

# DES LAVES D'OUessant-SUD AUX KERSANTITES DE LA RADE DE BREST : VERS UNE REFONTE DES MODÈLES GÉODYNAMIQUES DE LA COLLISION VARISQUE AU NORD D'ARMORICA

## FROM THE OUessant LAVAS TO THE W-ARMORICAN KERSANTITES (ARMORICAN MASSIF, FRANCE): TOWARDS AN OVERHAUL OF THE GEODYNAMICAL MODELS OF THE VARISCAN COLLISION IN NORTHERN ARMORICA

**Martial CAROFF**

UMR/CNRS n°6538 « Laboratoire Géo-Océan CNRS/IFREMER/UBO/UBS », Université de Brest, Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France. Email : caroff@univ-brest.fr

**Résumé.** Le corps magmatique sud d'Ouessant, qui était jusqu'à présent vu comme un monzogranite, se révèle être en fait une puissante coulée de trachydacite. Elle s'est écoulée vers 336 Ma, après un violent cycle éruptif subaquatique caractérisé par la présence de ponces aplaties (« fiamme »). Ce complexe volcanique, mis en place dans un bassin sédimentaire contemporain de ceux de Châteaulin et de Laval, fait partie du grand événement magmatique mafique pré-collisionnel tournaisien/viséen (347-330 Ma), d'origine asthénosphérique, incluant aussi le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt, les dolérites nord-armoricaines et celles de la rade de Brest. Se mettent ensuite en place les kersantites, les microgranodiorites (« Pierre du Roz ») et les microgranites (Île Longue) ouest-armoricaine (rade de Brest), entre 330 et 310 Ma. Ces roches syn-compressionnelles dérivent d'une source lithosphérique métasomatisée. Cette longue séquence résulte d'une extension profonde due à une verticalisation de la plaque plongeante (« roll-back ») et/ou une délamination lithosphérique marquant le début de la collision Avalonia-Armorica.

**Abstract.** The magmatic body cross-cutting highly strained formations in South-Ouessant, regarded for decades as a monzogranite, is now reinterpreted as a trachydacitic lava flow. It was emplaced at ca. 336 Ma, after an intense explosive cycle having ejected fiamme-bearing volcanoclastics onto the soft-substrate floor of a fault-bounded subaqueous basin coeval with the Visean Châteaulin and Laval basins. This volcanic complex forms part of the great Tournaisian/Visean magmatic event (347-330 Ma) also including the Saint-Jean-du-Doigt gabbro and the Brest Bay / North-Armorican dolerites. The emplacement of these widespread asthenosphere-derived pre-compressionnal mafic products was postdated by the intrusion of the W-Armorican lithosphere-derived syn-compressionnal kersantite/microgranodiorite/microgranite hypabyssal network (330-310 Ma). This long sequence resulted from a deep extension induced by roll back of the subducted lithospheric slab and/or delamination of the overriding plate at the beginning of the Avalonia-Armorica collision.

**Mots-clés.** Ouessant, Fiamme, kersantite, Varisque, Massif armoricain.

## 1 - Introduction

Les roches plutoniques et volcaniques sont généralement distinguables à partir de la simple analyse de leur texture et de leurs caractéristiques de mise en place, même si elles sont anciennes. Il existe cependant des cas ambigus quand les conditions d'affleurement sont médiocres ou lorsque les roches sont intensément déformées et métamorphosées. Ainsi, parmi les orthogneiss, dont la plupart sont dérivés de roches plutoniques, certains sembleraient provenir de roches volcaniques (par exemple : Hanan et Sinha, 1989 ; Volkert *et al*, 2010). Nous verrons comment le corps magmatique principal d'Ouessant Sud, considéré depuis des décennies comme un « monzogranite » déformé, est à présent réinterprété en tant que trachydacite.

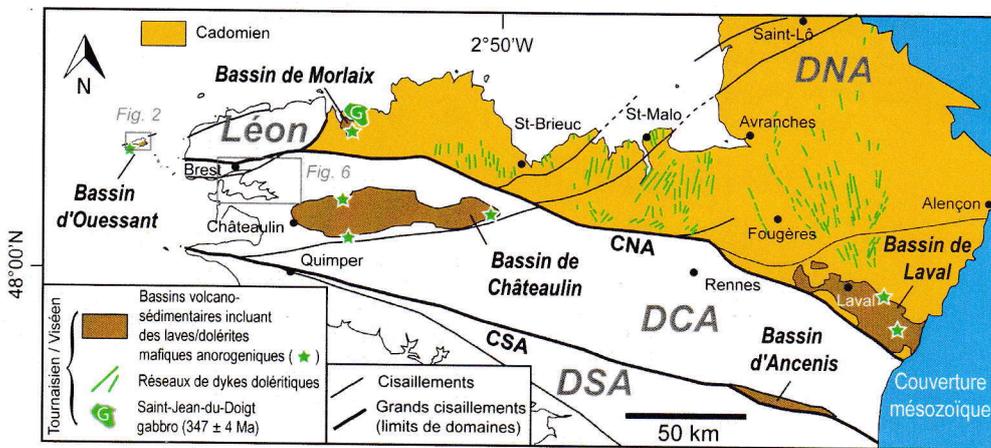
Le complexe volcanique d'Ouessant Sud s'intègre dans un vaste ensemble magmatique pré-collisionnel tournaisien-viséen, qui précède l'intrusion, dans le Domaine Centre-Armoricain, d'un réseau filonien lamprophyrique syn-collisionnel (kersantites et roches felsiques associées) daté entre le Mississippien terminal et le début du Pennsylvanien. Ces roches exceptionnelles, qui n'avaient pas été étudiées depuis les travaux pionniers de Velde (1968, 1971), Thonon (1973, 1975) et Turpin *et al* (1988), viennent de faire l'objet d'une vaste étude pétrographique et géochimique, qui a permis de préciser la nature de la source fondante et les caractéristiques de la fusion. L'ensemble de ces nouvelles données permettent de reconsidérer les modalités du début de la collision varisque dans les Domaines Centre et le Nord du Massif armoricain.

## 2 - Contexte géologique

Outre la zone de suture méridionale et les bassins distensifs cambro-ordoviciens (voir par exemple : Galerne *et al*, 2006 ; Caroff *et al*, 2009), les formations (hypo) volcaniques du Massif armoricain sont essentiellement limitées aux zones en décrochement faiblement métamorphosées du Carbonifère des Domaines Centre-Nord-Armoricains (Caroff *et al*, 2021). Si on y associe le complexe de Saint-Jean-du-Doigt, de composition géochimique comparable, on peut définir un vaste ensemble mafique tournaisien-viséen (347-330 Ma) pré-collisionnel et d'origine strictement asthénosphérique (aucune contamination lithosphérique significative dans leur genèse) comprenant : (1) le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt et les granites « A » associés (347 ± 4 Ma, U/Pb sur zircon), localisés à la limite entre le Léon et le bloc cadomien (Caroff *et al*, 2011 ; Barboni et Bussi, 2013) ; (2) les basaltes transitionnels associés aux bassins volcano-sédimentaires viséens à failles bordières des Domaines Centre-Nord-Armoricains (Châteaulin : Caroff *et al*, 1996 ; Morlaix : Cabanis, 1986 ; Caroff *et al*, 2016 ; Laval : Le Hérissé et Plaine, 1982 ; Caroff *et al*, 2016) ; et (3) les réseaux de dykes du Domaine Nord-Armoricain (Lahaye *et al*, 1995) et de la rade de Brest (Caroff *et al*, 2021) [Fig. 1]. Nous verrons que le bassin léonard d'Ouessant-Sud s'intègre à cet ensemble.

Un autre système filonien remarquable s'est mis en place au cours de la compression carbonifère dans la partie occidentale du Massif armoricain : le complexe de kersantites et de roches associées de la rade de Brest, qui s'étend vers l'est jusqu'à la région de Carhaix (Velde, 1968, 1971 ; Thonon, 1973, 1975 ; Turpin *et al*, 1988 ; Caroff *et al*, 2021).

Les relations chronologiques et génétiques entre ces deux grands ensembles à dominance mafique constituent une des clés fondamentales pour comprendre la formation de la chaîne varisque dans le Massif armoricain.



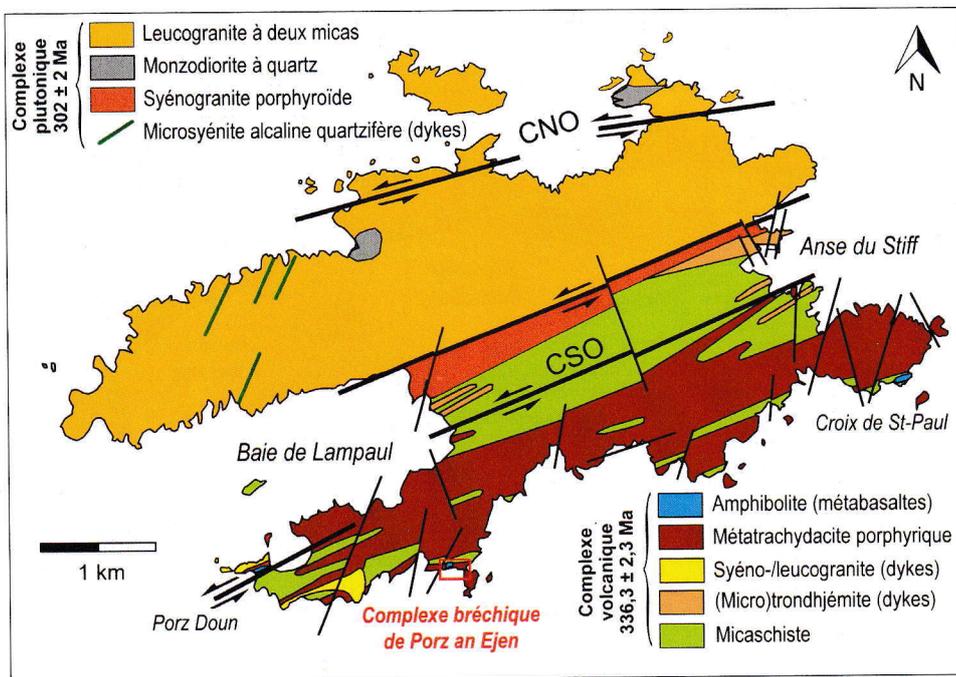
**Fig. 1** - Schéma géologique du Massif armoricain montrant les bassins volcano-sédimentaires et les manifestations mafiques tournaisiens/viséens. Références dans le texte. DNA : Domaine Nord-Armoricain ; DCA : Domaine Centre-Armoricain ; DSA : Domaine Sud-Armoricain ; CNA : Cisaillement Nord-Armoricain ; CSA : Cisaillement Sud-Armoricain. Modifié d'après Caroff *et al* (2021).

### 3 - Ouessant, île (partiellement) volcanique

Jusqu'à 1996, la seule donnée géochronologique disponible sur Ouessant [Fig. 2] concernait le massif leucogranitique septentrional ( $303 \pm 5$  Ma, Rb-Sr sur biotite : Chauris, 1994), contemporain du complexe tardi-orogénique de l'Aber-Ildut ( $303,8 \pm 0,89$  Ma, U-Pb sur zircon : Caroff *et al*, 2015). Comme le « monzogranite » du secteur sud de l'île présentait des compositions en éléments en trace et des rapports isotopiques comparables à ceux du pluton septentrional, il était supposé faire partie d'un même complexe tardi-varisque (Caroff *et al*, 2015). Cette hypothèse a été invalidée par la nouvelle datation U-Pb sur zircon du « monzogranite » présentée par Caroff *et al* (2016) :  $336,3 \pm 2,3$  Ma.

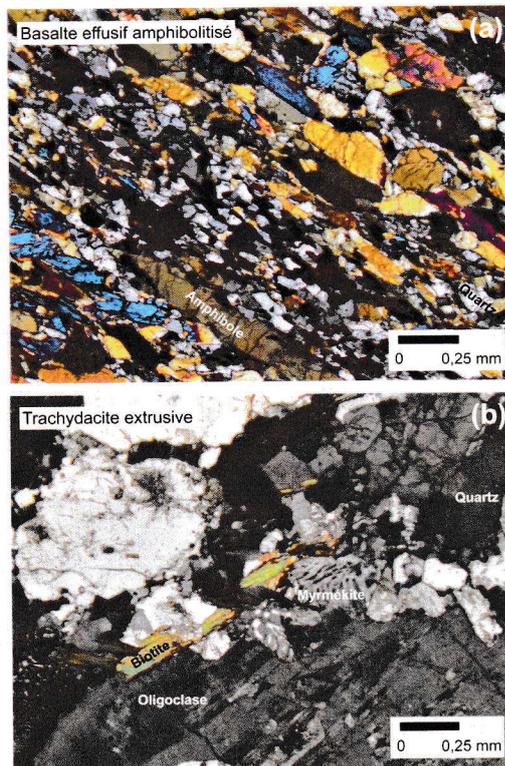
Le caractère volcanique du corps magmatique méridional d'Ouessant et des formations bréchiques qui l'enveloppent a été démontré en deux étapes, par Caroff *et al* (2016, puis 2020), à partir de l'étude des anses de Porz Doun et surtout de Porz an Ejen [Fig. 2]. Nous présentons ici un simple résumé de leurs conclusions.

Dans un premier temps, une étude morphologique des amphibolites d'Ouessant-Sud a permis de les interpréter en tant qu'anciennes laves en coussins (« pillow lavas ») [Fig. 3a et 4a] ; une succession de projections volcaniques mafiques primaires, transformée en formation métamorphique litée à quartz et amphibole, a été mise en évidence [Fig. 4b] ; l'occurrence de pépérites généralisée dans les secteurs central et sud de l'île a été démontrée ; la composition géochimique (traces et isotopes) des laves amphibolitisées de la partie sud et des trondhjémites de la partie centrale de l'île s'est avérée être similaire à celle des corps magmatiques correspondants des bassins viséens de Châteaulin, Morlaix et Laval (Caroff *et al*, 2016) ; ces auteurs en ont donc conclu que la partie sud de l'île était également un bassin volcano-sédimentaire viséen de même signification géodynamique. Mais à ce stade de l'étude, le principal corps magmatique méridional était toujours considéré comme un pluton.

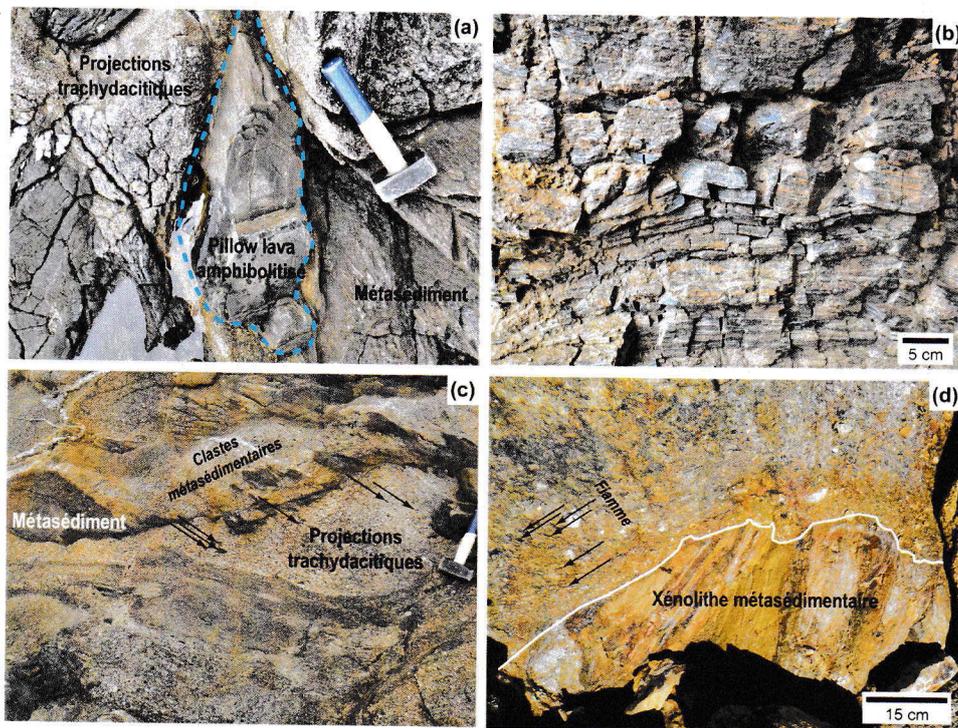


**Fig. 2** - Carte géologique simplifiée d'Ouessant, d'après Chauris (1994), Authemayou *et al* (2019) et Caroff *et al* (2015, 2016, 2020). CNO : Cisaillement Ouessant-Nord ; CSO : Cisaillement Ouessant-Sud.

La réinterprétation du « monzogranite » s'est faite dans un deuxième temps. D'abord, d'autres projections volcaniques, de nature felsique cette fois, ont été mis en évidence (Caroff *et al*, 2020) ; différentes structures fuselées ont été décrites : des clastes métasédimentaires en forme de lentilles amalgamés dans un ensemble de brèches felsiques [Fig. 4c] et des « fiamme », au sens de Bull et McPhie (2007), interprétées par Caroff *et al* (2020) comme d'anciennes projections sub-hyalines compactées [Fig. 4d]. Le principal argument, parmi de nombreux autres, pour réinterpréter le « pluton monzogranitique » en



**Fig. 3** - Photomicrographies de lames minces de roches en lumière polarisée et analysée. (a) Amphibolite. (b) Trachydacite porphyrique à phénocristaux d'oligoclase.



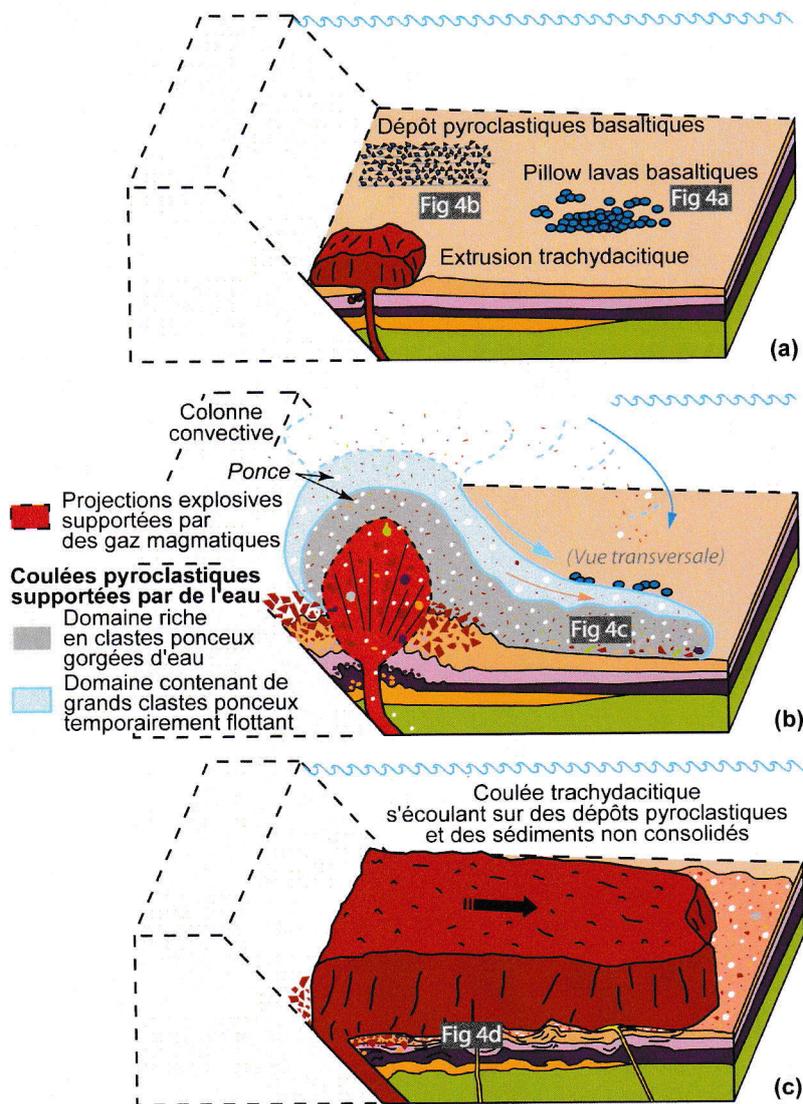
**Fig. 4** - Photographies de quelques faciès paléo-volcaniques de Porz Doun (a et b) et de Porz an Ejen (c et d). (a) Lave en coussin (pillow lava) amphibolitisée dans des brèches trachydacitiques. (b) Paléo-dépôts de projections mafiques amphibolitisées. (c) Clastes métasédimentaires en lentilles dans des brèches trachydacitiques, vraisemblablement d'anciennes projections. (d) Ensemble de fiamme (anciennes projections sub-hyalines compactées) enveloppant un grand xénolithe métasédimentaire.

coulée trachydacitique recristallisée, c'est la présence des mêmes mégacristsaux d'oligoclase [Fig. 3b], à la fois dans le corps massif et dans les brèches felsiques qui l'enveloppent (Caroff *et al.*, 2020).

Un modèle de mise en place des formations volcanique d'Ouessant-Sud est illustré en Fig. 5. Après un double épisode explosif/effusif mafique, en conditions subaquatique dans un bassin à bordures faillées contenant des dépôts sédimentaires non indurés, un dôme visqueux trachyandésitique se met en place (formations de pépérites). Le dôme est détruit par une série d'explosions donnant naissance à des coulées pyroclastiques. Une épaisse coulée trachydacitique recouvre et compacte les unités bréchiques antérieurement mises en place, donnant naissance à des fiamme.

## 4 - Les kersantites et roches felsiques associées de la rade de Brest

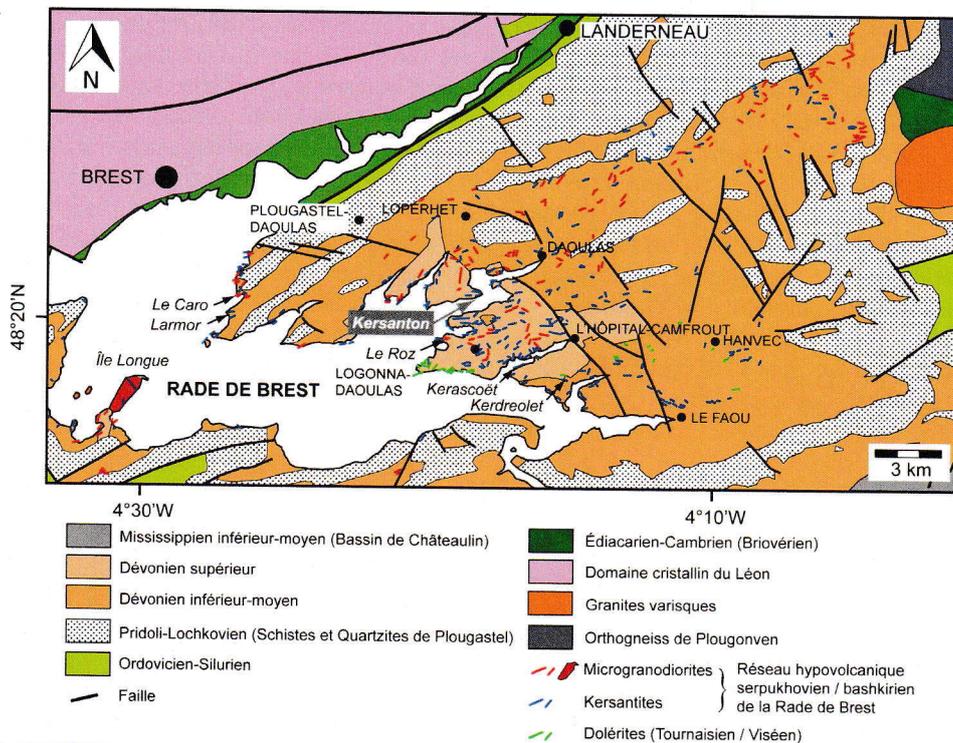
Les kersantites sont des lamprophyres à plagioclase et biotite dominants. Ce nom, initialement proposé par Delesse (1850), dérive de « Kersanton », hameau de Loperhet. Ce terme est le seul issu d'un toponyme breton qui émerge à la nomenclature internationale des roches magmatiques (Le Bas, 2007). Les kersantites ouest-armoricaines affleurent sous la forme de filons injectés dans les



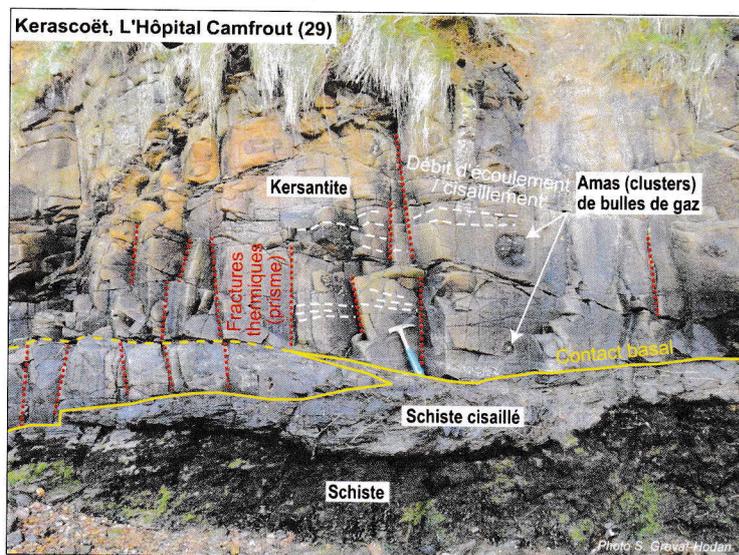
**Fig. 5** - Modèle d'emplacement des formations volcaniques (projections, extrusion et effusion) d'Ouessant-Sud. D'après Caroff *et al* (2020), inspiré de White (2000), Jutzeler *et al* (2014) et McLean *et al* (2016).

formations sédimentaires paléozoïques – principalement du Dévonien moyen-supérieur – affleurant dans Domaine Centre-Armoricain, surtout au niveau de la bordure littorale de la rade de Brest [Fig. 6]. Elles sont systématiquement associées sur le terrain avec des filons de microgranodiorite (type « Pierre du Roz » à Logonna Daoulas) et, plus rarement, de microgranite (type Île Longue) [Fig. 6].

Les kersantites et microgranodiorites/microgranites associées sont clairement syntectoniques. Certains filons sont plissés (Kerdréolet, L'Hôpital Camfrout) ou cisailés [Kerascoët, L'Hôpital Camfrout, Fig. 7]. Dans la coupe de Larmor (Plougastel-Daoulas), un filon de kersantite injecté dans une faille chevauchante postérieure à



**Fig. 6** - Carte géologique de la rade de Brest, montrant les filons doléritiques, kersantitiques et microgranodioritiques. Modifié d'après Thonon (1973, 1975) et Caroff *et al* (2021). Références des cartes géologiques à 1/50 000 correspondant à la zone d'étude dans Caroff *et al* (2021).



**Fig. 7** - Photographie de la partie inférieure du filon kersantitique de Kerascoët (L'Hôpital Camfroit). On distingue un débit sub-horizontale d'écoulement, des fractures thermiques perpendiculaires au contact avec l'encaissant (schistes frasniens cisailés de la Formation de Traonlions) et des amas de bulles de gaz, issues de la vaporisation de l'eau présente dans les schistes au moment de la mise en place. Marteau pour l'échelle.

une phase de plissements est lui-même cisailé, ce qui permet d'exclure une mise en place post-tectonique (Caroff *et al.*, 2021). Au Caro (Plougastel-Daoulas), un filon microgranodioritique, injecté dans une faille sub-horizontale, est légèrement plissé. Si nous faisons l'hypothèse que les déformations, le métamorphisme régional et le magmatisme granitique du Domaine Centre-Armoricain sont contemporains de ceux du Léon (voir discussion dans Caroff *et al.*, 2020, 2021), ces données de terrain permettent de définir une limite temporelle supérieure pour la mise en place des filons de kersantite/microgranodiorite à  $310 \pm 5$  Ma, ce qui englobe l'âge du pic métamorphique du Léon (c. 315 Ma : Schulz, 2013) et celui du début de mise en place des granites tardi-orogéniques nord-armoricains (c. 304 Ma : Marcoux *et al.*, 2009 ; Caroff *et al.*, 2015). La limite basse correspond à l'âge de la formation de Pont de Buis dans le bassin de Châteaulin, formation sédimentaire la plus récente accueillant des kersantites (Caroff *et al.*, 2021), soit  $330 \pm 2$  Ma (Viséen terminal / base du Serpukhovien, d'après l'étude des miospores de Doubinger et Pelhate, 1976).

Les principaux résultats de l'étude pétrologique et géochimique de Caroff *et al.* (2021) sont les suivants (se reporter à l'article pour les détails de l'argumentation).

1 - Les kersantites sont principalement constituées de plagioclase (labrador-oligoclase, 30-45 % vol.) et de mica noir (biotite et phlogopite, 25-40 % vol.). Toutes les roches contiennent du carbonate et du quartz secondaire. La mésostase est également formée de feldspath potassique, d'oxydes Fe-Ti, d'apatite, parfois d'allanite, de monazite et/ou d'amphibole verte. Les principaux phénocristaux sont des micas noirs (longueur > 2 mm), mais on peut également rencontrer de l'augite, de l'amphibole et de l'olivine altérée. L'altération hydrothermale est susceptible de transformer entièrement les micas noirs en chlorite, ce qui donne naissance au fameux faciès de type « kersantite claire », dominant dans certains secteurs de l'Hôpital Camfrout et de Logonna-Daoulas (Chauris, 2010). Les microgranodiorites/microgranites sont aphanitiques ou porphyriques en quartz ou en feldspath. Leur mésostase est constituée de plagioclase, généralement albitisé et damouritisé, de quartz, de feldspath potassique (en plus ou moins grande quantité en fonction du type de roche), de biotite chloritisé et de muscovite.

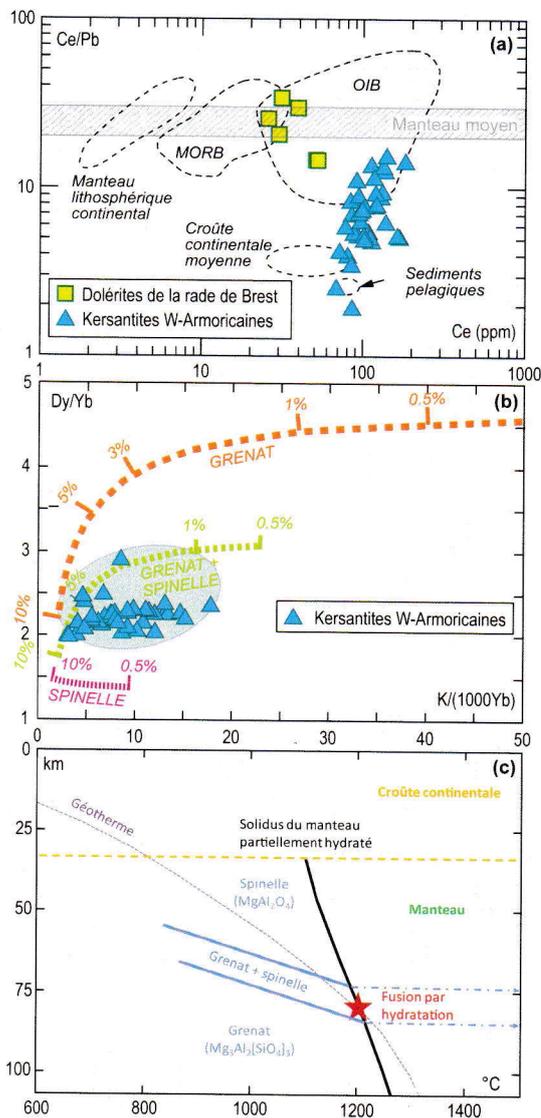
2 - L'étude des phénocristaux d'amphibole dont les kersantites a permis de contraindre la profondeur des réservoirs magmatiques (26-30 km) et celle à laquelle les filons se sont mis en place (7,6-11,4 km) (méthode de Ridolfi et Renzulli, 2012).

3 - L'étude géochimique a permis de préciser la nature de la source fondante des liquides primaires kersantitiques (lithosphère mantellique métasomatisée par des fluides d'origine sédimentaire, Fig. 8a), ainsi que la profondeur de fusion (75-85 km, Fig. 8b et c).

4 - Les microgranodiorites et microgranites ouest-armoricains dérivent vraisemblablement d'un mélange entre des liquides kersantitiques et des produits felsiques issus de fusion d'un secteur de croûte continentale à cordiérite.

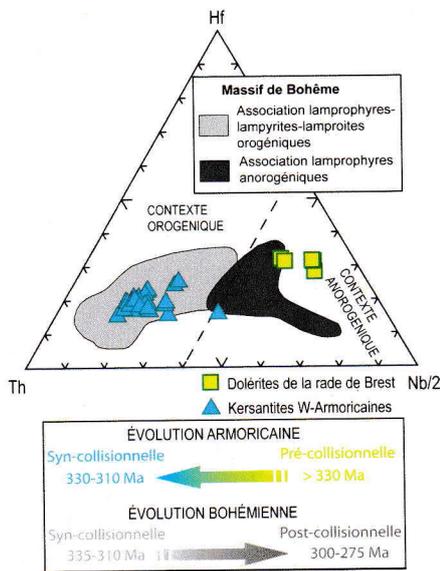
## 5 - Conséquences géodynamiques

Le Massif armoricain est une chaîne à double suture, la fermeture sud (éovarisque) étant antérieure à celle du nord (varisque *sensu stricto*) (Ballèvre *et al.*, 2009). La tectonique varisque *sensu stricto* se traduit par le développement d'un empilement de nappes dans le Léon (Authemayou *et al.*, 2019). Nous considérons



**Fig. 8 -** (a, b) Diagrammes géochimiques et (c) diagramme de phases dans le manteau. Données géochimiques sur les dolérites et kersantites ouest-armoricaines : Caroff *et al* (2021). (a) Diagramme logarithmique Ce/Pb vs. Ce montrant l'influence sédimentaire dans la source à l'origine des kersantites ouest-armoricaines. Champs de données : Hofmann *et al* (1986) ; Sims et De Paolo (1997). (b) Diagramme Dy/Yb vs. K/(1000Yb). Des courbes de fusion partielle fractionnée non modale moyennée sont présentées pour des lherzolites à grenat, à grenat-spinelle ou à spinelle seule (d'après Duggen *et al*, 2005). On voit que les kersantites ouest-armoricaines ne peuvent provenir que d'une fusion dans la zone de transition grenat-spinelle. (c) Diagramme de phase dans le manteau et solidus d'une péridotite partiellement hydratée, d'après Bertrand et Dequincey (2015). La fusion d'une source mantellique hydratée située dans la zone de transition grenat-spinelle se fait à une profondeur comprise entre 75 et 85 km.

que la déformation dans le Domaine contigu Centre-Armoricain (DCA) est contemporaine, et non dévono-carbonifère, comme l'affirment les tenants d'une « phase bretonne » (par exemple, Rolet *et al*, 1994). Nous ne sommes pas non plus d'accord avec l'hypothèse d'une origine allochtone du « bloc léonard », parfois interprété comme la prolongation orientale de la zone saxo-thuringienne (Ballèvre *et al*, 2009). Il existe en effet de nombreux arguments de terrain en faveur d'une continuité stricte entre le Léon (domaine infra-crustal) et le DCA (domaine supra-crustal) (Le Gall *et al*, 2014). La découverte d'un bassin volcano-sédimentaire viséen à Ouessant est un argument supplémentaire en faveur de cette continuité (Caroff *et al*, 2016, 2020). Après la fermeture de l'océan rhéique au Carbonifère, la microplaque Armorica a été charriée sur la marge sud de la microplaque Avalonia (soudée à cette époque au grand continent septentrional) (Ballèvre *et al*, 2009 ; Caroff *et al*, 2021).



**Fig. 9** - Diagramme de discrimination Th-Hf-Nb/2 de Krmíček *et al* (2011) pour les dolérites et kersantites ouest-armoricaïnes (Caroff *et al*, 2021), comparées aux lamprophyres/lampyrites/lamproïtes du Massif de Bohême (champs : Krmíček *et al*, 2020).

Le diagramme discriminant Th-Hf-Nb/2 de Krmíček *et al* (2011) permet de comparer les roches mafiques varisques des massifs armoricain et bohémien [Fig. 9]. On y observe une image « miroir » entre :

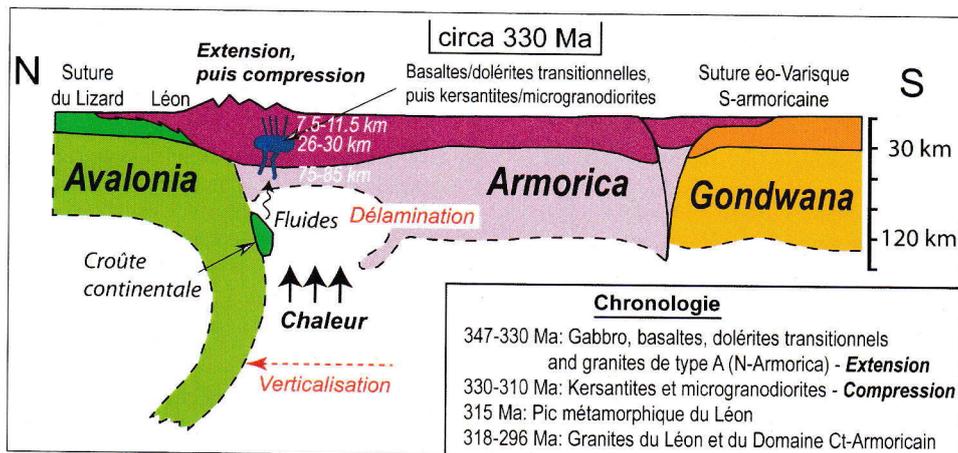
- d'une part, l'évolution d'anorogénique pré-collisionnelle (347-330 Ma : gabbro de Saint-Jean-du-Doigt ; dolérites nord et ouest-armoricaïnes ; basaltes des bassins viséens, incluant Ouessant-Sud) à orogénique syn-collisionnelle (330-310 Ma : kersantites/microgranodiorites/microgranites ouest-armoricaïnes) dans le Massif armoricain (Caroff *et al*, 2021) ;

- et, d'autre part l'évolution d'orogénique syn-collisionnelle (335-310 Ma) à anorogénique post-collisionnelle (300-275 Ma) dans le Massif de Bohême (Krmíček *et al*, 2020).

Il est à noter que : (1) la genèse entre 347 et 330 Ma de liquides mafiques anorogéniques dépourvus de toute trace d'interaction lithosphérique, implique une remontée significative de l'asthénosphère, permettant sa fusion ; (2) la profondeur de fusion du liquide primaire à l'origine des kersantites (75-85 km) entre 330 et 310 Ma est difficilement compatible avec l'hypothèse d'une lithosphère non plongeante (« overriding plate ») épaissie par la collision (par exemple : Pysklywec *et al*, 2002).

Pour rendre compte de la mise en place de produits mafiques anorogéniques en contexte extensif/transensif, puis des kersantites pendant la compression, on aboutit au modèle géodynamique illustré en Fig. 10. Dans ce modèle, la lithosphère mantellique non plongeante a subi un amincissement dû à une délamination et une extension profonde résultant de la verticalisation de la plaque plongeante (« roll back »). Ces phénomènes entraînent la remontée de l'asthénosphère, puis sa fusion partielle, à l'origine des magmas anorogéniques mis en place avant le début de la compression (347-330 Ma). Des produits sédimentaires, probablement entraînés en profondeur, produisent des fluides à l'origine d'une métasomatose de la lithosphère mantellique non plongeante. Il en résulte une fusion de la base de

cette lithosphère et la formation de liquides primaires kersantitiques. Ceux-ci, au cours de leur remontée, induisent la fusion partielle de la croûte continentale. Le mélange entre ces deux types de liquides est à l'origine des microgranodiorites/microgranites ouest-armoricains. Les kersantites et les roches felsiques associées se mettent en place durant la compression, entre 330 et 310 Ma. Ces événements précèdent la formation des principaux granites du Léon et du DCA.



**Fig. 10** - Schéma illustrant un modèle géodynamique de collision entre les plaques Avalonia et Armorica vers 330 Ma. À cette date, la collision sud entre Armorica et Gondwana doit être considérée comme entièrement suturée (Ballèvre *et al*, 2009). Références complémentaires dans Caroff *et al* (2021).

## Remerciements

Les études de terrain ont été réalisées en 2019. L'auteur remercie les co-auteurs des deux principaux articles à partir desquels a été réalisée cette synthèse : B. Le Gall, J.-A. Barrat et C. Authemayou. Le projet « kersantites » a été financé par le Parc naturel régional d'Armorique (PNRA) et le laboratoire Géo-Océan (IUEM, Brest). L'auteur remercie J.-J. Barreau (Directeur du PNRA), J. Bourdoulous (Directeur du patrimoine naturel au PNRA), N. Courant (coordinatrice du Geopark Armorique, PNRA), C. Labry (terrain Ouessant, Géo-Océan), S. Gravat-Haudan (terrain kersantites, sessions de microsonde électronique et photographies, Géo-Océan), C. Caurant (assistance analytique, Géo-Océan), J. Langlade (analyses à la microsonde électronique, Géo-Océan), C. Liorzou (ICP-AES, Géo-Océan), C. Bollinger, B. Guéguen, M.-L. Rouget (HR-ICP-MS, Géo-Océan), Ph. Nonnotte et K. Quessette (analyses Sr et Nd, Géo-Océan), D. Bussien-Grosjean, A. von Quadt et M. Guillong (géochronologie U/Pb, ETH Zurich), P. Vonlanthen (microscopie électronique, Lausanne), P. Tieffenbach (lames minces, Géo-Océan) et J.-P. Oldra (préparation des échantillons, Géo-Océan).

## Bibliographie

AUTHEMAYOU C., LE GALL B., CAROFF M., BUSSIEN GROSJEAN D. 2019 – Wrench-related dome formation and subsequent orogenic syntax bending in a hot orogeny (Variscan Ibero-Armorican Arc, the Ouessant Island, France), *Tectonics* 38, <https://doi.org/10.1029/2018TC005189>.

- BALLÈVRE M., BOSSE V., DUCASSOU C., PITRA P. 2009 – Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones, *Comptes Rendus Géoscience* 341, p. 174-201.
- BARBONI M., BUSSY F. 2013 – Petrogenesis of magmatic albite granites associated to cogenetic A-type granites: Na-rich residual melt extraction from a partially crystallized A-type granite mush, *Lithos* 177, p. 328-351.
- BERTRAND H., DEQUINCEY O. 2015 – Les magmas primaires basaltiques issus de la fusion du manteau, <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/magma-primaire-mantellique.xml>.
- BULL K.F., MCPHIE J. 2007 – Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164, p. 205-216.
- CABANIS B. 1986 – Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif Armoricain. Implications géodynamiques. Contribution à une méthode d'étude basée sur les éléments traces, Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- CAROFF M., BARRAT J.-A., LE GALL B. 2021 – Kersantites and associated intrusives from the type locality (Kersanton), Variscan Belt of Western Armorica (France), *Gondwana Research* 98, p. 46-62.
- CAROFF M., LABRY C., LE GALL B., AUTHEMAYOU C., GROSJEAN D.B. & GUILLONG M. 2015 – Petrogenesis of late-Variscan high-K alkali-calcic granitoids and calc-alkalic lamprophyres: the Aber-Ildut/North-Ouessant complex, Armorican massif, France, *Lithos*, 238, p. 140-155.
- CAROFF M., LE GALL B., AUTHEMAYOU C. 2020 – How does a monzogranite turn into a trachytic extrusion mantled by basinal volcanoclastics and peperites? The case of South-Ouessant, Armorican Variscides (France), *Journal of the Geological Society* 177, p. 1161-1167.
- CAROFF M., LE GALL B., AUTHEMAYOU C., BUSSIER GROSJEAN D., LABRY C., GUILLONG M. 2016 – Relations between basalts and adakitic-felsic intrusive bodies in a soft-substrate environment: the South Ouessant Viséan basin in the Variscan belt, Armorican Massif, France, *Canadian Journal of Earth Sciences* 53, p. 441-456.
- CAROFF M., LE GAL X., ROLET J., COTTEN J. & THONON P. 1996 – Magmatisme tholéiitique continental en contexte orogénique hercynien : l'exemple du volcanisme viséen de Kerroc'h, Massif armoricain (France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, II, 322, p. 269-275.
- CAROFF M., VIDAL M., BÉNARD A., DARBOUX J.-R. 2009 – A late-Ordovician phreatomagmatic complex in marine soft-substrate environment: The Crozon volcanic system, Armorican Massif (France), *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 184, p. 351-366.
- CHAURIS L. 2010 – *Le Kersanton, une pierre bretonne*, Presses Universitaires de Rennes, 244 p.
- CHAURIS L., avec la collaboration de B. HALLÉGOUËT 1994 – *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Plouarzel-île d'Ouessant (237)*, Orléans, BRGM Éditions, 132 p.
- DELESSE A. 1850 – Recherche sur le kersanton et sur quelques roches de de la même famille, *Bulletin de la Société géologique de France* 7, p 704.
- DOUBINGER J., PELHATE A. 1976 – Nouvelles observations sur l'âge des schistes de Châteaulin (Massif armoricain), *C. R. Acad. Sci. Paris* 283 (D), 467-470.
- DUGGEN S., HOERNLE K., VAN DEN BOGAARD P., GARBE-SCHÖNBERG D. 2005 – Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere, *Journal of Petrology* 46, p. 1155-1201.

- GALERNE C., CAROFF M., ROLET J., LE GALL B. 2006 – Magma-sediment mingling in an Ordovician rift basin: The Plouézec-Plourivo half-graben, Armorican Massif, France, *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 155, p. 164-178.
- HANAN B.B., SINHA A.K. 1989 – Petrology and tectonic affinity of the Baltimore mafic complex, Maryland, In: MITTWEDE S.K. AND STODDARD E.F. (eds) *Ultramafic rocks of the Appalachian Piedmont*. Geological Society of America Special Paper, 231, p. 1-18.
- HOFMANN A.W., JOCHUM K.P., SEUFERT, M. WHITE W.M. 1986 – Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth and Planetary Science Letters* 79, p. 33-45.
- JUTZELER M., MCPHIE J., ALLEN S.R. 2014 – Submarine eruption-fed and resedimented pumice-rich facies: the Dogashima Formation (Izu Peninsula, Japan), *Bulletin of Volcanology* 76, 867, <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0867-x>.
- KRMÍČEK L., CEMPÍREK J., HAVLÍN A., PRÍCHYSTAL A., HOUZAR S., KRMÍČKOVÁ M., GADAS P. 2011 – Mineralogy and petrogenesis of Ba-Ti-Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice (Czech Republic): recognition of the most lamproitic Variscan intrusion, *Lithos* 121, p. 74-86.
- KRMÍČEK L., ROMER R.L., TIMMERMAN M.J., ULRYCH J., GLODNY J., PRÍCHYSTAL A., SUDO, M. 2020 – Long-lasting (65 Ma) regionally contrasting late- to post-orogenic Variscan mantle-derived potassic magmatism in the Bohemian Massif, *Journal of Petrology* 67, 7, ega072.
- LAHAYE, Y., BLAIS, S., AUVRAY B., RUFFET G. 1995 – Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain, *Bulletin de la Société géologique de France* 166, p. 601-612.
- LE BAS M.J. 2007 – Igneous rock classification revisited 4: Lamprophyres, *Geology Today* 23 (5), p. 167-168.
- LE GALL, B., AUTHEMAYOU, C., EHRHOLD, A. et al 2014 – LiDAR offshore structural mapping and U/Pb zircon/monazite dating of Variscan strain in the Léon metamorphic domain, NW Brittany, *Tectonophysics* 630, p. 236-250.
- LE HÉRISSE, A., PLAINE, J. 1982 – Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du Synclinorium de Laval (Massif armoricain, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, II, 294, p. 1199-1202.
- MARCOUX E., COCHERIE A., RUFFET G., DARBOUX J.-R., GUERROT C. 2009 – Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif armoricain, France), *Géologie de la France* 1, p. 19-40.
- MCLEAN C.E., BROWN D.J., RAWCLIFFE H.J. 2016 – Extensive soft-sediment deformation and peperite formation at the base of a rhyolite lava: Owyhee Mountains, SW Idaho, USA, *Bulletin of Volcanology* 78, 42, <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1035-2>.
- PYSKLYWEC R.N., BEAUMONT C., FULLSACK P. 2002 – Lithospheric deformation during the early stages of continental collision: Numerical experiments and comparison with South Island, New Zealand, *Journal of Geophysical Research* 107 (B7), 2133, <https://doi.org/10.1029/2001JB000252>.
- RIDOLFI F., RENZULLI A. 2012 – Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, p. 877-895.
- SCHULZ B. 2013 – Monazite EMP-Th-U-Pb age pattern in Variscan metamorphic units in the Armorican Massif (Brittany, France), *German Journal of Geology* 164 (2), p. 313-335.
- SIMS K.W.W., DE PAOLO D.J. 1997 – Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts, *Geochimica Cosmochimica Acta* 61, p. 765-784.
- THONON P. 1973 – Quelques roches filoniennes de la rade de Brest (Première partie), *Penn ar Bed* 72, p. 17-24.
- THONON P. 1975 – Quelques roches filoniennes de la rade de Brest (Deuxième partie), *Penn ar Bed* 80, p. 6-16.

- TURPIN L., VELDE D., PINTÉ G. 1988 – Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin, *Earth and Planetary Science Letters* 87, p. 73-86.
- VELDE D. 1971 – Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite, *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie* 94, p. 411-426.
- VELDE D. 1968 – Les transformations de l'olivine dans les lamprophyres et lamproïtes : une étude de la pilite », *Bulletin de la Société géologique de France* 7 (X), p. 601-612.
- VOLKERT R.A., ALEINIKOFF J.N. AND FANNING C.M. 2010 – Tectonic, magmatic, and metamorphic history of the New Jersey Highlands: New insights from SHRIMP U-Pb geochronology », *In: TOLLO R.P., BARTHOLOMEW M.J., HIBBARD J.P. AND KARABINOS P.M. (eds) From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region. Geological Society of America Memoir, 206, p. 307-346.*
- WHITE J.D.L. 2000 – Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits, *Precambrian Research* 101, p. 87-109.