

Le volcanisme sous-marin d'âge ordovicien supérieur de la presqu'île de Crozon (Finistère). Etude des processus de bréchification

Thierry Juteau¹, Philippe Nonnotte², Isabelle Jegou², Marianne Lamour²,
Thomas Naour², Joseph Cotten²

¹ Domaine d'Orio, 64700 Hendaye, juteau@wanadoo.fr

² UMR 6538 "Domaines océaniques", IUEM, Université de Bretagne Occidentale, Place Copernic, 29280 Plouzané

RÉSUMÉ *Une série de Mémoires de Maîtrise en Sciences de la Terre de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest) a apporté de nombreuses descriptions nouvelles sur les roches volcaniques et sub-volcaniques sous-marines d'âge ordovicien exposées sur les falaises de la presqu'île de Crozon. Ces études détaillées ont montré que les affleurements de Lostmarc'h, des pointes de Kerdra-Kerdreux et de l'Aber offrent, sur des surfaces restreintes, une extraordinaire variété de manifestations volcaniques et sub-volcaniques en milieu sous-marin peu profond: intrusions doléritiques, sills intrusifs à digitations lobées dans les sédiments gorgés d'eau, coulées à pillow lavas, vaste éventail de types de brèches volcaniques sous-marines (brèches d'explosion pyroclastiques, brèches autoclásticas de friction, brèches épyclásticas re-sédimentées, etc.). Le présent article est une synthèse de ces observations récentes sur le volcanisme de Crozon, accompagnées de données géochimiques nouvelles.*

ABSTRACT *This paper gathers the results and data brought up by a series of "Memoires de Maîtrise en Sciences de la Terre" done by students of the University of Brest on the volcanic and subvolcanic rocks of ordovician age, exposed on the coastal cliffs of the Crozon Peninsula, in Brittany. These detailed studies show that the outcrops of Lostmarc'h, Kerdra and Kerdreux, Aber island and Raguenez, and further east of the Tregarvan area along the banks of the Aulne river, expose an extraordinary variety of shallow submarine volcanic and subvolcanic manifestations: huge doleritic intrusions, shallow sills intrusively into non consolidated sediments, pillow lava flows, accompanied by a large fan of submarine volcanic breccia types (pyroclastic, autoclastic and epiclastic breccias). This paper presents a synthesis of these recent observations on the Crozon volcanism, accompanied by new geochemical analyses.*

MOTS-CLÉS *Presqu'île de Crozon, volcanisme ordovicien, pillow lavas, brèches volcaniques sous-marines, hyaloclastites, dolérites, spilites, ponces.*

1 - Introduction et historique

La presqu'île de Crozon constitue un des plus beaux sites géologiques de Bretagne. Ses magnifiques falaises exposent une série sédimentaire ancienne allant du Briovérien (550-540 Ma) au Dévonien supérieur (360 Ma). Elle constitue l'extrémité occidentale du Domaine centro-nord armoricain, qui montre une structure synclinale à l'échelle régionale (Fig. 1A).

La presqu'île est constituée de deux unités tectoniques, dites "unité de Crozon Nord" et "Unité de Crozon Sud". Ces deux unités définies par Darboux et Rolet (1979) se seraient juxtaposées « par l'intermédiaire d'accidents tectoniques de type couliss-

sage et/ou charriage », lors de l'orogénèse hercynienne. Ce contact se ferait suivant un grand accident chevauchant allant de Lostmarc'h à Châteaulin, l'unité "Crozon Nord" chevauchant l'unité "Crozon Sud". Ce contact majeur est jalonné sur toute sa longueur par des écaillés de roches volcaniques et microgrenues basiques appartenant à l'Unité de Crozon Sud (Figure 1B). Ce chevauchement a ensuite été baptisé "cicatrice Crozon Nord - Crozon Sud" par Rolet *et al.* (1984).

Ces deux unités diffèrent par leur succession lithologique :

- Dans l'Unité de Crozon Nord, la Formation du Grès armoricain (Arénig) repose en discordance sur le Briovérien. L'Ordovicien supérieur terminal (Ashgill "tardif") est représenté par la Formation du Cosquer (Bourahrouh, 2002), comprenant de nombreux glissements syn-sédimentaires et des dépôts interprétés comme des décharges d'icebergs (tillites). Elle fait suite - après une importante lacune - à la Formation de Kermeur (Hamoumi, 1981).

- Dans l'Unité de Crozon Sud, la base de l'Ordovicien est représentée par la Formation des Schistes rouges du cap de la Chèvre, qui viennent en discordance stratigraphique sur le socle Briovérien, et sont surmontés par le Grès armoricain. L'Ordovicien supérieur (Caradoc-Ashgill) est marqué par un magmatisme intense : la Formation des Grès de Kermeur est injectée par de nombreux dykes et sills doléritiques, et la Formation des Tufs et calcaires de Rosan, qui lui succède, comprend des sills de diabases amygdalaires, des coulées à pillow lavas et des brèches volcaniques associées, dans un environnement sédimentaire carbonaté.

Ces roches volcaniques et sub-volcaniques sont observées d'une part dans tout l'autochtone de la série de Crozon sud, et d'autre part dans une série d'affleurements discontinus, tectonisés et écaillés, alignés parallèlement au contact anormal séparant les séries de Crozon nord et Crozon sud (Chevalier *et al.*, 1982). Dans la série de Crozon nord, la Formation de Rosan est principalement représentée par une lacune. Les Schistes du Cosquer, bien représentés par exemple dans la coupe-type de la plage du Veryarc'h, sont considérés comme représentant la partie tout-à-fait supérieure de la Formation de Rosan.

Les travaux réalisés par Hamoumi (1981), Guillocheau (1982), et Guillocheau et Rolet (1983), ont permis de caractériser l'environnement de dépôt à l'époque des éruptions volcaniques de Lostmarc'h. Leurs conclusions suggèrent un milieu marin de plate-forme épicontinentale, dont la subsidence était contrôlée par des mouvements tectoniques liés à un contexte de distension. Il apparaît cependant que la sédimentation de l'Ordovicien supérieur s'est effectuée dans un bassin à faible subsidence dans le Nord de la presqu'île de Crozon, et dans un bassin dont la subsidence était plus importante dans le Sud de la presqu'île, « en rapport avec les phases de distension dont témoigne le volcanisme de Rosan » (Hamoumi, 1981).

Ces formations magmatiques furent initialement décrites par Barrois en 1889 dans une note intitulée "Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom", titre tout à fait malencontreux (Melou et Plusquellec, 1996), car les témoins des manifestations volcaniques décrites sont en fait localisés le long de l'Aulne, et le Menez-Hom n'a jamais été un volcan comme certains l'écrivent encore! À la suite de

Barrois, Lucas (1938) a étudié le complexe intrusif de l'île de l'Aber et de Raguenez, et il revint à son élève Fourmond (1964) d'avoir su identifier à la Pointe de Lostmarc'h un volcanisme sous-marin comportant des coulées à débit en pillow-lavas, et d'avoir réalisé la première étude de terrain précise de la pointe de Kerdreux. Par la suite Mailliet (1977) et Cabanis (1986) ont étudié la géochimie des volcanites de Crozon pour en donner les caractéristiques principales. C'est ainsi que Cabanis (1986), dans sa thèse d'Etat, conclut à un volcanisme de nature transitionnelle et alcaline mis en place dans un paléorift ordovicien. Il convient de signaler aussi les études pétrographiques et structurales réalisées par Thonon (1980), hélas non publiées (cf. le bloc-diagramme de la figure 2 ; cf. aussi la légende des cartes géologiques à 1/50 000° de Douarnenez et de Châteaulin).

Toutes ces roches sédimentaires et volcaniques ont subi un métamorphisme anchi- à épizonal dû à la structuration de cette partie du domaine centro-nord armoricain lors de la phase bretonne (Dévonien supérieur - Carbonifère), selon Guillocheau et Rolet (1983). Ce métamorphisme permet d'expliquer les paragenèses à albite, chlorite, épidote, calcite et sphène dans les laves, caractéristiques du faciès schistes verts. Il est possible cependant que cette spilitisation soit, au moins pro parte, d'origine hydrothermale sous-marine, car ces recristallisations métamorphiques ont respecté les structures primaires les plus fines dans les laves et les brèches volcaniques sous-marines.

Plus récemment, une série de Mémoires de Maîtrise en Sciences de la Terre de l'Université de Bretagne Occidentale a apporté de nombreuses descriptions nouvelles sur les faciès volcaniques sous-marins (Jean Le Lœuff, 1987 ; Jean-Luc Le Pennec, 1987 ; Marianne Lamour, 2000 ; Thomas Naour, 2000 ; Isabelle Jegou, 2001, Philippe Nonnotte, 2002). Ces études détaillées ont montré que les affleurements de Lostmarc'h, des pointes de Kerdra - Kerdreux et de l'Aber offrent, sur des surfaces restreintes, une extraordinaire variété de manifestations volcaniques et sub-volcaniques en milieu sous-marin peu profond : intrusions doléritiques, sills intrusifs à digitations lobées dans les sédiments gorgés d'eau, coulées à pillow lavas, vaste éventail de types de brèches volcaniques sous-marines (brèches d'explosion pyroclastiques, brèches autoclastiques de friction, brèches épicyclastiques re-sédimentées, etc.)

Le présent article est une synthèse de ces observations récentes sur le volcanisme de Crozon, et des données géochimiques nouvelles. Il s'inspire de plusieurs livrets-guide rédigés à l'occasion d'excursions géologiques anciennes et récentes dans la presqu'île de Crozon (Melou et Plusquellec, 1980 ; Plusquellec *et al.*, 2001 ; Juteau *et al.*, 2003).

Nous présentons successivement, en nous déplaçant d'ouest en est le long de la bande volcanisée de Crozon-sud, les trois secteurs-clés concernés par cette étude (cf. Figure 1 pour les localisations) :

1 - La façade occidentale de la presqu'île de Crozon, avec du sud au nord, en remontant la série sédimentaire : (a) les intrusions sub-volcaniques basiques des pointes de Kerdreux et de Kerdra, intrusives dans les sédiments autochtones surmontant la formation du Grès armoricain (Formation des Schistes de Postolonnec, Formation des Grès de Kermeur) ; (b) les diabases et brèches à ponces autochtones du nord de la plage de Lostmarc'h, associées à la Formation des Tufs et calcaires de

Rosan ; (c) les pillow lavas et brèches volcaniques allochtones de la pointe de Lostmarc'h, interstratifiées dans les calcaires de Rosan ;

2 - Plus à l'est dans la baie de Morgat, (a) les affleurements autochtones de l'île de l'Aber et de la pointe de Raguenez ; (b) les pillow lavas allochtones de la carrière de Rosan ;

3 - Plus à l'est encore, le long de la rive gauche de l'Aulne, les intrusions et laves de la région de Trégarvan et de l'anse de Garvan.

2. Les affleurements de la façade occidentale de la Presqu'île de Crozon

2.1. Les intrusions basiques autochtones des pointes de Kerdreux et de Kerdra

Les pointes de Kerdreux et de Kerdra, situées au sud de la pointe de Lostmarc'h, constituent respectivement les limites sud et nord de la plage de La Palue (Fig. 2A et 2B). Ces intrusions basiques de grande puissance se sont mises en place dans les Formations de Postolonnec (Llanvirn - Llandeilo principalement), et de Kermeur sommital (Caradoc). Ces formations présentent une stratification orientée à N40°-60°, avec un plongement vers le nord-ouest. La série est normale et son sommet se trouve donc au Nord.

Les différents corps magmatiques intrusifs, en particulier ceux de la pointe de Kerdreux, ont fait l'objet de plusieurs études et ont été rattachés par les différents auteurs au volcanisme ordovicien supérieur (Caradoc-Ashgill) (Fourmond, 1964 ; Maillot, 1977 ; Cabanis, 1986). Les arguments en faveur de ce rattachement sont : (a) les analogies géochimiques entre ces diabases et les laves de Lostmarc'h et de Rosan (bien datées, elles, par les faunes associées) ; (b) le fait que ces intrusions ne recoupent jamais de formations plus récentes que l'Ordovicien supérieur. Toutefois, en l'absence de datations absolues, l'âge précis de ces intrusions reste à déterminer.

2.1.1. Les affleurements de la pointe de Kerdreux.

La pointe de Kerdreux et les falaises au sud de la plage de la Palue permettent d'observer quatre affleurements de roches basiques microgrenues (Fig. 3), séparés par des panneaux de Schistes de Postolonnec, qui constituent leur encaissant. Il s'agit soit d'une seule et même intrusion, découpée par la tectonique, soit de deux gros filons, dont le filon sud est décalé par une série de décrochements (cf. carte géologique à 1/50 000°). Nous avons numéroté ces affleurements de 1 à 4, en allant du nord au sud (cf. Fig. 2A).

a) *Affleurement 1*. Emergeant de la dune, un pointement formé par une dolérite sombre de teinte brun rouille, constituée de plagioclases et de pyroxènes visibles à l'œil nu, constitue l'affleurement le plus septentrional. En contrebas, une petite falaise formée par des schistes bleu sombre appartenant à la Formation de

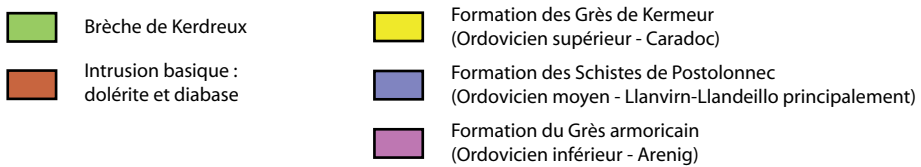
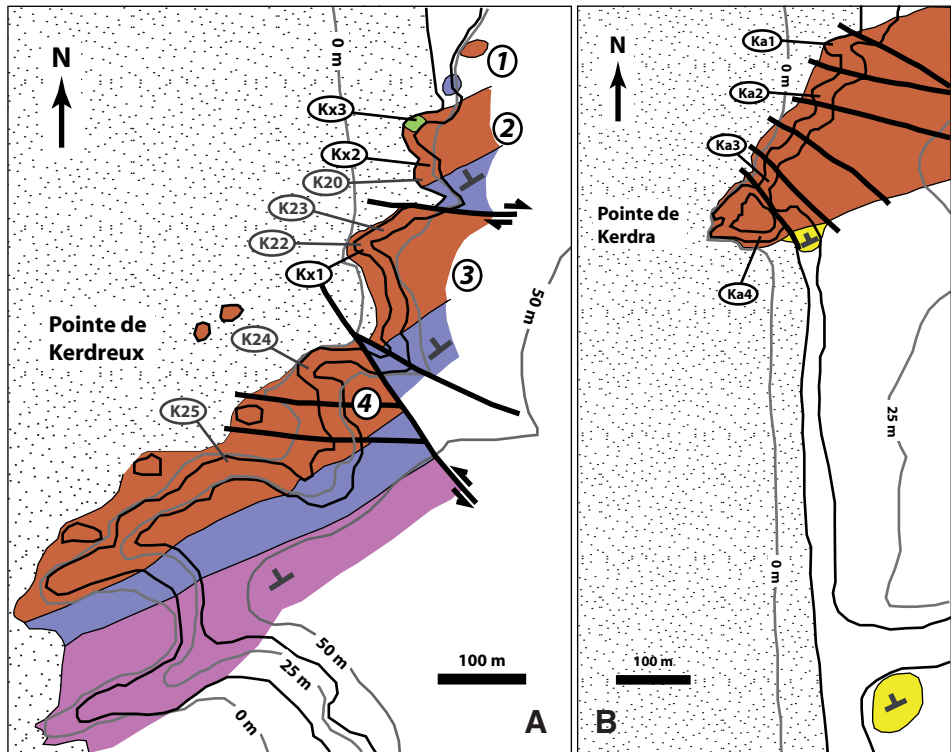


Figure 2 - Carte géologique des pointes de Kerdreux (A) et de Kerdra (B), d'après Nonnotte (2002). Pointe de Kerdra : K11, K12, K14 (Cabanis, 1986) non localisés.

Postolonsec constitue l'encaissant de la dolérite de ce premier affleurement. Ils sont très tectonisés, ce qui donne un aspect chaotique à cette zone. Le contact entre ces deux formations est invisible car masqué par la dune. Il en va de même pour le contact suivant, entre les schistes et la dolérite de l'Affleurement 2.

b) *Affleurement 2*. Le flanc Nord de cette pointe est occupé en partie par une brèche polygénique contenant des éléments très divers : dolérite altérée de couleur jaunâtre, schistes bleu-noir, grès. Ces fragments, très hétérométriques puisqu'ils montrent des tailles allant de celle du gravier (1 à 2 centimètres) à celle du gros bloc (plus de 50 centimètres), ont des formes variables mais ils sont tous globalement anguleux. Aucun granoclassement n'est visible dans cette brèche (Fig. 4).

On peut distinguer deux parties dans cette brèche volcanique. Le flanc Nord et les éléments affleurant sur la plage se présentent sous la forme d'une brèche très grossière, les fragments de schistes et de dolérite étant contenus dans une matrice verdâtre (Fig. 5 A). La partie Sud, qui vient en contact avec la dolérite, montre une tex-



Figure 3 - Pointe de Kerdreux. Vue générale.



Figure 4 - à gauche, vue générale de la brèche de la pointe nord de Kerdreux.

Figure 5 - à droite, A. Texture très grossière de la partie nord de la brèche de Kerdreux. B. Texture beaucoup plus fine de la partie sud de la brèche.

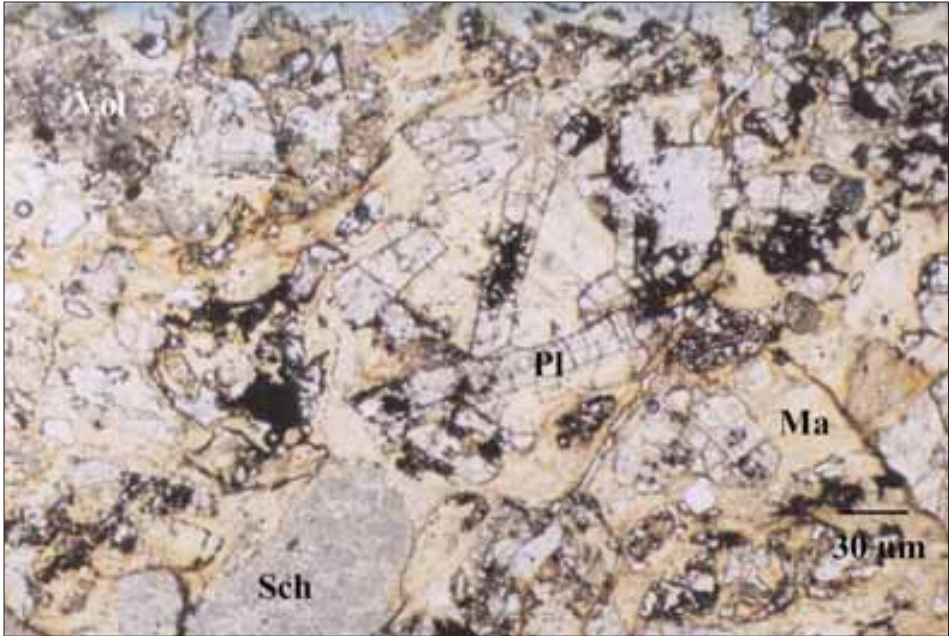


Figure 6 - Photographie de lame mince de la brèche Kx 3 montrant son aspect polygénique (lumière naturelle). Sch : schiste, Vol : fragment lithique volcanique, Pl : plagioclase, Ma : matrice dévitrifiée.

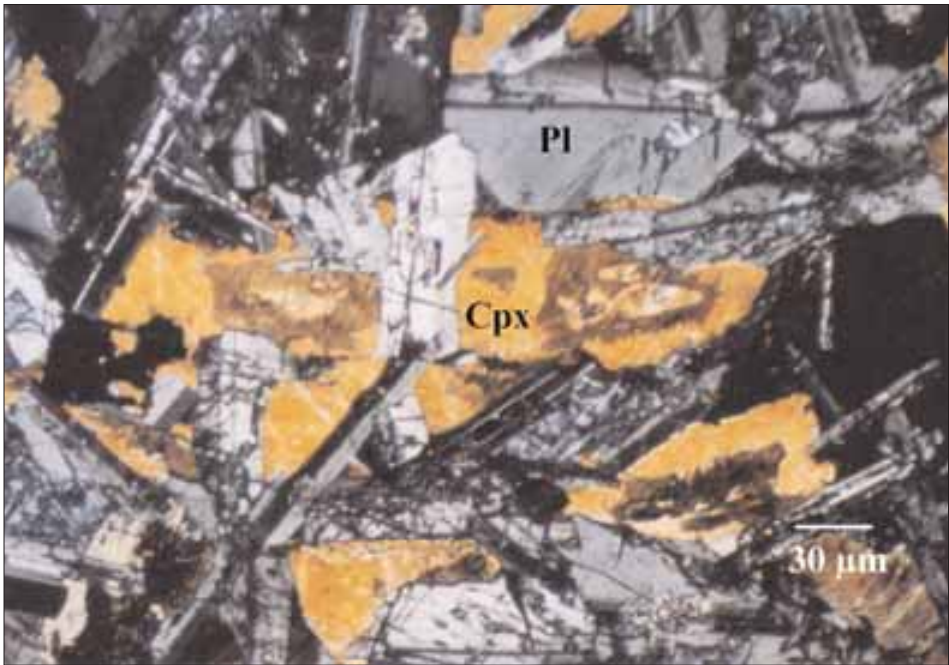


Figure 7 - Dolerite de Kerdreux, faciès basique de la base du sill. Echantillon Kx 2, photographie de lame mince montrant sa texture sub-ophitique (lumière polarisée). Cpx : clinopyroxène, Pl : plagioclase.

ture beaucoup plus fine (Fig. 5 B). On retrouve des fragments de schistes et de dolérites inférieurs à 2 cm, accompagnés de nombreux petits fragments noirs (vitreux). Tous ces éléments sont emballés dans une matrice jaunâtre très fine.

L'étude en lame mince de l'échantillon Kx-3 (Figure 6) prélevé dans cet ensemble, montre que cette brèche contient des fragments de schistes (Sch) mais aussi des éléments d'origine volcanique à texture microlitique (Vol). Ces particules sont incluses dans une matrice chloriteuse (Ma) pouvant présenter des plages de quartz cryptocristallin. La matrice contient aussi de grands cristaux de plagioclases altérés et très fracturés (Pl). On peut émettre l'hypothèse que la chlorite est issue de la dévitrification et de la recristallisation d'un verre. Dans ces conditions, cette brèche a donc une origine volcanique. Elle est de type autoclastique. Le contact entre ces deux niveaux de brèche se fait selon une zone verticale d'environ 20 centimètres d'épaisseur, semblant constituée uniquement de "matrice", il s'agit très probablement d'une hyaloclastite très fine. Il est fort probable, comme le suggère Fourmond (1964), que cette brèche volcanique colmate une fissure d'alimentation du volcanisme Ordovicien. Elle correspondrait donc au "ramonage" d'un conduit d'alimentation.

Le reste de la pointe est constitué par une dolérite mélanocrate à texture holocristalline grenue (échantillon Kx-2). En lame mince, elle présente une texture intergranulaire à sub-ophitique (Fig. 7), avec 40 % de plagioclase (An22), en lattes automorphes à sub-automorphes, 30 % de clinopyroxène sub-automorphe à xénomorphe, parfois très poecilitique, 10 % de chlorite, en altération des pyroxènes et dans les espaces intergranulaires, en association avec du quartz et du sphène secondaires, et 10 % d'oxydes ferro-titanés.

Immédiatement au Sud, on peut observer le contact entre la dolérite et les schistes à nodules de l'encaissant. A ce niveau, les schistes sont blanchis sur environ un mètre et leur schistosité est très perturbée, ce qui traduit un métamorphisme de contact lié à la mise en place de l'intrusion, qui présente une bordure figée d'un mètre de large. Le contact est donc de type intrusif et se fait parallèlement à la schistosité N62 58N. Les schistes reprennent ensuite un aspect bleu sombre typique des schistes de Postolonnec. Le fond de l'anse est affecté par une faille N94 72S à composante principale décrochante dextre. Elle est soulignée par des placages de quartz et par une zone broyée de 10 à 20 centimètres de large, mettant en contact les schistes et une nouvelle intrusion.

c) *Affleurement 3*. Il est constituée par une roche mésocrate (échantillon Kx 1) qui montre une texture isotrope holocristalline grossière : les plagioclases ont des tailles supérieures à 2-3 millimètres (Fig. 8 A). En lame mince, cette roche présente une texture holocristalline grenue à gros grains intergranulaire (Fig. 8 B), avec 35 % de plagioclase (An20), en grandes baguettes automorphes altérées, 25 % de clinopyroxène en grands prismes sub-automorphes très chloritisés, pouvant être poecilitiques, et 15 % de micropegmatite dans les espaces entre les plagioclases et les clinopyroxènes, 10 % de chlorite (qui altère les plagioclases et les pyroxènes mais se rencontre aussi dans les espaces entre les cristaux), 10 % d'oxydes ferro-titanés en grands cristaux sub-automorphes (titanomagnétite avec de l'ilménite lamellaire transformée en leucoxène), très souvent associés aux clinopyroxènes altérés et à la chlorite, et 5 % d'épidote.

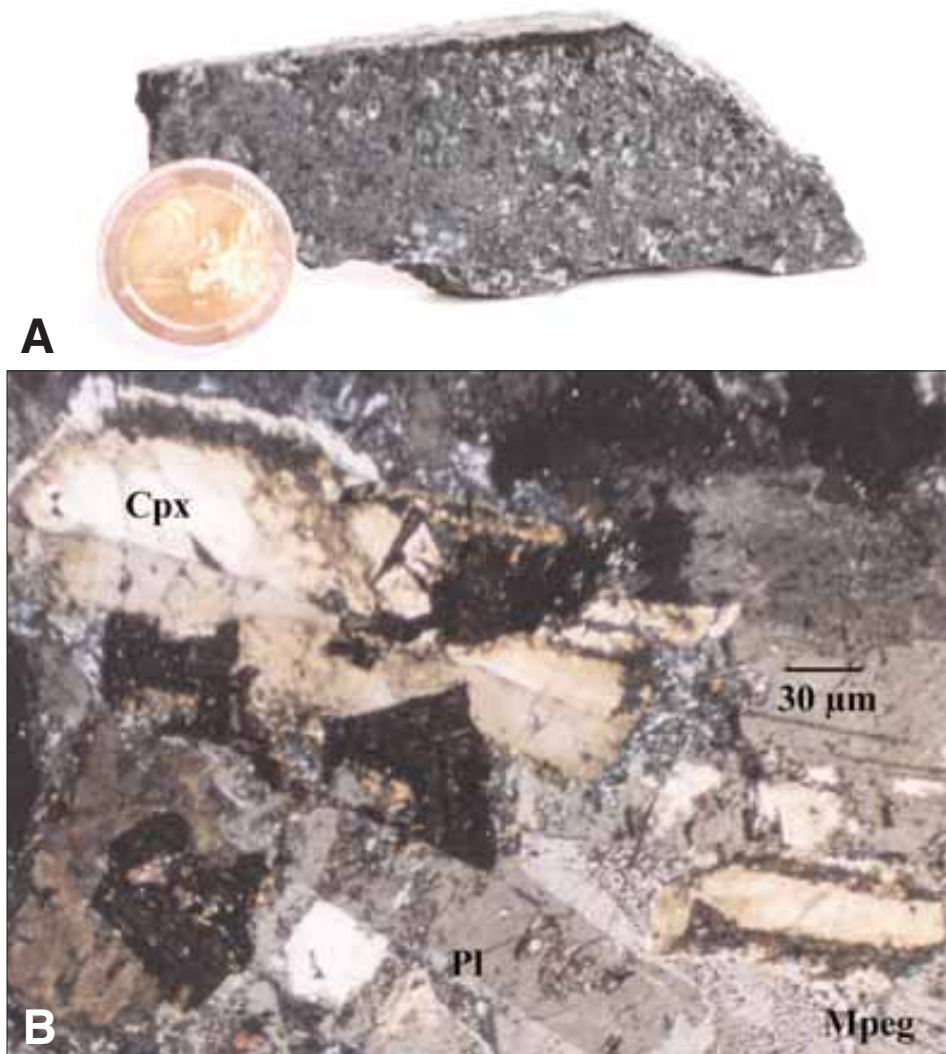


Figure 8 - Dolérite de Kerdreux, faciès différencié du sommet du sill. A. Echantillon Kx 1. B. Photographie de lame mince. Cpx : clinopyroxène altéré, Pl : plagioclase, Mpeg : micropegmatite.

La présence de micropegmatite traduit une différenciation plus ou moins avancée. Cette roche a donc une composition minéralogique intermédiaire entre celle d'une dolérite et celle d'une diorite.

On observe dans toute la pointe et dans les blocs éboulés, des filonnets centimétriques intrusifs dans la "dolérite", essentiellement quartzo-feldspathiques, qui correspondent aux derniers liquides de fin de cristallisation. Ils forment un réseau avec une direction principale N62 40N et peuvent être repris par de petites fractures qui les décalent légèrement et sont parfois remplies par du quartz. (Fig. 9 A et B).

Le pan de falaise qui suit, orienté nord-sud, présente de larges zones rubéfiées qui correspondent à l'oxydation de sulfures probablement d'origine hydrothermale.

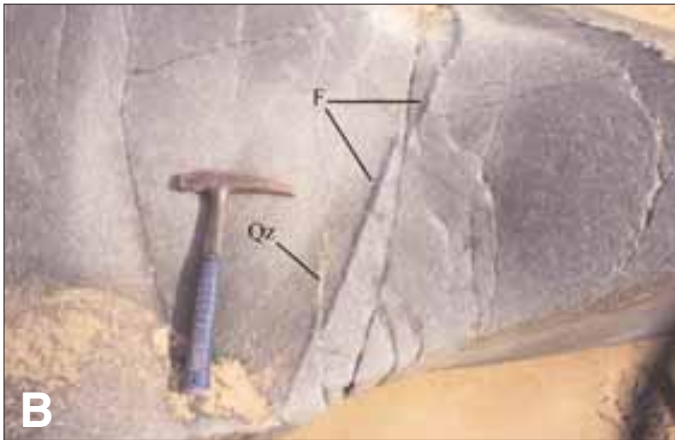


Figure 9 - Filonnets tardi-magmatiques de plagiogranite (F), A. recoupant la dolérite de Kerdreux. B. Recoupés eux-mêmes par des veines de quartz hydrothermal.

Plus au sud, on peut observer le contact entre la dolérite et les schistes de l'encaissant. Celui-ci se fait de la même manière qu'au sud de l'affleurement 2 : les schistes sont blanchis sur environ un mètre et montre une schistosité très perturbée. La roche intrusive présente une bordure figée d'un peu moins d'un mètre et s'est mise en place parallèlement à la schistosité. Le fond de l'anse est constitué par les schistes bleu noir de la Formation de Postolonnec : schistosité N48 30N. Ils sont recoupés par deux failles : une N94 56S et une N134 88S à composante principale décrochante senestre qui les met en contact avec un nouveau massif intrusif.

d) *Affleurement 4* (comprenant la pointe de Kerdreux s.s.). Cette intrusion, la plus étendue, est constituée d'une dolérite (échantillon Kx 4) identique à celle de l'Affleurement 2 (échantillon Kx-1), avec une texture légèrement plus fine.

Au niveau d'une première pointe, on retrouve le même corps magmatique microgrenu recoupé par le réseau de filonnets centimétriques (Fig. 10 A). Ceux ci présentent toujours une direction principale N60 40N. Les filonnets ont une texture grenue très fine et sont riches en plagioclases (probablement proches du pôle albite), en quartz, en petits oxydes et en sulfures disséminés encore frais dans la masse (pyrite, chalcopryrite). Ce sont donc des plagiogranites (Fig. 10 B).



Figure 10 - Réseau de filonnets et filons tardi-magmatiques de plagiogranite dans la dolérite de Kerdreux.

A. Flanc nord de la Pointe de Kerdreux. B. Echantillon de plagiogranite riche en mouches de sulfures disséminées. C. Filon de plagiogranite tardif (avec Philippe Nonnotte).

Cette zone nous permet aussi d'observer des filons plagiogranitiques plus puissants (environ 50 centimètres) ayant la même minéralogie que les filonnets fins, mais à texture beaucoup plus grossière (Fig. 10 C). L'ensemble des filonnets et des filons correspond au chevelu filonien qui se développe au toit de l'intrusion, en fin de cristallisation. On observe ici la partie la plus profonde du chevelu filonien issu des derniers magmas silicatés.



Figure 11
Contact de la
dolerite de
Kerdreux avec les
Schistes de
Postolonnec.



Figure 12
Falaise montrant
l'altération en bou-
les de la dolérite
de Kerdra, et un
réseau de fractu-
res remplies
par des oxydes
rubéfiés.



Figure 13 - Prismation de la dolérite de Kerdra. A. Observable sur le flanc nord de la pointe. B. Observable à la pointe.

La dolérite est légèrement décalée vers l'Ouest par une faille orientée à $N102^{\circ} 70'N$. Le fond de l'anse nous permet d'étudier le contact entre le massif magmatique et les schistes qui se fait parallèlement à la schistosité, à $N48^{\circ} 40'N$ (Fig. 11).

Au sud de la pointe de Kerdreux s.s., on peut observer d'une part le contact entre la dolérite et les schistes, et d'autre part, un peu plus au sud, le contact stratigraphique entre la Formation de Postolonnec et le Grès armoricain, dont le sommet est marqué par les derniers bancs de grès à ripple-marks.

La pointe de Kerdreux est donc constituée par un sill doléritique d'une puissance d'environ 200 m (Fourmond, 1964) intrusif dans les sédiments ordoviciens. Celui-ci est recoupé par des filonnets qui se sont mis en place dans les fractures développées lors du refroidissement de l'intrusion. La présence de ces filonnets, issus des tous derniers "jus" magmatiques, très riches en feldspaths et en micropegmatites, traduit l'existence de phénomènes de différenciation par cristallisation fractionnée au sein du sill.

Le célèbre sill de Palissades (USA) (Walker, 1940; Bonin, 1998) est un exemple classique d'intrusion basique puissante (300 m) ayant subi ce phénomène. On peut y observer à la base un cumulat d'olivine puis des niveaux ayant une minéralogie de dolérite. Vers le sommet, on rencontre un "horizon-sandwich" contenant des micropegmatites traduisant la syncristallisation de quartz et d'albite. Dans le sill de Kerdreux, on retrouve bien au sommet des micropegmatites mais le cumulat d'olivine à la base n'existe pas, bien que l'on observe un enrichissement en minéraux ferromagnésiens. L'absence d'olivine indique que le magma primaire du sill de Kerdreux était déjà plus évolué que celui du sill de Palissades. La mise en place et le refroidissement de l'intrusion de la pointe de Kerdreux se sont accompagnés d'une activité hydrothermale importante comme le montre la présence de sulfures dans les filonnets et les zones rubéfiées de l'Affleurement 3. L'absence de vacuoles et de prismation clairement visible semble indiquer une mise en place du sill à une profondeur relativement importante, à la différence de ce que l'on peut envisager pour les conditions de mise en place du sill de Kerdra.

2.1.2. Les falaises de la pointe de Kerdra

Plus au nord, la pointe de Kerdra (Fig.2B) est constituée par une intrusion basique visible sur presque 300 m du Nord au Sud. Sur le flanc nord de la pointe, c'est une roche mélanocrate très dense, à texture holocristalline grenue, montrant une altération en boules caractéristique de ce type de roche (Fig. 12). Composée de plagioclases en baguettes, de pyroxènes en prismes vert sombre et d'oxydes, cette roche est donc une dolérite (échantillon Ka-1).

À ce niveau, la dolérite est découpée par un réseau de fractures N20 20NW et N38 48SE. Celles ci sont colmatées par des oxydes de fer rubéfiés qui proviennent de l'altération des sédiments encaissants. On peut aussi observer une faille sub-verticale orientée à N124°, occupée par un filon de quartz bréchifié. Cette faille a certainement une composante principale décrochante mais aucun indice de mouvement n'est visible. Le contact entre cette intrusion et les formations sédimentaires encaissantes n'est malheureusement pas visible car il est masqué par la dune.

L'extrémité de la pointe permet d'observer un débit grossier incliné vers le Sud. Ce débit se rencontre tout au long de la pointe et pourrait correspondre à une prismation fruste, acquise par contraction thermique lors du refroidissement.

Dans la petite anse qui suit, la dolérite, très altérée, est recoupée par une faille à N102° 38°S, avec probablement une composante principale inverse. En progressant vers le Sud, on remarque que l'altération en boules et les fractures remplies d'oxydes disparaissent. La roche (échantillon Ka-2) est mélanocrate avec une texture

isotrope holocristalline grenue, et contient des plagioclases et des pyroxènes plus gros que ceux de Ka-1. On peut penser que cette texture plus grossière ainsi que l'aspect plus massif de la dolérite sont dus au fait que l'on s'approche du cœur de l'intrusion. En lame mince, la roche montre une texture isotrope holocristalline grenue intersertale à subophitique légèrement vacuolaire. Elle se compose de 55 % de plagioclase (An22), 30 % de clinopyroxène un peu poécilitique, de 10% de chlorite associée à du verre interstitiel et à des oxydes de fer de grande taille (5 %), et de quelques vacuoles remplies par des minéraux de basse température ou par de la chlorite.

La dolérite présente par endroits un débit en prismes hexagonaux grossiers (Fig. 13 A) qui se sont formés lors du refroidissement de l'intrusion. Cette prismation est aussi très visible à l'extrémité de la pointe (Fig. 13 B). L'existence d'une prismation et la présence de vacuoles indiquent une mise en place sub-volcanique relativement superficielle (Cabanis, 1986).

Le flanc sud de la pointe de Kerdra permet d'observer le débit sub-vertical lié à la prismation et le contact avec l'encaissant (Fig. 14). L'échantillon Ka-4, bien que pré-

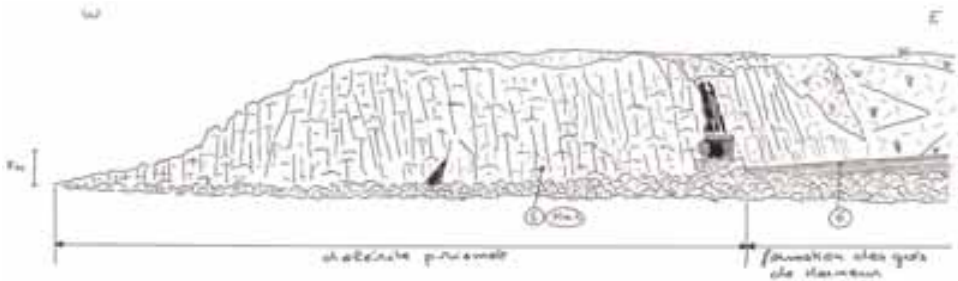


Figure 14 - Schéma du flanc sud de la pointe de Kerdra montrant le débit vertical de la dolérite lié à la prismation, et son contact inférieur avec la Formation des grès de Kermeur.

sentant les mêmes caractéristiques macroscopiques que Ka-2 (Fig. 15 A), montre une texture très différente en lame mince (Fig. 15 B). La dolérite présente ici une texture isotrope holocristalline grenue ophitique légèrement vacuolaire, avec 45 % de plagioclase (An30) en très grands cristaux automorphes peu altérés lorsqu'ils sont inclus dans les clinopyroxènes, 30% de clinopyroxène en cristaux de très grande taille sub-automorphes ou xénomorphes, peu altérés et très poécilitiques, 15 % de chlorite, en remplissage des vacuoles et en recristallisation du verre occupant l'espace entre les cristaux, 8 % d'oxydes ferro-titanés en petits cristaux concentrés surtout dans les plages riche en chlorite, et 2 % de minéraux d'altération de basse température.

Le contact entre l'intrusion et son encaissant est parallèle à la stratification, à N60°, 38°NO. Les formations encaissantes sont constituées par des alternances de bancs centimétriques de grès micacé et de schistes sombres qui correspondent à la Formation des Grès de Kermeur. Les grès et les schistes sont blanchis sur environ un mètre en bordure du massif doléritique, ce qui traduit un métamorphisme de contact lié à la différence de température entre le magma (à haute température) et l'encaissant (froid) (Fig. 16).

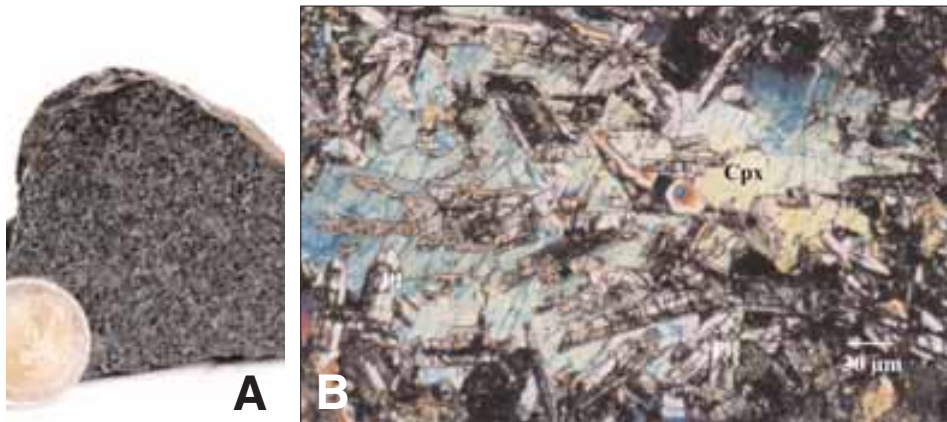


Figure 15 - A. Echantillon de la dolérite de Kerdra. B. Photographie de lame mince montrant sa texture ophitique (lumière polarisée). Cpx : clinopyroxène, Pl : plagioclase.



Figure 16 - Contact entre la dolérite de Kerdra et les schistes et grès de la Fm. des grès de Kermeur.

Le contact étant parallèle à la stratification (Fig. 16), et la prismation étant perpendiculaire à celui-ci (Fig. 14), on peut en conclure que la pointe de Kerdra forme un sill intrusif légèrement penté vers le Nord. Ce sill a une épaisseur d'au moins 200 mètres, mais on ne peut pas placer sa limite Nord avec exactitude. La présence de vacuoles et le débit en prismes hexagonaux suggèrent une mise en place de l'intrusion doléritique à plus faible profondeur que celle de la pointe de Kerdreux. La grande épaisseur du sill, le passage d'une texture ophitique à la base (échantillon Ka-4) à une texture intersertale au sommet (échantillon Ka-2), et l'augmentation de 10 % du plagioclase entre Ka-4 et Ka-2 (augmentation de la phase alumineuse par rapport à la phase ferromagnésienne), suggèrent l'existence d'un *processus de différenciation verticale par cristallisation fractionnée* au sein de cette intrusion.

2.1.3. Nouvelles données géochimiques

Deux analyses géochimiques nouvelles ont été effectuées par spectrométrie plasma (ICP-AES) au Laboratoire de Géochimie de l'UBO de Brest (analyste : Jo Cotten), l'une sur la dolérite de la pointe de Kerdra (échantillon n° Ka-2), l'autre sur une dolérite de la pointe de Kerdreux (échantillon n° Kx-2). Ces deux analyses nouvelles ont l'avantage de comporter le dosage de 19 éléments en traces. Elles sont présentées dans le Tableau 1 avec celles réalisées par Bruno Cabanis (1986), qui ne comportaient à l'époque que 11 éléments en traces, dosées par activation neutronique. L'absence des Terres Rares lourdes, en particulier, ne permettait pas de tracer les spectres de Terres Rares complets.

Géochimie de la dolérite de la pointe de Kerdra

L'étude géochimique de la dolérite de la pointe de Kerdra a été entreprise à partir des analyses des échantillons K-11, K-12 et K-14 de Cabanis, et à partir de l'analyse nouvelle réalisée sur notre échantillon Ka-2 (Tableau 1, en annexe).

Toutes ces roches présentent des pertes au feu assez modérées comprises entre 2,37 et 2,85 %, traduisant une altération hydrothermale relativement importante, avec mobilité de certains éléments (alcalins et alcalino-terreux). Le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, par exemple, sans être franchement perturbé, varie de 4,6 à 7,0.

Le calcul de la norme permet de déterminer leur DI (Indice de Différenciation) : les échantillons de la base du sill, avec des DI de l'ordre de 20, sont à olivine, hyperstène et diopside normatifs, alors que ceux du sommet du sill, avec des DI supérieurs à 40, sont à quartz, hyperstène et diopside normatifs. Cette augmentation des DI vers le sommet du sill confirme l'existence d'un processus de différenciation fractionnée (et gravitative) verticale, évoqué précédemment sur la base d'arguments pétrographiques.

La différenciation peut aussi s'appréhender grâce aux éléments en trace. Les diagrammes de la Fig. 17 montrent le comportement des éléments incompatibles : Eu, Ce et Zr, en fonction du La, élément très incompatible et par conséquent excellent marqueur du degré de différenciation magmatique. Sur les diagrammes Eu / La, Ce / La et Zr / La (Fig. 17), on peut observer une relation linéaire entre K-14, K-12, Ka-2 et K-11. Ainsi, K-11 qui a les valeurs les plus importantes, est le plus différencié. K-14, avec les teneurs les plus faibles, est l'échantillon qui a la composition la plus proche de celle du magma primitif. Les échantillons Ka-2 et K-12 ont des compositions intermédiaires entre ces deux pôles. On remarque par ailleurs que le point représentatif de l'échantillon K-14 est très proche de celui de la tholéiite continentale de référence dans les trois diagrammes.

Sur un spectre de terres rares (Fig. 18 A) on remarque, bien que l'on ne dispose pour K-11, K-12 et K-14 que de peu d'éléments, que les spectres des échantillons sont parallèles entre eux. Cette disposition est typique d'une différenciation par cristallisation fractionnée.

Enfin, la comparaison de l'échantillon Ka-2 avec différents types de basaltes, sur un spectre élargi (Fig. 18 B), permet d'observer un parallélisme très net entre le spectre de Ka-2 et celui de la tholéiite continentale de référence, ceux-ci étant très différents des spectres d'un MORB-N et d'une tholéiite d'arc.

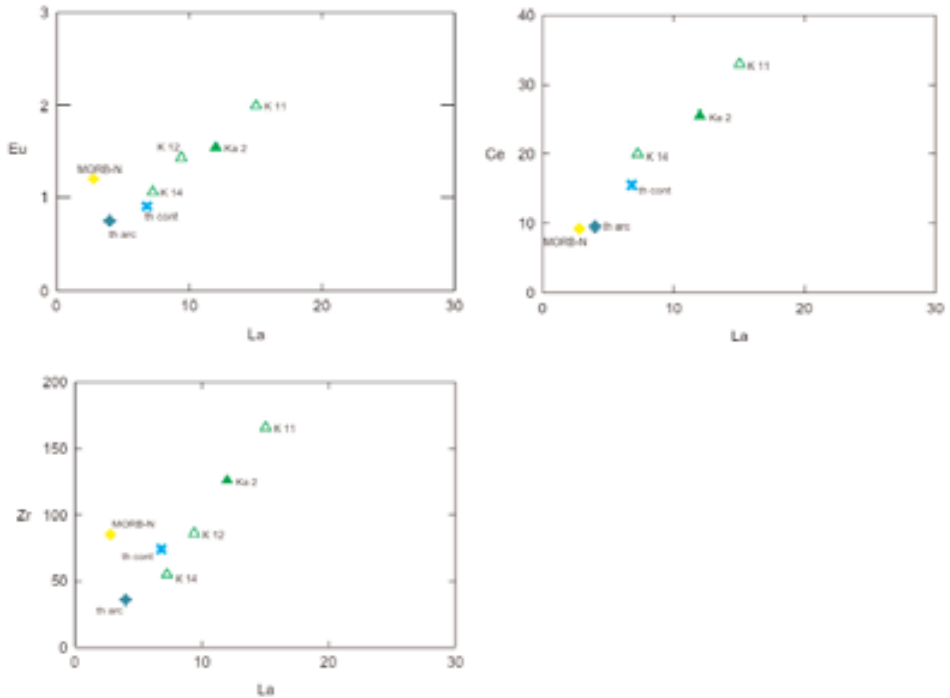


Figure 17 - Diagrammes Eu / La, Ce / La et Zr / La, montrant la position des échantillons de la pointe de Kerdra et de différents types de basaltes.

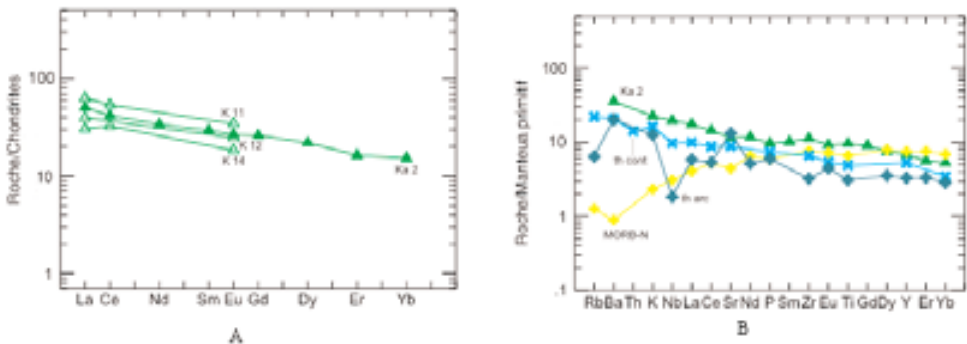


Figure 18 - A. Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites des dolérites de la pointe de Kerdra. B. Spectres élargis normalisés au manteau primitif. Normalisations d'après Sun et Mc Donough (1989). Comparaison avec les profils de basaltes de différents sites géodynamiques (Maury, 1993).

En conclusion, l'intrusion doléritique de la pointe de Kerdra présente des affinités de tholéiite continentale. Elle s'est mise en place sous forme d'un sill de 200 mètres d'épaisseur. Cette grande épaisseur permet d'expliquer l'existence d'un processus de différenciation verticale par cristallisation fractionnée de la base vers le sommet du sill (échantillon Ka 2), comme le suggérait l'étude de terrain.

Géochimie des intrusions basiques de la pointe de Kerdreux

L'étude géochimique des dolérites de la pointe de Kerdreux a été réalisée à partir des analyses des échantillons K-20, K-22, K-23, K-24, K-25 de Cabanis, et de l'analyse réalisée sur notre échantillon Kx-2. (Tableau 1). Les localisations de ces échantillons sont données dans la Fig. 2A.

Les analyses publiées par Cabanis dans sa thèse (1986) ne comportent pas de perte au feu pour les dolérites de la pointe de Kerdreux, ce qui rend impossible l'évaluation de l'altération des échantillons. Notre échantillon Kx-2 présente une perte au feu modérée de 1,83 %, légèrement inférieure à celle des dolérites de Kerdra.

Le calcul de la norme de ces roches donne des DI inférieurs à 35, caractéristiques des roches basiques. Les échantillons Kx-2 et K-25 sont à quartz, hyperstène et diopside normatif, alors que les autres sont tous à olivine, hyperstène et diopside normatif.

Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, tous les échantillons se disposent dans le champ des basaltes mais montrent une dispersion importante, due à l'altération hydrothermale secondaire.

Un examen attentif des analyses du Tableau 1 montre des différences très importantes entre ces échantillons de composition basaltique:

1 - Les échantillons K-23 et K-24 d'abord, situés à la base du sill, ont des teneurs anormalement hautes en MgO (13,85 %) et en Fe_2O_3 , basses en Al_2O_3 et particulièrement basses en Na_2O (1,56 %), reflétant un processus d'accumulation des phases ferromagnésiennes, au détriment des plagioclases. Les éléments en traces confirment cette interprétation, avec les teneurs les plus élevées en Cr, Co et Ni, et les plus basses en Sr.

2 - Les échantillons K-22 et K-23, situés au sommet du sill, ont les teneurs les plus élevées en TiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O , élevée en Fe_2O_3 et les plus faibles en MgO . Au niveau des traces, ils montrent les teneurs les plus élevées en Sr et les plus basses en Cr, Co et Ni. Leurs teneurs en éléments incompatibles (Zr, La, Ce, Eu) sont multipliées par un facteur de 3 à 6, par rapport aux échantillons précédents. Ces caractéristiques sont celles de faciès très différenciés par les processus de la cristallisation fractionnée.

3 - Les échantillons Kx-2 et K-20 montrent des valeurs intermédiaires entre ces deux extrêmes, mais avec des caractéristiques originales (basses teneurs en TiO_2 , faible rapport Ni/Cr), suggérant qu'ils appartiennent peut-être à un autre sill.

4 - Tous les échantillons, sauf peut-être K-20, montrent des teneurs très faibles en K_2O , et des rapports $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ très perturbés allant de 8,4 (K-20) à 11,1 (K-24 et K-25). Le potassium est complètement lessivé dans les échantillons évolués K-22 et K-23, alors que les teneurs en Na_2O s'élèvent à près de 4,0 %, le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ prenant des valeurs extrêmes complètement éloignées des valeurs magmatiques (208 et 390 respectivement). Rappelons pour comparaison que ce rapport est de l'ordre de 3,5 dans la tholéiite continentale de référence (Tableau 2, en annexe).

Dans les diagrammes Eu / La , Ce / La et Zr / La (Fig. 19), les échantillons se disposent selon des droites passant près de l'origine. K-22 et K-23 présentent systé-

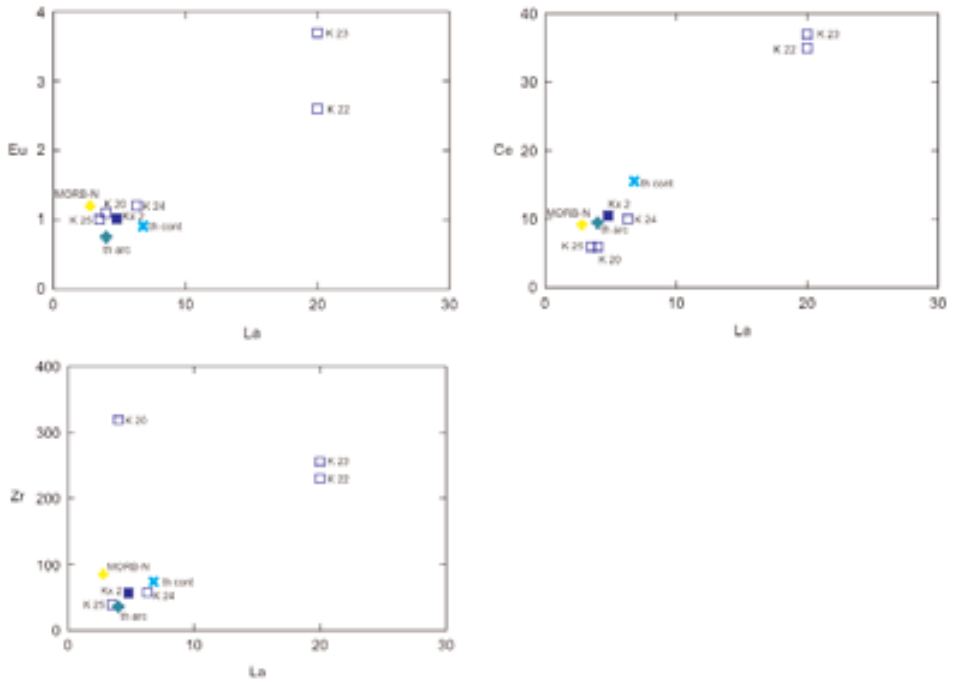


Figure 19 - Diagrammes Eu / La, Ce / La et Zr / La, montrant la position des échantillons de la pointe de Kerdreux et de différents types de basaltes.

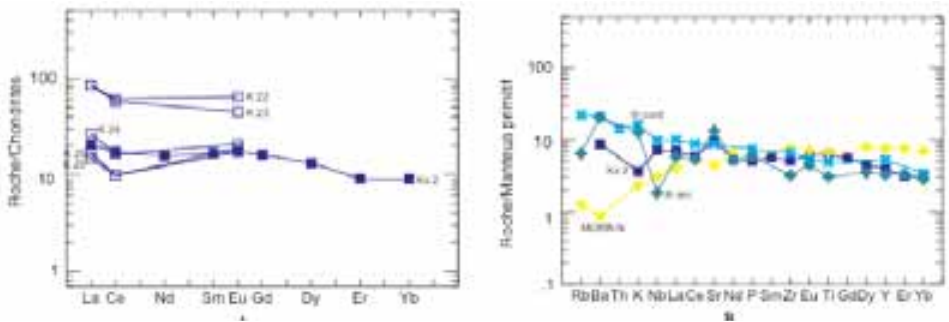


Figure 20 - A. Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites des dolérites de la pointe de Kerdreux. B. Spectres élargis normalisés au manteau primitif. Normalisations d'après Sun et Mc Donough (1989). Comparaison avec les profils de basaltes de différents sites géodynamiques (Maury, 1993).

matiquement des valeurs très élevées. K-24 et K-25 sont proches de l'origine, ainsi que K-20 et Kx-2. Ces diagrammes entre éléments incompatibles permettent de bien visualiser à quel point K-22 et K-23 sont les échantillons les plus différenciés par rapport aux autres échantillons. Comme les éléments majeurs, les éléments en traces reflètent donc une différenciation verticale de la base vers le sommet du sill.

Sur un diagramme de Terres Rares (Fig. 20 A), les spectres des échantillons de Kerdreux sont globalement parallèles entre eux, bien que ceci soit moins net que

pour les roches de Kerdra. Cette disposition traduit néanmoins l'existence d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée. Enfin, sur un spectre élargi (Fig. 20 B), on remarque que l'échantillon Kx-2, bien que présentant des anomalies en K et en Sr (dues très vraisemblablement à l'altération hydrothermale secondaire), montre un spectre très semblable à celui de la tholéïte continentale de référence.

Cette étude géochimique vient donc confirmer les conclusions émises lors de l'étude pétrologique. Le sill de Kerdreux a bien subi *une différenciation par cristallisation fractionnée* après sa mise en place, avec des termes évolués à son sommet (échantillons K-22 et K-23) et des termes plus basiques (échantillons K-24 et K-25) proches du magma primitif à sa base. Cette intrusion qui a des affinités de tholéïte continentale a, beaucoup plus que le sill de la pointe de Kerdra, subi *une spilitisation d'origine hydrothermale* après sa mise en place.

2.2. Les affleurements du nord de la plage de Lostmarc'h

La coupe débute au niveau d'une intrusion de matériel homogène et massif, extrêmement altéré et ferrugineux, présentant une érosion en boules (Fig. 21 A). Il s'agit d'un *sill de dolérite* altérée en diabase, de 12 mètres d'épaisseur environ.

Ce sill est surmonté par une brèche volcanique pyroclastique à fragments de ponces claires dans une matrice calcaire, ce qui implique un dépôt volcanique sous-marin (Figure 21 B). Les ponces sont de taille millimétrique à pluri-centimétrique (jusqu'à 10 cm, cf. Fig. 21 C). Leurs nombreuses vésicules, anciennes bulles de gaz, sont remplies de produits d'altération secondaires (argiles essentiellement).

Les ponces sont des *pyroclastes*, fragments solidifiés de magma vitreux, boursoufflés et très poreux projetés par des explosions violentes. Elles ne se forment que lorsqu'un magma riche en gaz vient à subir une brusque détente, le plus souvent en début de cycle éruptif. D'innombrables petites bulles arrondies ou allongées prennent naissance, séparées les unes des autres par de très fines cloisons de verre.

Les ponces se forment suite à l'expansion rapide d'un magma qui perd sa cohésion et se fragmente en particules quand la pression de confinement est dépassée. Le mécanisme à l'origine de la formation des ponces est donc l'augmentation de la fraction volumique de gaz lors de la remontée du magma en surface. Le gaz occupe un volume de plus en plus important jusqu'à ce qu'il y ait *fragmentation* : le gaz est expulsé, il pulvérise tout et transporte avec lui des fragments de magma. Nous sommes donc en présence ici de brèches *volcaniques pyroclastiques sous-marines*. Les explosions volcaniques rejetaient des ponces vésiculées, qui retombaient directement dans un sédiment carbonaté, sous faible tranche d'eau.

Cette brèche monogénique à ponces claires, de dix mètres d'épaisseur environ, est très comparable à un niveau identique affleurant dans le secteur de l'Aber, à la pointe de Raguenez (voir ci-dessous). Les analyses chimiques effectuées sur des fragments de ponces montrent que celles-ci contiennent entre 63 et 68 % de SiO₂. Comme nous le verrons à Raguenez, les ponces ont été silicifiées secondairement et sont en réalité de nature basaltique.



Figure 21 - Affleurements de la plage de Lostmarc'h. A. Sill de dolérite altérée en boules, tectonisée et rubéfiée. B. Brèche monogénique à fragments de ponces claires dans une matrice carbonatée. C. Ponce claire de taille décimétrique dans le niveau de brèche pyroclastique monogénique.

L'unité suivante est à nouveau une roche massive et homogène sur 25 à 30 mètres, altérée en boules et ferruginisée. C'est un second sill de diabase, intrusif à la base dans *une tuffite fine bien litée* et granoclassée par endroits. Cette roche volcano-sédimentaire est constituée à plus de 50 % de fins débris de verre sombre basaltique oxydé, dans une matrice sédimentaire argilo-calcaire, que l'on peut attribuer à la Formation de Rosan. Il pourrait s'agir de la partie supérieure d'une coulée pyroclastique sous-marine.

Ce dernier niveau est en contact par faille avec 80 m de schistes noirs ampélitiques et nodules calcaires à *Monograptus fritschi* du Silurien supérieur (Ludlow,

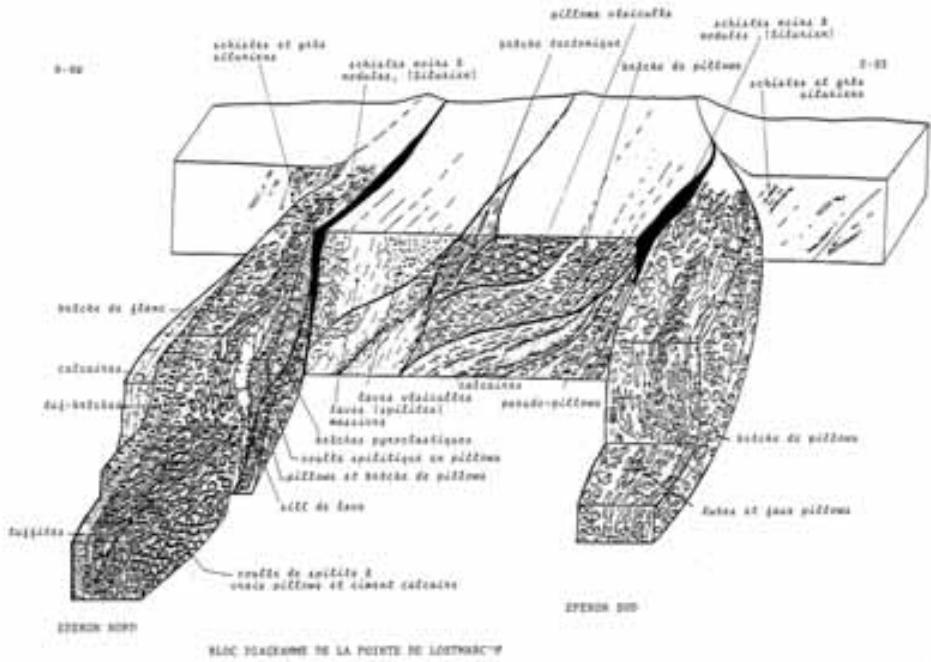


Figure 22 - Bloc-diagramme de la Pointe de Lostmarc'h. D'après Thonon (1980), non publié.

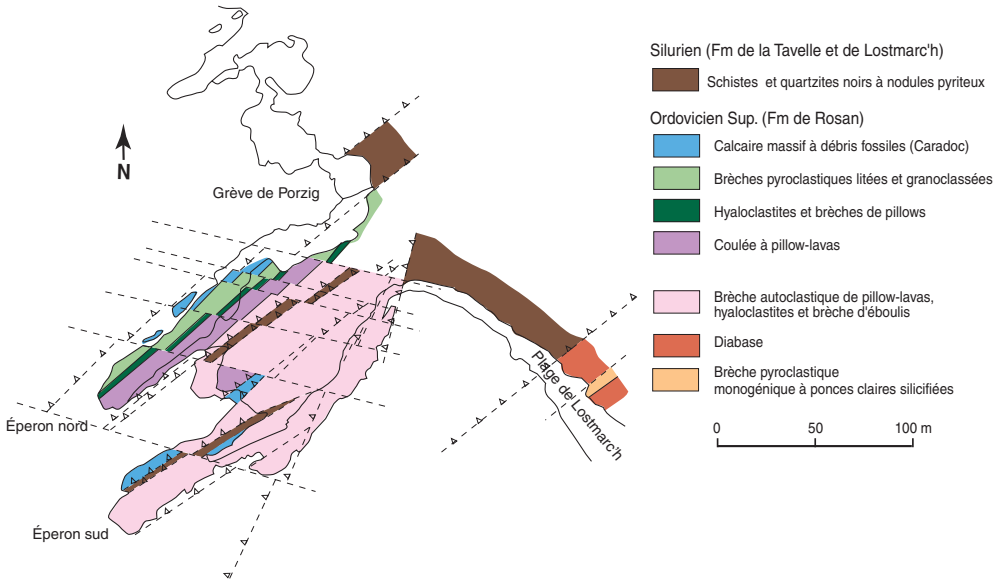


Figure 23 - Carte géologique des unités volcaniques et sédimentaires de la pointe de Lostmarc'h. D'après Jégou (2001), Naour (2000) et Le Lœuff (1987), modifié d'après les travaux de Fourmond (1964) et Thonon (1980).

Formation de La Tavelle), situés stratigraphiquement au-dessus de la Formation de Rosan. Ces schistes noirs, constituant l'écaïlle la plus méridionale de la zone de Lostmarc'h, sont eux-mêmes en contact faillé avec les laves de l'éperon sud de la pointe de Lostmarc'h.

2.3. Les affleurements volcaniques allochtones de la pointe de Lostmarc'h

La Pointe de Lostmarc'h, limitée au Nord et au Sud par deux éperons battus par les vagues, est une zone tectoniquement complexe. Elle est découpée par de multiples failles Est-Ouest chevauchantes vers le Sud, qui affectent les Tufs et calcaires de Rosan (Ordovicien supérieur) et des lambeaux d'ampélites siluriennes. Malgré ce découpage tectonique, la qualité des affleurements dans chaque panneau, toujours accessibles par le haut de la falaise, est remarquable (Fig. 22).

On y distingue classiquement, depuis Fourmond (1964), trois compartiments de roches volcaniques (éperon sud, zone centrale, éperon nord), séparés par des failles inverses jalonnées par des panneaux de schistes noirs siluriens ayant joué le rôle de lubrifiants au niveau de ces accidents.

Nous décrivons ces affleurements en allant du sud au nord: éperon sud, zone centrale, éperon nord et grève de Porzhig (Fig. 23).

2.3.1. L'éperon sud

Tout l'éperon sud de la pointe de Lostmarc'h est formé de spectaculaires *brèches de pillow lavas*. Les gros blocs éboulés au pied de la falaise permettent de faire de nombreuses observations sur les mécanismes de la bréchification.

Ces brèches sont essentiellement des *brèches autoclasiques de friction*. La fragmentation s'est effectuée par émiettement des tubes de lave au cours de leur avancée sur un plancher océanique recouvert de sédiments carbonatés encore meubles (Fig. 24 A, B et C). Les premiers blocs à l'est de l'éperon montrent que la base de la brèche est riche en matrice carbonatée. D'anciens tubes creux sont remplis de carbonates recristallisés ou de quartz hydrothermal (Fig. 25 A), et la lave contient des enclaves de carbonates, ainsi que de nombreuses bulles remplies de calcite (Fig. 25 B et C). Les brèches situées au-dessus de ce niveau basal (et donc situées plus au nord dans l'éperon) n'ont jamais été en contact direct avec la boue pélagique carbonatée, et montrent peu ou pas du tout de ciment calcaire.

Les tubes de pillow lavas, d'épaisseur décimétrique, et les fragments de lave pluri-centimétriques qui résultent de leur émiettement sont tous de couleur grise à brunâtre. Tous ces éléments sont entièrement détachés dans la brèche. On note la présence d'une ancienne bordure vitreuse noire à la bordure des pillows. On remarque par ailleurs la présence d'une multitude de fragments millimétriques à centimétriques de couleur noire, qui entourent les fragments de lave plus clairs (Fig. 24 C). Ces fragments noirs, à morphologie arrondie à anguleuse, souvent en forme d'échardes, sont des *hyaloclastites de friction*, issues de l'émiettement de la bordure vitreuse des pillow lavas. Ce sont des fragments d'ancien verre basaltique.



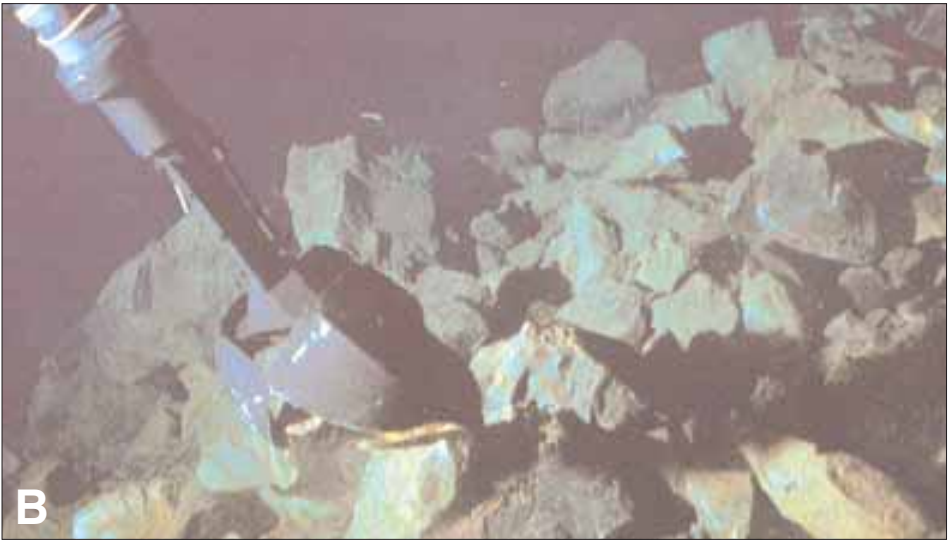
Figure 24 - Les brèches de pillow lavas autoclastiques de l'éperon sud de la pointe de Lostmarc'h.
 A. Tube de lave en cours de bréchification et d'émission.
 B. Brèche autoclastique de friction. Thierry Juteau pointe du doigt l'abondante matrice de hyaloclastites de friction, enrobant des fragments de pillows à contours arrondis ou lobés (fragmentation à chaud).
 C. Détail de la photo précédente, permettant de voir les hyaloclastes noirs cimentés par des carbonates blancs.

On peut observer sur certains blocs éboulés ou dans les affleurements en place en base de falaise de nombreux éléments lobés aux contours extrêmement sinueux, cernés par une bordure figée noire à leur périphérie, témoin de la trempe thermique subie par la lave au moment même de son émission. Il est donc clair que la lave était encore chaude et fluide au moment de la bréchification.

Talus d'éboulis fossiles - Sur certains blocs éboulés, et aussi en place vers l'extrémité ouest de l'éperon, on peut observer un faciès de brèche complètement différent des précédents. Il s'agit de fragments très anguleux de taille pluri-centimétrique,



Figure 25
A. Section d'un tube de pillow lava creux (coeur rempli par du quartz secondaire hydrothermal).
B. Section d'un autre tube de pillow lava creux, dont le coeur et des fractures concentriques ou radiales sont remplis de carbonates.
C. Fragment de pillow lava hyperbulleux. Les anciennes bulles de gaz sont remplies de calcite hydrothermale.



accumulés les uns contre les autres, avec très peu de matrice. Sur l'un des blocs, on peut voir le contact par faille entre ces brèches anguleuses et la brèche "normale" à fragments lobés, dans une abondante matrice calcaire (Fig. 26 A). Nous interprétons ce type de brèche comme des *talus d'éboullis fossiles* accumulés aux pieds de petites failles normales actives, analogues à ceux que l'on observe couramment à l'axe des dorsales océaniques au pied des failles actives (Francheteau *et al.*, 1980 ; Fig. 26 B). Ce sont donc des *brèches épicycliques* formées par effondrements de petites falaises sous-marines. L'extrémité de l'éperon sud présente de nombreux affleurements de ce type de brèche (Fig. 26 C, D, E).

Calcaire - Fourmond (1964) signale la présence d'un niveau calcaire grisâtre à l'extrémité ouest de l'éperon sud, sur l'estran. D'après cet auteur, ce calcaire serait plaqué sur les brèches de pillows de l'éperon sud, et comporterait de nombreux lits de tuffites volcaniques fines, ainsi que des lits riches en débris de fossiles, plus ou moins épigénisés par de la silice colloïdale. Nous ne pouvons confirmer la présence de ce niveau calcaire, qui n'apparaît pas sur le schéma de Pierre Thonon (Fig. 22), en raison de l'accès très dangereux de cette partie de l'estran.

2.3.2. La crique centrale

La crique centrale entre les deux éperons est extrêmement tectonisée, comme le montre le bloc-diagramme de Pierre Thonon (Fig. 21). Elle est très dangereuse d'accès. Des copeaux de schistes ampélitiques noirs d'âge silurien sont coïncés tectoniquement aux extrémités nord et sud de la crique, délimitant ce panneau central (Fig. 22 et 23). La succession des couches, qui pendent de 70° vers le Nord, paraît être la suivante, de bas en haut (Fourmond, 1964 ; Thonon, 1980) : (1) brèche de pillow lavas, en continuité avec les brèches de l'éperon sud ; (2) un niveau calcaire ; (3) des brèches de pillows passant vers le haut à une coulée à pillows, selon Thonon (Fig. 22).

2.3.3. L'éperon nord

L'éperon nord de la pointe de Lostmarc'h est formé essentiellement par une splendide *coulée de pillow lavas* de quinze mètres d'épaisseur environ, qui constitue à juste titre la célébrité du site. Cette coulée est surmontée par divers types de brèches volcaniques (Fig. 27) : brèches autoclastiques de friction, tuffites, puis brèches litées et granoclassées, que nous interprétons comme des brèches pyroclastiques d'explosion sous faible tranche d'eau (voir plus loin).

Les pillows en forme de tubes moulés les uns sur les autres indiquent une polarité vers le nord. A la base, les interstices entre les coussins sont comblés par un abondant ciment calcaire recristallisé, et la lave, chargée de bulles de calcite, contient de nombreuses enclaves carbonatées (Fig. 28). Plus on va vers le nord de l'éperon, plus cette matrice se raréfie, et la lave aphanitique est complètement dépourvue d'encla-

Figure 26 - A. Brèche d'éboullis à éléments anguleux, interprétée comme un talus d'éboullis fossile (en bas, en contact avec la brèche de pillow en haut). B. Pour comparaison, talus d'éboullis au pied d'une faille normale active, sur la dorsale est-Pacifique (in Francheteau *et al.*, 1980). C, D, E. Talus d'éboullis à blocs anguleux, fracturés en puzzle, visibles à l'extrémité de l'éperon sud.

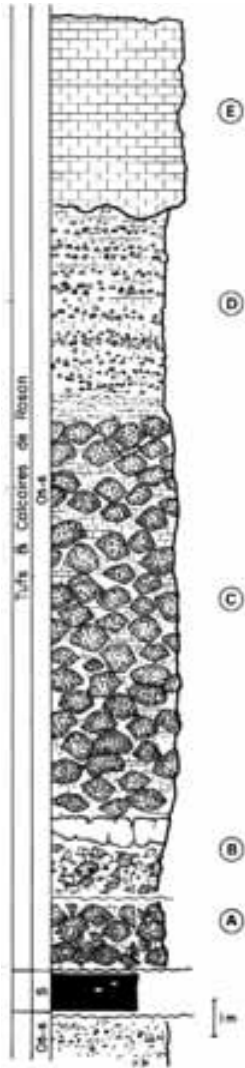


Figure 27 - Succession lithostratigraphique de l'éperon nord de la pointe de Lostmarc'h. D'après Plusquellec (1999).
 A - pillows et brèches de pillows
 B- tufs et brèches
 C - coulées principale spilittique à débit en pillows
 D - tufs et brèches
 E - calcaire massif dit Calcaire de Porzhig.

ves et de bulles de calcite. Là encore, on peut penser que cette coulée sous-marine s'est répandue sur un fond marin formé d'une boue carbonatée non consolidée qu'elle a remis en suspension. La lave a englobé des fragments de calcaire et le fin sédiment calcaire s'est redéposé dans tous les interstices de la coulée. D'autres pillow lavas sont venus ensuite par-dessus les premiers, qui n'ont pas été en contact direct avec les sédiments et n'ont donc pas été "contaminés". Ils se moulent étroitement les uns sur les autres, pratiquement sans matrice, à part un peu de hyaloclastites provenant de l'émiettement par friction des bordures vitreuses.

La lave, de couleur verdâtre, est un *basalte spilitisé*, recristallisé par métamorphisme hydrothermal. Il ne reste pratiquement rien de la paragenèse primaire. Les minéraux ferromagnésiens (olivine, clinopyroxène), sont pseudomorphosés en un mélange de chlorite et de calcite, et le plagioclase calcique est entièrement albitisé. La mésostase vitreuse a recristallisé en un mélange de chlorite, d'oxydes de fer et de sphène.

Le ciment calcaire des pillows, bien que recristallisé, est riche en débris organiques. On y a trouvé une macrofaune comprenant des débris de Trilobites (*Cekovia munnieri*), de Brachiopodes (*Nicolella actoniae ramosa*, *Bicuspina spiriferoides*, *Dolerorthis aberensis*), de Crinoïdes, d'Ostracodes et de Bryozoaires, ainsi que les premiers coraux connus dans l'Ordovicien du Massif Armoricain (Paris *et al.*, 2001). Quelques Conodontes ont également été trouvés (*Amorphognathus ordovicicus*). Une véritable lumachelle peut être observée par endroits, en placages sur le dos même de la coulée (Figure 29). Tous ces animaux vivaient dans la zone néritique, par des fonds de quelques dizaines de mètres au maximum.

2.3.4. Le flanc nord de l'éperon nord et la grève de Porzhig

Pour examiner les brèches volcaniques surmontant la coulée à pillow lavas de l'éperon nord, il faut descendre sur la petite crique de Porzhig, au nord immédiat de cet éperon. De nombreux blocs éboulés polis par la mer offrent de superbes surfaces d'observation. De patientes études *in situ* du flanc nord très raide de l'éperon ont permis de replacer tous ces blocs éboulés à leur place stratigraphique originelle.

On trouve d'abord, au contact supérieur (nord) de la coulée de pillows, *une brèche autoclastique de pillow lavas* très semblable à celle de l'éperon sud, avec de nombreux tubes de lave s'émiettant à chaud par friction au cours de leur progression, dans une matrice calcaire abondante. Certains pillows creux ont été envahis au cœur par le sédiment calcaire très mobile (Fig. 30 A à E). Les contours très lobés des fragments et leurs bordures vitreuses confirment que la bréchification s'est faite à chaud (Fig. 30 A).

Sur certains blocs, on retrouve les hyaloclastes vitreux sombres, enrobant comme du gravier les fragments de lave plus clairs.

On peut observer aussi des évidences de fragmentation des pillows à froid, en régime cassant, donnant des fragments anguleux dans un ciment carbonaté. Sur l'un des blocs, on peut voir un pillow en train d'éclater: il est parcouru par un dense réseau de fractures interconnectées pénétrées par le sédiment calcaire, et aussi par les "gravillons" de hyaloclastites vitreuses noires (Fig. 30 B).

Les brèches pyroclastiques sous-marines. Les brèches de pillow lavas passent ensuite à une unité de *brèches magnifiquement litées et granoclassées*, montrant une succession de niveaux rythmiques d'épaisseur décimétrique (Fig. 31 A à D). Chaque séquence commence par un niveau grossier à éléments basaltiques sombres de taille pluri-centimétrique, aux formes déchiquetées, et passe progressivement vers le haut à des tuffites cendreuse fines, dont les éléments font moins de 2 mm de diamètre. Les bases de séquences sont parfois ravinantes (Fig. 31 C). La matrice carbonatée blanche est abondante.

L'interprétation de ces brèches a donné lieu à beaucoup de discussions. S'agit-il de *turbidites épicalastiques* re-sédimentées déposées sur les flancs de l'édifice volcanique ? Les belles séquences granoclassées avec figures de ravinement pourraient le laisser penser, mais l'examen des lames minces ne confirme pas cette hypothèse: non seulement les clastes sont extrêmement déchiquetés, mais ils sont souvent reliés les uns aux autres par de minces filaments de verre (Fig. 32 A et B). Un dépôt de type turbiditique aurait dû arrondir les clastes, et surtout rompre les fragiles filaments vitreux... L'autre hypothèse consiste à voir dans ces dépôts des *brèches pyroclastiques sous-marines* formées par de violentes explosions à fleur d'eau. Les contours déchiquetés des clastes s'expliqueraient mieux. Un parcours aérien aurait permis aux clastes encore chauds et fluides de s'étirer en formant des filaments, et de retomber tels quels dans la boue sédimentaire.

Les éruptions sous-marines explosives sous faibles tranches d'eau et leurs "gerbes cypressoïdes" caractéristiques, ont été fort bien décrites aux Açores lors de l'éruption de Capelinhos (île de Fayal, Tazieff, 1958 ; Rittmann, 1963), en Islande lors de l'émersion de l'île volcanique de Surtsey (Thorarinsson, 1964), ainsi qu'en Indonésie lors de la formation de l'Anak Krakatau (Decker et Hadikusumo, 1961). Elles sont essentiellement dues à l'expansion des gaz magmatiques et à la vaporisation instantanée de l'eau de mer au contact du magma. La lave, intensément fragmentée par les explosions dues à la détente des gaz magmatiques et de la vapeur d'eau de mer, retombe sous l'eau en formant des couches stratifiées de *hyaloclastites d'explosion*. Depuis les calculs de McBirney (1963), on sait que de telles éruptions ont peu de chances de se produire au-delà d'une profondeur de 500 mètres.



Figure 28 - Les pillow lavas de l'éperon nord. A. Vue générale de la face sud de l'éperon nord. B. Isabelle Jégou devant les pillow lavas à ciment calcaire.

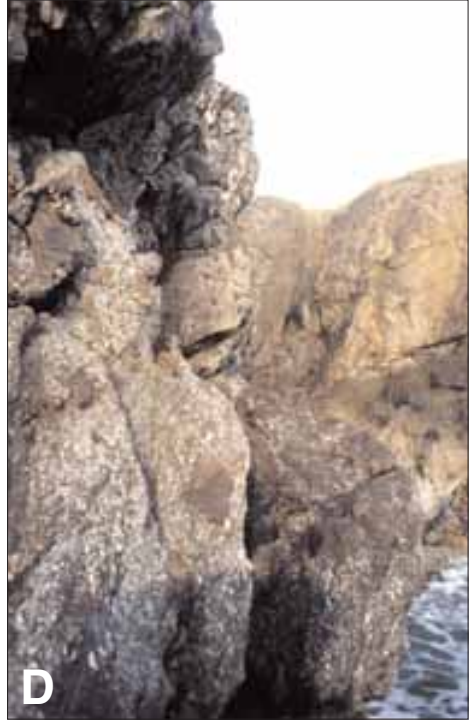


Figure 28 - C. Un beau tube de lave desquamé. D. La brèche de pillow lavas en base de coulée, à la base du flanc sud de l'éperon nord. E. Les pillow lavas sommitaux sur la crête de l'éperon nord, dépourvus de ciment calcaire.

Figure 29 - Lumachelle à entroques (Crinoïdes) sur le dos de la coulée à pillow lavas (flanc nord de l'éperon nord).

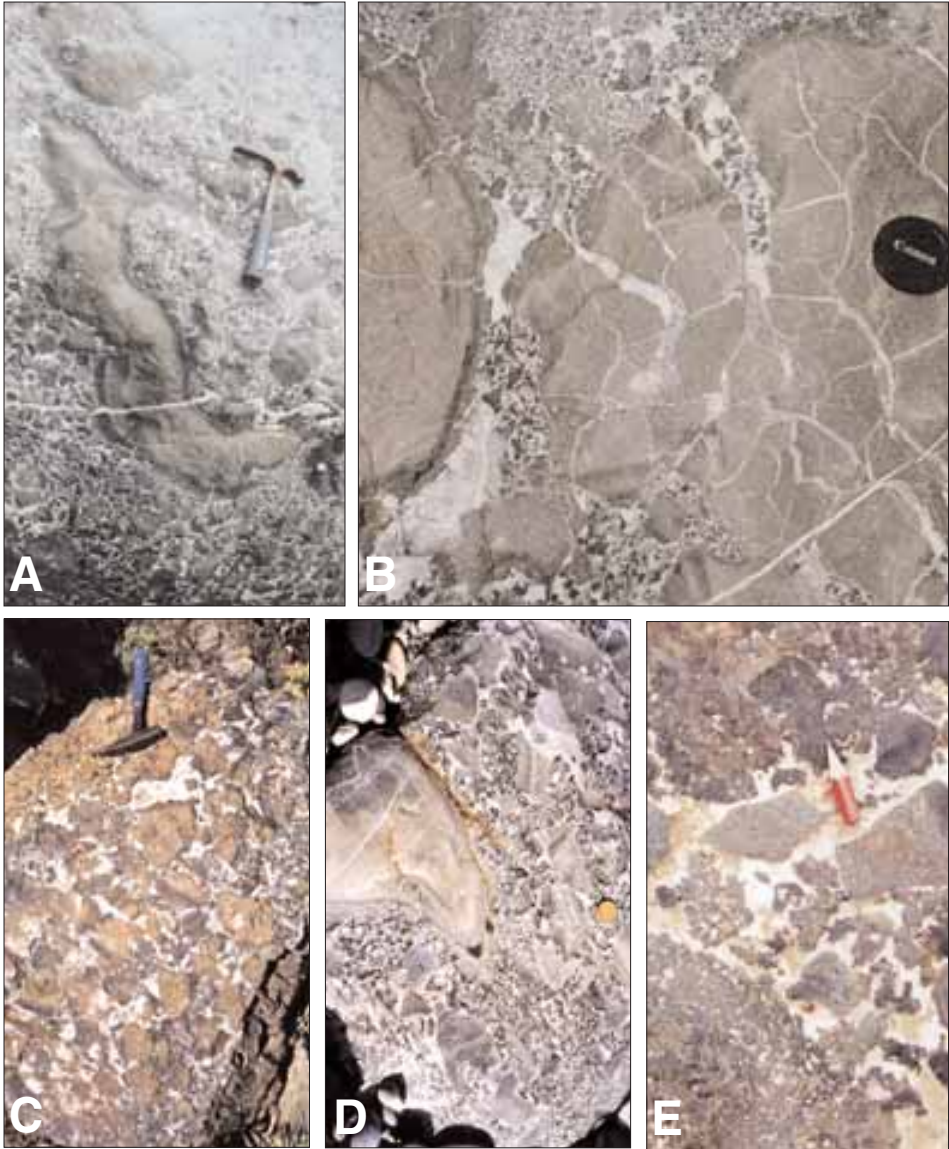


Figure 30 - Brèches autoclastiques de friction, au dos de la coulée à pillow lavas de l'éperon nord. A. Bloc sur la plage du Porzhig présentant un processus de bréchification à chaud attesté par les bordures figées noires des fragments de lave et par leurs contours lobés. B. Ce gros bloc de la plage du Porzhig montre une brèche de fragments de pillow lavas à bordures figées noires, cimentés par des hyaloclastites de granulation, dans une matrice sédimentaire carbonatée blanche. Les gros fragments ont ensuite été fracturés à froid (réseau de veines de calcite). Les hyaloclastites remplissent certaines de ces fractures. Elles étaient donc encore meubles et mobiles au moment de la fracturation. C. Brèche autoclastique de pillow lavas. D. Brèche autoclastique de pillow lavas. E. Brèche de pillow lavas, contenant de nombreux fragments déchiquetés de lave extrêmement bulleuse, indiquant très probablement une origine pyroclastique (brèche d'explosion). Ce faciès pourrait constituer la base des brèches pyroclastiques litées.



Figure 31 - Brèches pyroclastiques litées et granoclassées. A. Aspect général sur un bloc de la plage du Porzhig : succession rythmique de lits granoclassés à éléments de taille granulométrique variable. B. Succession de lits granoclassés sur un autre bloc. C. Figure de ravinement à la base d'un lit granoclassé.

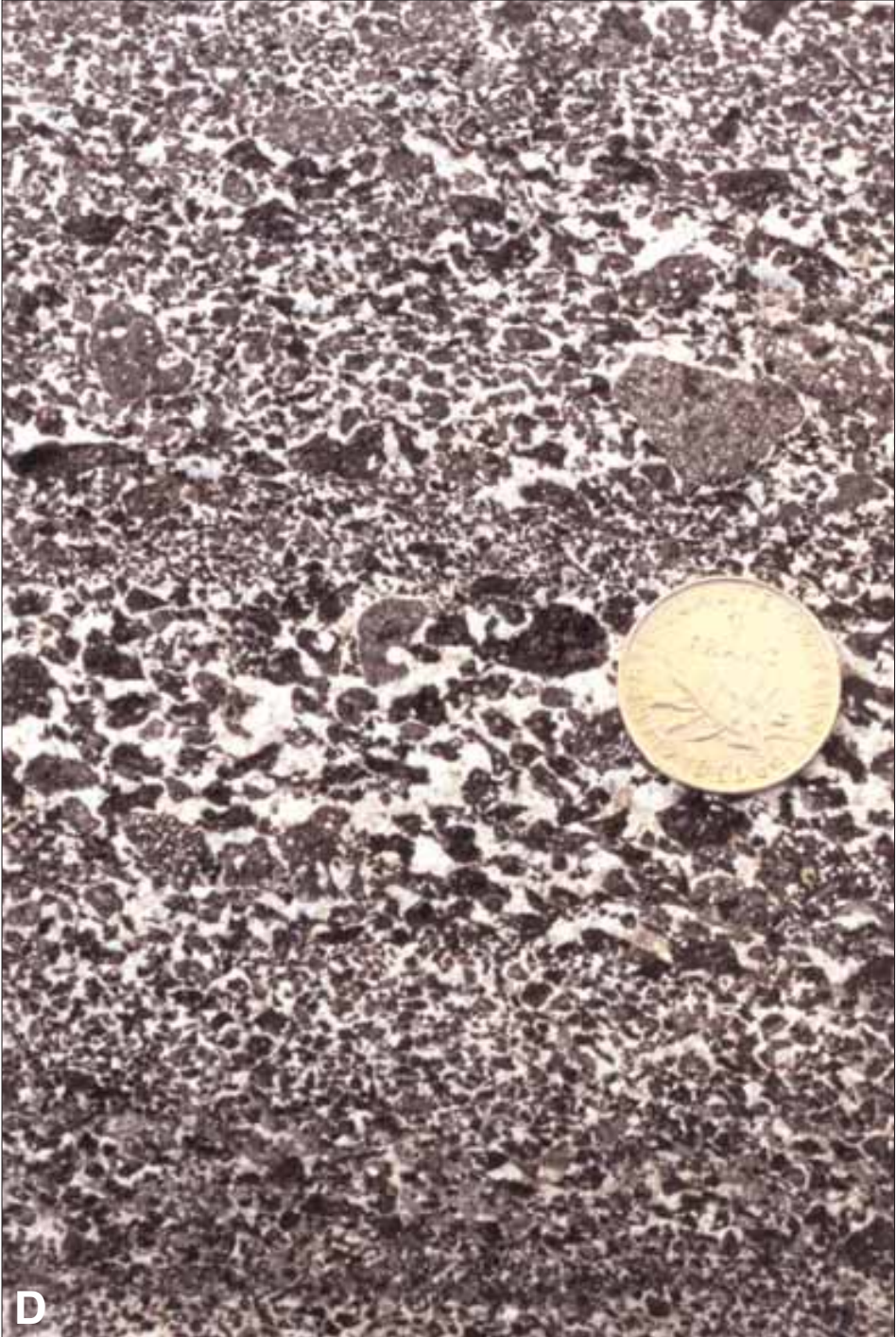


Figure 31 - D. Vue rapprochée des clastes basaltiques déchiquetés, souvent très bulleux, dans leur ciment carbonaté.

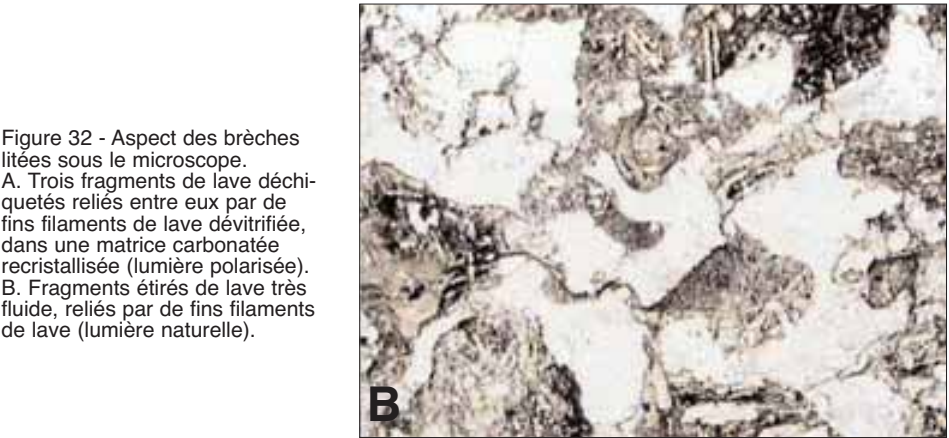
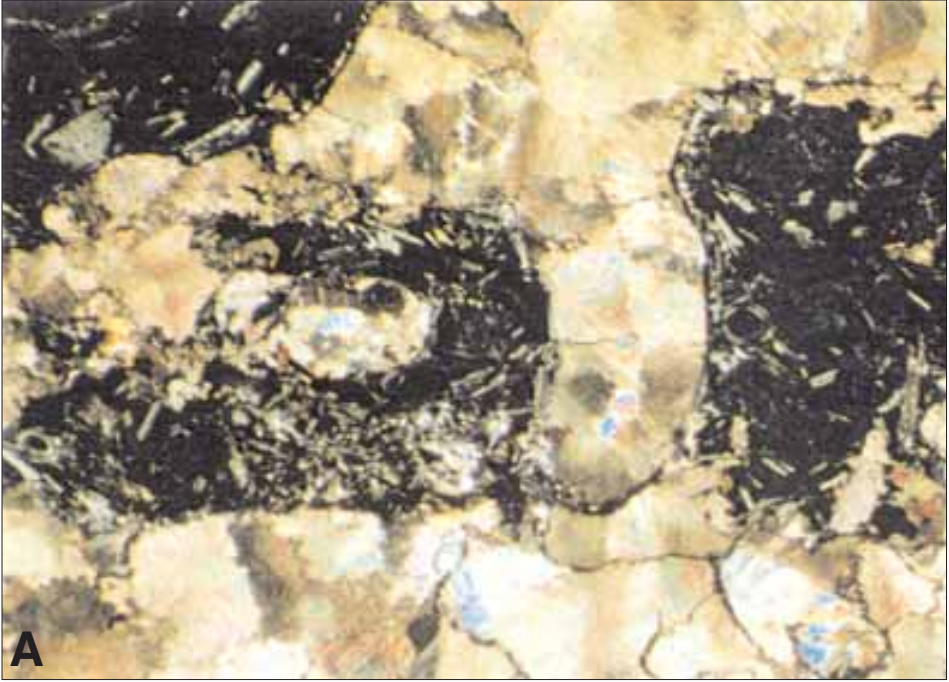


Figure 32 - Aspect des brèches litées sous le microscope.
 A. Trois fragments de lave déchi-
 quetés reliés entre eux par de
 fins filaments de lave dévitrifiée,
 dans une matrice carbonatée
 recristallisée (lumière polarisée).
 B. Fragments étirés de lave très
 fluide, reliés par de fins filaments
 de lave (lumière naturelle).

La coupe se termine par un puissant niveau de calcaire massif et cristallin de cinq à dix mètres d'épaisseur, à base ravinante (Fig. 33), contenant de rares fragments reconnaissables de Brachiopodes, de Bivalves et de Bryozoaires. Paris et Le Hérisse (2002) ont appelé ce calcaire "Calcaire de Porzhig", et l'ont placé dans la partie moyenne de l'Asghill.

Au total, l'ensemble des coulées à pillow lavas et brèches volcaniques associées de Lostmarc'h représenteraient une succession de moins de 200 m d'épaisseur. L'estimation est évidemment risquée, compte tenu de l'importance de la tectonique.



Figure 33 - La barre de calcaire massif - Calcaires de Porhzig - coiffant les laves de l'éperon nord de la pointe de Lostmarc'h.

3. Les affleurements de l'îlot de l'Aber et de la pointe de Raguenez

À l'est de Morgat, la pointe de Raguenez et l'îlot de l'Aber (Fig. 1) offrent un ensemble d'affleurements volcaniques tout-à-fait remarquable. Bien connue des paléontologues pour ses niveaux calcaires à Bryozoaires, cette zone comporte des séquences volcaniques et sédimentaires faisant partie de la Formation des Tufs et calcaires de Rosan, qui doit son nom aux pillow lavas et tufs à matrice calcaire découverts au niveau du four à chaux du lieu dit Rosan, le long de l'Aber.

La série volcanique de l'Aber comprend deux parties :

- À la base, une série de sills de diabase intrusifs dans les sédiments ordoviens de la Formation de Kermeur, visibles dans l'îlot de l'Aber et sur l'estran.

- Au-dessus, une série de brèches volcaniques pyroclastiques, visible sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur le long de la pointe de Raguenez, constituant la Formation de Rosan.

La Figure 34 donne la carte géologique détaillée du secteur, la figure 35 montre la coupe générale et la figure 37 donne la succession lithostratigraphique détaillée des tufs de la pointe de Raguenez.

3.1. L'îlot de l'Aber

On ne peut y accéder à pied qu'à marée basse.

On peut y voir des sills de diabase d'épaisseur variable, de 20 cm à plusieurs mètres, intrusifs et concordants avec les schistes et grès de la Formation de Kermeur. La diabase est homogène et massive, plus ou moins altérée (couleur jaunâtre à bleuâtre), avec une érosion typique en boules. Les sills ont une bordure figée montrant par endroits des lobes et des invaginations allant jusqu'à enclaver l'encaissant. Ils sont fréquemment amygdalaires, avec concentrations des vésicules en bordure, surtout en bordure supérieure.

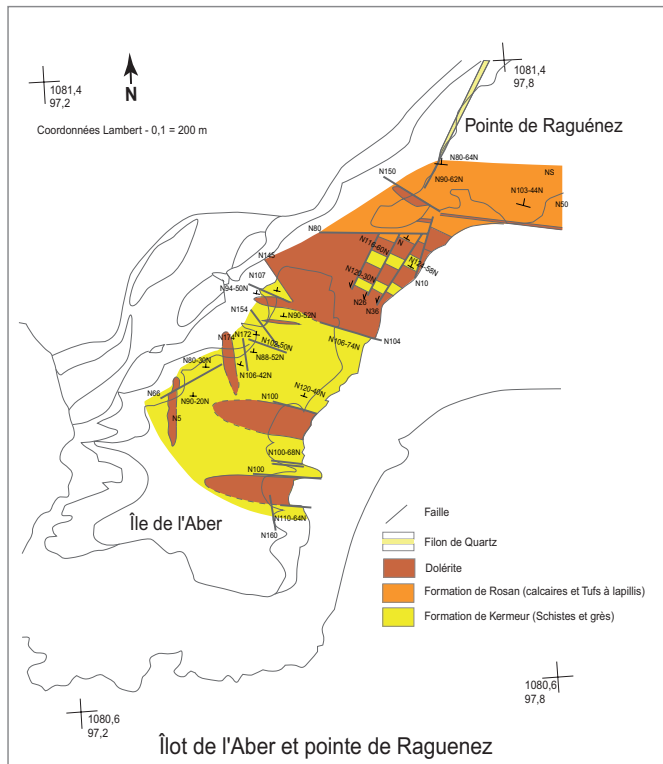
Ces observations indiquent que les diabases se sont mises en place à faible profondeur dans les sédiments encore meubles et gorgés d'eau.

3.2. L'estran

Cette zone intermédiaire entre l'île et le continent, découverte à marée basse, est composée essentiellement de trois belles intrusions de diabases (affleurant en relief) dans des schistes (formant des couloirs creux), rapportés à la partie terminale de la Formation de Kermeur.

Les contacts des sills sont généralement rectilignes (Fig. 36A), mais dans le détail on peut observer un certain nombre de figures montrant que les sédiments

Figure 34
Carte géologique détaillée des formations volcaniques et sédimentaires du secteur île de l'Aber - Pointe de Raguenez, d'après Lamour (2000) modifié.



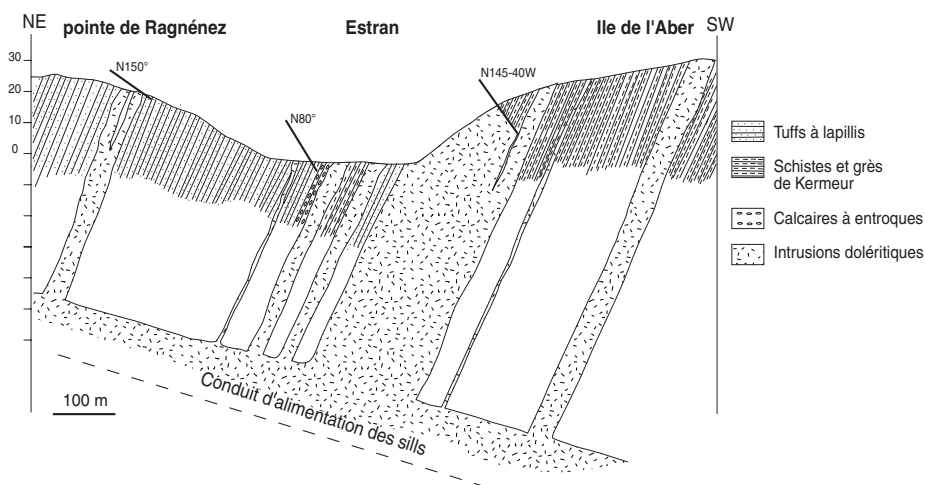


Figure 35 - Coupe géologique générale du secteur Île de l'Aber - Pointe de Raguenez (d'après Jégou, 2001).

étaient encore à l'état de boues au moment de l'intrusion. Il s'agit de lobes, de "doigts de gants" (Fig. 36 B et C), voire même de "mini-pillows" sphériques (Fig. 36 D) avec hyaloclastites à l'extrémité de certains sills. Tous les sills ont des bordures figées et des amygdales.

Vers le nord, le passage à la Formation de Rosan est marqué par un niveau de calcaire à bryozoaires.

3.3. Les tufs de la pointe de Raguenez (Fig. 37)

Au-dessus du banc calcaire commence une série de brèches pyroclastiques à ponces (Figure 38A), avec des alternances de lits fins à strates entrecroisées, et de bancs plus grossiers, parfois lenticulaires, pouvant comporter des bombes de ponces claires pluri-décimétriques (jusqu'à 40 cm de diamètre, figure 38B). Ils contiennent une grosse quantité de ponces de teinte blanchâtre dont la taille varie de celle du lapilli (2 mm à 64 mm) à celle de la bombe (supérieure à 64 mm) (Schmid, 1981).

Ces fragments pyroclastiques sont en général très vacuolaires, fortement altérés et de forme anguleuse (Fig. 38 A). Ils sont inclus dans une matrice brun-verdâtre de nature bréchique, très riche en petits fragments anguleux noirs (anciens clastes vitreux) et en fragments clairs plus arrondis ayant des caractéristiques proches de celles des ponces. Des lits à patine bleue sont formés de tuffites polygéniques à deux types de ponces en lapillis (laves claires et laves sombres), dans un ciment de calcite, quartz et mouches de sulfures. (Fig. 37, Log 1).

Au-dessus, la série de brèches pyroclastiques à ponces claires se poursuit, avec quelques puissantes lentilles de brèches à ponces chaotiques, dépourvues de toute stratification (Figure 39), et recoupées par quelques sills de lave basique sombre à bordures lobées. (Fig. 37, Log2 et Fig. 40A).

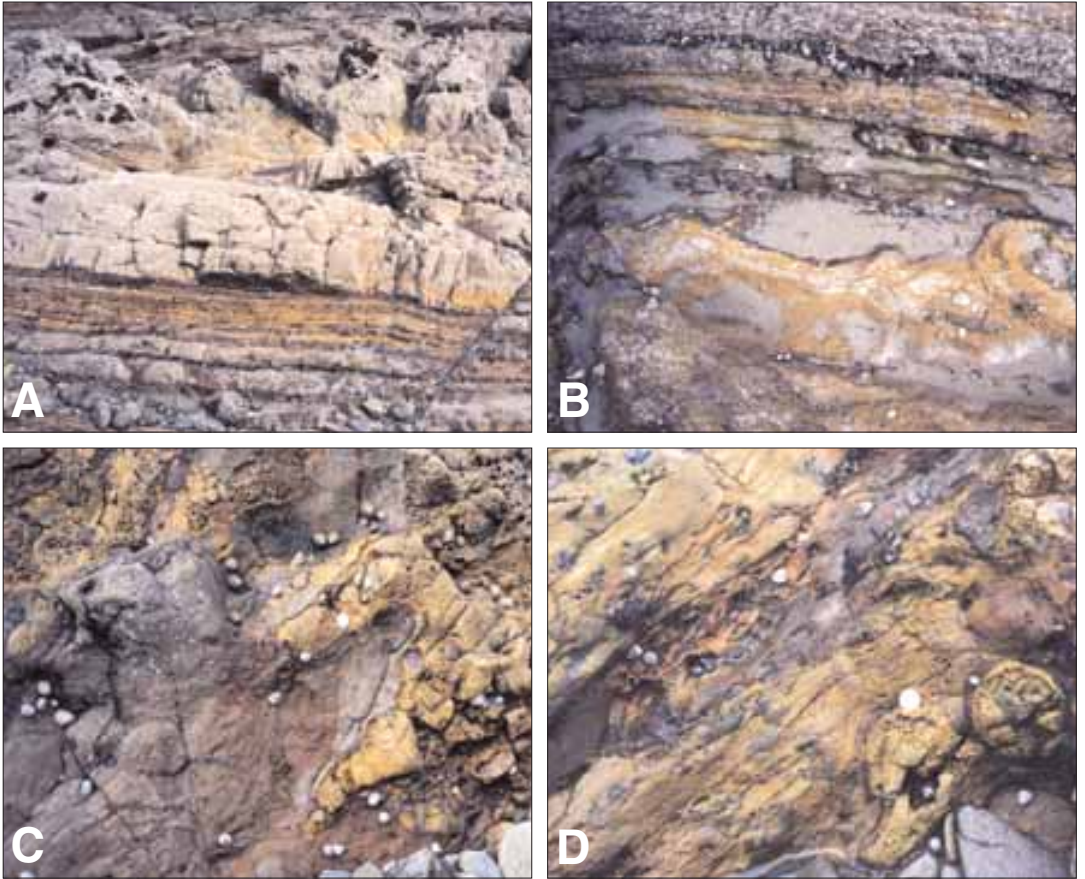
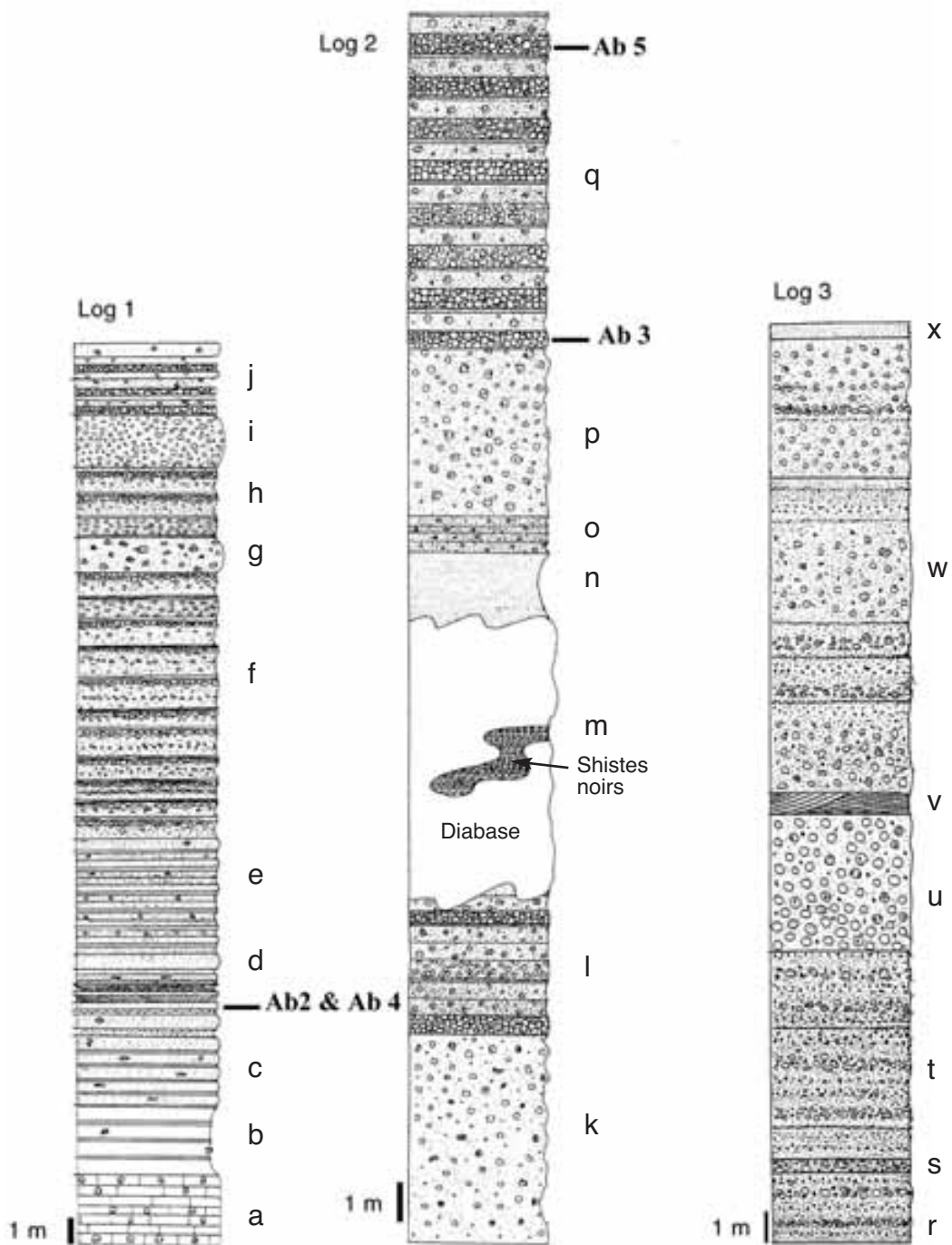


Figure 36 - Sur l'estran de Raguenez. A. Contact rectiligne concordant d'un sill de dolérite avec les schistes du sommet de la Formation de Kermeur, décalé par une petite faille. B. Contact lobé en doigt de gant d'un sill de dolérite avec les schistes. C. Contacts lobés en "doigts de gant" des sills intrusifs de diabase contre les schistes de Kermeur. D. Terminaison d'un sill de lave en mini-pillows.

La dernière partie de la séquence montre des tuffites et cinérites bien litées bimodales, avec de plus en plus de fragments de lave noire (basaltique) à contours déchiquetés (Fig.40 B), devenant prépondérants par rapport aux ponces de couleur claire (Fig. 37, Log 3). La plupart des lits ponceux montrent un granoclassement inverse, et chaque banc à *granoclassement inverse* est suivi par un banc beaucoup plus fin de cinérites finement stratifiées (Fig. 41). Schneider (1998) a montré que ce type de succession entre des unités ponceuses à granoclassement inverse (tufs à lapillis) et des unités cinéritiques primaires (Fig. 42), est typique des dépôts dus *aux coulées pyroclastiques en milieu sub-aquatique*.

Martial Caroff nous a signalé que des lames minces faites dans ces brèches de l'Aber montrent, à plusieurs niveaux, des contacts direct entre la lave basique et une boue sédimentaire fossilifère, riche en fragments crinoï-



diques. On peut voir des crinoïdes directement en contact avec la lave, et parfois même incorporés à l'intérieur de la lave (Caroff, comm. écrite).

3.4. Géochimie et pétrographie des ponces claires de Raguenez

Les ponces de Raguenez n'ayant jamais fait l'objet d'analyses géochimiques auparavant, une première étude géochimique de ces ponces a été réalisée par Lamour (2000) (échantillons Ab 1 et Ab 2). Ces échantillons présentant une teneur en SiO_2 comprise entre 60 et 64 % ont été interprétés comme des laves acides différenciées. Intrigués par les teneurs importantes en Ni, Cr et Co, plutôt caractéristiques de laves basiques, nous avons entrepris une nouvelle étude sur deux ponces (Ab 3-1 et Ab 3-2) provenant des bancs du Log 2 (Figure 36) et sur un échantillon (Ab 4) provenant d'une coulée interstratifiée dans les bancs de la base du Log 1 (Fig. 36) (Nonnotte, 2002). Ces analyses nouvelles réalisées par ICP-AES au Laboratoire de Géochimie de l'UBO de Brest (analyste : Jo Cotten) sont présentées dans le Tableau 2 en annexe.

Toutes ces roches présentent des pertes au feu très importantes comprises entre 4,32 et 6,95 % (Tableau 2). Dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ (Fig.43), les ponces se disposent dans le champ des andésites et des dacites, l'échantillon Ab 4 se plaçant au niveau des trachybasaltes. Leurs teneurs en alcalins témoignent cependant d'un lessivage important ($\text{K}_2\text{O} < 1$), avec redistri-

Figure 37 - Succession lithostratigraphique détaillée des brèches volcaniques de la Pointe de Raguenez, présentés en trois "logs" successifs qui se raccordent les uns aux autres, d'après Marianne Lamour (2000).

LOG 1.

a. Calcaire à entroques. b. Cinérites à rares ponces claires dispersées. c. Cinérites à cassure "bleue", avec mouches de pyrite. d. Cinérites à stratifications entrecroisées. e. Cinérites à petites ponces. f. Alternances de lits à cinérites "bleues" et de lits de cinérites à ponces, à granoclassement inverse. Certaines ponces sont des bombes (jusqu'à 40 cm de diamètre). g. Lit "bleu" à ponces centimétriques (1 à 5 cm). h. Alternance de cinérites fines et de cinérites à ponces. i. Banc homogène avec beaucoup de ponces, à léger granoclassement inverse. j. Alternance de cinérites fines et de cinérites à ponces.

LOG 2.

k. Puissante lentille, de 6 m d'épaisseur, de brèche monogénique à grosses ponces et matrice cinéritique calcaire de couleur marron, chaotique et non stratifiée. Présence de minéralisations de pyrite et de quelques fragments de quartz. l. Alternance de lits riches en ponces et de cinérites à petites ponces dispersées. m. Intrusion en sill de diabase vacuolaire altérée, montrant des contacts lobés avec un encaissant sédimentaire de teinte sombre (schistes noirs). n. Cinérites fines. o. Cinérites à ponces. p. Puissant niveau lenticulaire de brèche monogénique chaotique, non stratifiée, riche en ponces claires de grande taille (10 cm). q. Alternance récurrentes de lits bourrés de ponces (3-5 cm), de cinérites à ponces dispersées et de cinérites fines.

LOG 3.

A partir de la base du Log 3, les brèches monogéniques deviennent polygéniques: des fragments basaltiques noirs, aux contours déchiquetés, se mêlent aux ponces claires. La transition se fait à partir de la passerelle en bois située sous le parking de la pointe de Raguenez. r. Alternance typique de lits à fragments basaltiques noirs millimétriques très bien lités, et de lits plus épais à fragments noirs plus gros, accompagnés de ponces blanches plus nombreuses, de taille centimétrique. s. Lit mixte à grosses ponces blanches. t. Alternances identiques à r. u. Banc lenticulaire homogène, non lité (4 m d'épaisseur), à nombreuses ponces blanches assez rondes, et à fragments basaltiques noirs et cendres claires dans la matrice. v. Cinérites fines à litage entrecroisé. w. Alternances, sur 9 m environ, de dépôts à ponces non lités analogues à u, et de dépôts lités. x. Cinérites fines.

Au delà de ce banc, la série volcano-sédimentaire de la pointe de Raguenez est interrompue par un puissant filon de quartz ferruginisé et rubéfié, orienté à N20, 70°W.



Figure 38 - Pointe de Raguenez. A. Alternances de retombées à blocs de ponces et de niveaux pyroclastiques plus fins (niveau f du log 1, Fig. 16). B. Bombe ponceuse de 40 cm de diamètre dans un niveau de pyroclastites à ponces claires.



Figure 39
Brèche hétérogène
chaotique lenticu-
laire et non stratifiée
à fragments de pon-
ces et absence de
granoclassements
(niveau k du log 2,
Fig. 37).



Figure 40 - A. Deux sills de lave altérée de teinte beige encadrent un niveau de schistes noirs. (niveau m du log 2, Fig. 37) ; B. Pyroclastites fines de Raguenez (niveau r du log 3, Fig. 37) .



Figure 41
Banc ponceux à
matrice rousse et
fragments anguleux
de ponces blanchâtres,
intercalé entre deux
bancs cinéritiques bleu-
tés (Log 3, Fig. 37).
Remarquer le léger
granoclassement
inverse du banc
ponceux.

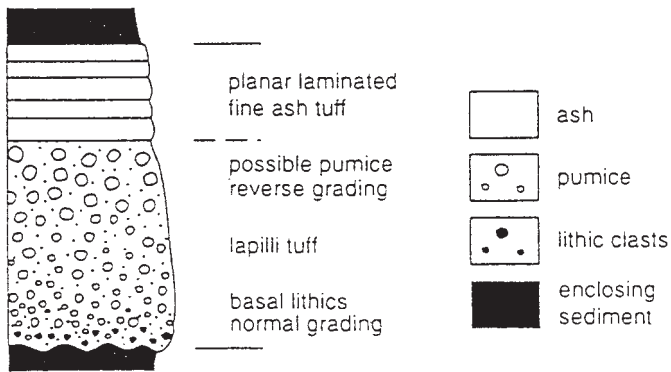


Figure 42
Séquence typique
d'une coulée pyro-
clastique sous-aqua-
tique, d'après
Schneider (1998).

bution du Na_2O et du CaO . Ces teneurs élevées en Na_2O et faibles en K_2O peuvent être dues à un phénomène de *spilitisation* qui pourrait avoir affecté ces roches. Les teneurs en MgO sont très variables puisqu'elles oscillent entre 1,11 et 3,94 %. On peut aussi remarquer que les valeurs en TiO_2 sont relativement constantes entre 1,54 et 2,20 %.

L'étude du Ni, du Cr et du Co s'est faite en comparant les ponces à des basaltes : MORB-N, tholéiite continentale, tholéiite d'arc, une dolérite de Kerdreux (Kx 2). Différents diagrammes ont été réalisés en mettant le La en abscisse ; le La, élément très incompatible, est considéré comme un marqueur de l'état de différenciation magmatique d'une roche. Ces diagrammes : Ni / La, Co / La et Cr / La (Fig. 44) montrent que les échantillons se disposent dans un domaine parallèle à l'axe des abscisses, avec des teneurs en Ni, Cr et Co voisines de celles des basaltes, il faut noter cependant une augmentation du La. On remarque que les teneurs en ces trois éléments des échantillons de l'Aber sont proches de celles de la tholéiite continentale. C'est particulièrement visible sur les diagrammes Cr / La et Co / La, si on ne tient pas compte de l'échantillon Ab 3-1 (Co / La). Les variations observées des teneurs en La s'expliquent par l'état de différenciation. Ainsi, Ab 3-1 et Ab 3-2 présentent le même niveau de différenciation, l'échantillon le plus différencié étant Ab 4.

Les résultats des analyses viennent confirmer l'étude des lames minces : *les lapillis et les bombes de l'Aber sont bien des ponces basaltiques et non pas des roches acides.*

En lame mince, les ponces de Ab 3 et de Ab 5 montrent une texture isotrope microcristalline microlitique vacuolaire (Fig. 45A). Le verre original a été très altéré (couleur brunâtre en Lumière Naturelle) et peut être recristallisé en chlorite. Les microlites de plagioclase sont eux aussi très altérés en ce même minéral. On peut observer dans cette mésostase de nombreux petits cristaux de quartz xénomorphes et de nombreux oxydes. Les vacuoles sont remplies par des phyllites disposées en agrégats fibreux avec une organisation radiaire, souvent associés à du quartz cryptocristallin (Fig. 45A).

Les ponces montrent également un certain nombre de phénocristaux bipyramidés automorphes pseudomorphosés en un mélange de smectites et chlorites,

caractéristiques d'anciens cristaux d'olivine (Fig. 45B). D'autres "fantômes" présentent une forme de prismes plus allongés sub-automorphes typique des pyroxènes. Olivine et pyroxène ont été pseudomorphosés en smectite-chlorite, les fantômes peuvent aussi contenir du quartz cryptocristallin et des oxydes. Le fait de trouver des fantômes d'olivine et de pyroxène prouve que ces ponces sont de nature basaltique. La matrice contenant ces ponces (Fig. 45C) est constituée par de la chlorite qui résulte de la dévitrification et de la recristallisation d'un verre volcanique. Elle contient aussi de nombreux fragments lithiques de lapillis à texture microlitique et des fragments bréchiques constitués de verre altéré.

Les ponces basaltiques sont donc incluses dans une matrice de type hyaloclastite d'explosion. Ainsi, les formations volcanoclastiques de l'Aber s'avèrent être des hyalotuffs : roches pyroclastiques générées par des explosions phréatiques ou phréato-magmatiques, issues de l'interaction entre un magma basaltique et l'eau (Honnorez & Kirst, 1975).

Dans ce cas, les teneurs très importantes de SiO_2 dans ces échantillons ne peuvent s'expliquer que par *une silicification secondaire des pyroclastes basaltiques* comme le prouve l'existence de très nombreux cristaux de quartz visibles dans les lames minces des ponces et de leur matrice. Cette silicification pourrait avoir une origine hydrothermale. Les fluides minéralisés auraient enrichi préférentiellement les ponces en SiO_2 car leur texture vacuolaire augmente la surface d'échange et favorise ainsi l'action du fluide. Les petits fragments noirs vitreux, que l'on rencontre dans les différents bancs, n'auraient pas capté aussi bien la silice du fait d'une surface d'échange plus faible liée à l'absence de bulles. Cette activité hydrothermale pourrait expliquer la présence d'un puissant filon de quartz et de jaspe, occupant une faille, et interrompant la série volcano-sédimentaire.

3.5. Conclusion sur le volcanisme de l'Aber.

En conclusion, les critères à la fois minéralogiques (fantômes d'olivine) et géochimiques (richesse en Ni, Cr, Co) nous conduisent à abandonner l'hypothèse d'*un volcanisme bimodal à l'Aber*, et à interpréter *les ponces claires comme d'anciennes ponces basaltiques silicifiées secondairement*.

On peut alors envisager l'existence d'un magma basaltique relativement visqueux et très riche en gaz pour expliquer les deux types de pyroclastes que l'on rencontre dans la série volcano-sédimentaire: ponces claires vacuolaires et lapillis vitreux noirs de forme fluide. Lors de son arrivée en surface, le magma vaporise l'eau contenue dans les sédiments, ce qui provoque des explosions extrêmement violentes. Le magma, sous la pression du gaz qui se détend brutalement, va se fragmenter ; et des ponces basaltiques très vésiculées vont alors être formées. Les petits lapillis vitreux peuvent avoir deux origines: fragments pauvres en gaz car ayant une origine plus profonde dans le réservoir, ou bien, et c'est plus probable, fragments de lave pulvérisés par les explosions très puissantes caractéristiques d'une éruption phréato-magmatique. Nous serions donc en présence d'*éruptions sous-marines explosives violentes sous faible tranche d'eau, de type surtseyen*.

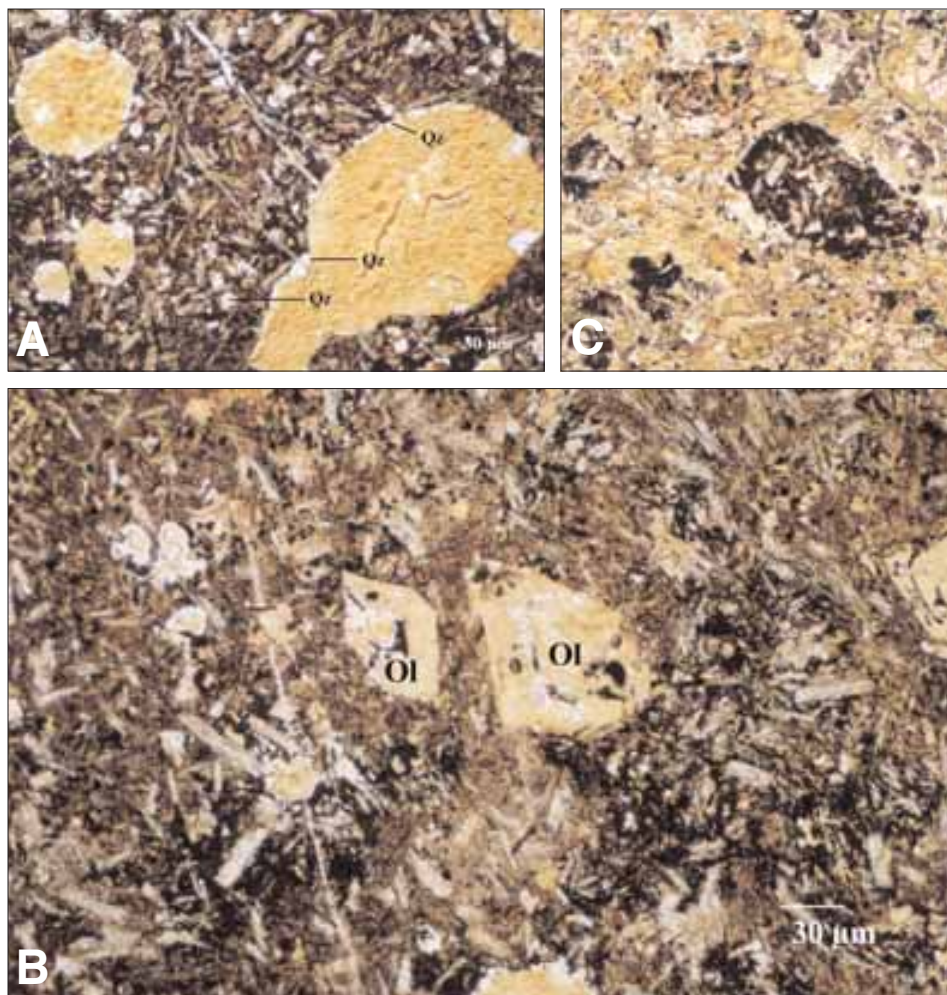


Figure 45 - Photographie d'une lame mince d'une ponce (éch. Ab3, lumière naturelle). A. Texture microlitique riche en amygdales remplies de smectites, chlorite et quartz. B. Petits cristaux d'olivine automorphes pseudomorphosés en smectites et oxydes de fer. C. Matrice de l'échantillon Ab3 (lumière naturelle)

3.6. Les pillow lavas de la carrière de Rosan

L'affleurement de la carrière de Rosan, à côté du four à chaux de Rosan, se situe au Nord des tufs de Raguenez, et constitue une unité en contact par faille sur son flanc sud avec les schistes noirs ampélitiques du Silurien. Il a été étudié par Le Penne (1987) dans son Mémoire de maîtrise (Log. Fig. 46). Cette ancienne carrière (Fig. 47A) permet d'observer une coulée à débit en pillow lavas de cinq mètres d'épaisseur, intercalée dans des sédiments carbonatés. Les pillows sont de grande taille (60 à 120 cm) de diamètre) et s'organisent sur différents niveaux correspondant à plusieurs coulées successives (Figure 47B). Les sédiments de la base de la coupe sont attribués au Caradoc supérieur, tandis que ceux qui la surmontent appartiennent à l'Ashgill (Melou, 1990). L'ensemble (pillow lavas et sédiments carbonatés associés)

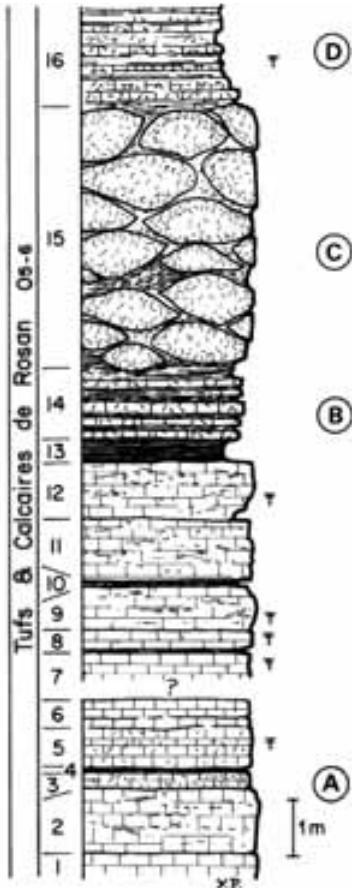


Figure 46 - Log de la carrière de Rosan, d'après Plusquellec *et al.* (2001).
 A - calcaires et calcaires tuffacés
 B - Schistes et calcaires tuffacés
 C - pillow lavas
 D - calcaires tuffacés
 5 - niveau à *N. actoniae actoniae*
 16 - niveau à *N. actoniae ramosa* et *D. aberensis*

est interprété comme une écaille tectonique de la Formation de Rosan.

Les pillows sont cimentés par des calcaires bioclastiques et des sédiments de nature volcanique : tuffites et épicastites. Ils sont très altérés mais on peut toujours observer la bordure vitreuse et de très nombreuses vacuoles disposées de manière concentrique à la périphérie (Fig. 47 B). Le débit de la coulée en pillow-lavas et la présence de calcaires francs associés traduisent une mise en place dans un environnement marin carbonaté très différent du milieu subaquatique des formations de l'Aber, mais tout-à-fait comparable à celui des pillow lavas de Lostmarc'h. À la cassure, on observe une roche mésocrate verdâtre très vacuolaire, parcourue par de nombreux filonnets de calcite mise en place dans les fractures. Les vacuoles sont le plus souvent cimentées par de la calcite ou par des argiles.

En lame mince, la roche montre une texture isotrope microlitique vacuolaire riche en verre (Fig. 48A) Le verre, bien qu'altéré, garde une biréfringence faible, il peut être recristallisé en chlorite, associée à de petits oxydes, qui peut aussi provenir de la pseudomorphose des minéraux ferromagnésiens. Les microlites de plagioclases (Pl) sont à terminaisons bifides, ce qui traduit un refroidissement excessivement rapide dû au phénomène de trempe par l'eau de mer. Cette forme est typique des pillow-lavas. On peut aussi trouver quelques fantômes de phénocristaux d'olivine (Ol) (Fig. 48B) et de pyroxène, ceux-ci peuvent être pseudomorphosés en chlorite, ou en oxyde et calcite.

Les vacuoles (Vac) sont remplies par de la calcite et montrent des formes très particulières (Fig. 48A et B). En effet, leur bordure est marquée par une grande quantité de verre montrant une texture microlitique beaucoup plus fine que celle de l'ensemble de la roche. On peut aussi observer des golfes et des vésicules secondaires. Enfin, les plagioclases se présentent sous forme de petits cristallites qui peuvent être plus ou moins organisés en sphérolites. Il s'agit de "vésicules de ségrégation" (Smith, 1967), vacuoles dont une partie du gaz a été remplacé par du liquide résiduel vitrifié.



Figure 47.
 A. Vue générale de la carrière de Rosan.
 B. Morphologie d'un pillow lava à amygdales concentriques dans la carrière de Rosan.

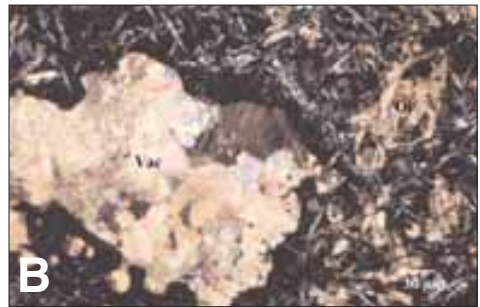


Figure 48 - Photographies de lames minces d'un pillow lava de la carrière de Rosan. A. texture microlitique et amygdalaire (les amygdales sont d'anciennes bulles de gaz remplies de calcite hydrothermale secondaire). B. Vacuoles et "fantômes" d'olivine automorphe pseudomorphosés par la calcite et les oxydes de fer. Vac : vacuole, ol : "fantôme" d'olivine, pl : microlite de plagioclase.

4. Les intrusions et laves basiques de la région de Trégarvan et de l'anse de Garvan

La zone de Trégarvan se situe dans un des principaux méandres de l'Aulne, dans la prolongation vers l'Est des affleurements côtiers décrits précédemment (cf. Figure 1). Une coupe réalisée, du Sud vers le Nord, le long de ce méandre dans l'anse de Garvan (cf. carte, Fig. 49) permet d'étudier d'autres manifestations du volcanisme ordovicien, dans une série sédimentaire allant de la Formation des Grès de Kermeur (Caradoc) aux Schistes et quartzites de Plougastel (Pridoli).

Cette zone de champs et de haies présente de mauvaises conditions d'affleurement. Les seuls éléments utilisables pour déterminer la nature des formations sous-jacentes sont les "cailloux" épars que l'on trouve dans les champs labourés, quelques petites carrières abandonnées, et les talus naturels affleurant le long de l'anse de Garvan et des berges de l'Aulne.

Dans cette zone, nous avons répertorié trois affleurements de roches basiques, numérotés 1, 2 et 3 sur la carte de la Fig. 49 (Nonnotte, 2002).

4.1. Affleurement 1, à l'Est de l'anse de Garvan

À l'ouest du hameau de Kerbastard - Le Passage, sur la rive de l'Aulne, une ancienne carrière à l'abandon et envahie par la végétation permet d'observer une roche mélanocrate à texture holocristalline grenue, avec des plagioclases en bague et de petits pyroxènes visibles à l'œil nu. À l'échelle de la lame mince (Fig. 50), cette dolérite présente une texture holocristalline sub-ophitique à intersertale avec quelques vacuoles, 45 % de plagioclase à 30 % d'anorthite, en baguettes sub-automorphes parfois très altérées, 30 % de clinopyroxène en cristaux sub-automorphes poecilites contenant des plagioclases, et 20 % de chlorite (surtout en remplissage des vacuoles), associée à des oxydes ferro-titanés, du sphène et de l'épidote (5 %). Cette dolérite ressemble beaucoup à l'échantillon Ka-4 de la pointe de Kerdra, décrit précédemment.

La dolérite est intrusive dans des bancs de grès gris très puissants appartenant à la Formation de Kermeur. Elle s'est mise en place dans son encaissant sous forme d'un dyke de 30 à 40 mètres de puissance, montrant des épontes orientées à N70 80N. La présence de vacuoles semble indiquer, comme pour la dolérite de la pointe de Kerdra, une mise en place à faible profondeur.

Sous le hameau de Kerlaouéan (et au Nord-Ouest de celui-ci), on observe une alternance de bancs de grès de 50 à 60 centimètres d'épaisseur et de schistes sombres, soit en interbancs, soit en bancs quasi-métriques, appartenant à la Formation de Kermeur.

4.2. Affleurement 2 : le fond de l'anse de Garvan

Au Sud de Kergantic, dans deux petites carrières abandonnées, des alternances de schistes et grès appartenant à la Formation de Kermeur montrent une stratification N178 30E. Plus à l'Est sur la berge de l'anse affleure une roche verdâtre mélanocrate plus ou moins schistosée (Fig. 51A). A l'échelle de l'échantil-

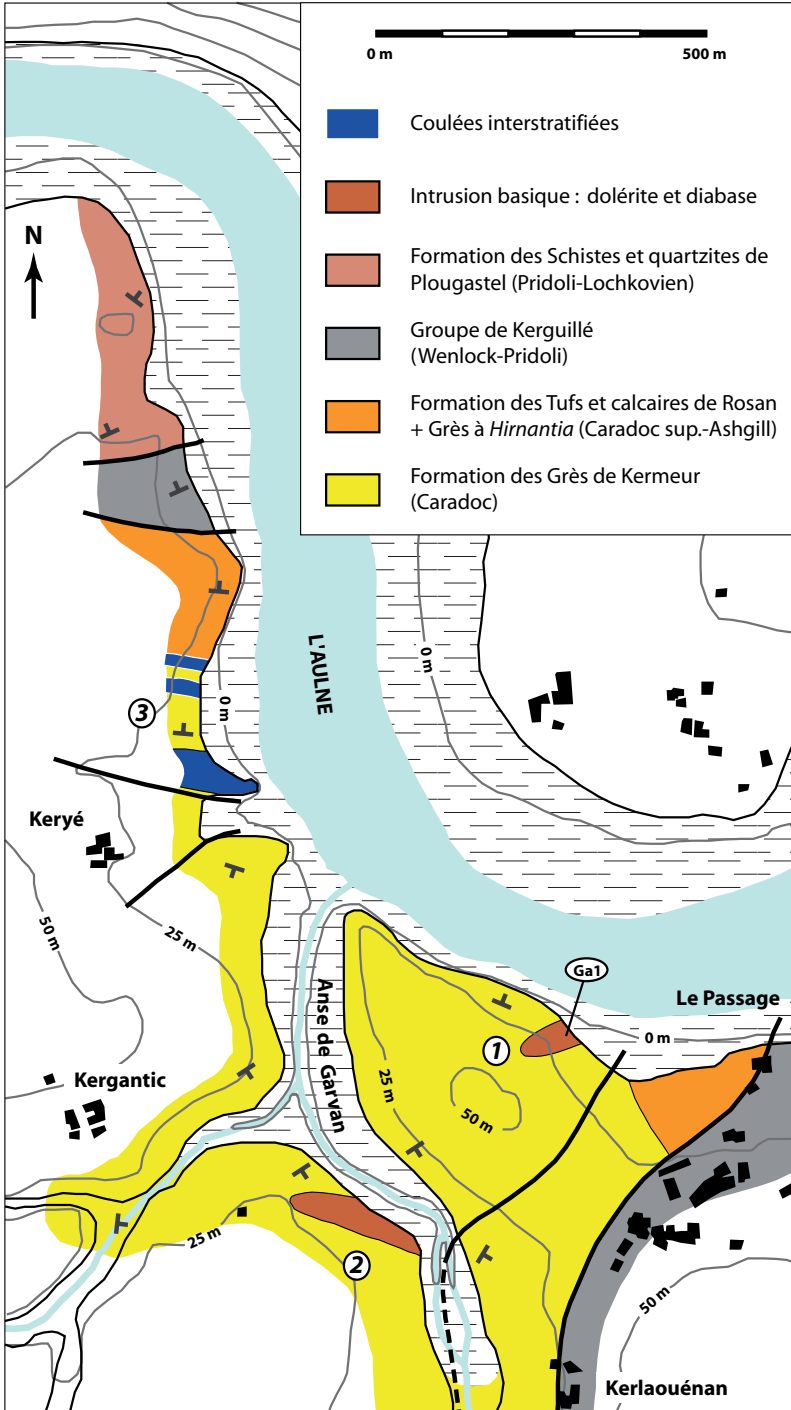


Figure 49 - Cartes géologiques de l'anse de Garvan (A) et du secteur de Trégarvan (B), d'après Nonnotte (2002).

lon et de la lame mince (Fig. 51 B), la roche montre une texture grenue avec une schistosité très peu pénétrative qui donne un aspect feuilleté à la roche. La roche est très altérée, elle montre une texture orientée due à une schistosité de fracturation. Dans certaines zones, on retrouve une texture primaire intersertale. La minéralogie comprend 40 % de plagioclase (An26), en grandes lattes légèrement altérées pouvant être parallèles suite aux réorientations, soulignant ainsi la schistosité, 25 % de chlorite souvent associée à des oxydes ferro-titanés et à du sphène, elle présente des teintes de polarisation bleues sombres et souligne la schistosité, 20 % de sphène, sous la forme de petits globules systématiquement associés aux oxydes ferrotitanés, 10 % de clinopyroxène en cristaux xénomorphes très altérés en chlorite, et 5 % d'oxydes ferro-titanés. Cette roche est donc une diabase schistosée. Elle forme un dyke de presque 100 mètres de puissance orienté N100 – N110, intrusif verticalement dans les Grès de Kermeur qui présentent une stratification N62 42S.

4.3. Affleurement 3 : au nord du hameau de Keryé, en rive gauche de l'Aulne

Entre les hameaux de Kergantic et de Keryé, les Grès de Kermeur, qui présentent des orientations variables de la stratification (oscillant entre N62 52S et N44 40S), sont dépourvus de volcanisme.

Au Nord de Keryé, trois coulées de lave très altérées s'intercalent dans les schistes et grès de Kermeur. La première coulée, la plus épaisse, présente un contact normal avec les grès de Kermeur. La roche jaunâtre, très altérée, contient de nombreux éléments noirs ayant un aspect de bulles ou de vacuoles (Fig. 52A). Cette roche serait donc *une lave vacuolaire très altérée*.

En lame mince, cette roche a une texture intermédiaire entre une texture holocristalline grenue à grains fins et une texture intersertale. Elle est très vacuolaire et riche en verre altéré (Fig. 52B), avec 50 % de plagioclase en lattes subautomorphes très altérées et très fracturées, et 40 % de chlorite en remplissage des vacuoles ou dans les espaces entre les cristaux de plagioclases : elle provient très certainement de la dévitrification et de la recristallisation du verre volcanique. Les 10 % restants sont des oxydes ferro-titanés associés aux chlorites dans les espaces entre les lattes de plagioclases.

Un peu plus au nord le long de la berge de l'Aulne, deux autres coulées identiques, très altérées, sont interstratifiées dans les schistes et les grès. On peut observer le contact normal, parallèle à la stratification N94 76N, entre le sommet de la dernière coulée de lave et une formation constituée d'alternances de grès riches en muscovites en petits bancs, séparés par des joints schisteux de couleur jaunâtre et pouvant montrer des stratifications entrecroisées.

Il ressort de cette étude de terrain plusieurs points importants. Les dykes de dolérite et de diabase schistosée (Affleurements 1 et 2) rappellent beaucoup, par leur minéralogie, la nature de leur encaissant et leur puissance (proche de 100 mètres), l'intrusion de la pointe de Kerdra. Les trois coulées interstratifiées au sommet de la Formation des Grès de Kermeur (Affleurement 3) sont très comparables aux coulées-sills visibles au niveau de l'estran de l'Aber, avec leurs

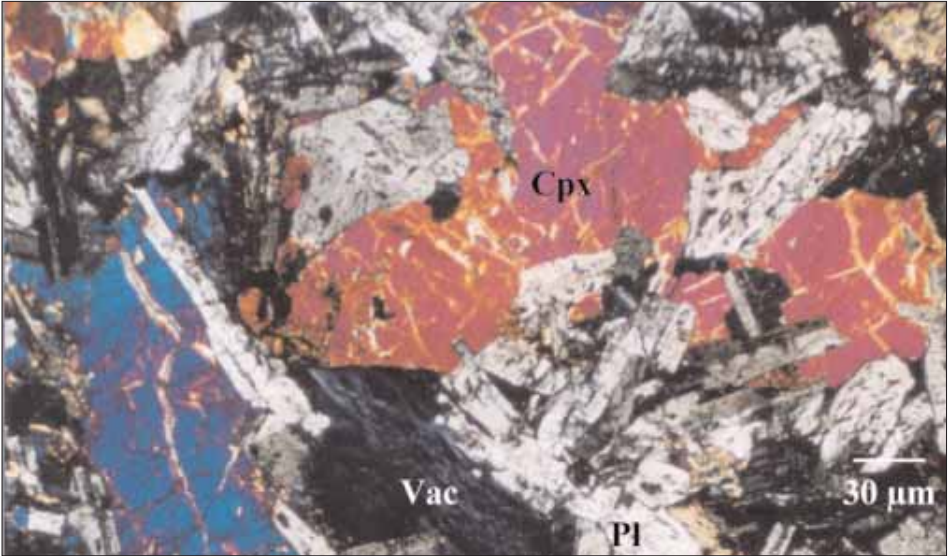


Figure 50 - Dolérite Ga 1 de l'anse de Garvan. Photographie de lame mince montrant sa texture subophitique (lumière polarisée). Cpx : clinopyroxène, Pl : plagioclase, Vac : vacuole remplie de chlorite magnésienne.



Figure 51 - A. Aspect de l'affleurement de diabase schistosée, au fond de l'anse de Garvan. B. Photographie de lame mince montrant sa texture intersertale. Pl : lattes de plagioclase, Ch : amas de chlorite, Cpx : cristaux de clinopyroxène.

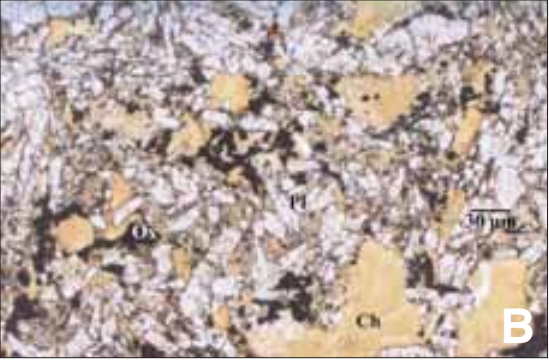


Figure 52 - A - Lave massive, altérée et vacuolaire. B. Photographie de lame mince (lumière naturelle). Pl : plagioclase, Ch : chlorite, Ox : oxydes ferro-titanés.

digitations lobées indiquant un épanchement dans une boue sédimentaire meuble. Bien que beaucoup plus altérées et tectonisées, ces trois coulées de l'anse de Garvan peuvent être interprétées comme des "coulées-sills".

4.4. Etude géochimique de l'échantillon Ga-1

Cet échantillon prélevé dans le dyke de l'affleurement 1 a été analysé dans le but d'en dégager les principales caractéristiques géochimiques. (Tableau 1, colonne de droite, en annexe).

Il a une perte au feu assez modérée de 2,90 %, à peine supérieure à celles des échantillons des pointes de Kerdra et de Kerdreux.

Cette roche a une composition normative à olivine, hyperstène et diopside, et à un DI de 39,27 typique des roches intermédiaires. Ces deux propriétés la rapprochent des échantillons de Kerdra plus que de ceux de Kerdreux.

Dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, cet échantillon appartient au champ des basaltes mais est à la limite avec celui des trachybasaltes. Ceci n'a sans doute pas grande signification, car là encore le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (19,4) est très perturbé, avec un lessivage important du potassium et un enrichissement en sodium.

Dans les diagrammes $\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ et MgO/SiO_2 , Ga-1 est toujours associé à Ka 2. Le fait qu'il soit proche de Kx-2 dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (concentration très faible en K_2O) s'explique par un lessivage important de cet élément dû aux conditions d'altération.

En ce qui concerne les éléments en traces, l'échantillon Ga-1 présente des concentrations très proches de celles de l'échantillon Ka-2 (pointe de Kerdra). Le spectre de Terres Rares montre d'ailleurs que Ga-1 et Ka-2 sont quasiment confondus (Fig. 53A). Ceci est aussi vrai sur un spectre élargi (Fig. 53B), même si Ga 1 présente une anomalie négative importante en K et des concentrations légèrement plus faibles en terres rares lourdes.

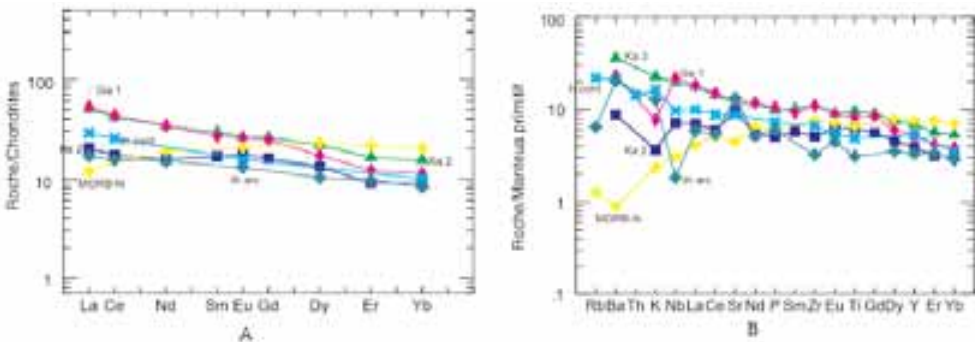


Figure 53 - Spectre de Terres Rares de Ga 1 normalisé aux chondrites (A) et spectre élargi normalisé au manteau primitif (B). Comparaison avec les spectres de Ka 2, Kx 2 et de différents types de basaltes. Normalisations d'après Sun et Mac Donough (1989).

Ces différentes constatations permettent donc de dire que l'échantillon Ga-1 présente les mêmes affinités que Ka-2, celles d'une *tholéiite continentale*, et les mêmes propriétés que le sill de la pointe de Kerdra (intrusion dans la Formation de Kermeur, présence de vacuoles). Il n'y a probablement pas co-généisme entre ces roches, mais on peut néanmoins supposer qu'elles appartiennent à un même ensemble magmatique à l'échelle régionale et qu'elles se sont mises en place lors d'épisodes magmatiques relativement contemporains.

5. Discussion et conclusions

Les deux dernières synthèses sur le volcanisme ordovicien de la presqu'île de Crozon sont celle d'Emile Fourmond (1964) pour l'étude de terrain, et celle de Bruno Cabanis (1986), dans sa thèse sur les séries magmatiques du Massif Armoricaïn, pour les données géochimiques. C'est par rapport à ces deux études, et aux notices rédigées par Pierre Thonon sur les cartes géologiques de Châteaulin et de Douarnenez, que nous pouvons discuter les faits nouveaux apportés par nos travaux et décrits dans cet article.

Bien que datant de plus de quarante ans, le travail cartographique et géologique effectué par Fourmond reste une contribution fondamentale à la connaissance du volcanisme ordovicien de la presqu'île de Crozon. Ses descriptions précises des affleurements et des lames minces, ses photographies en noir et blanc, ses déterminations paléontologiques dans les sédiments associés au volcanisme, et surtout ses cartes géologiques détaillées de la pointe de Lostmarc'h et des pointes de Kerdreux et Kerdra, sont remarquables.

Cabanis n'apporte pas d'observations nouvelles sur le terrain, par rapport aux descriptions précédentes (Lucas, 1938 ; Philippot, 1963 ; Fourmond, 1964). Les brèches volcaniques de la pointe de Lostmarc'h, par exemple, sont qualifiées de "hyaloclastites de flanc de coulées", sans argumentation. Seules les brèches qui surmontent la coulée à pillow lavas sont évoquées, sous la forme de "tufs lités à petits éléments noirs millimétriques à centimétriques dispersés dans une matrice carbonatée et présentent parfois des séquences granoclassées, de brèches à éléments anguleux hétérométriques de teinte verte et parfois fragments de pillow lavas" (p. 361). Les brèches et tufs de Raguenéz ne sont pas décrits, et la présence de ponces est juste brièvement mentionnée. Il est curieux que l'existence de ces niveaux à ponces claires riches en silice ne l'aient pas amené à poser la question d'un volcanisme bimodal acide-basique. En ce qui concerne les dolérites intrusives, Cabanis reprend sans les compléter les descriptions de Fourmond (1964) pour les dolérites de Kerdra-Kerdreux, et celles de Lucas (1938) pour celles de l'Aber.

L'apport de Cabanis se situe principalement sur le plan géochimique. Après une étude pétrographique menée avec P. Thonon et S. Balouet insistant sur les *processus secondaires de spilitisation* dans ces laves (Balouet *et al.*, 1984), il a refait un échantillonnage beaucoup plus complet que celui de Maillet (1977). Son échantillon-

nage comprend 36 échantillons prélevés à Lostmarc'h, Kerdra, Kerdreux, l'Aber et Dinéault, à l'intérieur des terres près de Châteaulin. Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X, et les éléments en traces par les méthodes de l'activation neutronique, au laboratoire Pierre Sue de Saclay.

Cabanis conclut à l'existence de deux groupes géochimiques distincts dans le volcanisme de la presqu'île de Crozon : 1) *un premier groupe, majoritaire, présente des caractères intermédiaires entre les tholéiites d'arc et les thotéiites continentales*, avec $3 \leq \text{La/Yb} \leq 4$ et Th/Ta proche de 2 ; il comprend l'ensemble des coulées à pillow lavas et quelques dolérites. 2) *un second groupe, minoritaire, à tendance faiblement alcaline*, avec un rapport La/Yb = 8 et Th/Ta = 1, comprend des sills de la pointe de Kerdreux et de l'Aber. Ces deux groupes étant clairement co-génétiques, en raison des belles corrélations linéaires des rapports La/Ta et Hf/Ta (éléments "hygromagmaphiles" typiques, invariants dans les processus d'altération), Cabanis en déduit que seules des hétérogénéités des sources mantelliques peuvent expliquer cet éventail de compositions.

Et Cabanis de conclure : "Il semble donc intéressant de proposer pour la mise en place des volcanites ordoviciennes de Crozon, *un site géodynamique distensif de type rift*, analogue à celui proposé pour le volcanisme dévonien de Bolazec. La présence synchrone de volcanites à caractère transitionnel et à caractère alcalin a déjà été constatée au niveau de nombreux sites actuels de type rift, qu'ils soient continentaux (Afar - Mer Rouge)... ou océaniques (Islande)... Nous les interpréterons avec les auteurs comme la marque possible d'une hétérogénéité mantellique" (Cabanis, 1986, pp. 398-399).

Par rapport à ces travaux, nos observations et données analytiques nouvelles permettent de mieux comprendre la mise en place et la nature des laves ordoviciennes de la presqu'île de Crozon. En combinant les descriptions minutieuses des affleurements sur le terrain, les études pétrographiques et l'interprétation de données géochimiques nouvelles acquises par la méthode ICP-AES (analyste : Jo Cotten), nous proposons les conclusions suivantes :

1) Ce volcanisme essentiellement basaltique s'est développé dans un domaine de *plateforme continentale affecté par des mouvements tectoniques distensifs de type rift ou protorift, sous une faible tranche d'eau (quelques centaines de mètres au maximum)*. La sédimentation jusque là essentiellement schisto-gréseuse est devenue franchement carbonatée pendant toute la durée du volcanisme.

2°) Tous les auteurs admettent le co-magmatisme des intrusions doléritiques (Kerdra, Kerdreux, l'Aber...) et des laves effusives (coulées et brèches volcaniques de Lostmarc'h, de l'Aber, de Rosan...), en se basant essentiellement sur les similitudes de compositions géochimiques. Nous sommes également de cet avis, malgré l'absence de datations géochronologiques des dolérites. Les belles corrélations linéaires entre les éléments en traces incompatibles La/Ta et Hf/Ta (Cabanis, 1986, Chap.12, Fig. 14) sont sans doute le meilleur argument en faveur de ce co-magmatisme.

3) Si l'on admet ce co-magmatisme, les falaises de la presqu'île de Crozon permettent d'observer *la mise en place du magma basaltique à trois niveaux de profondeur* :

a) Le niveau le plus profond correspond aux *intrusions doléritiques* dans les Schistes de Postolonnec et au sommet des Grès de Kermeur. Ces puissantes intrusions, montrant des évidences de différenciation gravitative par cristallisation fractionnée, peuvent atteindre 200 m d'épaisseur à Kerdreux et sont généralement concordantes avec les sédiments. Leur texture est grossière, quasiment gabbroïque, et leurs minéraux primaires sont beaucoup moins altérés que dans les laves. En particulier, le plagioclase basique (labrador) et le clinopyroxène y sont bien préservés. Ces sills concordants ont dû être alimentés par des dykes sub-verticaux. Ceux-ci sont beaucoup plus rares à l'affleurement, mais ont été décrits au sud de Kermeur et dans l'île de l'Aber.

Notons que le sill de Kerdra s'est mis en place au sommet des Grès de Kermeur, à un niveau moins profond que celui de Kerdreux, intrusif dans les Schistes de Postolonnec. Ceci se reflète dans la présence de vacuoles de dégazage et d'une prismation fruste dans le sill de Kerdra (même chose pour les dolérites de l'anse de Garvan, qui ressemblent beaucoup au sill de Kerdra).

b) De nombreux *sills et dykes basaltiques subvolcaniques* sont intrusifs dans des boues sédimentaires carbonatées encore meubles, comme l'attestent les digitations, lobes et mini-pillows marquant les contacts de ces "*coulées-sills*", décrits dans cet article en détail pour la première fois. Leur texture est beaucoup plus fine et des bulles de dégazage sont fréquentes dans la partie supérieure des sills. Des coulées-sills de lave s'intercalent également dans les tufs pyroclastiques à ponces, aussi bien à Raguenez que sur la plage de Lostmarc'h.

c) Des *coulées basaltiques à pillow lavas* avec leur cortège de brèches de pillows autoclastiques et de hyaloclastites de friction se sont épanchées sur le fond de la mer, dans et sur les sédiments carbonatés. Ces laves sont fortement spilitisées, probablement par une intense circulation hydrothermale: le plagioclase est albitisé, et les minéraux ferro-magnésiens (olivine, clinopyroxène) sont remplacés par des assemblages de chlorites, smectites, épidote, sphène et calcite. Des explosions violentes sous faible tranche d'eau ont formé des *dépôts pyroclastiques* monogéniques ou polygéniques bien stratifiés et le plus souvent granoclassés.

Les remaniements épiciastiques semblent avoir été relativement limités, les édifices volcaniques n'étant pas suffisamment vastes pour le déclenchement d'effondrements gravitaires avec coulées turbiditiques. Des effondrements gravitaires limités, sous la forme de cordons de *talus d'éboulis fossiles* développés aux pieds de falaises sous-marines, sont encore visibles, en particulier sur l'éperon sud de la pointe de Lostmarc'h.

La grande diversité de ces brèches volcaniques n'avait pas été reconnue jusqu'à présent. Leur exposition dans des conditions exceptionnelles sur les falaises de Crozon font de celles-ci *un véritable musée des formes d'expression du volcanisme basaltique sous-marin sous faible tranche d'eau*.

Il convient de signaler au lecteur que si certains de ces types de brèches sont connus sur les dorsales océaniques (brèches autoclastiques de pillow lavas, hyaloclastites de friction, talus d'éboulis), dans des conditions de profondeur d'eau bien supérieures (entre 2000 et 4000 m), les brèches d'explosion

pyroclastiques y sont totalement inconnues, en raison de l'absence de dégazage, la pression hydrostatique de la colonne d'eau de mer empêchant les gaz de vésiculer (Juteau et Maury, 1999).

4) *Le volcanisme de Crozon est uniquement basaltique.* Nous avons longtemps cru à un volcanisme bimodal acide-basique, en raison de la présence de ponces claires riches en silice dans les brèches de l'Aber, ponces retrouvées aussi dans la coupe de Lostmarc'h. Mais les conclusions de notre étude minéralogique et géochimique sont claires : *ces ponces sont des basaltes ayant subi une importante silicification secondaire.* Les fantômes d'olivine observés en lames minces, et les hautes teneurs en chrome et en nickel de ces ponces ne permettent pas d'autre interprétation. Il est curieux de constater que personne avant nous ne s'était interrogé sur la signification de ces ponces claires.

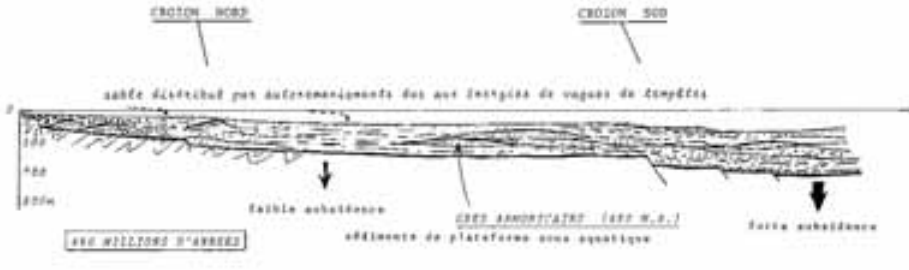
Notre étude a montré aussi que des brèches pyroclastiques à ponces claires affleurent sur la plage de Lostmarc'h, en tous points similaires à celles de l'Aber, ce qui confirme que la série volcanique de Lostmarc'h (brèches pyroclastiques à ponces surmontées par les brèches et coulées de pillow lavas) et la série volcanique de l'Aber (brèches pyroclastiques à ponces et pillow lavas de Rosan) font partie d'un seul et même ensemble volcanique.

5) Sur le plan géochimique, les profils de Terres Rares et d'éléments incompatibles des dolérites que nous avons analysées montrent que ces laves sont issues de magmas basaltiques proches des *tholéiites continentales*. Par ailleurs le parallélisme des profils plaide en faveur d'un co-génétilisme des dolérites de Kerdra, de Kerdreux, de l'Aber et de l'anse de Garvan.

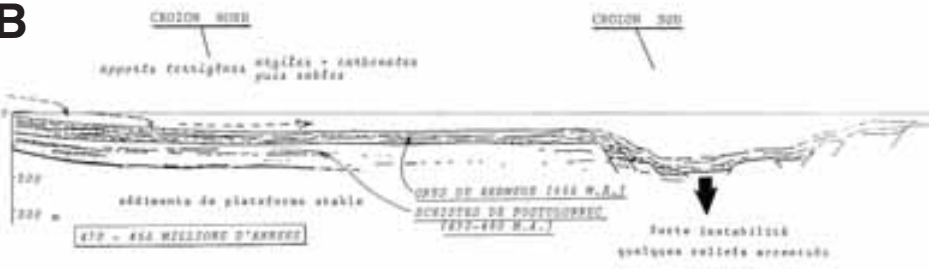
Patrick Maillet (1977), qui avait conclu à des magmas d'affinité tholéitique sur la base des éléments majeurs et de quelques éléments en traces, hésitait entre des *tholéiites de point chaud* ou des *tholéiites de dorsale océanique*. Deux hypothèses aussi absurdes l'une que l'autre! Le modeste volume des coulées de Crozon n'a rien à voir avec les gigantesques volumes émis par les points chauds (qu'ils soient continentaux ou océaniques), et le contexte sédimentaire de plateforme continentale, reconnu depuis longtemps, est radicalement différent de celui des grands fonds océaniques. Par ailleurs les fragments de dorsales océaniques incorporés tectoniquement aux orogènes sont représentés par des *assemblages ophiolitiques*, dans lesquels des pillow lavas basaltiques sont associés à des complexes de dykes de diabases, à des gabbros lités et à des roches mantelliques résiduelles, ce qui n'est pas le cas à Crozon.

Bruno Cabanis, lui, conclut à une série majoritairement *tholéitique*, sur la base des éléments en traces hygromagmaphiles, avec des caractères intermédiaires entre ceux des *tholéiites continentales* et ceux des *tholéiites d'arc*. Le contexte d'arc insulaire dans un environnement supra-subduction est tout aussi invraisemblable que ceux de point chaud ou de dorsale océanique, car le contexte sédimentaire est typiquement celui d'une marge continentale passive. Il retient donc la possibilité d'un enrichissement de la source mantellique en certains éléments incompatibles (en particulier en thorium), sous l'effet d'évènements orogéniques antérieurs. Cette source serait encore partiellement hydratée (d'où les faibles valeurs en titane et un cachet de tholéiite d'arc).

A



B



C

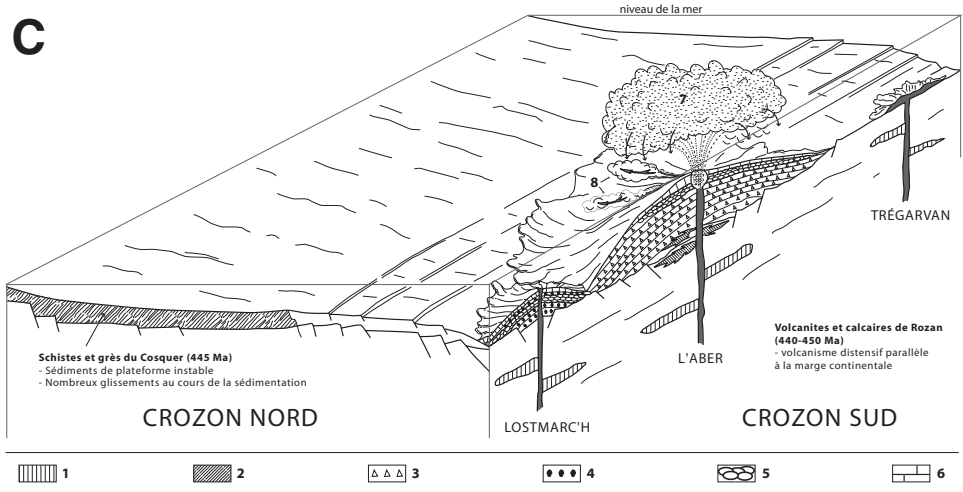


Figure 54 - Schéma de l'évolution volcanique et sédimentaire de la plateforme continentale armoricaine à l'ordovicien, au niveau de la presqu'île de Crozon modifié d'après Thonon *in* Plusquellec *et al.* (2001). A. A l'Ordovicien inférieur (Arenig, 480 Ma). B. A l'Ordovicien supérieur (Llanvirn à Caradoc, 470-455 ma). C. A l'Ordovicien terminal (Ashgill, 450-440 Ma). 1 : Sills basiques intrusifs profonds (Kerdreux, Kerdra, Trégarvan, etc.). 2 : Sills basiques intrusifs à faible profondeur, dans des sédiments gorgés d'eau (estran de l'Aber). 3 : Brèches pyroclastiques à ponces (série de l'Aber, et nord de la plage de Lostmarc'h). 4 : Brèches autoclásticas de pillow lavas (Lostmarc'h). 5 : Coulées basiques à pillow lavas (Lostmarc'h, carrière de Rosan). 6 : Carbonates de plateforme. 7 : Effondrement d'un panache pyroclastique aérien (série de l'Aber). 8 : Écoulements pyroclastiques (série de l'Aber).

En définitive, *tout confirme une mise en place de ces laves dans un contexte de rifting sur marge continentale passive, amincie et en extension.*

6) La figure 54 retrace en quatre schémas l'évolution sédimentaire et volcanique de la presqu'île de Crozon au cours de l'Ordovicien :

a. Il y a 480 Ma, le Grès Armoricaïn se dépose sur les secteurs de Crozon Nord et Crozon Sud. Ce dernier est marqué par une forte subsidence.

b. Entre 470 et 455 Ma, les Schistes de Postolonnec se déposent (470 - 460 Ma), suivis par les Grès de Kermeur (460 - 455 Ma). Le contraste entre la plateforme stable de Crozon Nord et la forte instabilité de Crozon Sud s'accroît.

c. A l'Ordovicien supérieur (Caradoc-Ashgill), la sédimentation de plateforme sur Crozon Nord est marquée d'une part par une grande lacune durant l'Ashgill, d'autre part par l'absence de volcanisme, alors qu'un important volcanisme basaltique sous faible tranche d'eau, essentiellement pyroclastique, se développe dans Crozon Sud pendant la majeure partie de l'Ashgill, dans les sédiments carbonatés de la Formation de Rosan. Empruntant les failles normales d'un rift en formation, le magma basique s'injecte à plusieurs niveaux dans la série sédimentaire marine et débouche sur le fond marin, où il édifie à fleur d'eau des appareils volcaniques instables, essentiellement pyroclastiques (brèches stratifiées à ponces de l'Aber et de la plage de Lostmarc'h).

d. Ce volcanisme pyroclastique se poursuit par une phase essentiellement effusive avec épanchements de coulées à pillow lavas (Lostmarc'h, Rosan). Ces coulées se bréchifient pendant leur progression sur le fond dans le cas de débits importants (éperon sud de Lostmarc'h). Des prairies à Crinoïdes s'établissent sur le dos des coulées. Les dernières manifestations volcaniques visibles sont les hyaloclastites d'explosion stratifiées et granoclassées de Lostmarc'h-Porzbig, émises sous très faible tranche d'eau (type surtseyen). On ne peut pas affirmer qu'il s'agit là des dernières manifestations du volcanisme ordovicien, car la coupe de Lostmarc'h se termine au nord par une faille. ■

Bibliographie

- Balouet S., Cabanis B. & Thonon P. (1984) "Caractérisation pétrographique et géochimique du volcanisme jalonnant la cicatrice paléozoïque Crozon Nord-Crozon Sud (Finistère)". 10^e RAST, Bordeaux (résumé).
- Barrois C. (1889) "Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom". *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n^o7.
- Bonin B. (1998) "Pétrologie endogène". Dunod (édit.), Paris, 336 p.
- Bourahrouh A. (2002) Chitinozoaires et polymorphes de l'Ordovicien supérieur nord gondwanien: impact de la glaciation ashgillienne. Thèse Univ. Rennes 1, 249 p.
- Cabanis B., (1986) "Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques". Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris 6.
- Chevalier Y., Rolet J. & Thonon P. (1984) "La cicatrice Crozon Nord-Crozon Sud (Finistère) est jalonnée de volcanites et basites grenues en lambeaux". 10^e RAST, Bordeaux (résumé).
- Darboux J.R. & Rolet J. (1979) "Mise en évidence d'unités hercyniennes différenciées dans le domaine centre-armoricain occidental : rapprochements ? Recouvrements ? 7^e RAST, Lyon (résumé), p. 143.
- Decker R.W. & Hadikusumo D. (1961) "Results of the 1960 expedition to the Krakatau". *Journal of Geophysical Research*, 66, p. 3497-3511.
- Fourmond E. (1964) "Contribution à l'étude de l'Ordovicien moyen et supérieur et du Gothlandien du Cap de la Chèvre". Diplôme Etudes Sup., UBO, Brest.
- Francheteau J., Juteau T., Needham D. & Rangin C. (1980) "Cyamex : naissance d'un océan". CNEXO (édit.), Paris, 87 p.
- Guillocheau F. (1982) "Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricain". Thèse Doctorat 3^e Cycle, UBO, Brest.
- Guillocheau F. & Rolet J. (1983) La sédimentation paléozoïque Ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire; relations tectonique - sédimentation. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 14, 2, p. 45-62.
- Hamoumi N. (1981) "Analyse sédimentologique des formations de l'Ordovicien supérieur en Presqu'île de Crozon". Thèse Doctorat 3^e Cycle, UBO, Brest.
- Honnorez J. & Kirst P. (1975). "Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs". *Bulletin Volcanologique*, 39-3, p.1-25.
- Jegou I. (2001) "Les processus de bréchification des laves de la Pointe de Lostmarc'h (Presqu'île de Crozon)". T.E.R. (Maîtrise Sciences de la Terre), UBO, Brest, 38 p. (+ Annexes).
- Juteau T. & Maury R. (1999) "Géologie de la croûte océanique". Dunod (édit.), Paris, 367 p.

- Juteau T., Plusquellec Y. & Rolet J. (2003) "Excursion géologique dans la presqu'île de Crozon". Livret-guide, Journées spécialisées "Océans et ophiolites" de la Société Géologique de France, Brest, 3-5 mars 2003, 31 p.
- Lamour M. (2000) "Formations volcaniques de l'Aber (Presqu'île de Crozon)". Mémoire T.E.R. (Maîtrise Sciences de la Terre), UBO, Brest, 40 p. (+ Annexes).
- Le Bas M. J., Le Maître R. W., Streckeisen A. & Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram". *Journal of Petrology*, 27, p. 745–750.
- Le Loeuff J. (1987) "La pointe de Lostmarc'h. Paléovolcanisme ordovicien". Mémoire T.E.R. (Maîtrise Sciences de la Terre), UBO, Brest, 72 p.
- Le Pennec J.L. (1987) "Magmatisme de l'Aber. Volcanologie et Géochimie". Mémoire T.E.R. (Maîtrise Sciences de la Terre), UBO, Brest, 68 p.
- Lucas G. (1938) "Contribution à l'étude du Silurien de la presqu'île de Crozon". Travaux du Laboratoire de l'Université de Rennes, D.E.S. n°7.
- Maillet P. (1977) "Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif Armoricaïn". Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Rennes, 152 p.
- Maury R. C. (1993) "Les séries volcaniques". *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 163, pp. 39 - 55
- McBirney A.R. (1963) "Factors governing the nature of submarine volcanism". *Bulletin Volcanologique*, 26, p. 455-469.
- Melou M. (1987) "Découverte de *Hirnantia sagittifera* (McCoy 1851) (Orhida Brachiopoda) dans l'Ordovicien supérieur (Ashgillien) de l'extrémité occidentale du Massif Armoricaïn". *Géobios*, 20, p. 679 – 686, 1 pl.
- Melou M. (1990) "Brachiopodes articulés de la coupe de l'île de Rosan (Crozon, Finistère). Formation des tufs et calcaires de Rosan (Caradoc – Ashgill)". *Géobios*, 23, pp. 539 – 579, 10 pl.
- Melou M. & Plusquellec Y. (1980) "Introduction à la géologie de l'Ouest-Ordovicien de la presqu'île de Crozon". 26° Congr. Géol. Int., Livret Guide, p.106-115.
- Melou M. & Plusquellec Y. (1996) "L'art et la manière de prononcer ces sacrés noms de lieu en Bretagne". *Penn ar Bed*, n°163, p. 47.
- Naour T., 2000. "Classification et interprétation des brèches volcaniques de Lostmarc'h en Presqu'île de Crozon". Mémoire T.E.R. (Maîtrise Sciences de la Terre), UBO, Brest, 34 p. (+ Annexes).
- Nonnotte P. (2002) "Le magmatisme Ordovicien supérieur de la presqu'île de Crozon et de la région de Trégarvan". Mémoire T.E.R. (Maîtrise Sciences de la Terre), UBO, Brest, 35 p. (+ Annexes).
- Paris F. & Le Hérisse (2002) "Early Palaeozoic strata and organic-walled microfossils in Crozon peninsula (Western Brittany, France)". A geological excursion of the CIMP Meeting, Lille, 1-7 september 2002.
- Paris F. *et al.* (2001) "La crise faunique de l'Ordovicien supérieur dans les régions nord-gondwaniennes". Séance spécialisée de la Soc. Géol. France, Paris 6-7 déc. 2001, p. 66-67 (résumé).
- Philippot A. (1963) "Remarques sur la sédimentation de l'Ordovicien moyen et supé-

- rieur en presqu'île de Crozon". *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Fasc. 1 et 2, 1961 (publié en mai 1963).
- Plusquellec Y., Juteau T. & Vidal M. (2001) "La presqu'île de Crozon, un musée in situ du Paléozoïque". Livret-guide, Excursion CPGE - BCPST, Brest, 21-22 septembre 2001, 35 p.
- Rittmann A. (1963) "Les volcans et leur activité". Masson & Cie (édit.), Paris, 458 p.
- Rolet J., Thonon P. & Chevalier Y. (1984) "La cicatrice Crozon Nord – Crozon Sud (Finistère) est jalonnée de volcanites et basites grenues en lambeaux". 10^e R.A.S.T., Bordeaux (résumé), p. 481.
- Smith R. E. (1967) "Segregation vesicles in basaltic lavas". *American Journal of Sciences*, 265, p. 696–713.
- Sun S. S. & Mac Donough J. D. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and process". Dans : Saunders A. D. & Norry M. J. (édit.), "Magmatism in the ocean basins". – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42, pp. 313 – 345.
- Schmid R. (1981) "Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendation of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous rocks". *Geology*, 9, p.41-43.
- Schneider J.L. (1998) "Du volcan au sédiment : les formations volcanoclastiques". Mémoire HDR, Univ. Lille.
- Tazieff H. (1958) "L'éruption 1957-1958 et la tectonique de Faial (Açores)". *Soc. Belg. Geol. Bull.*, 67, p. 13-49.
- Thonon P., (1980) "Bloc-diagramme de la pointe de Lostmarc'h" et documents non publiés.
- Thorarinsson S. (1964) "Surtsey, the new island in the north Atlantic". *Almenna Bokafelagid*, Reykjavik, 64 p.
- Walker (1940) "Differentiation of the Palissade Diabase, New Jersey". *Bull. Soc. Geol. America*, vol. 51, n°7, p. 1054-1104.

Note. L'échelle stratigraphique utilisée est celle des cartes géologiques BRGM à 1/50.000. On trouvera les équivalences "modernes" in Paris F. et Le Hérissé A. (2002, fig. 5).

Remerciements. Les auteurs remercient vivement Yves Plusquellec pour sa relecture minutieuse du manuscrit et ses nombreuses suggestions pour en améliorer le fond et la forme. Ils remercient également Martial Caroff pour ses remarques pertinentes et ses suggestions, ainsi que Pierre Thonon, Joël Rolet et Steve Scott pour leur participation à l'encadrement de certains stages et à de nombreuses excursions sur le terrain, et pour les discussions, souvent animées, devant l'affleurement. Merci également à Bernadette Coléno pour la mise en page.

Enfin, les auteurs remercient Max Jonin d'avoir suscité la rédaction de cet article et d'avoir permis sa publication, malgré sa longueur inhabituelle, dans les colonnes du BSGMB.

"lieu de prélèvement"	Pointe de Kerdra				Pointe de Kerdreux						Trégarvan
nom Ech.	Ka 2 *	K 11 +	K 12 +	K 14 +	Kx 2 *	K 20 +	K 22 +	K 23 +	K 24 +	K 25 +	Ga 1 *
SiO ₂	50,25	48,94	49,81	47,76	50,00	49,45	48,15	46,89	44,85	51,38	49,25
TiO ₂	2,07	2,85	1,76	1,40	1,37	1,28	3,04	3,12	1,41	1,14	1,78
Al ₂ O ₃	13,95	12,29	14,90	15,13	14,45	14,77	13,45	14,05	10,91	11,74	14,95
Fe ₂ O ₃	14,80	18,38	13,59	13,14	13,08	12,85	14,13	14,76	15,58	12,70	12,75
MnO	0,18	0,21	0,16	0,16	0,17	0,16	0,21	0,20	0,15	0,15	0,18
MgO	4,13	3,90	4,48	6,87	6,50	8,11	6,31	6,54	13,85	13,85	5,25
CaO	6,25	6,32	6,96	9,30	9,85	8,91	5,14	6,96	7,40	7,40	7,80
Na ₂ O	4,75	3,80	4,26	1,89	2,28	2,69	4,17	3,90	1,56	1,56	4,48
K ₂ O	0,68	0,56	0,95	0,41	0,11	0,35	0,02	0,01	0,14	0,14	0,23
P ₂ O ₅	0,21	0,28	0,19	0,14	0,11	0,17	0,44	0,57	0,23	0,23	0,23
P.F.	2,37	2,46	2,85	2,82	1,83						2,90
Total	99,64	99,99	99,91	99,02	99,75						99,80
Qz	0,00	0,61	0,00	1,67	3,30	0,00	0,00	0,00	0,00	1,58	0,00
or	4,02	3,31	5,61	2,42	0,65	2,07	0,12	0,06	0,83	0,83	1,36
ab	40,19	32,15	36,05	15,99	19,29	22,76	35,29	33,00	13,20	13,20	37,91
an	14,74	14,82	18,73	31,59	28,87	27,19	17,92	20,80	22,35	24,62	20,01
ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di	12,51	12,44	12,16	11,22	15,90	13,01	3,87	8,23	10,42	8,54	14,24
hy	8,44	22,48	7,37	26,28	23,04	23,07	25,56	14,57	25,65	44,94	4,13
ol	8,41	0,00	9,19	0,00	0,00	3,87	1,17	8,56	15,64	0,00	11,42
mt	3,22	4,00	2,96	2,86	2,84	2,79	3,07	3,21	3,39	2,76	2,77
il	3,93	5,41	3,34	2,66	2,60	2,43	5,77	5,93	2,68	2,17	3,38
ap	0,49	0,65	0,44	0,32	0,25	0,39	1,02	1,32	0,53	0,53	0,53
DI	44,21	36,07	41,66	20,09	23,24	24,83	35,40	33,06	14,03	15,60	39,27
Rb	14,5	10,3	19	8,97	1,2	5,4	2,7	1,4	4,2	3,4	3,2
Sr	242		409		200	418	589	514	250	226	265
Ba	250	120	454	208	61	92	48	29	965	64	162
Sc	33,5	37	31	7,25	29	22	22	25	19	21	27,5
V	302				223						240
Cr	60	159	245	310	360	304	191	208	470	326	224
Co	44	47	42	56	42	54	48	51	82	64	36
Ni	37	29	53	138	85	176	150	162	559	378	77
Y	31				17,8						23,8
Zr	126	166	86	55	57	319	230	256	58	39	123
Nb	14				5,1						15,6
La	12	15,04	9,4	7,25	4,8	4	20	20	6,3	3,5	12,5
Ce	25,5	33	20		10,5	6	35	37	10	6	26,5
Nd	15,8				7,3						16
Sm	4,5				2,55						4,1
Eu	1,54	1,99	1,43	1,06	1,01	1,1	2,6	3,7	1,2	1	1,49
Gd	5,35				3,3						5,05
Dy	5,55				3,35						4,35
Er	2,7				1,5						2
Yb	2,6				1,53						1,91
Th	1,85	2,55	1,27	1,2	1,05	0,68	2,08	2,17	0,65	0,62	2,0

Tableau 1 - Analyses de dolérites des pointes de Kerdra, de Kerdreux et du secteur de Trégarvan.
* : analyse par ICP-AES sauf pour Rb mesuré par spectrométrie de flamme à émission atomique.
+ : analyse par fluorescence X pour les majeurs et par activation neutronique pour les traces (Cabanis, 1986).

lieu de prélèvement	L'Aber					"dorsale médio atlantique"	"Anti-Atlas marocain"	"Ambryn Vanuatu"
	nom Ech.	Ab 3-1 *	Ab 3-2 *	Ab 4 *	Ab 1 *	Ab 2 *	MORB-N	th cont
SiO ₂	58,50	56,80	49,20	63,70	60,00	50,35	51,06	49,00
TiO ₂	1,58	1,54	2,65	2,20	1,85	1,43	1,06	0,67
Al ₂ O ₃	15,65	15,35	14,10	15,50	13,50	14,72	14,84	13,90
Fe ₂ O ₃	6,80	7,68	13,10	4,55	6,00	11,30	10,25	9,79
MnO	0,04	0,04	0,14	0,05	0,04	0,18	0,19	0,17
MgO	3,20	3,94	6,30	1,11	1,38	8,65	8,17	11,62
CaO	2,42	2,55	2,90	0,70	3,90	11,20	12,25	13,10
Na ₂ O	2,79	3,65	2,45	5,80	5,45	2,45	1,69	1,73
K ₂ O	0,97	0,69	2,93	0,99	0,64	0,07	0,49	0,38
P ₂ O ₅	0,23	0,32	0,49	0,38	2,55	0,13	0,16	0,13
P.F.	6,95	6,87	5,11	4,47	4,32	-0,83	0,26	-0,03
Total	99,13	99,43	99,37	99,45	99,64	99,65	100,42	100,46
Rb	20	13	60	8,4	17,5	0,8	14	4,1
Sr	280	118	118	212	180	94	185	280
Ba	370	310	310	136	65	6,2	147	142
Sc	26	22	22	15	21	39		48
V	190	220	216	250	94	300	274	245
Cr	265	240	182	275	235	365	243	620
Co	21	39	44	19	14,5	45	46	50
Ni	75	121	93	95	95	152	99	130
Y	24,5	30,5	25	12	34,5	34	24	15
Zr	96	100	225	168	140	85	74	36
Nb	13,5	13,2	30,5	20,3	16,2	2,2	6,9	1,3
La	15,2	15,8	22,5	44,5	12,5	2,8	6,8	4
Ce	30	29	50	64	33,5	9,2	15,5	9,5
Nd	19	21	32,5	37	17	8,8		7
Sm	4,3	5,1	7,5	8,25	4,0			
Eu	1,54	1,77	2,45	2,97	1,34	1,2	0,91	0,75
Gd	5,55	6,35	7,3	7,9	3,7			
Dy	4,6	5,7	5,25	5,9	2,9	5,8		2,6
Er	2,3	2,8	2,2	2,9	1,1	3,6		1,6
Yb	1,94	2,28	1,65	2,8	0,85	3,4	1,7	1,4
Th	1,5	1,6	2	1,1	1,5		1,2	

Tableau 2 - Analyses des volcanites de l'Aber et de différents types de basaltes.

* : analyse par ICP-AES sauf pour Rb mesuré par spectrométrie de flamme à émission atomique.

Ab1 et Ab2 : analyses tirées de Lamour (2000)

th cont (tholéïte continentale) : analyse tirée de Maury (1993)

MORB-N et th arc (tholéïte d'arc) : analyses tirées de Juteau et Maury (1999).