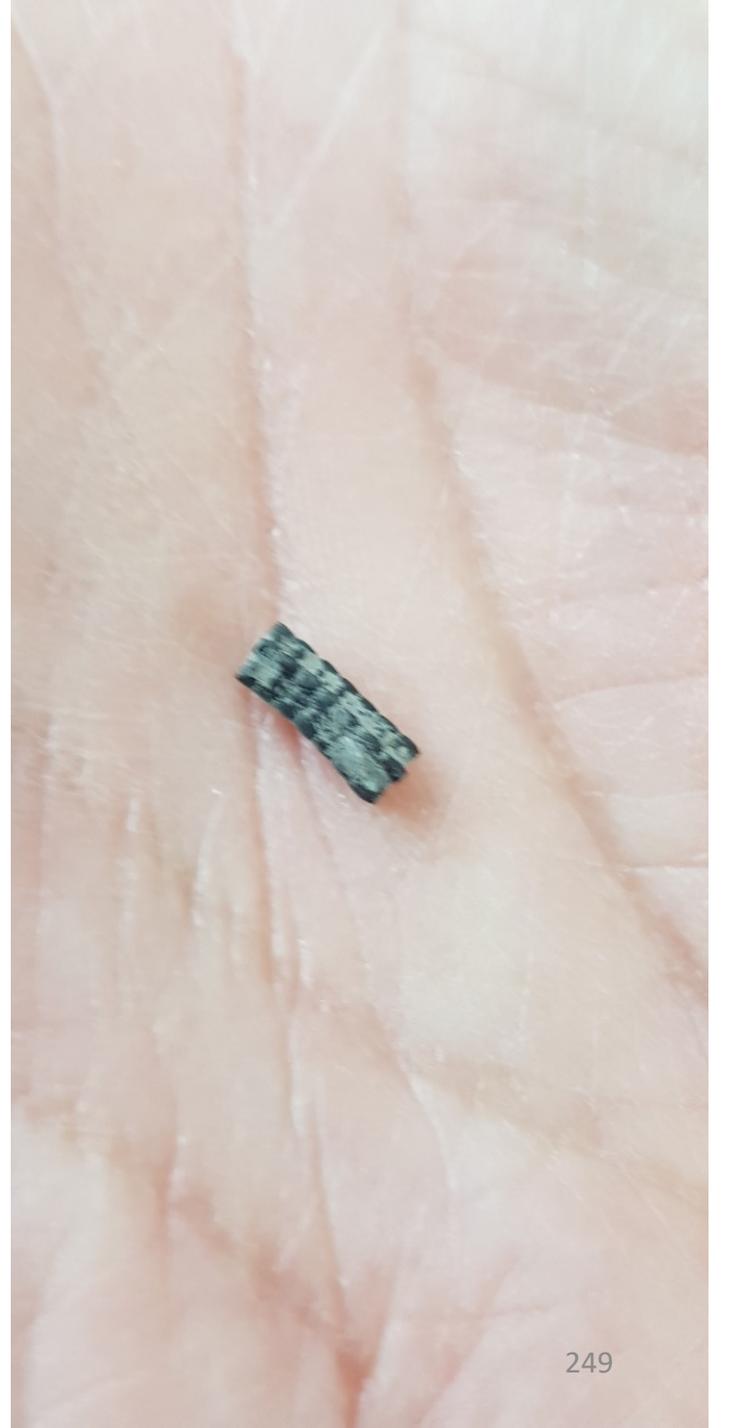


Paléogéographie au Lias inférieur

La Formation des **Calcaires à Gryphées** peut atteindre une puissance de 80 à 100 m.

Or, les fossiles que l'on y trouve : Gryphées, Myes, Échinodermes, Brachiopodes, bois flottés... indiquent que le Golfe du Cotentin n'a jamais été très profond.

Pour expliquer une telle puissance du Sinémurien inférieur dans un domaine aussi peu profond, on doit donc faire intervenir une subsidence du fond du golfe. Il s'enfonçait au fur et à mesure que les sédiments se déposaient.

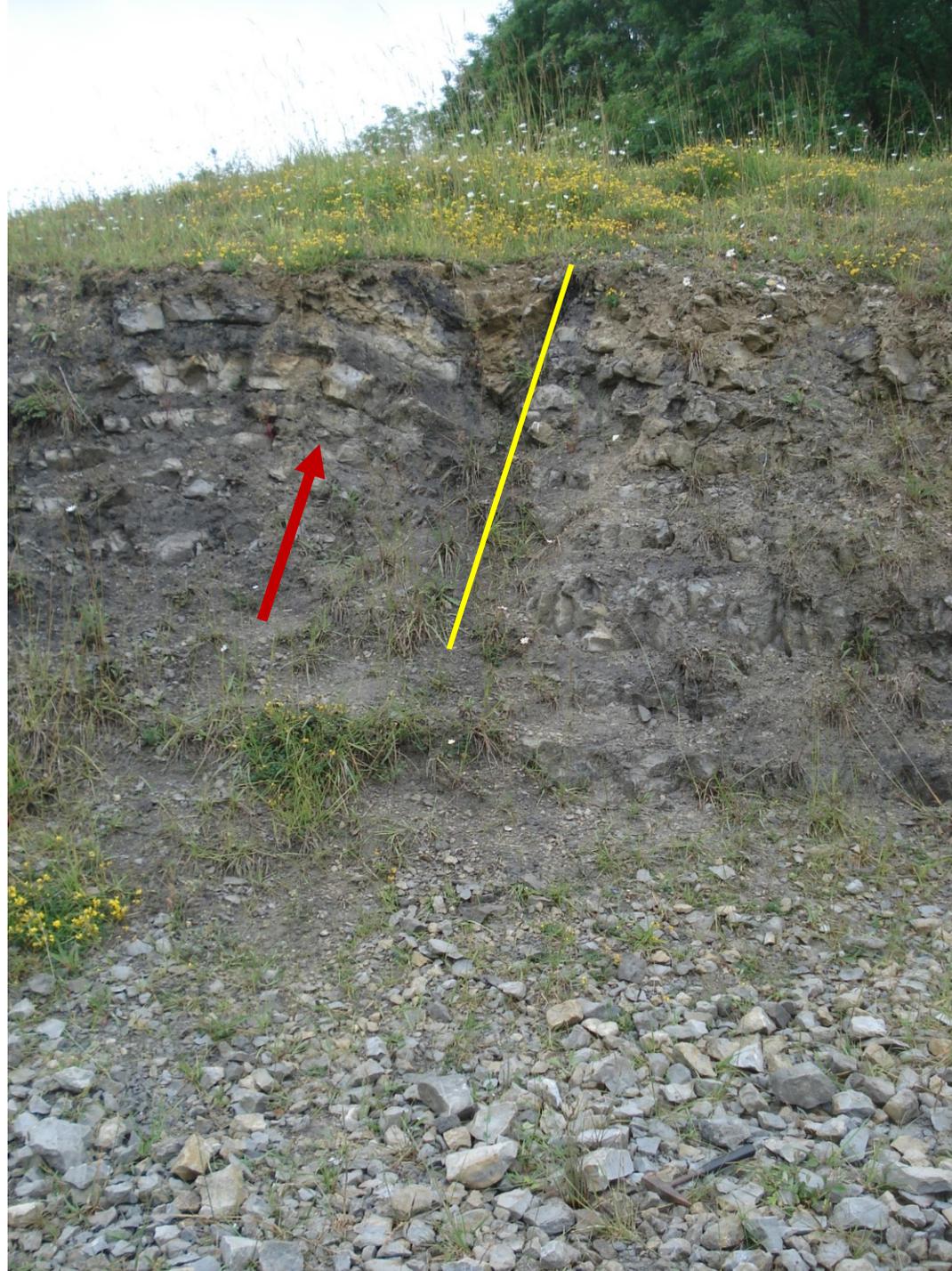


Dans le front de taille situé derrière le bâtiment d'accueil, la continuité des strates est perturbée par une **faille**.

Les strates du compartiment de gauche sont infléchies, concaves vers le bas. Cela indique qu'elles ont été soulevées.

Vu le pendage de la faille, le compartiment de gauche a donc tendance à recouvrir, à chevaucher le compartiment de droite.

La faille est une faille inverse et témoigne de la mise en jeu de forces de compression que l'on pourrait relier à la poursuite du rifting du Golfe de Gascogne, plus précisément à l'épaulement du rift .





Détail de la faille inverse



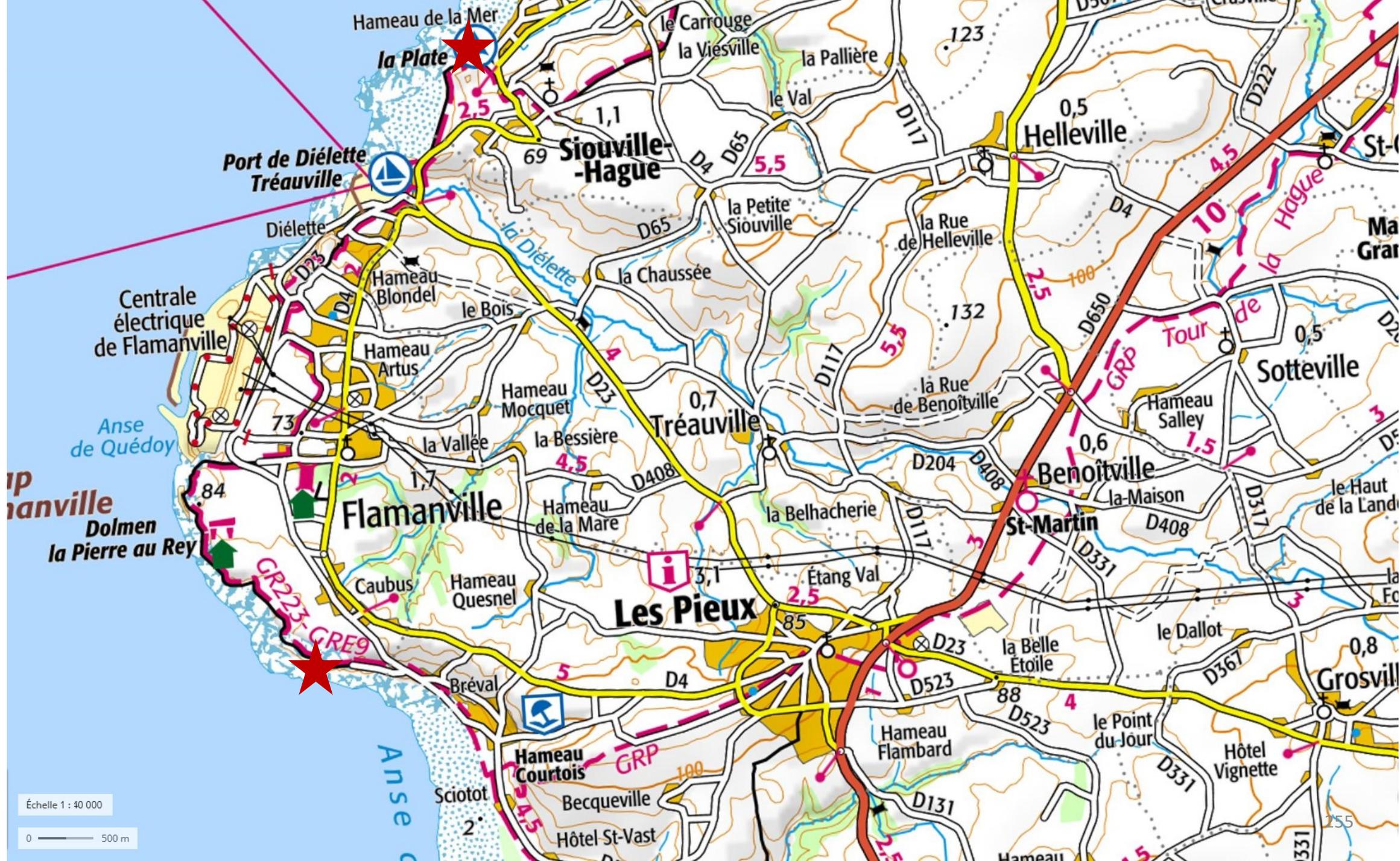
La surface du plan d'eau étant horizontale, on constate aussi que les strates sinémuriennes plongent légèrement (5°) vers la droite donc vers l'Est-Sud-Est.

Flamanville, un site géologique remarquable



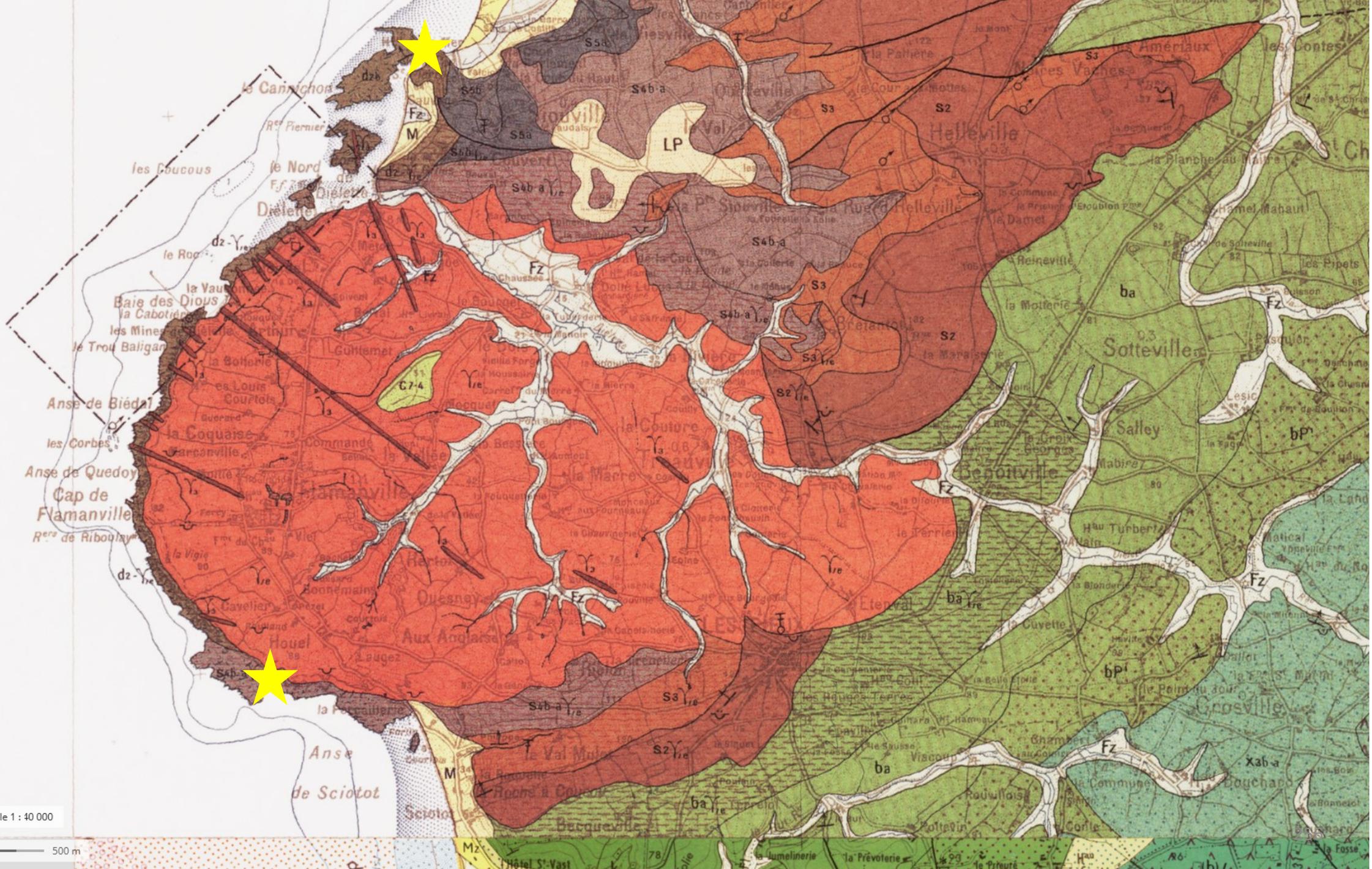
Échelle 1 : 40 000

0 — 500 m



Échelle 1 : 40 000

0 — 500 m



Échelle 1 : 40 000

0 — 500 m

Arrêt 1 : Diélette

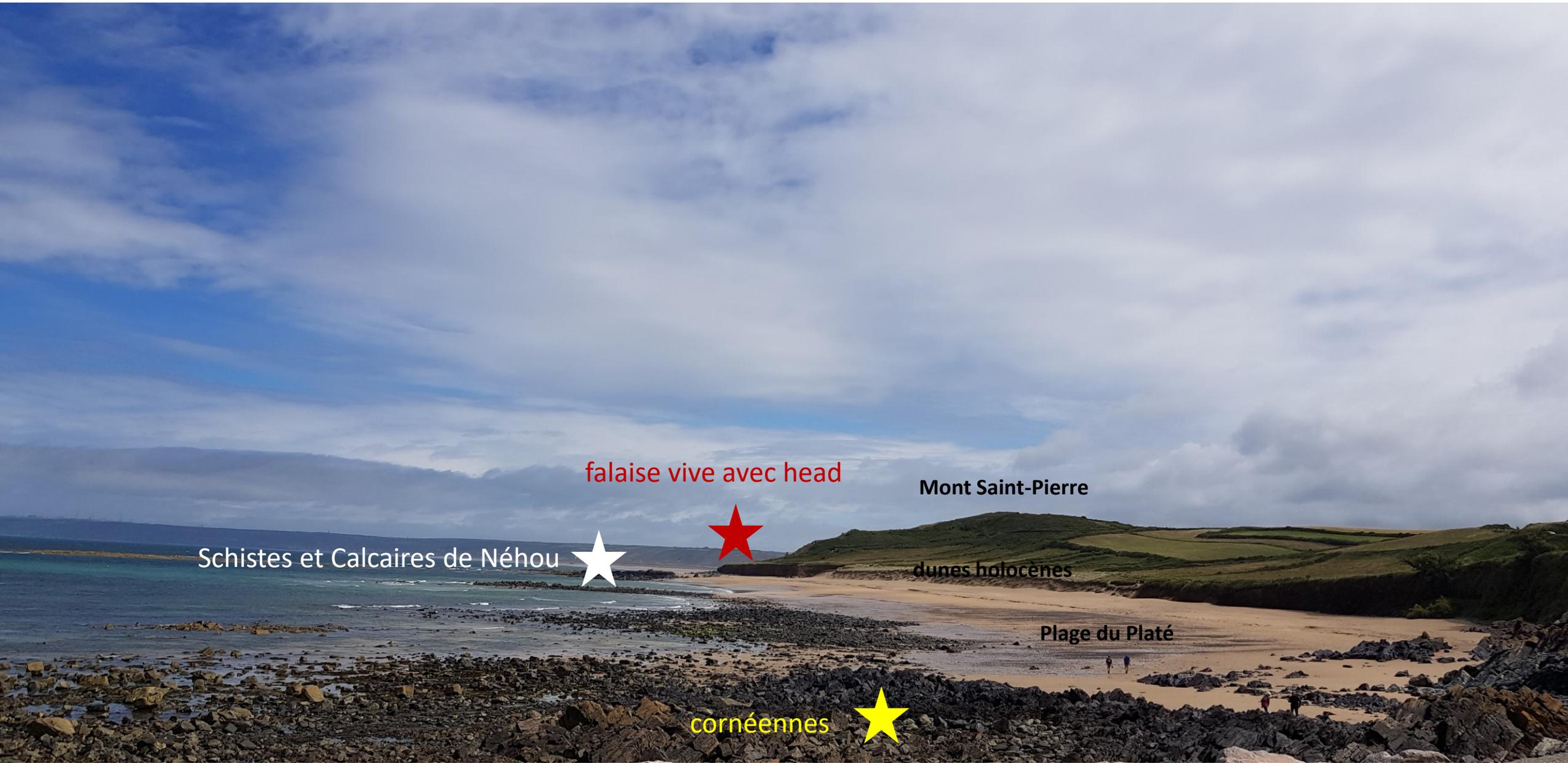


Échelle 1 : 8 528

0 — 100 m



Gaston Godard et notre Président de l'AVG, Jean Chauvet



Schistes et Calcaires de Néhou



falaise vive avec head



Mont Saint-Pierre

dunes holocènes

Plage du Platé

cornéennes



À partir du Port de Diélette, on a longé la plage du Platé jusqu'à sa pointe Nord où affleure sur l'estran la formation des Schistes et Calcaires de Néhou du Siegénien (Dévonien inférieur).

En falaise, se dresse un head du Weichsélien.

Au retour, on a examiné les schistes et calcaires de Néhou métamorphisés en cornéennes suite à l'intrusion de la granodiorite de Flamanville.

❖ **Les Schistes et Calcaires de Néhou (Siegénien – Dévonien inférieur)**



Sur le haut de l'estran, la formation des Schistes et Calcaires de Néhou est constituée par une alternance de niveaux schisteux sombres et de bancs gréseux plus clairs.

Ces couches ont été plissées et schistosées lors de l'orogénèse varisque.

NB : elles ont été datées du Siegénien par toute une faune de Polypiers (Tabulés, Tétracoralliaires), de Brachiopodes, de Crinoïdes et de Trilobites visibles plus bas sur l'estran.







charnière d'un pli synclinal



**Microplis
dans les grès**





**Cassure
conchoïdale dans
un banc gréseux
de la formation
des Schistes et
Calcaires de
Néhou**

Ce type de
cassure est
caractéristique
des roches dures
et à texture très
fine.

❖ **La falaise avec head weichsélien (Quaternaire)**



Le head du Weichsélien (= Würm - dernier glaciaire) présente plusieurs niveaux à blocs plus ou moins grossiers et des passées plus riches en limons. Dans l'ensemble, on peut cependant constater qu'à l'inverse des heads de la falaise vive de la Baie d'Écalgrain, les niveaux à petits gélifracts* dominant.

* **Gélifracts** : débris produits par la gélifraction

Cela s'explique par le fait que les coulées de solifluxion proviennent de la falaise morte du Mont Saint-Pierre voisin et que celui-ci est constitué des mêmes schistes que ceux qui affleurent sur l'estran.

Or, les schistes sont des roches très gélives qui se débitent facilement en plaquettes.

Ces niveaux à petites plaquettes peuvent être épais. Dans ceux du bas de la falaise vive, on peut même y voir des figures de cryoturbation.

À la base de la falaise, sous le head, affleure en deux endroits un petit lambeau de plage éémienne (âge : - 130 à - 110 ka - avant-dernier interglaciaire Saalien/Weichsélien ou Riss-Würm)) constitué de galets de schistes sombres provenant de la plateforme d'abrasion voisine.









**Courants de
cryoturbation**



niveau à petits galets

niveau sableux

Plage éémienne



Sommet de la falaise vive

Le head est surmonté par une couche de lœss portant un sol brun.

Le lœss s'est déposé à la fin du Weichsélien, entre - 25 et - 13 ka.



sol brun

lœss

head

Schistes dévoniens

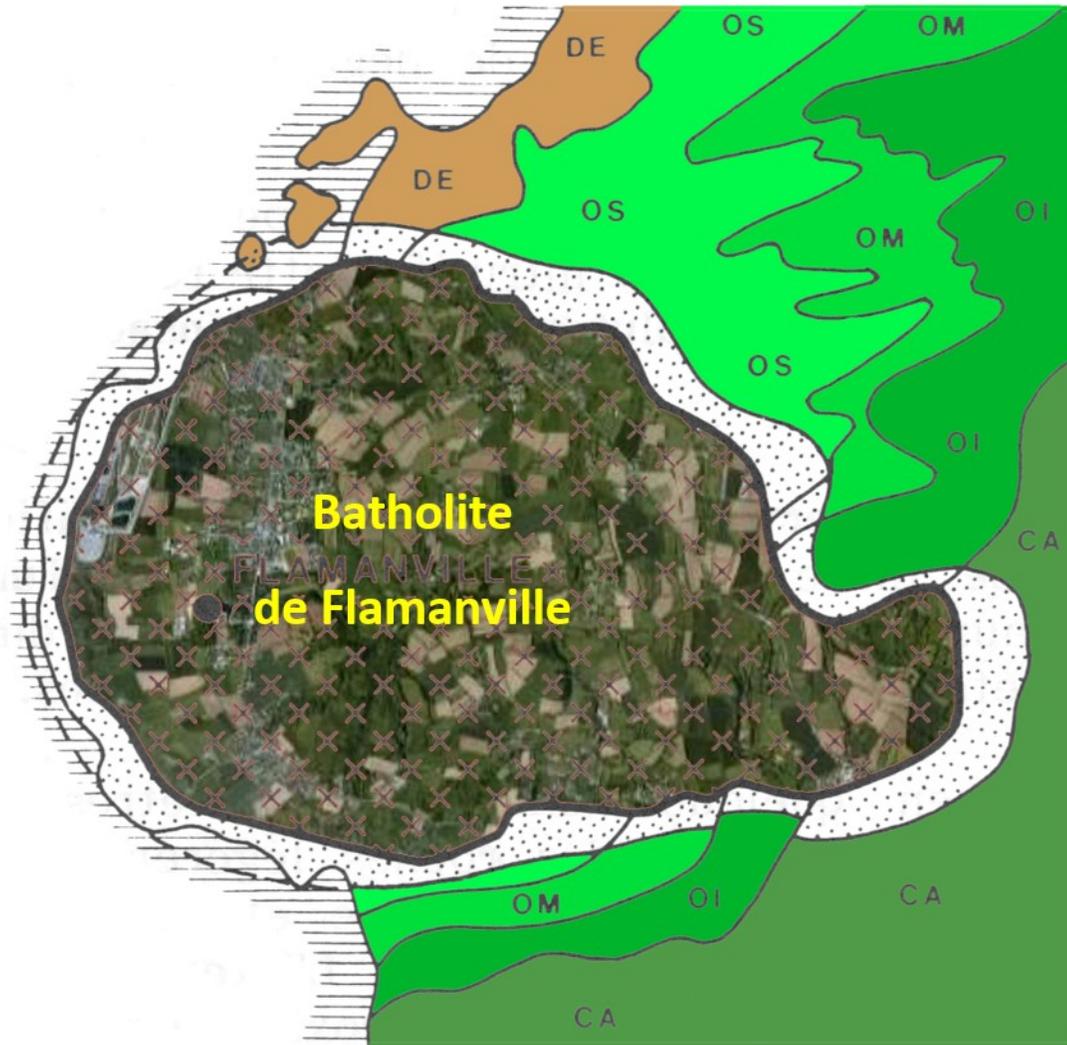


❖ Les cornéennes



cornéennes

La granodiorite de Flamanville est célèbre par le **métamorphisme de contact** qu'elle a engendré dans son encaissant sédimentaire.



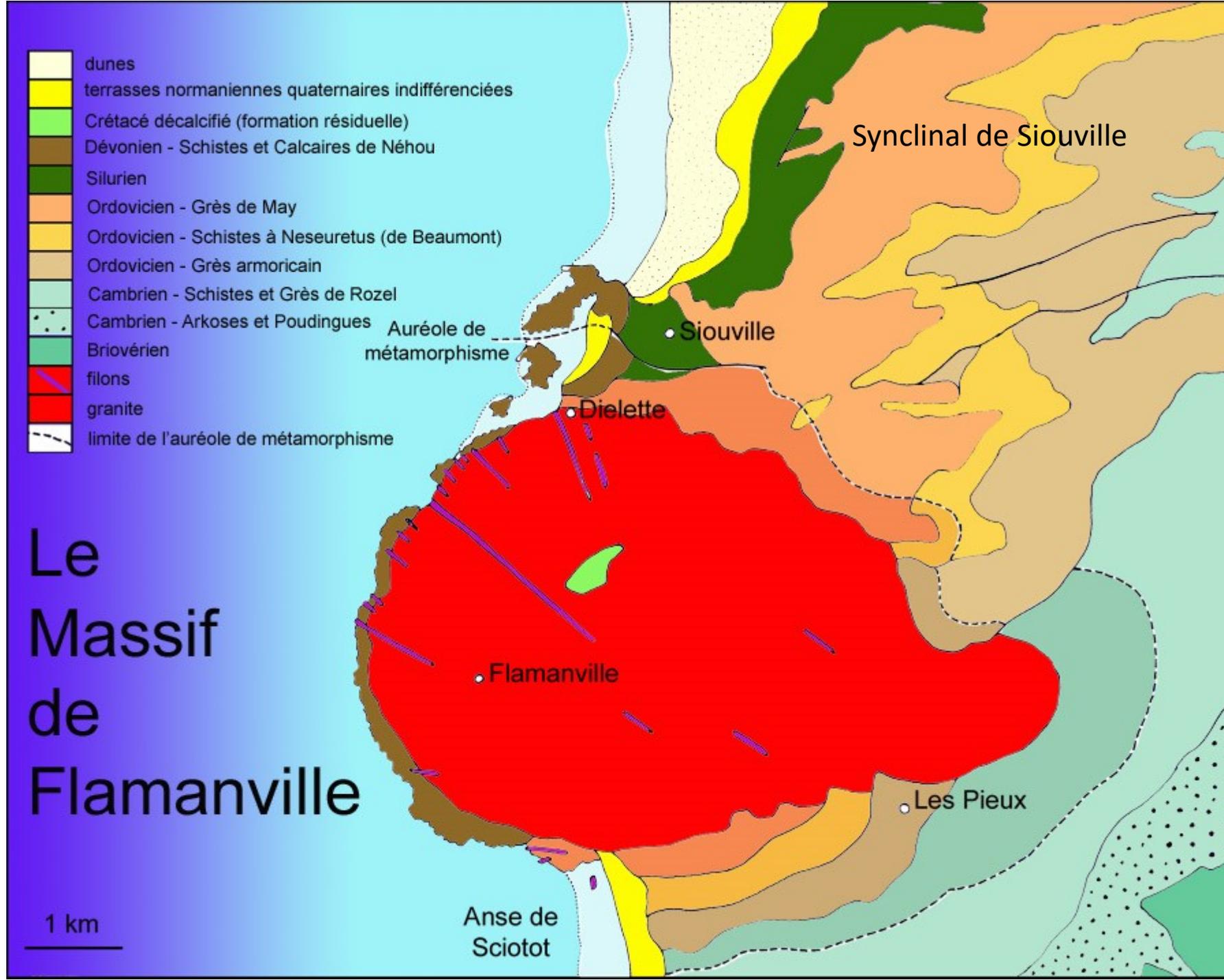
Le pluton recoupe « à l'emporte-pièce » les grès et schistes du Cambrien (CA) et de l'Ordovicien (OI, OM, OS) et la formation des Schistes et Calcaires de Néhou du Dévonien inférieur (DE), toutes ces formations appartenant au Synclinal de Siouville orienté NE-SO.

La granodiorite de Flamanville est donc post-Dévonien. Elle s'est mise en place lors de l'orogénèse varisque.

Au contact de la granodiorite et sur une largeur d'environ 500 m (zone blanche en pointillé), les roches sédimentaires de son encaissant paléozoïque ont été affectées de **transformations texturales et minéralogiques** plus ou moins importantes en fonction de leur distance à la bordure du pluton mais aussi de leur chimisme.

La zone des roches modifiées a par conséquent la forme d'une auréole qui épouse le contour de l'intrusion granodioritique et recoupe les limites lithologiques stratigraphiques.

À cette zone en pointillé, on donne le nom d'**auréole de métamorphisme**.



Quelques mots sur le métamorphisme de contact

La granodiorite étant une roche magmatique de profondeur, elle résulte de la cristallisation lente, en profondeur, d'un magma.

On suppose que le magma à l'origine de la granodiorite de Flamanville a arrêté son ascension vers 5 - 6 km de profondeur. Sa température devait être de l'ordre de 700 - 750°C.

À cette même profondeur, l'encaissant devait être à 200°C environ si l'on admet un gradient géothermique moyen de 30°C par km.

Le magma a alors cédé de sa chaleur à l'encaissant qui s'est réchauffé et a atteint des températures voisines de 500 - 550°C, températures compatibles avec la formation des silicates d'alumine comme **l'andalousite**, **la sillimanite** ou **la cordiélite**, minéraux présents dans l'auréole de métamorphisme de contact de Flamanville.

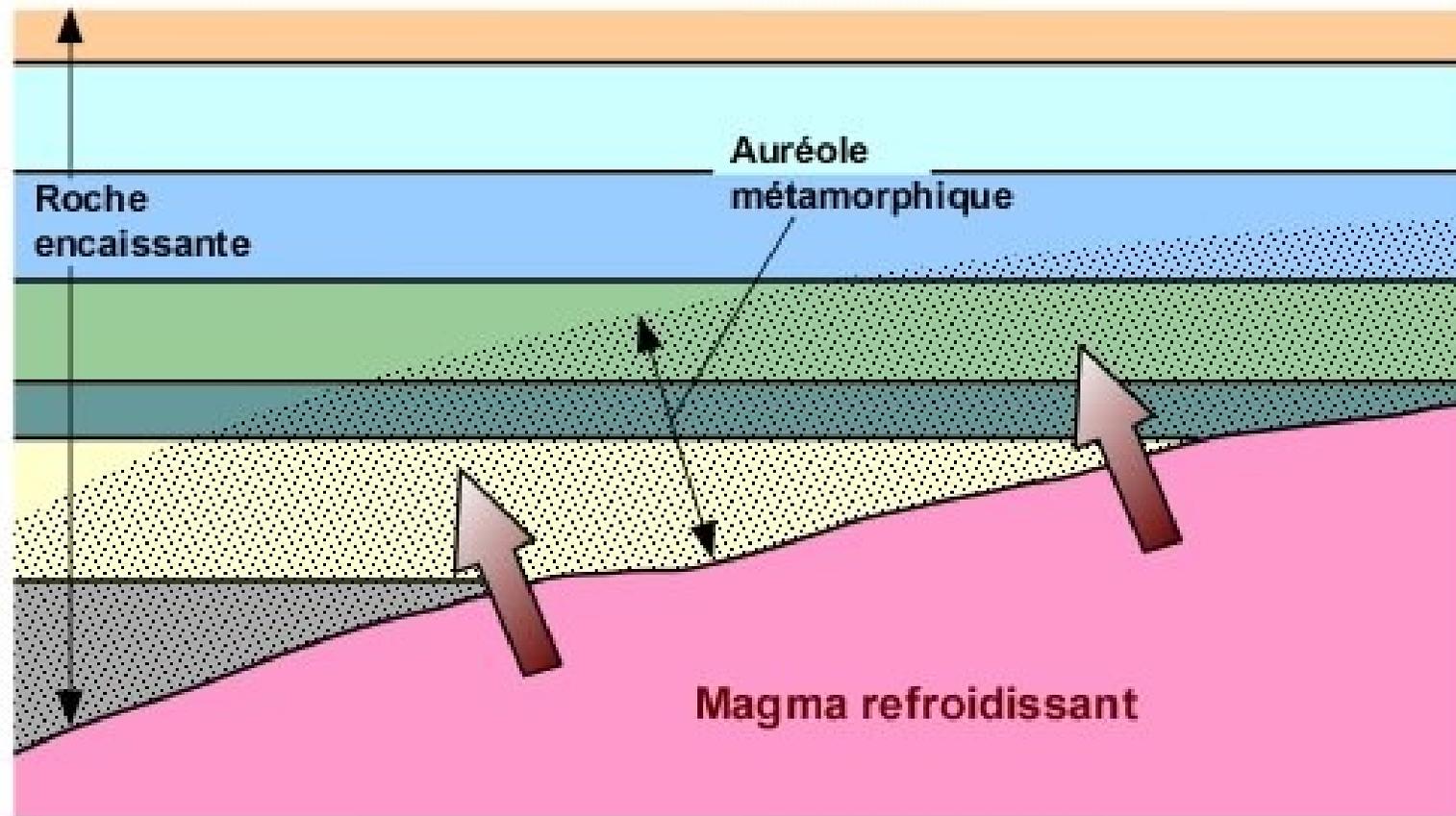
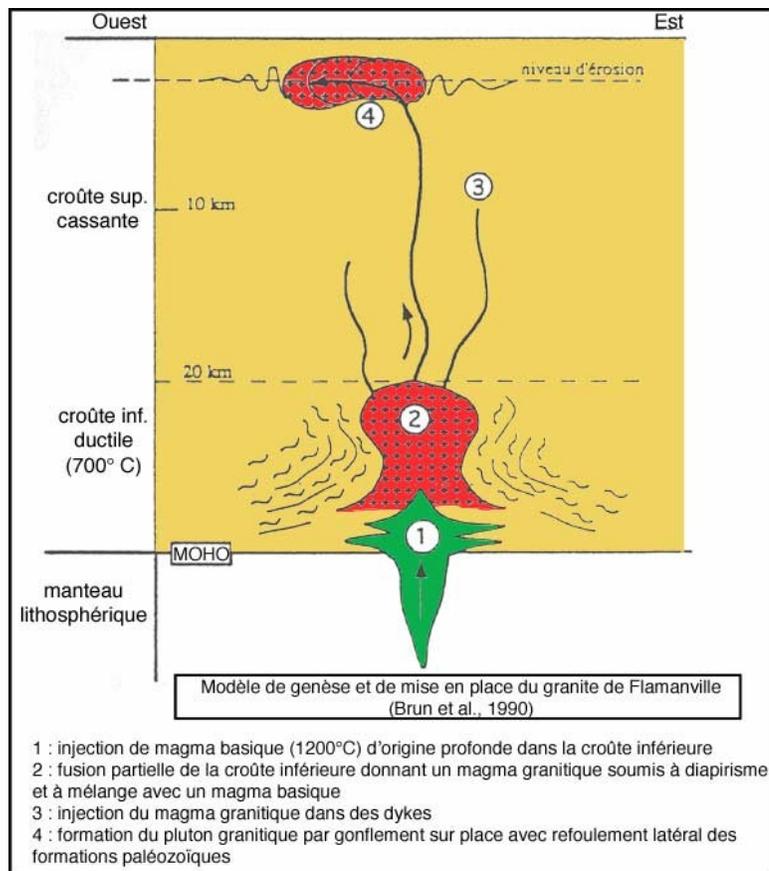
Remarque importante : des fluides chauds, acides et riches en silice et en calcium et autres éléments incompatibles sont en même temps expulsés du magma au cours de sa cristallisation. En empruntant les pores, les fractures, les joints de stratification, les surfaces de discontinuité de l'encaissant, voire les cristaux eux-mêmes, ils participent largement à cette dissipation de chaleur par advection.

En même temps, ces fluides réagissent avec l'encaissant et peuvent s'enrichir en calcium et CO₂ par décarbonatation des calcaires.

L'encaissant a donc subi beaucoup plus qu'une simple « cuisson ». Des réactions chimiques y ont eu lieu ; des minéraux devenus instables dans les nouvelles conditions de T° se sont transformés pour donner de nouveaux minéraux.

Les roches au contact immédiat de la granodiorite chaude se transforment donc minéralogiquement, en quelque sorte se « métamorphosent » : voilà pourquoi on parle de « métamorphisme de contact ».

Et comme la température est le principal facteur en cause, le métamorphisme de contact est encore appelé « thermo-métamorphisme ».



L'affleurement de cornéennes

Les roches qui affleurent au pied du head juste au Nord du Port de Diélette sont des **cornéennes**, roches pélitiques très sombres, sans foliation apparente à l'œil nu et compactes.

Très dures (aussi dures que de la corne, le marteau rebondit dessus !) et redressées, elles proviennent de la transformation par métamorphisme de contact des « Schistes et Calcaires de Néhou ».

Au sein de la masse de cornéennes grises, on peut rencontrer quelques bancs d'une roche de teinte brun rouille.

Ces bancs sont constitués de **grenatite (ou skarn à grenat)**, variété de cornéenne riche en grenat ferrifère. C'est l'oxydation du fer au contact de l'air et de l'eau qui est responsable de la couleur rouille de cette roche et qui explique aussi que ces grenatites se désagrègent plus facilement que les cornéennes grises encaissantes ; elles apparaissent de ce fait le plus souvent en creux.

Les grenats, globuleux et en relief, sont des **grossulaires andraditiques**, non seulement riches en fer mais également en calcium.

Formule chimique de l'andradite : $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ Formule chimique du grossulaire : $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$

Cette richesse en calcium explique que les grenatites ne s'observent exclusivement que dans les bancs les plus calcaires.

NB : en association étroite avec les grenatites, on trouve des pyroxénites blanchâtres ou verdâtres à quartz, biotite et clinopyroxènes. Aucun banc de pyroxénite ni de grenatite n'a été observé à plus de 500 m de la granodiorite.

Conclusion :

La nature des minéraux qui se forment en un point précis d'une auréole de contact dépend non seulement des conditions de température qui y règnent, fonction de la distance séparant le point de l'intrusion, mais aussi de la composition chimique de la roche au point considéré.

L'apparition de grossulaire andradite nécessite du calcium. De même, la formation des silicates d'alumine comme l'andalousite, la sillimanite, la cordiérite, autres minéraux des auréoles de métamorphisme de contact, exigent la présence d'aluminium.



niveau de grenatite



grenatite

banc schisteux

Bloc de grenatite sur l'estran

La grenatite est en creux car facilement altérable. Elle s'est formée dans un banc plus calcaire.



Les alvéoles sont dues à la disparition de la grenatite.



Dans la moitié droite du bloc, mélange de grenatite brune et de pyroxénite verdâtre





**Grès à magnétite
(?)**

Les agrégats
coalescents de
magnétite ont
complètement
effacé la texture
originelle des grès
à oolithes
ferrugineuses.

Arrêt 2 : Havre Jouan (Anse de Scioto)

Depuis le Port de Diélette, après le pique-nique, on a traversé tout le batholite de Flamanville pour échouer au Havre Jouan, au Nord de l'Anse de Sciottot.





Café du Havre Jouan

Échelle 1 : 2 132

0 ————— 50 m

❖ La granodiorite

Structure

La granodiorite de Flamanville est constituée de grains jointifs de quartz (gris translucide, couleur « gros sel »), de feldspath orthose (blanc ou rose), de plagioclase (plutôt gris), de biotite (noire) et d'amphibole (hornblende sous la forme de baguettes vert foncé).

Tous ces cristaux sont visibles à l'œil nu.

La granodiorite a donc une structure grenue.

Beaucoup de cristaux de feldspath orthose et de plagioclase sont de grande taille.

La granodiorite a une texture porphyroïde.





Dans certains blocs, on peut observer des enclaves plus sombres de chimisme plus basique renfermant biotite, amphibole et pyroxène qui suggèrent un « mélange » de deux magmas peu miscibles : un magma basique à l'origine des enclaves et un magma acide de composition granitique nécessaire à la formation du quartz, des feldspaths et des plagioclases de la granodiorite.

Cette hypothèse est confirmée par la présence dans la granodiorite de cristaux de feldspath à **structure rapakivi** (mot d'origine finlandaise signifiant « granite pourri »).

Ce sont des cristaux de feldspath orthose roses entourés par une fine couronne de plagioclase (oligoclase) blanc laiteux.

Cette couronne est en fait une véritable **auréole réactionnelle** ; elle s'est formée par réaction chimique entre le cristal de feldspath orthose en voie de croissance et un magma basique intrus!

Interprétation de la structure rapakivi

Pour mieux comprendre, rappelons les formules chimiques du feldspath orthose et d'un plagioclase :



Le feldspath orthose, qui a commencé à cristalliser dans un magma granitique acide, s'est retrouvé à un moment donné au contact d'un magma complètement différent, basique, c'est-à-dire plus pauvre en silicium, en K^+ et plus riche en Na^+ et surtout en Ca^{2+} . Il a alors continué à croître du fait de la présence de silicium en excès mais en empruntant maintenant les ions Na^+ et Ca^{2+} apportés par le magma basique pour devenir plus calco-alcalin.

Or un magma basique ne peut apparaître qu'en base de croûte.

Conséquences :

Le mélange magmatique a eu lieu très profondément dans la croûte, au voisinage du « Moho ». Et si ce magma hybride est parvenu à la surface chaud pour provoquer dans l'encaissant sédimentaire un métamorphisme de contact, cela implique aussi qu'il est monté très vite.

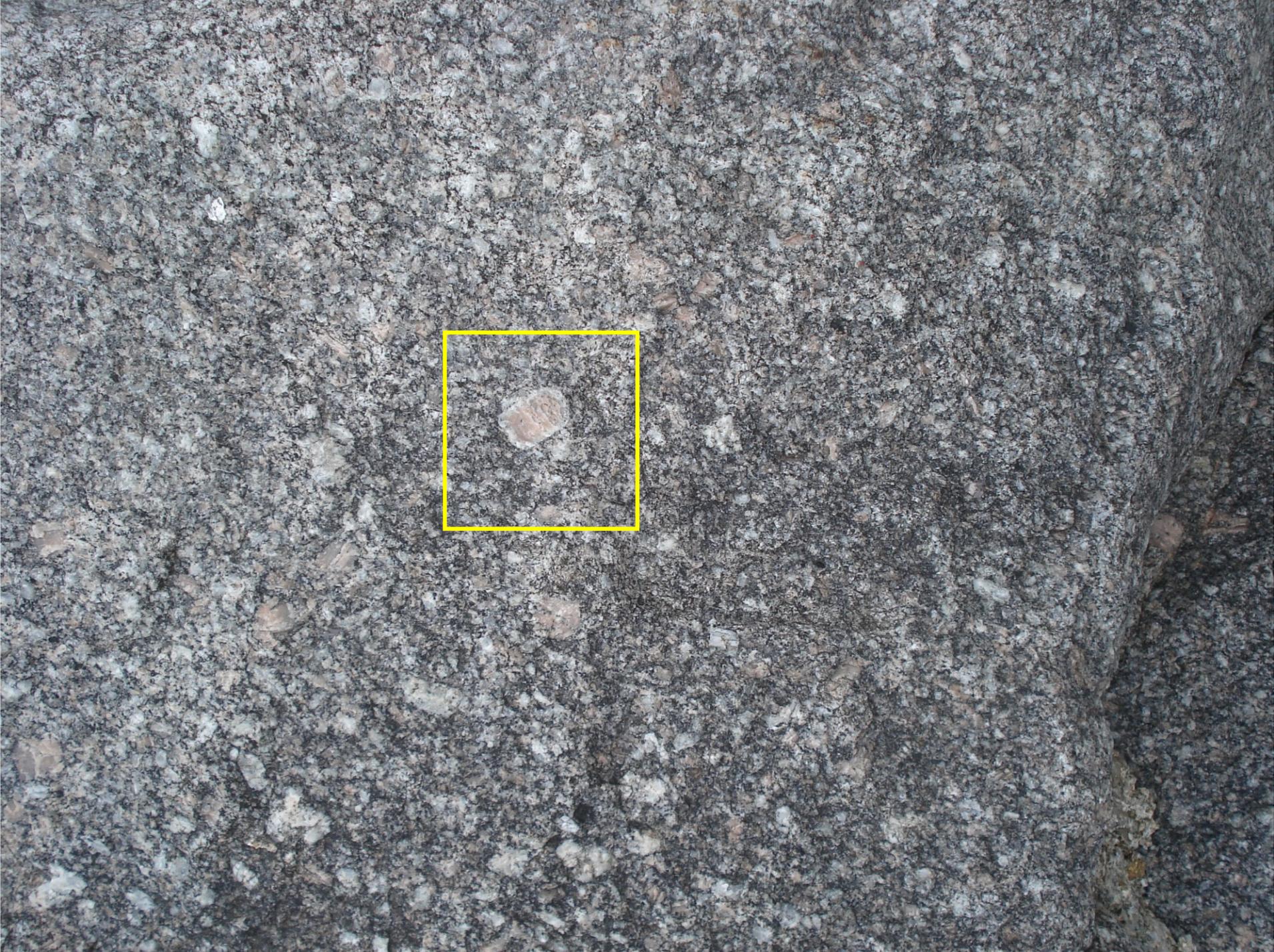
**Enclave
basique**





**Enclave basique
d'aspect
moucheté riche
en biotite,
amphibole et
pyroxène**

**Feldspath de
structure rapakivi**



Détail



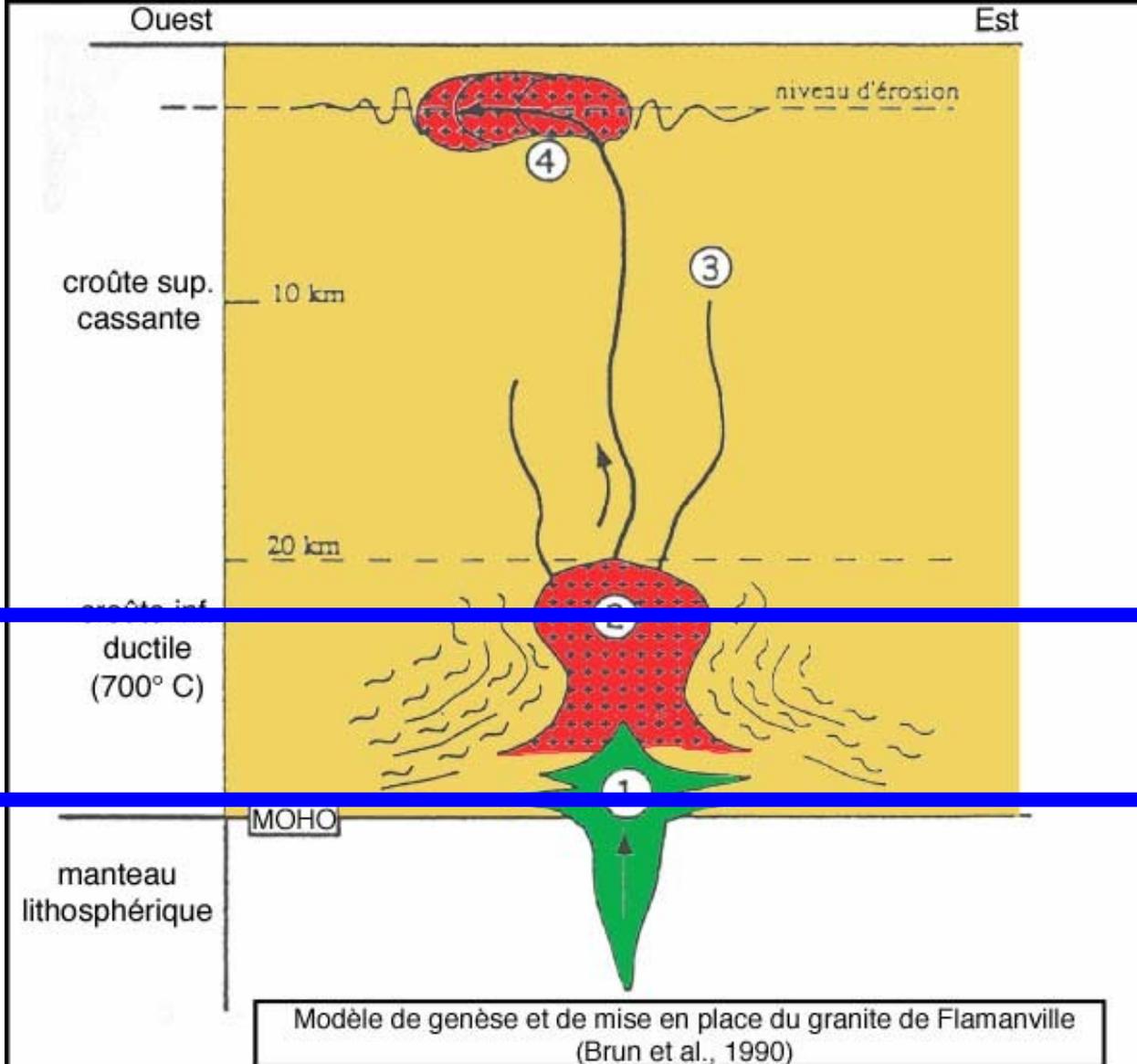
plagioclase

feldspath orthose

Métamorphisme
de contact

Ascension rapide

Zone de mélange
entre magma
granitique
et magma basique



- 1 : injection de magma basique (1200°C) d'origine profonde dans la croûte inférieure
- 2 : fusion partielle de la croûte inférieure donnant un magma granitique soumis à diapirisme et à mélange avec un magma basique
- 3 : injection du magma granitique dans des dykes
- 4 : formation du pluton granitique par gonflement sur place avec refoulement latéral des formations paléozoïques

Chauffée par la remontée de magma mantellique, basique, la base de la croûte a subi une fusion partielle et donné naissance à un magma granitique acide.
La granodiorite de Flamanville résulterait du **mélange partiel ou hybridation** de ces deux magmas.

❖ **Le contact Granodiorite - Encaissant**



Grès de May

dyke de granite rose

cornéenne



Grès de May

cornéenne

dyke de granite rose

À droite de la cale du Havre Jouan, la granodiorite, en falaise, est au contact de cornéennes sombres identiques à celles que l'on a rencontrées à Diélette.

Les cornéennes se présentent ici en bancs très verticalisés.

À quelques mètres du contact, la granodiorite renferme des enclaves de cornéenne très allongées, effilées.

En s'éloignant davantage du contact, les enclaves deviennent plus petites, bien rondes et en même temps plus nombreuses.

Puis finalement, on a comme l'impression que la roche dominante devient la cornéenne, cassée en blocs anguleux de taille variable séparés par des petits filets de granodiorite.

Explication :

Lors de son ascension à travers les terrains paléozoïques déjà métamorphisés sous l'effet de la chaleur, le magma granodioritique a refoulé devant lui des bancs de cornéenne de l'encaissant qui, compétents, durs (ils ont subi une « cuisson ») se sont cassés, fracturés en blocs anguleux. Un peu de magma s'y est insinué.

Mais un peu plus profondément, le magma est plus abondant ; des blocs de cornéenne ont pu se détacher de leurs bancs, « plonger » dans le magma. Ils ont été ensuite « phagocytés », partiellement « digérés », assimilés d'où leur forme allongée, leur aspect effiloché.

Ces enclaves de cornéenne dans la granodiorite sont dites « **exogènes** ». Elles sont étrangères au magma, elles ont été arrachées à l'auréole de métamorphisme en voie de constitution.

À l'inverse, les enclaves basiques observées précédemment sont qualifiées d'« **endogènes** ». Elles sont internes au magma, elles ont une origine magmatique.

**Contact franc
entre la
granodiorite et
les cornéennes
sombres**



**Granodiorite
traversée par tout
un lacs de filons
de granite rose**



**Granodiorite avec
enclaves très
allongées de
cornéenne**



**Granodiorite avec
enclaves
arrondies de
cornéenne**





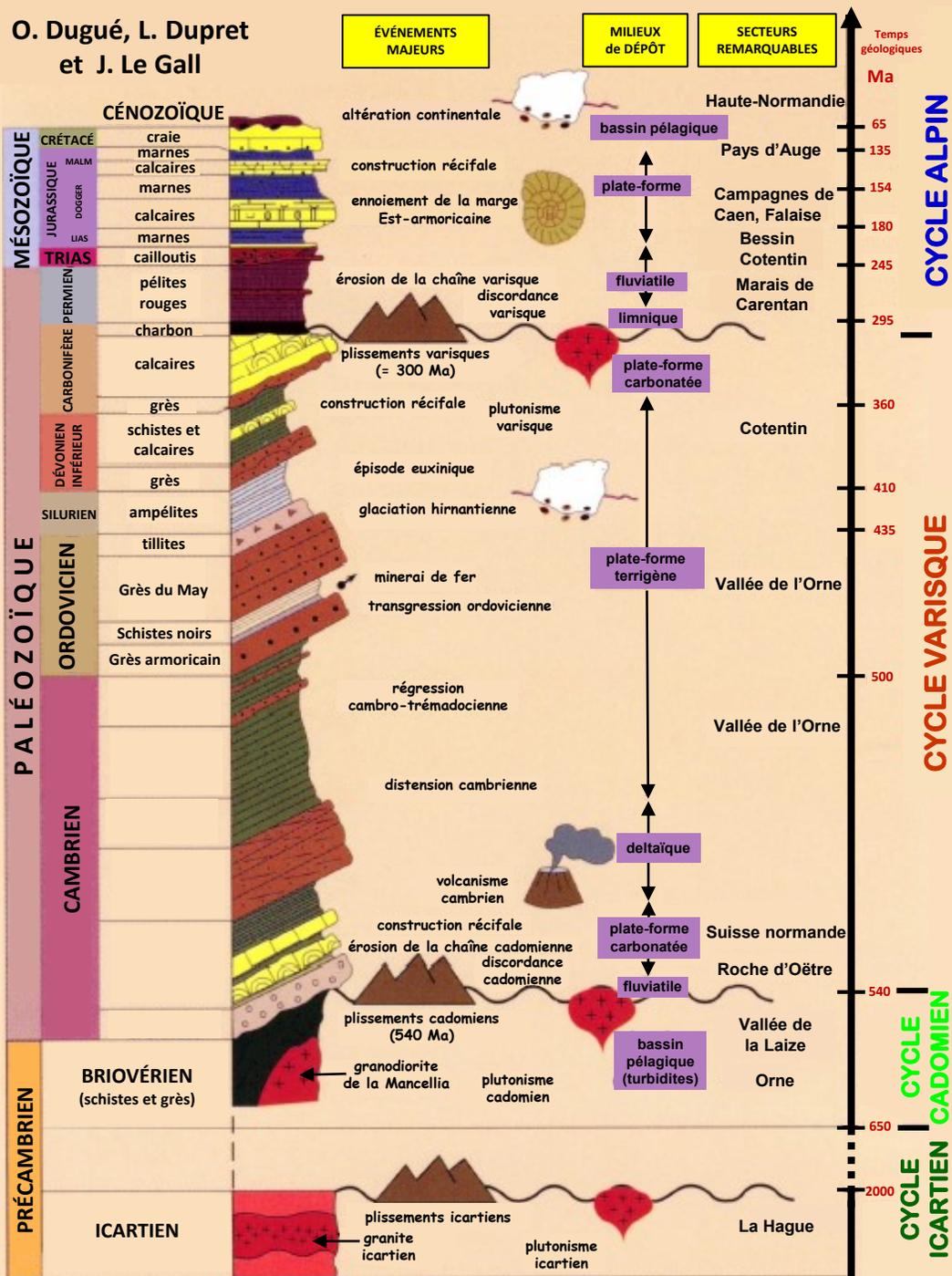
Du magma granodiorite s'insinue dans une enclave de cornéenne



**Masse de granodiorite
avec enclaves de cornéenne
incluse dans une masse de cornéenne**



O. Dugué, L. Dupret
et J. Le Gall



Échelle chronostratigraphique de la Basse-Normandie

(document APBG/APGN)

d'après O. Dugué, L. Dupret et J. Le Gall



Compte rendu de Hendrik VREKEN

Photographies de Michèle et Pierre GIBAUD et de Josiane VREKEN

Bibliographie

Lithothèque de Montpellier

Lithothèque de Normandie

Lithothèque de Rennes

Documents de Gaston Godard

Notices des cartes géologiques de Saint-Lô, Bricquebec-Surtainville, La Haye-du-Puits, Villers-Bocage - Éditions du B.R.G.M.

E. Marcoux, E. Lebrun, E. Bages : « Le skarn à magnétite tardi-hercynien de Diélette (Massif armoricain, France) - Géologie de la France, n° 2, 2012

D. Cliquet, J-P. Lautridou, M. Lamothe, N. Mercier, J-L Schwenningers, P. Alix, G. Vilgrain : « Nouvelles données sur le site majeur d'Écalgrain : datations radiométriques et occupations humaines de la Pointe de la Hague (Cotentin, Normandie) - Quaternaire, 20, (3), 2009

A. Abréal : « L'auréole du granite de Flamanville et ses grenats : métamorphisme de contact » - J. of Pers. Mineralogist, vol.09, 2009

L. Baillet, J. Avoine : « Inventaire du patrimoine géologique de la région Basse-Normandie » - A.P.G.N. , 2014