

MISE EN PLACE DE COULÉES LOBÉES SUBAQUATIQUES ET FORMATION DE HYALOCLASTITES À L'ÉDIACARIEN (NÉOPROTÉROZOÏQUE TERMINAL), POINTE DE LA HEUSSAYE, ERQUY (MASSIF ARMORICAIN, FRANCE)

EMPLACEMENT OF EDIACARAN SUBAQUEOUS LOBATE FLOWS AND HYALOCLASTITE FORMATION, HEUSSAYE HEADLAND, ERQUY (ARMORICAN MASSIF, FRANCE)

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. La formation paléovolcanique de la pointe de la Heussaye (Erquy) appartient au bloc cadomien nord-armoricain. Il s'agit d'un volcanisme mis en place dans un bassin arrière-arc à l'Édiacarien (608 ± 7 Ma). On peut y observer quelques sills et un empilement d'une douzaine de coulées modérément altérées de composition d'andésite basaltique, verticalisées par la tectonique cadomienne. Les coulées montrent d'exceptionnels faciès caractéristiques d'une effusion subaquatique sur des sédiments non indurés. Certaines peuvent être étudiées sur une longueur de 200 m. On y observe des laves en coussins, des laves lobées et de superbes hyaloclastites. Les lobes parallèles, ainsi que des plis sédimentaires asymétriques (turbidites), permettent de révéler une paléo-pente peu inclinée vers l'est. La formation des hyaloclastites serait due à la fragmentation *in situ* des laves au cours du refroidissement, en conséquence d'une circulation d'eau le long de deux failles extensives conjuguées synvolcaniques.

Abstract. The Ediacaran volcano-sedimentary succession of the Heussaye Headland (Erquy) belongs to the Cadomian Domain located in the north-east of the Armorican Massif (France). The volcanism occurred in a back-arc basin near 608 ± 7 Ma. This site exhibits a noteworthy verticalized pile of moderately altered basaltic andesite flows, alternating with metasedimentary layers. A large range of volcanic facies, characteristic of an underwater soft-substrate environment, can be continuously studied for over than 200 metres parallel to the flow edges. They include pillow lavas, lava lobes, and sediment-matrix hyaloclastites. The presence of parallel lava lobes in a sector where one lava flow is capped by a variably thick hyaloclastite carapace, together with the occurrence of asymmetric turbiditic folds in interbedded metasedimentary layers, suggests the existence of an easterly-facing gentle paleoslope. The hyaloclastite formation arose from *in situ* lava quench fragmentation, as the result of water circulation along two synvolcanic conjugate normal faults.

Mots-clés. Lobes volcaniques, hyaloclastites, Chaîne cadomienne, Massif armoricain.

1 - Introduction

Pépérites et hyaloclastites sont des formations volcanoclastiques cousines. Les premières correspondent à des fragments magmatiques/sédimentaires anguleux et/ou fluidaux qui se situent à la base de coulées de lave mises en place sur des sédiments non indurés et gorgés d'eau. Les pépérites peuvent se rencontrer également à la périphérie de corps intrusifs dans des environnements comparables (Skillings *et al.*, 2002 ; Galerne *et al.*, 2006 ; Caroff *et al.*, 2009). Les hyaloclastites sont des brèches volcaniques vitreuses formées de manière non explosive en conditions subaquatiques par un phénomène de trempe (van Otterloo *et al.*, 2015). Elles se situent généralement dans la partie supérieure de corps effusifs montrant des morphologies de coussins ou de lobes. Non dispersées au moment de leur formation, les hyaloclastites peuvent être mobilisées par l'action des vagues ou l'effet de la gravité sur une pente (Watton *et al.*, 2013).

Les laves en coussins (« pillow lavas ») sont des structures tubulaires à section circulaires. Leur diamètre en coupe est typiquement compris entre 50 et 150 cm (> 150 cm pour les méga-pillows) (Carracedo Sánchez *et al.*, 2012). Les lobes ressemblent à des coussins aplatis. Leur épaisseur dépasse rarement 30 cm (Hon *et al.*, 1994). Les coulées sous-marines peuvent être constituées de lobes ayant subi un gonflement (« inflation ») dans leur partie centrale et de coussins à leur front (Carracedo Sánchez *et al.*, 2012).

La plupart des études détaillées de coulées lobées à hyaloclastites concernent des complexes volcaniques récents. Les formations anciennes, en particulier précambriennes, sont généralement morcelées et déformées par la tectonique (e.g., Duraiswami *et al.*, 2013). Malgré ses dimensions modestes, la pointe de la Heussaye (Erquy, France) montre une remarquable succession ininterrompue de coulées lobées d'âge édiacarien, peu affectées par la tectonique (simple verticalisation des coulées) et séparées par des intercalations sédimentaires. Ce site exceptionnel permet l'observation précise de structures magmatiques primaires variées sur une longueur de plus de 200 m pour certaines coulées.

2 - La chaîne cadomienne dans le Massif armoricain

Le Domaine Nord-Armoricain a été structuré lors de l'orogénèse cadomienne [Fig. 1]. Les formations correspondantes, dont les âges U-Pb sont compris entre 615 et 540 Ma, n'ont pratiquement pas été affectées par l'orogénèse hercynienne (Chantraine *et al.*, 2001 ; Ballèvre *et al.*, 2001 ; Le Gall et Caroff, 2015). Bien qu'il n'y ait pas de consensus sur le sens de la subduction initiale, toujours largement débattue (e.g., Brun et Balé, 1990 ; Le Gall, 1990 ; Le Gall *et al.*, 2021), les six unités reconnues dans la croûte supérieure cadomienne s'organisent suivant une structure interprétée par Bitri *et al.* (1997) comme un prisme de charriage à vergence SE. Les volcanites d'Erquy appartiennent à l'unité dite de Saint-Brieuc (Chantraine *et al.*, 2001 ; Le Gall et Caroff, 2015). D'affinité tholéitique, elles se seraient mises en place dans un bassin volcano-sédimentaire, en contexte d'arrière-arc, sur une croûte continentale amincie (Chantraine *et al.*, 2001).

3 - La succession volcano-sédimentaire d'Erquy

La succession volcano-sédimentaire de la Heussaye (Erquy), à l'est de la baie de Saint-Brieuc [Fig. 1], appartient à la formation de Lanvollon (Chantraine

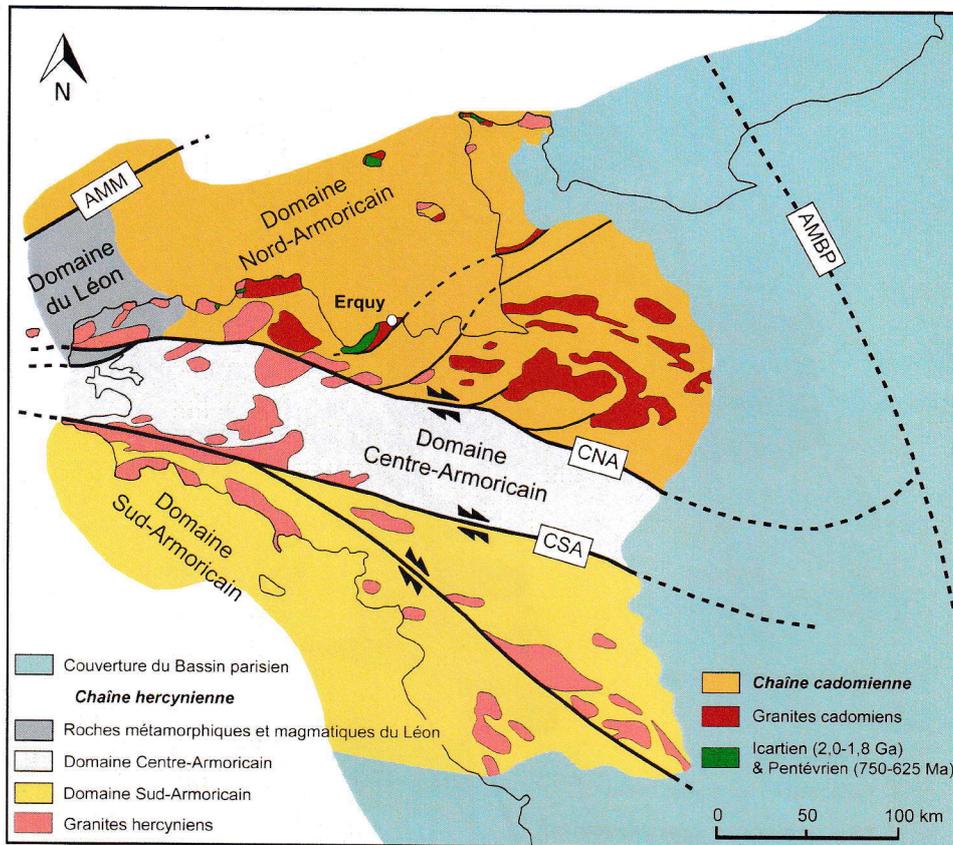


Fig. 1 - La chaîne cadomienne dans le Massif armoricain. Modifié d'après Le Gall et Caroff (2015) et Caroff (2019).

et al, 2001 ; Le Gall et Caroff, 2015). Un âge de 608 ± 7 Ma (U/Pb sur zircon), confirmé par micropaléontologie, a été proposé par Cocherie *et al* (2001). Les laves sont surmontées en discordance angulaire par des conglomérats et des grès rouges attribués au Cambrien par McMahon *et al* (2017). L'étude présente est principalement basée sur une coupe le long du flanc ouest de la pointe. La succession lavique, presque verticale, montre un fort pendage vers le sud et une orientation E - W (Auvray, 1968 ; Roach *et al*, 1990). Une schistosité orientée NE - SW affecte les niveaux métasédimentaires. Au sud de la pointe, ceux-ci sont traversés et métamorphisés par des sills basaltiques (Lécuyer *et al*, 1995) [Fig. 2]. Tout le secteur situé au nord de la faille qui entaille le relief au sud [Fig. 2] est constitué d'une alternance de coulées (C) numérotées de 1 à 12, de composition d'andésites basaltiques, en coussins (« pillow lavas ») ou lobées, et dont l'épaisseur varie entre 3 et 26 m (Caroff, 2019).

Les niveaux métasédimentaires, dont l'épaisseur peut atteindre plus de 30 m, sont constitués de grès psammitiques, de siltites, d'arkoses et de pélites. On y observe de nombreuses structures synsédimentaires, comme des granoclassements, des laminations entrecroisées, des « load casts » et des plis asymétriques de type turbidites [Fig. 3], visibles à plusieurs endroits [Fig. 2].

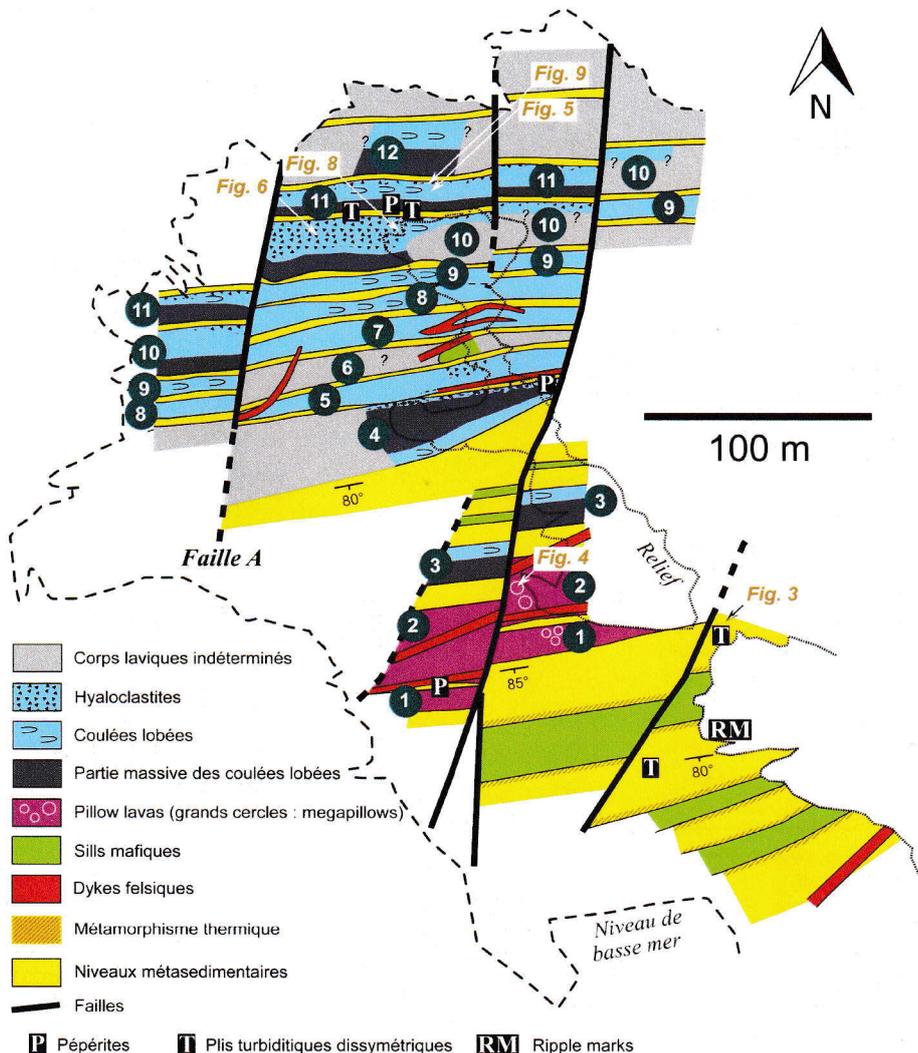


Fig. 2 - Carte géologique de la pointe de la Heussaye. D'après Caroff (2019).



Fig. 3 - Plis turbiditiques, semblant indiquer une pente régionale faible vers l'est. Localisation : Fig. 2.

Certaines coulées sont entièrement constituées d'un empilement de coussins [C1-2, Fig. 4], d'autres montrent des structures en lobes seulement à la base et au sommet (C4), ou uniquement dans la partie supérieure [C3, C10, C11, C12, Fig. 5], le reste de la coulée étant massive (Caroff, 2019). Cette succession lavique est localement traversée par des dykes rhyodacitiques [Fig. 2].

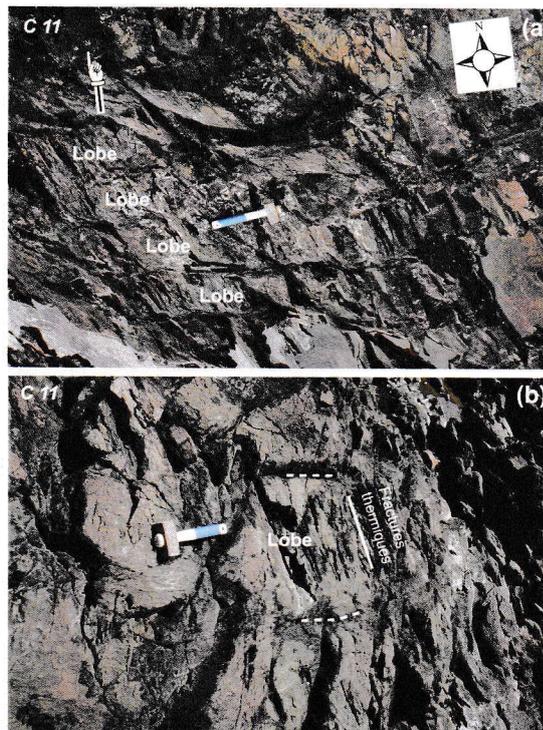
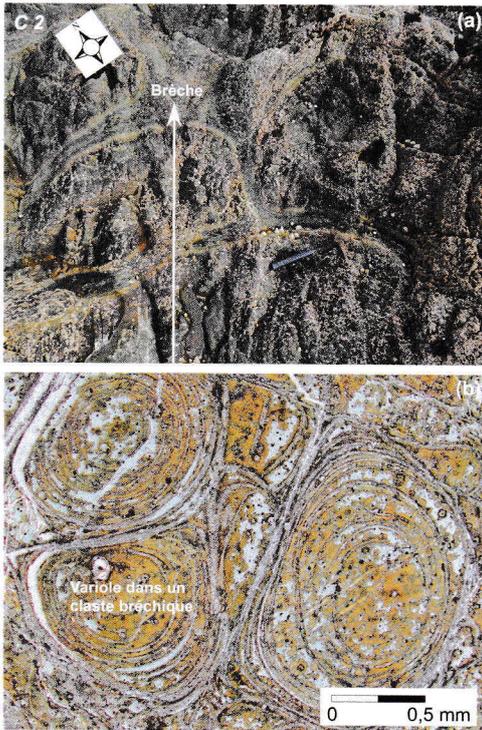


Fig. 4 - Lave en coussins et hyaloclastites de la coulée C2. Localisation : Fig. 2. (a) Mégapillows (1-2 m de diamètres) et matrice bréchifiée. (b) Détail d'un claste montrant une structure variolitique.

Fig. 5 - Lobes parallèles de la coulée C11, sans matrice, vues en coupes horizontales, montrant des fractures thermiques. Le doigt indique le haut. Localisation : Fig. 2.

Parmi les brèches associées aux coulées, on observe de rares pépérites et des hyaloclastites. Le premier type se rencontre dans un niveau métasédimentaire entre C1 et C2, au sein des coulées C4 et C5 et à la base de la coulée C11 [Fig. 2]. Dans ce dernier cas, les pépérites prennent la forme de veines de sédiment fluidisé à clastes magmatiques, comparables à certaines structures décrites à Plouézec par Galerne *et al* (2006) et à Crozon par Caroff *et al* (2009). Les hyaloclastites sont observables dans la matrice entre les coussins [par exemple, C2, Fig. 2, 4] et dans la partie supérieure des coulées C4, C5, C10 et C11 [Fig. 2]. Les clastes sont des fragments laviques métahyalins, de couleur noire à violette. Le verre est à présent complètement chloritisé. Leur taille est très variable (< 30 cm de longueur), ainsi que leur morphologie : fluidale (type dominant dans C10) ; anguleuse et/ou arrondie (type dominant dans C11). Des fragments de lobes sont identifiables dans la coulée C10. Ils se caractérisent parfois par un alignement de vésicules allongées (« pipe vesicles ») en deçà de la bordure figée (Fig. 6b). La bordure des clastes de C11 est

variolitique. Les hyaloclastites ont une matrice constituée de métasédiment et de micro-fragments volcaniques [Fig. 6b].

L'ensemble des sills et des laves mafiques ont une affinité tholéitique, avec une légère tendance orogénique (Cabanis *et al*, 1987). La succession lavique a été modérément affectée par une altération hydrothermale précoce de basse température (200-250°C) en conditions marines, responsable de la transformation des phases primaires en minéraux du faciès métamorphique des schistes verts (association « spilite/kératophyres » d'Auvray, 1968). Les sills et les coulées sont rarement porphyriques (phénocristaux de plagioclase albitisé et, exceptionnellement, d'augite transformée en chlorite \pm actinote). La mésostase est composée des mêmes minéraux, auxquels s'ajoutent de l'olivine serpentinisée, de l'hémoilménite transformée en leucoxène, de l'apatite et les minéraux secondaires suivants : quartz, épidote, chlorite et calcite (Auvray, 1968).

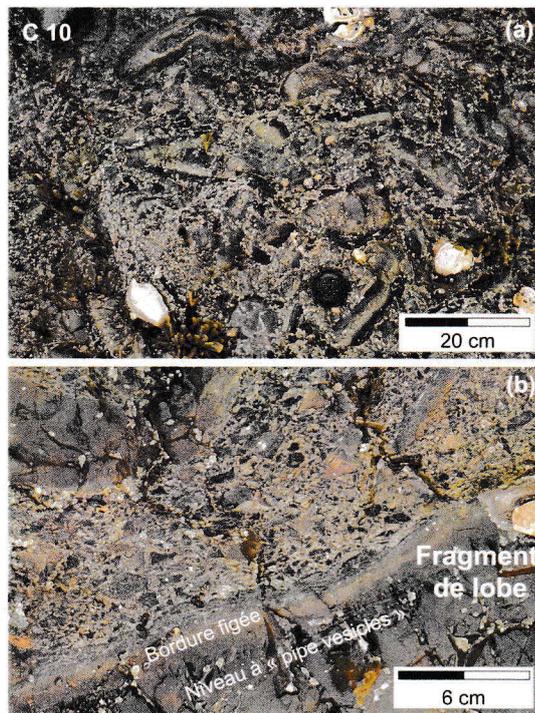


Fig. 6 - Hyaloclastites de la partie supérieure de la coulée C10, à 3,0 m (a) et 6,6 m (b) du sommet.

4 - Variation latérale des coulées C10 et C11

Les coulées C10-11 – et C8-9 dans une moindre mesure – sont les plus intéressantes de la succession volcanique d'Erquy. Leur longueur excède 200 m et on peut y reconnaître les morphologies de lobes les plus caractéristiques de la pointe. En outre, la partie supérieure de C10 et C11 est constituée de masses de hyaloclastites d'épaisseur variable, mais continues sur toute leur longueur visible.

La coulée C10 a une partie inférieure massive, une partie centrale lobée et une partie supérieure bréchifiée. La transition entre les lobes et les hyaloclastites est progressive. Son épaisseur totale varie de 18,6 à 26,1 m et celle de sa carapace de hyaloclastites est comprise entre moins d'un mètre et 16,7 m [Fig. 7]. La masse de hyaloclastites sommitales de C10 a une épaisseur > 12 m sur une longueur d'environ 56 m le long de la coulée [Fig. 7]. Les transitions entre cette carapace épaisse et les zones d'épaisseur moindre (< 3,5 m) vers l'est et vers l'ouest sont très brutaux [Fig. 7]. Une des deux limites correspond à la falaise occidentale de la pointe. Les hyaloclastites voient leur épaisseur passer brusquement de plus de 14 m à moins d'1,5 m sur une distance latérale d'environ 3 m [Fig. 8]. L'érosion a préférentiellement affecté le segment le plus bréchifié de C10, affleurant actuellement sur l'estran. Du côté ouest, le passage est encore plus brusque : la

faille « A » des Figs 2 et 7 constitue précisément la limite entre les zones à carapaces bréchiques épaisse (16,7 m) et fine (3,5 m) [Fig. 8].

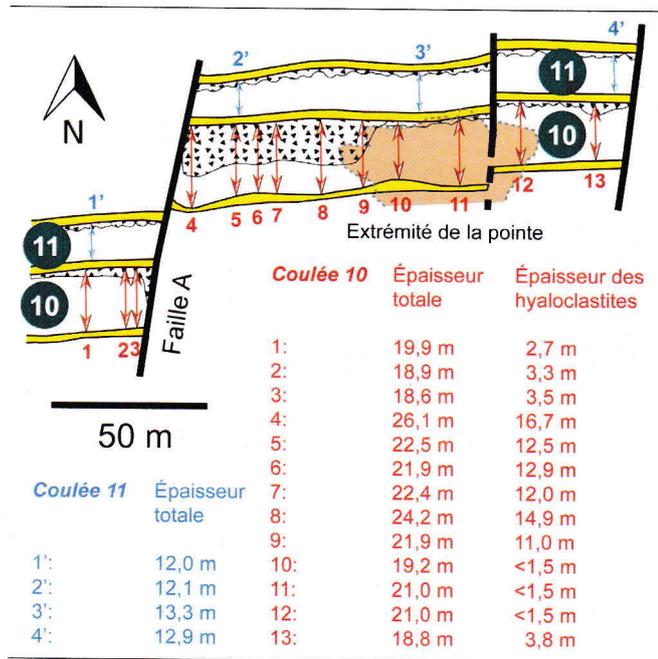


Fig. 7 - Variation latérale de l'épaisseur des coulées C10 et C11, ainsi que celle de leur carapace de hyaloclastites (représentées par des symboles triangulaires pleins).

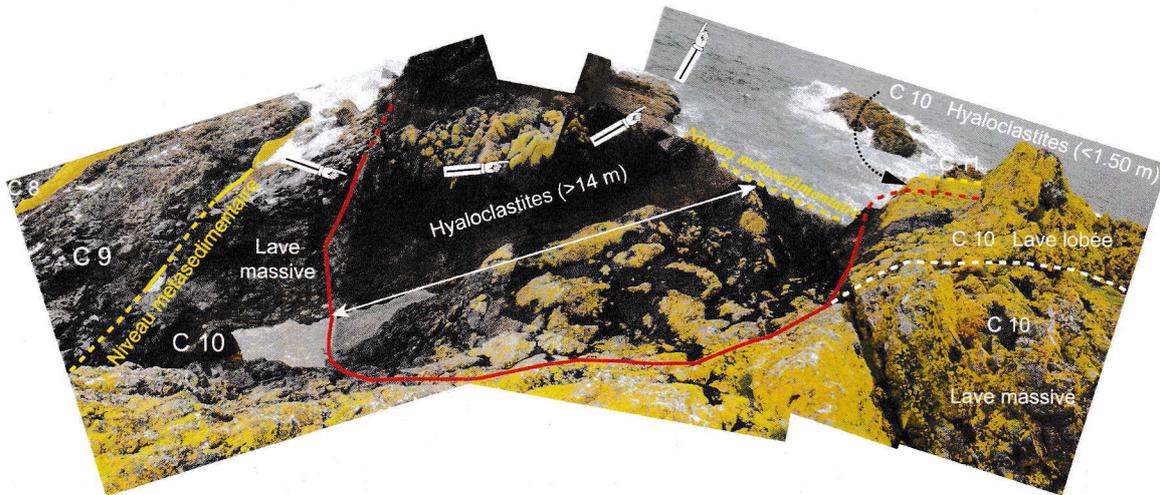


Fig. 8 - Mosaïque photographique de C10 montrant la brusque variation d'épaisseur de la carapace supérieure de hyaloclastites de plus de 14 m à moins de 1,5 m de l'ouest vers l'est. Le doigt indique le haut. La zone de transition correspond précisément à la falaise occidentale de la pointe de la Heussaye.

La coulée C11 est moins épaisse que C10 : entre 12,0 et 13,3 m. Comme pour la coulée sous-jacente, sa partie inférieure est massive (péperitique à la base, voir ci-dessus), tandis que sa partie supérieure est formée d'une masse de hyaloclastites ininterrompue de l'est vers l'ouest. Entre les deux zones, on observe des lobes

parallèles orientés E – W. Contrairement à C10, la limite entre la partie lobée et la carapace supérieure de hyaloclastites est tranchée et ondulée [Fig. 9] et la masse de hyaloclastites a une épaisseur faible et relativement constante le long de la coulée (< 2,5 m).

5 - Formation des hyaloclastites de la Heussaye

Contrairement à d'anciens modèles faisant intervenir des processus explosifs, les hyaloclastites sont actuellement interprétées en tant que brèches autoclastiques formées par fracturation in situ, lorsqu'un magma entre en contact avec de l'eau ou de la glace : après un premier stade durant lequel un film-vapeur forme une barrière thermique entre le magma et l'eau, ce qui permet l'apparition de structures fluidales (« mingling »), celui-ci se rompt, la lave se vitrifie et subit de fortes contraintes mécaniques qui provoquent sa bréchification (van Otterloo *et al*, 2015). Les clastes peuvent ensuite être mobilisés par l'effet des mouvements hydriques et/ou de la gravité.

La présence d'une paléo-pente sous-marine contemporaine de la mise en place des laves d'Erquy est attestée par plusieurs arguments : sa direction E – W est indiquée par le grand axe des lobes volcaniques ; le sens est déduit de l'observation des plis synsédimentaires asymétriques présents en plusieurs endroits de la pointe [Figs 2 et 3] ; l'étude de la morphologie des lobes parallèles et l'existence de « pipe vesicles » permettent de préciser l'amplitude de la pente : < 7° (Umino *et al*, 2000 ; Walker, 1987) ; pour une discussion détaillée de ces différents points, voir Caroff (2019).

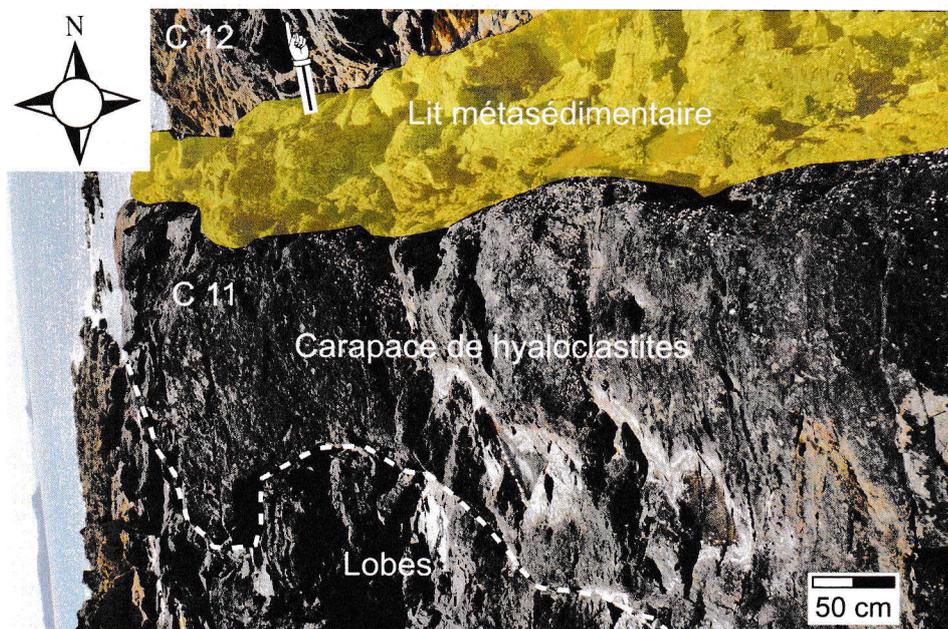


Fig. 9 - Carapace de hyaloclastites au sommet de la coulée C11. Le doigt indique le haut. Localisation : Fig. 2. La limite entre la partie lobée de la coulée et les hyaloclastites est nette et ondulée.

Un modèle chronologique de mise en place des quatre coulées C8-11 est illustré en Fig. 10. La variation brutale de l'épaisseur de la couche de hyaloclastites de C10 près de la falaise occidentale de la pointe de la Heussaye (de plus de 12 m à moins de 1,5 m, Figs 7 et 8) est interprétée comme l'expression en surface d'une faille aveugle, probablement extensionnelle et à plongement ouest durant la formation des hyaloclastites (Caroff, 2019). La présence à l'époque d'une faille normale antithétique 60 m plus à l'ouest est suggérée par l'existence de la faille actuelle A, siège d'un mouvement décrochant senestre plus récent [Fig. 2]. Son caractère synvolcanique est attesté par le brusque changement d'épaisseur de la carapace de hyaloclastites de C10 à cet endroit, de 16,7 à 3,5 m [Fig. 7].

Les événements se sont probablement déroulés selon la séquence suivante : (1) mise en place des coulées C8-9 (Fig. 10a) ; (2) début de la mise en place de C10 durant l'activation de deux failles normales conjuguées, à pendage est (paléofaille A) et ouest, respectivement [Fig. 10b] ; à ce stade, C10 était probablement simplement formée de lobes non fragmentés ; (3) tandis que la lave refroidit, des fractures de contraction thermique se développent au sommet de C10 et l'eau pénètre dans le bloc affaissé le long des failles synvolcaniques [Fig. 10b1] ; quand l'eau atteint l'intérieur de la coulée, elle rencontre de la lave non cristallisée, ce qui donne naissance à des hyaloclastites en profondeur [Fig. 10b2] ; (4) injection magmatique interne à la

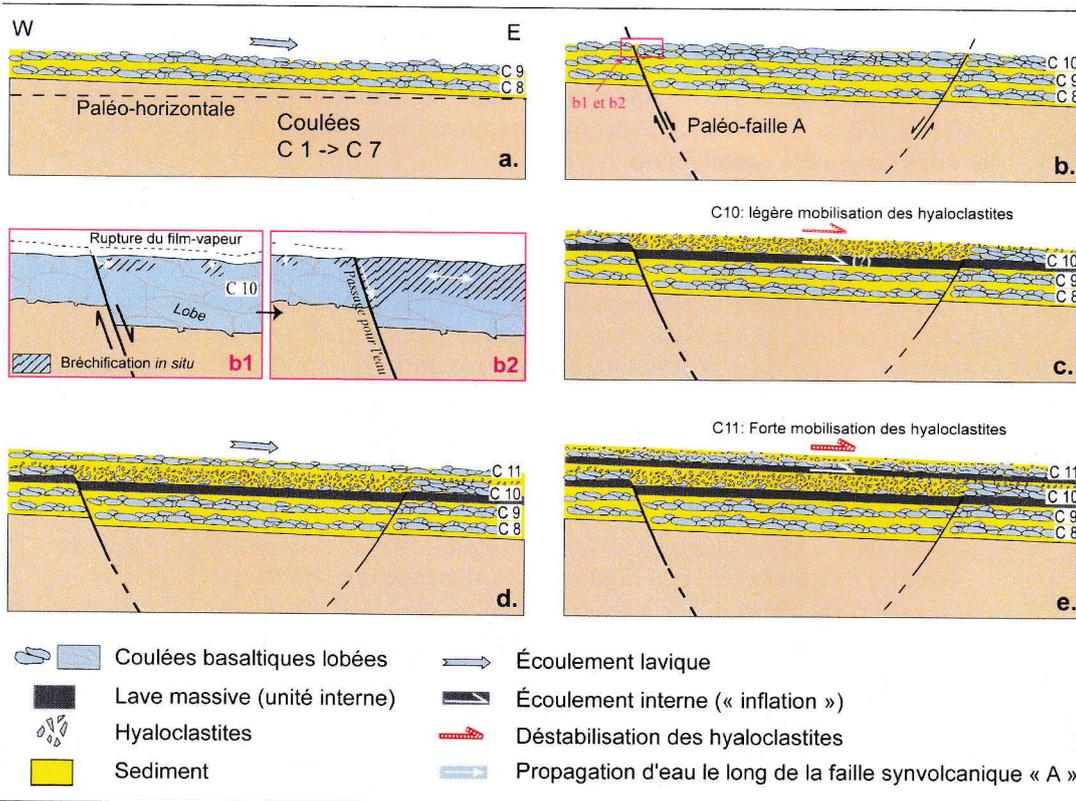


Fig. 10 - Schémas illustrant un modèle de mise en place des laves C8-11 d'Erquy sur une pente légère vers l'est. Modifié d'après Caroff (2019). Inspiré de Maicher *et al* (2000), Skilling (2002), Schiffman *et al* (2006), Watton *et al* (2013) et van Otterloo *et al* (2015). (b1) et (b2) modifiés d'après Moore *et al* (2012). Explications dans le texte.

base de C10, franchissant les saillies sommitales résultant du fonctionnement des deux failles [Fig. 10c] ; (5) début de la mise en place de C11 (lobes et hyaloclastites superficielles), une fois les failles synvolcaniques devenues inactives [Fig. 10d] ; (6) injection magmatique interne à la base de C11, puis mobilisation des hyaloclastites qui glissent le long de la pente [Fig. 10e].

Une telle corrélation entre tectonique et volcanisme a été décrite par plusieurs auteurs à diverses échelles et dans des contextes variés (par exemple : Galerne *et al.*, 2006 ; McDermott *et al.*, 2018).

6 – Conclusions

1 – Les faciès remarquablement préservés de « pillow lavas », de lobes de lave et de hyaloclastites observables au nord de la pointe de la Heussaye à Erquy font de cette localité un site exceptionnel pour tester sur un exemple du Néoproterozoïque les concepts volcanologiques élaborés récemment sur les modalités de la mise en place des laves et de leur autobrêchification en environnement subaquatique.

2 – Parmi les nombreuses structures observables dans les niveaux métasédimentaires séparant les coulées, les plis turbiditiques dissymétriques plaident en faveur d'une faible paléo-pente faiblement inclinée vers l'est.

3 – Les laves étudiées se seraient mises en place au cours d'un épisode tectonique extensif, responsable des variations d'épaisseur de la carapace sommitale de hyaloclastites dans une coulée épaisse que l'on peut suivre sur une longueur d'environ 200 m. Cet épisode s'inscrit dans un contexte régional d'arrière-arc au cours de l'orogénèse cadomienne.

Remerciements

Les études de terrain ont été réalisées entre 2016 et 2018. L'auteur remercie C. Noblet (terrain, expertise sédimentologique), B. Le Gall (relecture, expertise tectonique), A. Le Hérisse (terrain, expertise paléontologique) et P. Tieffenbach (lames minces).

Bibliographie

- AUVRAY, B. 1968 – Le volcanisme spilitique de la pointe de la Heussaye, Erquy (Côtes du Nord) », *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, p. 101-118.
- BALLÈVRE M., LE GOFF E. & HÉBERT R. 2001 – The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc », *Tectonophysics* 331, p. 19-43.
- BITRI A., BRUN J.-P., CHANTRAINE J., GUENNOC P., MARQUIS G., MARTHELOT J.-M., PERRIN J. PIVOT, F. & TRUFFERT C. 1997 – Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France) : sismique réflexion vertical et sondage magnétotellurique (projet GéoFrance 3D – Armor), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes 325, p. 171-177.
- BRUN J.-P. & BALÉ, P. 1990 – Cadomian tectonics in northern Brittany. In: D'LEMOIS, R.S., STRACHAN, R.A., TOPLEY, C.G. (Eds.), *The Cadomian Orogeny, Geological Society Special Publication*, London, 51, p. 95-114

- CABANIS B., CHANTRAINE & J., RABU D. 1987 – Geochemical Study of the Brioverian (late Proterozoic) Volcanic Rocks in the Northern Armorican Massif (France). Implications for Geodynamic Evolution During the Cadomian *Geological Society Special Publications*, London, 33 (1), p. 525-539.
- CAROFF M. 2019 – Emplacement of lobate sheet flows with hyaloclastites onto soft sediment: The Erquy Neoproterozoic lava pile, Armorican Massif (France), *Precambrian Research* 334, 105454.
- 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.
- CARRACEDO SÁNCHEZ M., SARRIONANDIA F., JUTEAU T. & IBARGUCHI J.I.G. 2012 – Structure and Organization of submarine basaltic flows: sheet flow transformation into pillow lavas in shallow submarine environments, *International Journal of Earth Sciences* 101, p. 2201-2214.
- CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., LE GOFF E., GUERROT C., BALLÈVRE M. & GUENNOC P. 2001 – The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt, *Tectonophysics* 331, p. 1-18.
- COCHERIE A., CHANTRAINE J., FANNING C.M., DABARD M.-P., PARIS F., LE HÉRISSE A. & ÉGAL E. 2001 – Datation U/Pb : âge Briovérien de la série d'Erquy (Massif armoricain, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes 333, p. 427-434.
- DURAI SWAMI R.A., INAMDAR M.M. & SHAIKH T.N. 2013 – Emplacement of pillow lavas from the ~2.8 Ga Chitradurga Greenstone Belt, South India: A physical volcanological, morphometric and geochemical perspective, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 264, p. 134-149.
- 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.
- HON K., KAUAHIKAWA J., DENLINGER R. & MACKAY K. 1994 – Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii, *Geological Society of America Bulletin* 106, p. 351-370.
- LE GALL B. 1990 – Evidence of an imbricate crustal thrust belt in the Southern British Variscides – Contributions of Southwestern Approaches Traverse (SWAT) deep seismic – reflection profiling recorded through the English Channel and the Celtic Sea, *Tectonics* 9 (2), p. 283-302.
- LE GALL B., AUTHEMAYOU C., GRAINDORGE D., DUPERRÉ A., TASSADIT K., EHRHOLD A. & SCHMITT T. 2021 – Status of basement terranes in orogens: Insights from the Cadomian Domain of the North Armorican Variscides, Western France, *Tectonics* 40, e2020TC006578.
- LE GALL B. & CAROFF M. 2015 – *Curiosités géologiques de la baie de Saint-Brieuc au Mont-Saint-michel* Apogée/BRGM, 112 p.
- LÉCUYER C., GRANDJEAN P. & MARTINEAU F. 1995 – Seawater-sediment-basalt interactions: stable isotope (H, O) and elemental fluxes within the Ordovician volcano-sedimentary sequence of Erquy (Brittany, France), *Contribution to Mineralogy and Petrology* 120, p. 249-264.
- MAICHER D., WHITE J.D.L. & BATIZA R. 2000 – Sheet hyaloclastite: density-current deposits of quench and bubble-burst fragments from thin, glassy sheet lava flows, Seamount Six, Eastern Pacific Ocean, *Marine Geology* 171, p. 75-94.
- MCDERMOTT C., LONERGAN L., COLLIER J.S., MCDERMOTT K.G. & BELLINGHAM P. 2018 – Characterization of Seaward-Dipping Reflectors along the South American Atlantic Margin and implications for continental breakup, *Tectonics*, <https://doi.org/10.1029/2017TC004923>.

- McMAHON W.J., DAVIES N.S. & WENT D.J. 2017 – Negligible microbial matground influence on pre-vegetation river functioning: Evidence from the Ediacaran-Lower Cambrian Series Rouge, France, *Precambrian Research* 292, p. 13-34.
- MOORE L.N., MUELLER W.U. & DAIGNEAULT R. 2012 – In situ hydroclastic fragmentation of subaqueous ponded lavas; New Senator caldera, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada, *Precambrian Research* 214-215, p. 44-59.
- ROACH R.A., LEES G.J. & SHUFFLEBOTHAM M.M. (1990 – Brioverian volcanism and Cadomian tectonics, Baie de St Brieuc, Brittany: stages in the evolution of a late Precambrian ensialic basin, In: D'LEMONS, R.S., STRACHAN, R.A., TOPLEY, C.G. (Eds.), *The Cadomian Orogeny*. Geological Society Special Publications, London, 51, p. 41-67.
- SCHIFFMAN P., WATTERS R.J., THOMPSON N. & WALTON A.W. 2006 – Hyaloclastites and the slope stability of Hawaiian volcanoes: Insights from the Hawaiian Scientific Drilling Project's 3-km drill core, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 151, p. 217-228.
- SKILLING I.P. 2002 – Basaltic pahoehoe lava-fed deltas: large-scale characteristics, clast generation, emplacement processes and environmental discrimination, In: SMELLIE, J. L., CHAPMAN, M.G. (Eds.), *Volcano-Ice Interaction on Earth and Mars*. Geological Society Special Publications, London, 202, p. 91-113.
- SKILLING I.P., WHITE J.D.L. & MCPHIE J. 2002 – Peperite: a review of magma-sediment mingling, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, p. 1-17.
- UMINO S., LIPMAN P.W. & OBATA S. (2000 – Subaqueous lava flow lobes, observed on ROV KAIKO dives off Hawaii, *Geology* 28 (6), p. 503-506.
- VAN OTTERLOO J., CAS R.A.F. & SCUTTER C.R. 2015 – The fracture behavior of volcanic glass and relevance to quench fragmentation during formation of hyaloclastite and phreatomagmatism », *Earth-Science Reviews* 151, p. 79-116.
- WALKER G.P.L. 1992 – Pipe vesicles in Hawaiian basaltic lavas: Their origin and potential as paleoslope indicators, *Geology* 15, p. 84-87.
- WATTON T.J., JERRAM D.A., THORDARSON T. & DAVIES R.J. 2013 – Three-dimensional lithofacies variations in hyaloclastite deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 250, p. 19-33.