

Evolution métamorphique des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp (Massif armoricain) : implications géodynamiques pour l'orogène cadomien*

Ronan HÉBERT (1)
Elisabeth LE GOFF (2)
Michel BALLÈVRE (3)

Metamorphic evolution of the Saint-Brieuc and Guingamp domains (Armorican Massif): geodynamic constraints for the Cadomian orogeny

Géologie de la France, n°1, 1997, pp. 3-22, 10 fig.

Mots-clés : Métabasite, Métagrauwacke, Migmatite, Métamorphisme régional, Conditions pression-température, Orologène cadomien, Gabbro, Diorite, Arc volcanique, Massif armoricain, Domaine Saint-Brieuc, Domaine Guingamp.

Key words: Metabasite, Metagrauwacke, Migmatites, Regional metamorphism, P-T conditions, Cadomian Orogeny, Gabbro, Diorite, Volcanic arcs, Armorican Massif, Saint-Brieuc Domain, Guingamp Domain.

Résumé

Les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp (Massif armoricain) occupent une place centrale dans les reconstitutions de l'orogène cadomien car ils furent fortement déformés et métamorphisés aux environs de 580-590 Ma. En outre, les roches métamorphiques sont largement développées dans ces domaines, qui contiennent les roches de plus haut degré de la chaîne cadomienne. La caractérisation de leur évolution métamorphique devrait donc apporter des contraintes significatives sur l'évolution géodynamique de l'orogène cadomien.

Le domaine de Saint-Brieuc a été affecté par une déformation progressive qui se traduit essentiellement par un raccourcissement NW-SE, tandis que le domaine de Guingamp est caractérisé par le développement d'un dôme extensif asymétrique.

Le métamorphisme régional est caractérisé par un accroissement d'inten-

sité vers le sud. Ce gradient est mis en évidence par les différences d'assemblages minéralogiques dans des roches de composition semblable (en particulier les métabasites et les métagrauwackes) et les variations progressives de composition chimique des phases. Les pressions estimées tant pour la Formation de Lanvollon (3-5 kbar) que pour les Migmatites de Guingamp (environ 6 kbar) montrent qu'une phase d'épaississement crustal prit place au début de l'orogénèse cadomienne. Malgré ces pressions faibles à modérées, de fortes températures ont été atteintes dans ces roches (jusqu'à 650-700°C), indiquant l'existence durant l'épaississement d'un gradient géothermique élevé.

De volumineuses intrusions gabbro-dioritiques (Saint-Quay et Squiffiec) se mirent en place durant cet épisode de déformation, aux environs de 580-590 Ma, et ces intrusions perturbent localement le gradient régional. D'autres intrusions gabbro-dioritiques (Saint-Brieuc) eurent lieu après la déformation majeure et le

métamorphisme régional, aux environs de 540-530 Ma.

Ces données suggèrent que le métamorphisme cadomien ne résulte pas de la relaxation thermique après une collision continent - continent, car aucune relique de haute pression - basse température n'a été observée. Un gradient géothermique initial élevé et/ou l'advection de chaleur par les magmas semblent nécessaires au développement du métamorphisme. Ces deux cas sont compatibles avec un modèle de raccourcissement d'un arc volcanique.

Abridged English version

The Late Proterozoic Cadomian belt is well preserved in northern Brittany. Previous studies have identified several domains with different tectono-thermal histories (see, for example, Strachan et al., 1989; Brun and Balé, 1990; Dallmeyer et al., 1991; Egal et al., 1996), which amongst the Saint-Brieuc and Guingamp domains (Fig. 1) represent a

* Communication orale lors du colloque "Cadomien de nord-Bretagne" organisé par SGF-BRGM, Rennes, 6-8 septembre 1994. Manuscrit initial reçu le 22 mai 1995, accepté définitivement le 13 janvier 1997.

(1) Université de Cergy-Pontoise, Département des Sciences de la Terre, 8 Le Campus, 95011 Cergy-Pontoise Cedex (France).

(2) BRGM - DR/MGG, BP 6009, avenue de Concy, 45060 Orléans - La Source (France).

(3) Géosciences Rennes, Université Rennes I, 35042 Rennes Cedex (France).

key area for understanding the Cadomian orogeny because they are the only ones affected by the major phase of deformation occurring at 580-590 Ma. Metamorphic rocks are extensively developed in both domains, which also contain the highest-grade rocks of the Cadomian belt. Consequently, characterization of their metamorphic evolution should provide significant constraints on the geodynamic evolution of the Cadomian belt.

Main lithologies and structures. The Saint-Brieuc domain comprises two main formations: the Lanvollon Formation essentially consisting of strongly deformed mafic flows and sills and some felsic volcanics, dated at about 590 Ma (Egal et al., 1996), with minor interbedded sedimentary layers and ore bodies; and the Binic Formation, which conformably overlies the Lanvollon formation and consists of turbiditic sediments with a strong volcanogenic contribution (Denis, 1988). The Saint-Brieuc domain is characterized by a steeply dipping foliation (Figs. 2 and 3) which results from a progressive deformation during a NW-SE shortening.

The Guingamp domain is made up of migmatitic gneisses and abundant leucogranites and pegmatites; rare metabasites are present within the migmatites. As a whole, the structure of the Guingamp domain contrasts with that of the Saint-Brieuc domain (Fig. 3), being characterized by a flat-lying foliation and by the late development of an extensional asymmetric dome (Le Goff et al., 1994).

Mineral parageneses within metabasites and metagreywackes. The regional metamorphism is documented by the change in mineral assemblages for similar bulk-rock compositions, especially in the metabasites (Fig. 4) and metagreywackes (Fig. 6). Mineral parageneses within the Lanvollon metabasites reveal an increasing metamorphic grade towards the south and southwest: transitional assemblages between the greenschist and amphibolite facies are observed in the Hillion peninsula, whereas epidote-bearing amphibolites, then epidote-poor or epidote-absent amphibolites characterize the Lanvollon metavolcanics towards the west. This increase is also revealed by systematic

variations in the chemical composition of coexisting phases, such as the Ti content of calcic amphiboles coexisting with either ilmenite or titanite (Fig. 5). Higher grade parageneses are found in the Yffiniac Formation, where garnet- or clino-pyroxene-bearing amphibolites are observed, and in the amphibolites interlayered within the Guingamp migmatites.

Metagreywackes are less abundant than metabasites, and are used to define two isograds (Fig. 6). The cordierite-in isograd (documented in the Binic Formation to the south of the pluton) marks the extent of the contact aureole due to the Saint-Quay Diorite, whereas the staurolite-in isograd (documented in the Ligué area) parallels the regional trend deduced from the Ti content of calcic amphiboles. Strongly deformed leucosomes and sillimanite-biotite melanosomes in the Guingamp migmatites are thought to result from partial melting, but the early stages of the P-T evolution are only rarely preserved in the form of kyanite inclusions within garnet.

P-T conditions of the metamorphism. A summary of the geothermobarometric estimations available in the area studied is shown on Figure 7. P-T estimations for the Binic and Lanvollon formations are difficult to obtain because of the lack of diagnostic assemblages. Nevertheless, the detailed study of the staurolite-bearing metagreywackes from the Ligué area indicates pressures of the order of 3-5 kbar (Hébert and Ballèvre, 1993). Despite low to medium pressures, high temperatures were achieved in these rocks (up to 500-600°C), indicating a high geothermal gradient. The Guingamp migmatites developed at about 6 kbar, unambiguously indicating that crustal thickening took place in the early stages of the Cadomian orogeny. This reinforces the model of the tectonic evolution of the Cadomian belt, according to which the boundary between the Saint-Brieuc and Guingamp domains was a major, early thrust (Bulé and Brun, 1989). Finally, the highest P-T conditions are recorded in the Yffiniac Formation (9 ± 1 kbar, $700 \pm 50^\circ\text{C}$ according to Hébert, 1994), but their meaning remains uncertain.

Timing of gabbro-dioritic intrusions with respect to metamorphism. Two generations of gabbro-dioritic intrusions

are distinguished. The first generation (Saint-Quay, Squiffiec) was synchronous with the main ductile deformation and is associated with local perturbations of the regional temperature gradient (e.g. the Crd-in isograd around the Saint-Quay Diorite). These early plutons are dated at about 580-590 Ma (Vidal et al., 1972; Dallmeyer et al., 1991; Egal et al., 1996). The second generation (Saint-Brieuc) overprints the regional deformation and metamorphism, develops a narrow contact aureole, and is dated at about 540-530 Ma (Hébert et al., 1993).

Geodynamic setting of the Cadomian metamorphism. The data suggest that the Cadomian metamorphism does not result from a thermal relaxation following continent - continent collision because no early high pressure - low temperature (i.e. blueschist or eclogite facies) relics have been found. An initial high geothermal gradient and/or heat advection arising from synkinematic magmatic intrusions seem to be more suitable models. Both cases are compatible with the shortening of a volcanic arc.

The proposed tectonic evolution within this overall frame, is as follows. Firstly, a major volcanic (Lanvollon Formation) then sedimentary (Binic Formation) episode reflects the existence of an extensional period at about 590 Ma, interpreted as the opening of a basin in a back-arc position (Chantraine et al., 1988). The basin was probably located either on an active continental margin (Cabanis et al., 1986) or an early volcanic arc (Dissler et al., 1988), of which reworked rocks are found in the Cesson metaconglomerate (Barrois, 1895; Guerrot and Peucat, 1990). Secondly, thrusting of the Lanvollon-Binic Formations over the Guingamp greywackes is associated with shortening of the basin. This period, dated at about 580 Ma, constitutes the major tectonothermal event. Partial melting then developed in the footwall of the major thrust. Intrusion of gabbro-dioritic stocks took place both during and after the main tectonothermal event. Finally, the exhumation of the Guingamp migmatites was at least partly accommodated by some extensional faulting (Le Goff et al., 1994), and occurred earlier than the latest gabbro-dioritic intrusions (the Saint-Brieuc Diorite at about 530-540 Ma) (Hébert et al., 1993; Hébert, 1995).

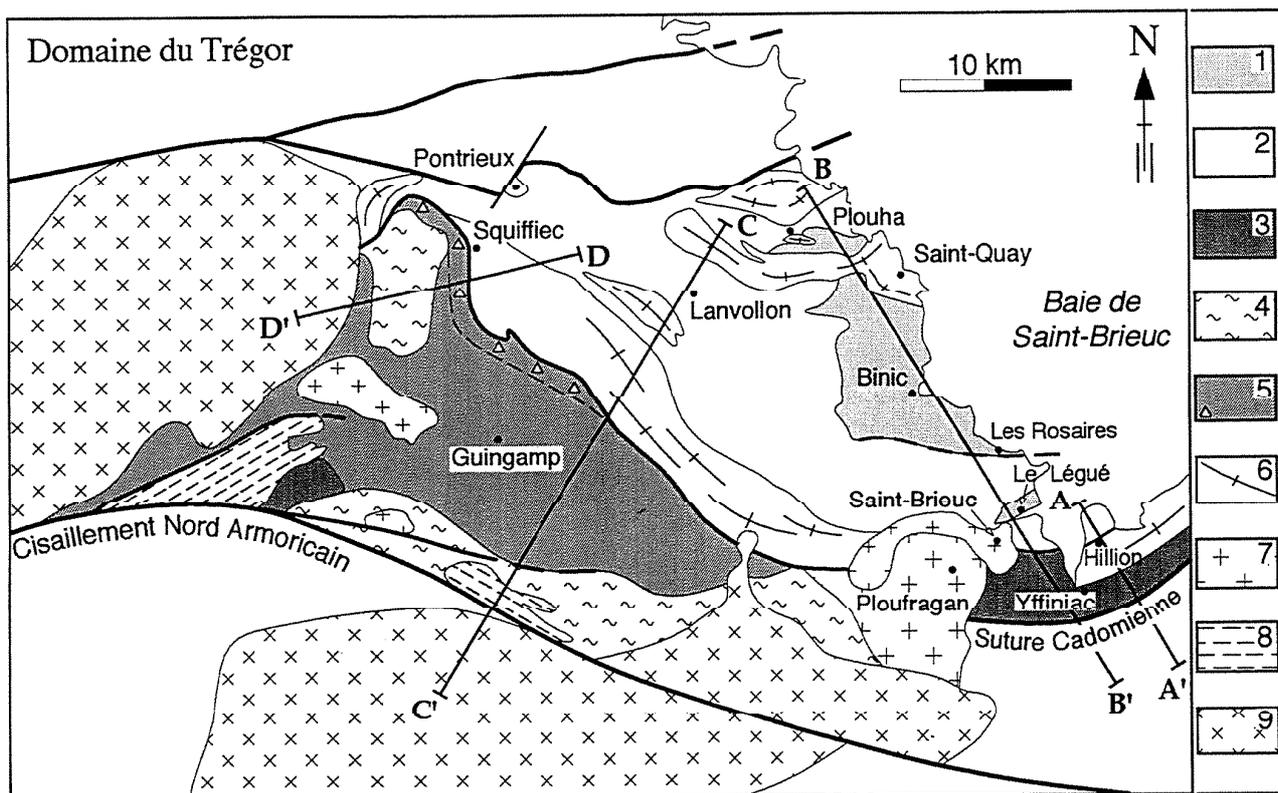


Fig. 1. - Carte géologique simplifiée du secteur étudié.

Seuls les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp ont été ornementés. 1: Formation de Binic ; 2: Formation de Lanvollon ; 3: Formation d'Yffiniac ; 4: migmatites de Guingamp ; 5: leucogranites et pegmatites (triangles) de Guingamp ; 6: intrusions gabbro-dioritiques synchroniques ; 7: intrusions gabbro-dioritiques ou granitiques post-synchrone ; 8: Paléozoïque sédimentaire ; 9: granitoïdes varisques. AA', BB', CC', DD': localisation des coupes des figures 2 et 3.

Fig. 1. - Simplified geological map of the studied area.

Specific patterns are used only for the Saint-Brieuc and Guingamp domains. 1: Binic Formation; 2: Lanvollon Formation; 3: Yffiniac Formation; 4: Guingamp migmatites, 5: Guingamp leucogranites and pegmatites (triangles); 6: synkinematic gabbro-dioritic plutons; 7: postkinematic gabbro dioritic plutons; 8: sedimentary sequences of Palaeozoic age; 9: Variscan granites. AA', BB', CC', DD': location of the cross-sections shown on figures 2 and 3.

Introduction

L'orogène cadomien affleure largement dans le nord du Massif armoricain, où il est classiquement subdivisé en plusieurs domaines. Les études récentes se sont essentiellement attachées à définir le contenu lithologique de ces domaines, tant sédimentaire (par ex. Denis, 1988 ; Denis et Dabard, 1988 ; Dabard, 1990 et 1996) que magmatique (par ex. Auvray, 1979 ; Anaud, 1980 ; Fabriès *et al.*, 1984 ; Barrat, 1986 ; Cabanis *et al.*, 1986 et 1987 ; Hallot, 1988 et 1993), à établir leur âge (Guerrot et Peucat, 1990 ; Dallmeyer *et al.*, 1991 ; Hébert *et al.*, 1993) ou encore à en analyser la déformation (Rabu *et al.*, 1982 et 1983 ; Balé et Brun, 1983 et 1989 ; Le Goff *et al.*, 1994). Des progrès considérables ont donc été acquis, d'où émerge l'idée que la chaîne cadomienne s'est construite à la fin du Protérozoïque durant le raccourcissement oblique d'une marge active (Balé et Brun, 1989 ;

Strachan *et al.*, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Treloar et Strachan, 1990).

Bien que de nombreuses formations de la chaîne cadomienne soient, à des degrés divers, métamorphiques, l'analyse de ce métamorphisme a été relativement négligée jusqu'à présent, si l'on excepte les migmatites de Saint-Malo (Brun et Martin, 1978 ; Brown, 1979) et le métamorphisme de contact de la Diorite de Saint-Quay (Fabriès *et al.*, 1985). Nous nous proposons ici de montrer les contraintes qu'apporte l'étude du métamorphisme pour les modèles d'évolution de la chaîne cadomienne.

Notre étude sera restreinte à la partie orientale du domaine de Saint-Brieuc (fig. 1) parce qu'elle est la seule où des données nouvelles ont été acquises (par ex. Hébert, 1993 ; Le Goff *et al.*, 1994 ; Egal *et al.*, 1996 ; Egal *et al.*, sous presse), en particulier dans le cadre du Projet

Cadomien (BRGM - INSU). Dans cette région, les travaux antérieurs (Rabu *et al.*, 1982 et 1983) ont établi l'existence d'un gradient régional du métamorphisme, croissant du nord vers le sud, et localement perturbé à proximité d'intrusions dioritiques. Les questions suivantes relèvent directement de notre propos :

- quelles sont les conditions P-T du métamorphisme?
- quand le métamorphisme prit-il place par rapport à la déformation?
- quel rôle jouèrent les intrusions durant le métamorphisme?

Dans ce travail, nous examinerons successivement l'évolution métamorphique des metabasites, puis celle des méta-grauwackes. Après un bref aperçu quantitatif sur les conditions P-T du métamorphisme, nous discuterons les relations entre intrusions gabbro-dioritiques et métamorphismes. Nous

serons alors en mesure de contraindre les modèles géodynamiques.

Définition des unités

Dans le secteur étudié, plusieurs unités (fig. 1, 2 et 3) ayant subi un métamorphisme de degré variable peuvent être cartographiquement distinguées. Ces unités seront ici brièvement définies, leurs caractéristiques majeures ayant fait par ailleurs l'objet de discussions détaillées (Rabu *et al.*, 1982 ; Hébert, 1993 ; Le Goff *et al.*, 1994 ; Egal *et al.*, sous presse).

La Formation de Binic est essentiellement constituée d'alternances de niveaux décimétriques à métriques silteux ou gréseux et de niveaux centimétriques argileux. Certains niveaux argileux sont riches en matière organique, ce qui leur confère une teinte noire et un aspect charbonneux (ampélites). D'autres caractères de la Formation de Binic ont été soulignés par Rabu *et al.* (1982 et 1983) et confirmés par les études ultérieures (Denis, 1988 ; Denis et Dabard, 1988 ; Dabard, 1989) : absence de niveaux conglomératiques à clastes granitiques, absence de phanites remaniées et abondance du détritisme basique.

La Formation de Binic a fait l'objet de plusieurs interprétations. Pour Jeannette et Cogné (1971), la Formation de Binic repose en discordance sur la Formation de Lanvollon. La première est attribuée au Briovérien supérieur, la seconde au Briovérien inférieur. Pour les auteurs ultérieurs (Rabu *et al.*, 1982 et 1983 ; Balé et Brun, 1983 ; Egal *et al.*, sous presse), la Formation de Binic repose en concordance sur les métavolcanites de la Formation de Lanvollon. Ces auteurs divergent cependant sur l'évolution ultérieure de ce contact. En effet, pour Balé et Brun (1983), le contact sert de niveau de décollement, de sorte que la Formation de Binic chevauche les métavolcanites de la Formation de Lanvollon. Par contre, les autres auteurs (Rabu *et al.*, 1982 et 1983 ; Egal *et al.*, sous presse) admettent un plissement du contact, plissement s'accompagnant du développement d'une schistosité à fort pendage. Dans nos coupes (fig. 2), nous avons admis que la Formation de Binic est stratigraphiquement superposée à la Formation de Lanvollon, que le contact est plissé, et que ces plis admettent une schistosité de plan axial à fort pendage.

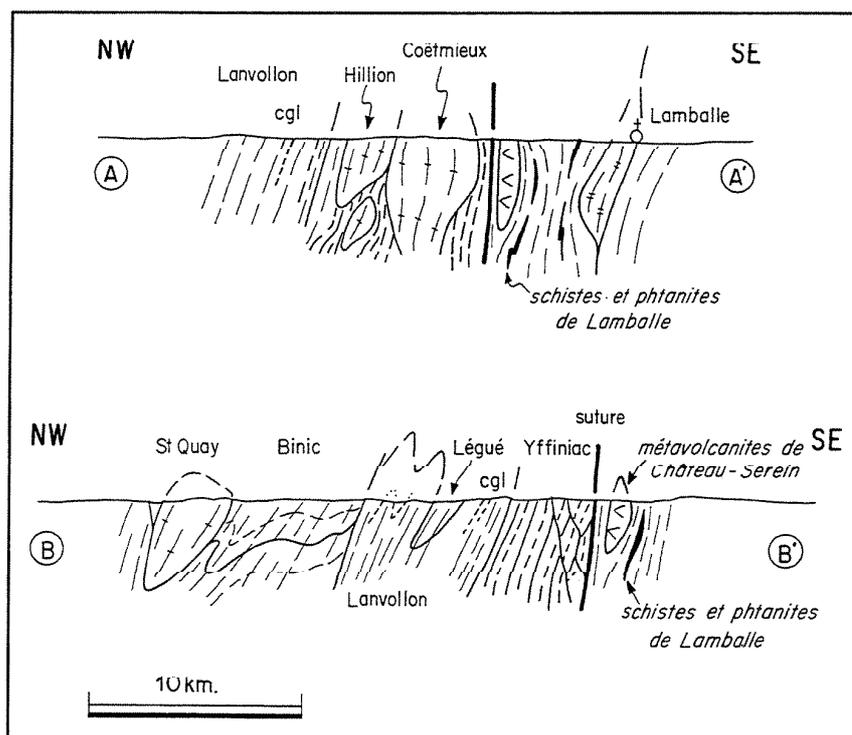


Fig. 2. - Deux coupes schématiques de la partie orientale du secteur étudié. Ces coupes sont localisées sur la figure 1 et sont destinées à illustrer les relations entre les formations, telles qu'elles ont été discutées dans le texte. Cgl: niveau conglomératique interstratifié au sein des volcanites de la Formation de Lanvollon ; CNA: cisaillement nord-armoricain.

Fig. 2. - Two schematic cross-sections of the eastern part of the studied area. The cross-sections are located on figure 1 and illustrate the relationships between the main units, as discussed in the text. Cgl: conglomeratic layers interbedded within the volcanites of the Lanvollon Formation ; CNA: North Armorican Shear Zone.

La Formation du Ligué est lithologiquement comparable à la Formation de Binic (Rabu *et al.*, 1983) : alternance de niveaux pélitiques et grauwaqueux avec présence de nodules calcosilicatés. La déformation et le métamorphisme y étant beaucoup plus intenses que dans la Formation de Binic, les structures sédimentaires sont rarement préservées.

Trois interprétations de la Formation du Ligué sont possibles. La Formation du Ligué peut être considérée comme un épisode sédimentaire qui interrompt localement les successions volcaniques de la Formation de Lanvollon (Hébert, 1994), et est antérieure à la Formation de Binic. On peut également considérer que les Formations de Binic et du Ligué sont de même âge, la répétition observée étant due soit à un plissement (Cogné, 1976), soit à un chevauchement (Balé et Brun, 1983). En l'absence de données sur d'éventuelles inversions de polarité, il est difficile de choisir entre ces deux options, la coupe proposée (fig. 2) retenant l'hypothèse d'un plissement.

La Formation de Lanvollon est constituée d'amphibolites à grain fin, de gneiss à amphibole et de leptynites. Les amphibolites dérivent au moins en partie de coulées à débit en coussin (pointe du Roselier, pointe de Cesson et pointe d'Hillion), les leptynites résultant du métamorphisme de volcanites acides (Egal *et al.*, sous presse). Les amphibolites dominent largement dans la partie orientale de la Formation, alors que les leptynites abondent dans sa partie occidentale. Au sein de ces roches, sont interstratifiés des niveaux sédimentaires, que le métamorphisme a transformé en mica-schistes. Dans quelques cas, la présence de niveaux conglomératiques a été signalée, en particulier au Moulin de Grognet à Plérin (Hébert, 1885-1886 ; Barrois, 1896), au sud de la Grève des Courses près de Cesson (Barrois, 1895 et 1896) et au nord de l'Hôtellerie en Hillion (Pruvost et Waterlot, 1941). En outre, des minéralisations plombo-zincifères interstratifiées au sein des volcanites ont été localement exploitées (Trémuson : Le Fur, 1978 et 1980).

L'âge de la Formation de Lanvollon est contraint par deux données. Deux échantillons de granitoïdes du métaconglomérat de Cesson ont été datés par la méthode U/Pb sur zircons et ont fourni des âges de 656 ± 5 et 667 ± 4 Ma (Guerrot et Peucat, 1990). Les métavolcanites acides de la Formation de Lanvollon ont fait l'objet d'une étude Pb/Pb par évaporation directe sur monozircons, qui a fourni un âge de 588 ± 11 Ma (Egal *et al.*, 1996 ; Egal *et al.*, sous presse). Cet âge est interprété comme celui de la cristallisation des protolithes. En d'autres termes, les volcanites se seraient épanchées aux environs de 590 Ma, tandis que les niveaux détritiques interstratifiés remanieraient un "socle", dont aucun témoin de même âge n'est pour le moment connu à l'affleurement.

Pour Cabanis *et al.* (1986 et 1987), les métavolcanites basiques présentent des caractères de tholéiites continentales et de tholéiites d'arc, et pourraient s'être épanchées dans un bassin marginal sur croûte continentale épaissie. Pour Lees *et al.* (1987), les volcanites sont subalcalines et tholéiitiques, et sont semblables à celles des basaltes des plateaux ("continental flood basalts"). Ce caractère de tholéiites continentales, dont l'épanchement pourrait avoir eu lieu dans un domaine en extension ("bassin de Lanvollon" de Chantraine *et al.*, 1988 et Rabu *et al.*, 1990), a été confirmé par les travaux ultérieurs (Egal *et al.*, 1996 ; Egal *et al.*, sous presse).

La Formation d'Yffiniac (Rabu *et al.*, 1982 et 1983 ; Balé et Brun, 1983 ; Hébert, 1993) est de constitution variée. Elle comprend pour l'essentiel plusieurs types de metabasites (amphibolites, amphibolites à grenat, amphibolites à pyroxène) et de méta-ultrabasites (amphibolites, serpentinites). Ces dernières ont été signalées par Barrois (1896), dans la région étudiée, en deux localités : la Clôture en Yffiniac et la Noë Hallé en Coëtmieux. Bien que leur présence ait été confirmée ultérieurement (Chauris, 1990), en particulier à la Noë Hallé où elles furent exploitées (Pierrot *et al.*, 1975), les ultrabasites n'affleurent plus actuellement dans ces deux localités. Par contre, des serpentinites et des amphibolites peuvent être observées dans les carrières en cours d'exploitation du Vaugas en Yffiniac et de la Croix Gibat en Trégueux (Hébert, 1993). Dans de rares cas (carrière du Vaugas), il est pos-

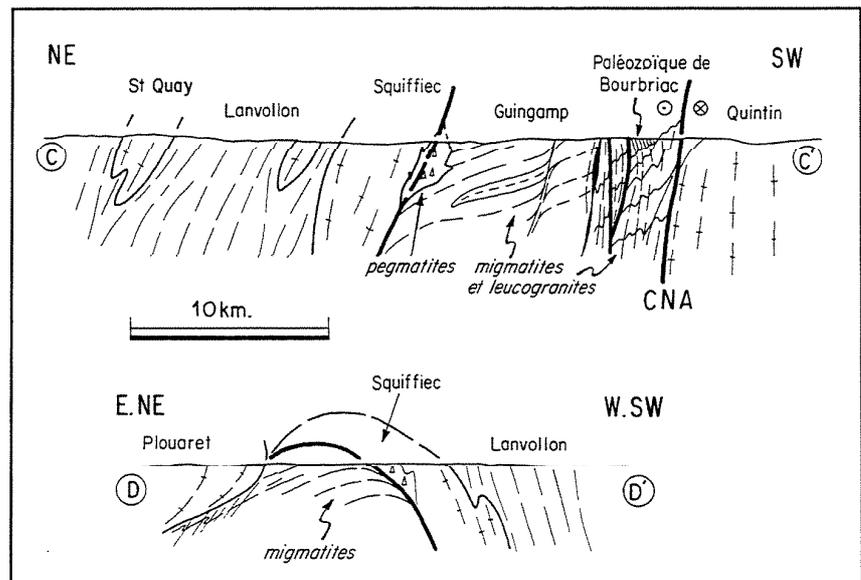


Fig. 3. - Deux coupes schématiques de la partie occidentale du secteur étudié.

Ces coupes sont localisées sur la figure 1. Elles illustrent le contraste entre un domaine septentrional (Lanvollon), où la foliation est fortement pentée, et un domaine méridional (Guingamp), où la foliation est faiblement pentée. Le contact entre ces deux domaines est souligné par le gabbro de Squiffiec, mais il est masqué par les intrusions tardives de leucogranites et surtout de pegmatites. On notera enfin que la déformation ductile hercynienne affecte largement le socle cadomien entre le cisaillement nord-armoricain (CNA) et une bande de cataclasites subverticales. La schistosité hercynienne recoupe la discordance de base du Paléozoïque, qui est intensément déformé dans ce secteur (ardoisiers de Bourbriac).

Fig. 3. - Two schematic cross-sections of the western part of the studied area.

The cross-sections are located on Figure 1. Note the structural contrast between the northern domain (Lanvollon) characterized by a steeply dipping foliation, and the southern domain (Guingamp) where the foliation is gently dipping. The boundary between these two domains is marked by the Squiffiec Gabbro, but is commonly masked by late intrusions of leucogranite and associated pegmatites. Note also that the Variscan ductile deformation reworks significant parts of the Cadomian basement between the North Armorican Shear Zone (CNA) and a subvertical band of cataclasites. The Variscan schistosity cross-cuts the unconformity at the base of the Palaeozoic, which is strongly deformed in this area (Dourbriac slate quarries).

sible d'affirmer que certaines roches dérivent de gabbros parce que ceux-ci présentent des transformations coronitiques autour des reliques magmatiques (olivine, clinopyroxène et plagioclase) (Hébert, 1993). En outre, l'existence d'un litage et la composition des roches permettent de penser qu'elles représentent des faciès cumulatifs.

Après avoir défini le socle pentévrien à l'est de la baie de Saint-Brieuc (Cogné, 1959), de nouvelles investigations (Cogné, 1962, 1964 et 1972) conduisirent à attribuer au socle pentévrien les lithologies que nous regroupons ici sous le terme de Formation d'Yffiniac. La plupart des auteurs admirent que la Formation d'Yffiniac représente un socle pentévrien (Rabu *et al.*, 1982 et 1983). En désaccord avec cette conception, Balé et Brun (1983) proposèrent, sur la base de l'étroite similitude entre les Formations de Belle-Isle en Terre et d'Yffiniac, un âge d'environ 600 Ma pour la Formation

d'Yffiniac. L'âge de cristallisation des protolithes magmatiques de la Formation d'Yffiniac a été établi par la méthode U-Pb sur zircons (Guerrot et Peucat, 1990). Deux échantillons ont été étudiés. Le premier, un métagabbro du Perray, fournit un âge par intercept haut à 602 ± 8 Ma. Le second, une amphibolite de la Croix Gibat, a fourni un âge par intercept bas à $587 \pm 1 - 2$ Ma.

Les migmatites et leucogranites de Guingamp affleurent sur une vaste étendue au sud du Gabbro de Squiffiec et au nord du cisaillement nord-armoricain (fig. 1 et 3). Ces deux lithologies ne sont pas facilement distinguables cartographiquement car elles alternent à toutes les échelles et toutes les transitions entre migmatites et leucogranites sont observables. Une importante masse de pegmatites à Qtz - Pl - Kfs - Ms \pm Grt est localisée au contact avec le Gabbro de Squiffiec. Quelques niveaux d'amphibolites sont intercalés au sein des migmatites.

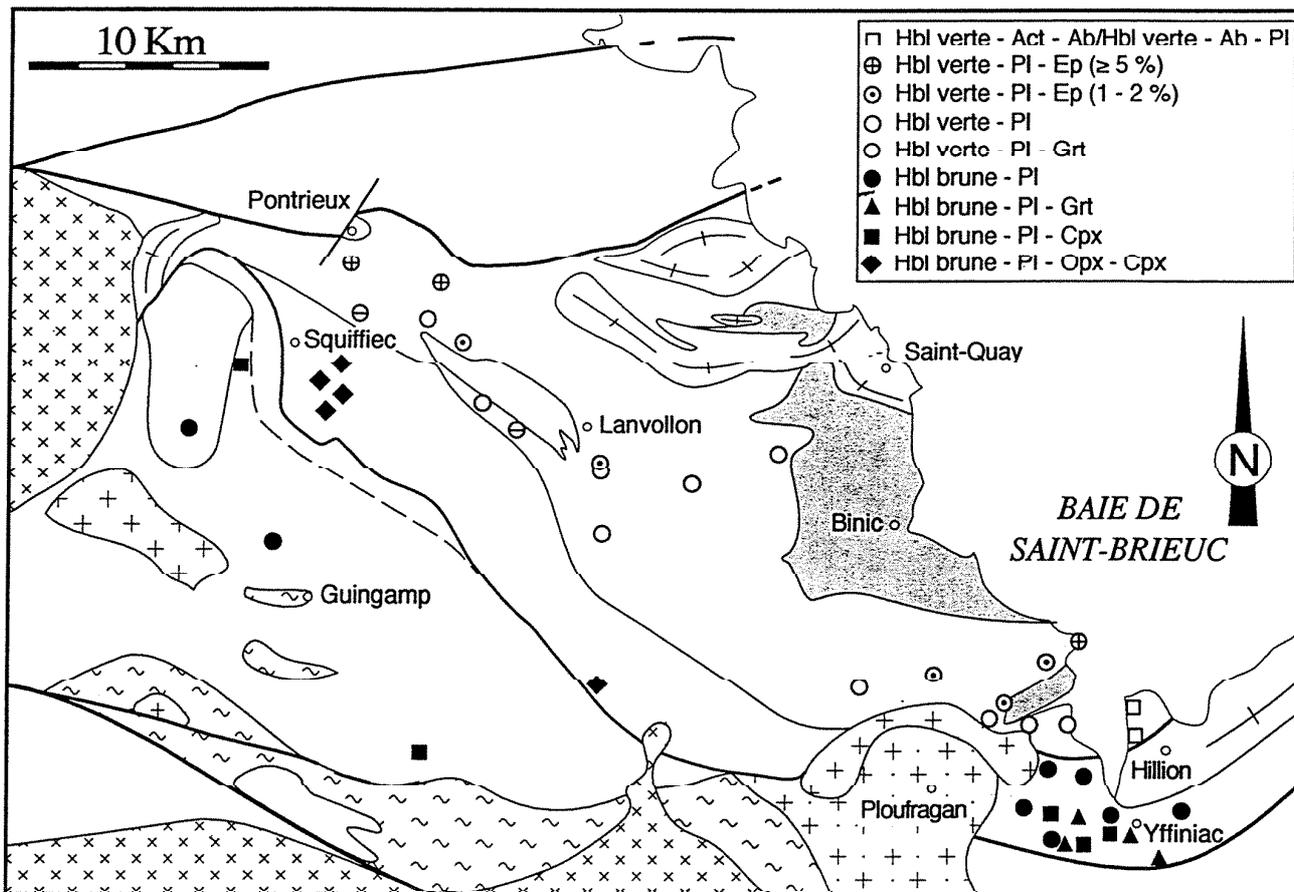


Fig. 4. - Paragenèses des métabasites du domaine de Saint-Brieuc.

Fig. 4. - Mineral parageneses in the metabasites of the Saint-Brieuc domain.

Le métamorphisme des métabasites

Les paragenèses des métabasites servent de définition aux faciès métamorphiques (Eskola, 1920 et 1939). Cependant, les paragenèses des métabasites présentent en général une variance élevée, ce qui représente un obstacle majeur à leur utilisation pour une calibration fine des conditions P-T du métamorphisme, en particulier à moyenne et basse pression et à des températures inférieures à environ 700°C. Malgré cet inconvénient, l'abondance des métabasites dans le domaine de Saint-Brieuc imposait une étude détaillée.

Métabasites de la Formation de Lanvallon

Paragenèses des métavolcanites

Les métavolcanites de la Formation de Lanvallon affleurent de part et d'autre de la baie de Saint-Brieuc. A l'est de la baie, dans la presqu'île d'Hillion, les

métavolcanites se caractérisent par une moindre intensité de la déformation et par la persistance de reliques de phases magmatiques (en particulier de Pl). Les paragenèses métamorphiques sont à Hbl verte + Ab + Pl (échantillon YF 31) ou à Hbl + Act + Ab (échantillon YF 42) (fig. 4) et appartiennent à la transition entre les faciès des schistes verts et des amphibolites. Les métabasites sont parfois recoupées par des veines monominérales à prehnite (échantillon YF 42).

A l'ouest de la baie de Saint-Brieuc (en dehors de l'aurole de métamorphisme de contact autour de la Diorite de Saint-Brieuc), la déformation est en général intense et aucune relique de texture ou de paragenèse magmatique n'a été observée. Les paragenèses métamorphiques sont relativement monotones, les métabasites étant essentiellement constituées de Qtz, Hbl verte et Pl (fig. 4). Il s'y ajoute occasionnellement l'épidote et/ou la biotite, tandis que le sphène ou l'ilménite sont souvent observés. La texture est par ailleurs caractéristique, avec une

taille de grain réduite et un fort allongement des amphiboles qui confère à la roche une texture nématoblastique. Etant données la composition du plagioclase (An 20-25) et la présence de hornblende, le métamorphisme appartient au faciès des amphibolites.

Observations empiriques et travaux expérimentaux (Liou *et al.*, 1974 ; Moody *et al.*, 1983) montrent qu'au sein du faciès des amphibolites, les métabasites sont caractérisés, à température croissante, par la disparition progressive de la chlorite puis de l'épidote. Cette disparition résulte de réactions continues, telle que :



de sorte qu'à composition constante, la diminution des proportions modales de la chlorite ou de l'épidote fournit une première indication sur les variations de température au sein du faciès des amphibolites. Dans les métabasites de la Formation de Lanvallon, la chlorite n'est

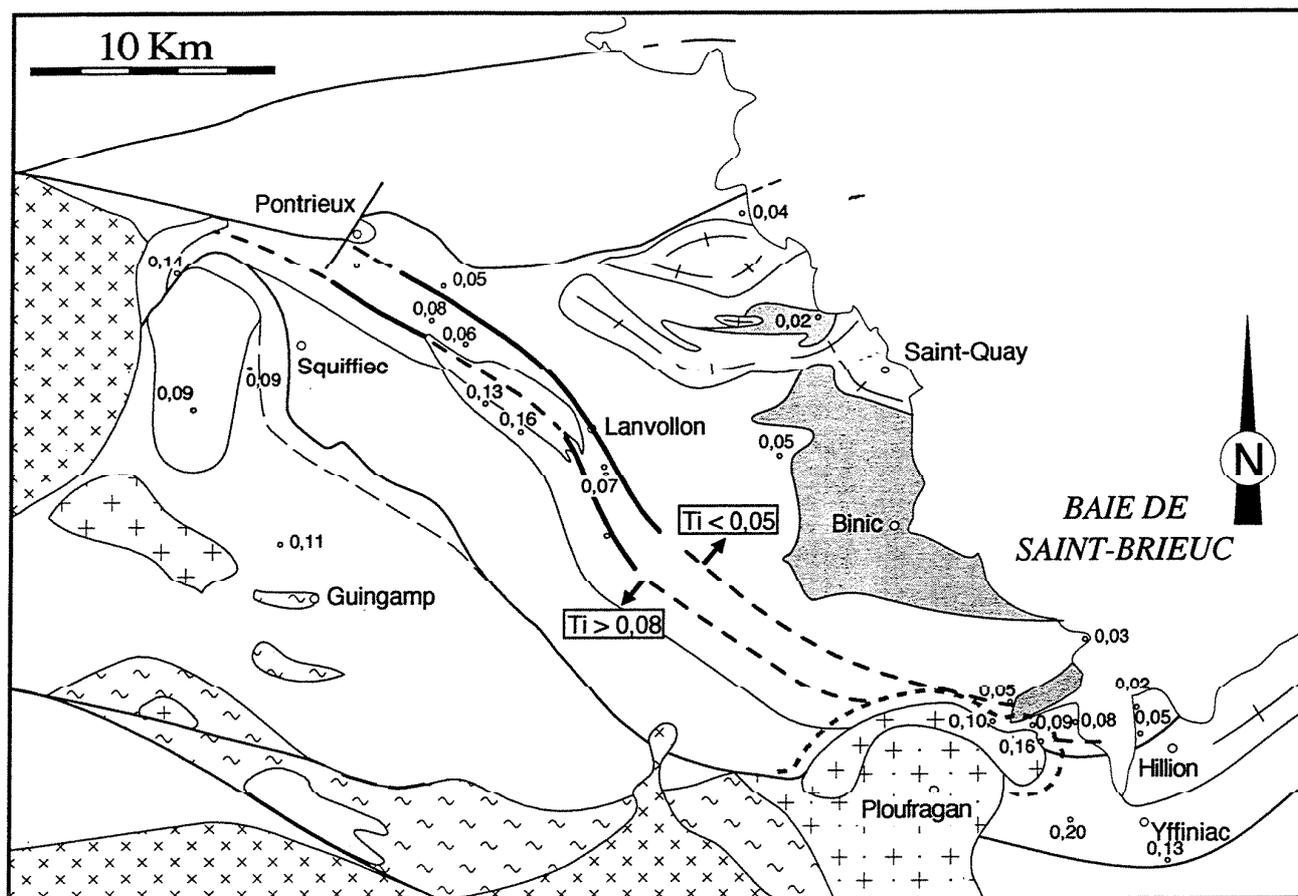


Fig. 5. - Teneur en Ti (en nombre d'atomes par formule unité) des amphiboles des metabasites. Noter les valeurs élevées des teneurs en Ti des amphiboles à proximité de la Diorite de Saint-Brieuc, qui sont dues au métamorphisme de contact de la Diorite, et ne sont pas à prendre en compte pour l'établissement des isoplèthes du métamorphisme régional.

Fig. 5. - Ti content (number of atoms per formula unit) of calcic amphiboles from the metabasites. The high Ti values observed near the Saint-Brieuc Diorite are due to the contact metamorphism of the diorite, not to the regional metamorphism, and are thus not taken into account when drawing isopleths for the regional metamorphism.

jamais présente et l'épidote tend à décroître modalement du nord-est vers le sud-ouest (fig. 4). Cette observation, qui suggère une augmentation de température vers le Gabbro de Squiffiec, ne trouverait toutefois sa pleine signification que si toutes les compositions globales des roches étudiées étaient connues, ce qui n'est pas le cas.

Teneur en TiO_2 des amphiboles

La teneur en TiO_2 des amphiboles est un indicateur qualitatif de la température du métamorphisme. Une augmentation de la teneur en TiO_2 de l'amphibole avec le "degré" du métamorphisme a été reconnue empiriquement par de nombreux auteurs (Binns, 1965 ; Leake, 1965 ; Raase, 1974 ; Colombi, 1989 ; Schumacher *et al.*, 1990a et 1990b). Les travaux expérimentaux (Spear, 1981) ont confirmé que la teneur en TiO_2 croît avec la température, quelle que soit la fugacité de l'oxygène.

Sur cette base, une approche qualitative des variations de température au sein de la Formation de Lanvallon peut être tentée. Pour être rigoureuse, cette approche nécessite qu'une phase titanée (sphène ou ilménite) soit présente dans les échantillons analysés, cette phase jouant un rôle essentiel en tamponnant la composition de l'amphibole, permettant en quelque sorte de s'affranchir des variations de composition globale des roches étudiées. Les limites majeures de notre approche tiennent au faible nombre d'échantillons (au total 16) et à la faible teneur en TiO_2 de l'amphibole (fig. 5).

Comme le montre la figure 5, les teneurs en TiO_2 croissent régulièrement du nord-est vers le sud-ouest. Deux isoplèthes (lignes d'isovaleurs de la teneur en TiO_2) ont été tracées dans la partie occidentale du secteur étudié. Leur prolongation vers l'est devra être ultérieurement précisée en analysant d'autres

échantillons ou restera incertaine, car les metabasites ayant subi, en plus du métamorphisme régional, le métamorphisme de contact de la Diorite de Saint-Brieuc ne peuvent être prises en compte. Malgré leur caractère incomplet, on soulignera que les isoplèthes sont parallèles à la limite entre le Gabbro de Squiffiec et la Formation de Lanvallon et indiquent un accroissement de la température vers le Gabbro de Squiffiec.

Métabasites de la Formation d'Yffiniac

La Formation d'Yffiniac est beaucoup plus variée que la Formation de Lanvallon : une large gamme de compositions chimiques étant observée, une large gamme de paragenèses métamorphiques est présente.

Dans les faciès non déformés, coronitiques, s'observent des couronnes

complexes autour des reliques magmatiques (Hébert, 1993). En particulier, l'olivine est remplacée par de la serpentine, puis du talc et enfin par de l'amphibole ou par des symplectites à amphibole - spinelle. Le plagioclase est remplacé par de la zoïsite et est entouré par une couronne de grenat.

Dans les *faciès déformés*, plusieurs associations métamorphiques successives sont identifiables :

- les associations précoces, de haut grade, sont fonction de la composition chimique de la roche. Pour des valeurs croissantes du rapport FeO total / (FeO total + MgO), les metabasites sont caractérisées par des assemblages à Pl + Hbl + Cpx, Pl + Hbl et enfin Pl + Hbl + Grt (fig. 4). Parmi ces dernières, seules les plus riches en TiO₂ contiennent de l'ilménite. Le quartz est en général présent, la biotite étant également parfois présente en quantité mineure. De telles associations caractérisent la partie supérieure du faciès des amphibolites, aucune association du faciès des granulites n'étant connue (en particulier Opx - Cpx - Pl) ;

- une rééquilibration, en général incomplète, est observable dans de nombreuses amphibolites. Elle se traduit pour l'essentiel par une étroite bordure verte ou bleu-vert autour d'un coeur brun dans les amphiboles (qui correspond essentiellement à une diminution de la teneur en TiO₂) et par une diminution de la teneur en anorthite du plagioclase du coeur vers la bordure. Cette rééquilibration traduit une diminution de la température au sein du faciès des amphibolites ;

- des déstabilisations tardives sont enfin soulignées par l'altération du plagioclase, qui devient "nuageux", et par une chloritisation de la biotite lorsque celle-ci était présente. Ces transformations, attribuables au faciès des schistes verts, sont inégalement développées. Dans certains échantillons, le plagioclase est frais ; dans d'autres, il est totalement altéré. La biotite est en général chloritisée. Cette hétérogénéité de la répartition des transformations tardives, comme la nature des phases, s'explique par des circulations hydrothermales locales.

Métabasites au sein des migmatites de Guingamp

Des metabasites sont localement intercalées au sein des migmatites et des leucogranites de Guingamp. Ces metabasites se distinguent nettement de celles de la Formation de Lanvollon par la couleur (brune et non verte) de l'amphibole, l'absence d'épidote, ainsi que par leur texture granoblastique. Elles présentent des assemblages à Hbl brun - Pl - Ilm, ou encore, mais plus rarement, à Hbl brune - Cpx - Pl - Ttn (fig. 4). Ces assemblages précoces sont contemporains de la déformation ductile des amphibolites et appartiennent à la partie supérieure du faciès des amphibolites.

Dans les deux types d'assemblages, l'amphibole est en général zonée : un large coeur brun ou brun-vert est entouré par une étroite couronne verte. Le plagioclase est localement déstabilisé au profit de la clinozoïsite, voire de l'épidote. En outre, l'ilménite est souvent entourée par une couronne de sphène. De telles transformations indiquent une rééquilibration partielle des metabasites à température décroissante.

Dans quelques cas, une déformation mylonitique affecte tardivement les metabasites. Cette déformation n'est observée que dans les échantillons à la bordure (ou proches de la bordure) du dôme migmatitique (fig. 4), c'est-à-dire dans la zone de faille normale ductile séparant Migmatites de Guingamp et Gabbro de Squiffiec (Le Goff *et al.*, 1994). Elle a lieu à relativement basse température, se traduisant par le développement d'assemblages à grain fin à amphibole bleu-vert.

Le métamorphisme des métagrauweekes

Les métopélites sont à priori les meilleurs indicateurs de l'évolution métamorphique car elles présentent une succession de paragenèses qui permettent d'établir une séquence zonale (Barrow, 1893 ; Tilley, 1925), dont la succession est fonction à la fois de la température et de la pression (Miyashiro, 1961). Les séquences réactionnelles y sont maintenant rigoureusement modélisées, suivant des approches géométrique (par ex. Harte et Hudson, 1979) ou numérique (par ex. Powell et Holland, 1990).

Dans le secteur étudié, la plupart des formations métopélitiques sont constituées non de métopélites mais de métagrauweekes, comme le montrent les analyses chimiques des roches de la Formation de Binic (Denis, 1988) ou des micaschistes du Légué (Rabu *et al.*, 1982). Du fait de leur composition, en particulier de leur teneur moindre en Al₂O₃, ces roches sont moins favorables à l'analyse du métamorphisme que les métopélites. C'est ainsi que s'explique, dans la région étudiée, la rareté des silicates d'alumine, et cette rareté ne va pas sans poser de problème lorsqu'il s'agit de déterminer les conditions P-T.

Le métamorphisme de la Formation de Binic est encore largement inconnu, en particulier au nord de la Diorite de Saint-Quay. Barrois (1934) a signalé la présence d'une bande de micaschistes à staurotide qui s'étendrait de Ploumilliau à Plouha. Dans cette dernière localité, la présence de staurotide (Barrois *in* de Brun, 1911 ; Barrois, 1934 ; Ryan et Roach, 1975) explique son abondance exceptionnelle dans les sables de la Plage du Palus (Chauris, 1994).

Au sud de la Diorite de Saint-Quay, la répartition de la cordiérite permet de distinguer deux, voire trois, domaines (fig. 6) :

- au contact avec la Diorite, la cordiérite se développe en abondance (Rabu *et al.*, 1982 et 1983 ; Fabriès *et al.*, 1985), conduisant au développement de cornéennes tachetées : il s'agit là de l'auréole de métamorphisme de contact de la Diorite de Saint-Quay ;

- la cordiérite est absente dans une large zone centrale et méridionale. Dans cette zone, les grains détritiques de quartz et de plagioclase sont encore identifiables et les néocrystallisations métamorphiques sont de taille réduite. Les paragenèses observées sont à Qtz - Pl - Bt - Chl (fig. 6). La biotite est toujours présente mais elle peut être fortement chloritisée, de sorte qu'un isograde d'apparition de la biotite n'a pas lieu d'être tracé (Hébert, 1993), contrairement à ce qui a été proposé antérieurement (Rabu *et al.*, 1982 et 1983) ;

- dans une étroite zone en contact avec les amphibolites de Lanvollon, au sud de la Grève des Rosaires, la déformation de la Formation de Binic est intense (Balé et Brun, 1983). S'y observent des taches ellipsoïdales centimétriques qui

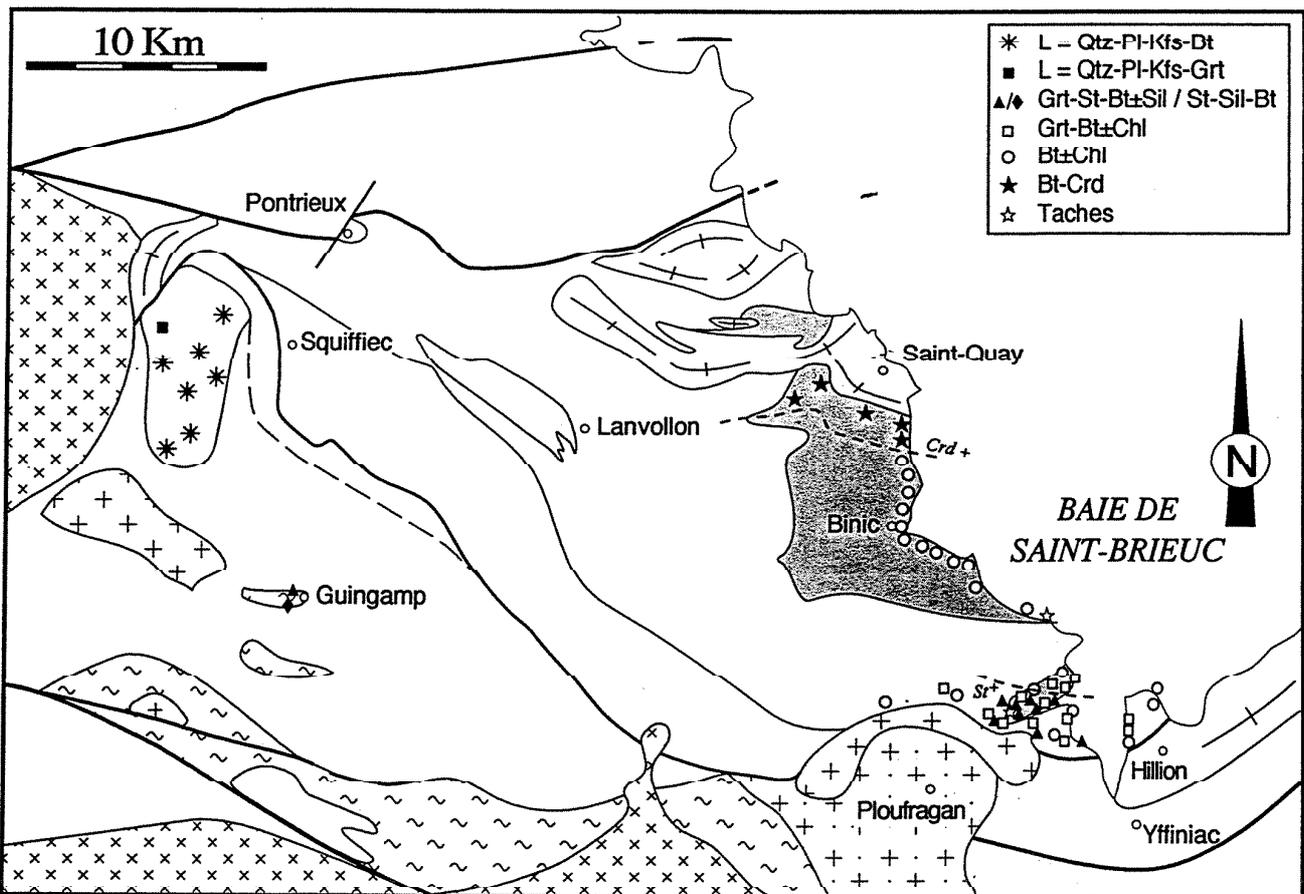


Fig. 6. - Paragenèses des métagrauwackes.

Étant nettement moins répandues que les métabasites dans le domaine étudié, la répartition des données est moins uniforme. Seuls deux isogrades ont pu être tracés : apparition de la cordiérite (Crd^+) et apparition de la staurotide (St^+).

Fig. 6. - Mineral parageneses in the metagreywackes.

Because metagreywackes are much less abundant than metabasites in the studied area, the spatial distribution of the data is less uniform. Accordingly, only two isograds could be defined: namely the appearance of cordierite (Crd^+) and the appearance of staurolite (St^+).

pourraient être également attribuées à la cordiérite, dont aucune relique n'a cependant été observée.

Les micaschistes de la **Formation du Légué**, comme les interstratifications de métagrauwackes au sein de la **Formation de Lanvollon**, présentent des paragenèses à Grt - Bt ou à Grt - St - Bt (avec Qtz et Ms en excès). La répartition de ces paragenèses n'est pour l'instant établie qu'aux environs de Saint-Brieuc (fig. 6), en particulier dans les micaschistes du Légué (Hébert et Ballèvre, 1993). Les paragenèses à Grt - Bt sont localisées au nord, celles à Grt - St - Bt au sud, à proximité du Légué où leur présence avait été signalée de longue date (de Fourcy, 1844 ; Lacroix, 1893 ; de Brun, 1911 ; Barrois, 1934 ; Chantraine, 1966 ; Rabu *et al.*, 1982).

Un *isograde du grenat*, parallèle au contact entre les micaschistes du Légué et les amphibolites de Lanvollon d'une part,

à la schistosité régionale d'autre part, a été proposé par Rabu *et al.* (1982 et 1983). L'apparition du grenat nous paraît être liée avant tout au changement de lithologie, de sorte que nous n'avons pas retenu cet isograde.

L'existence d'un *isograde de la staurotide* a été discuté par Hébert et Ballèvre (1993), mais la question avait été laissée ouverte. La répartition des assemblages à staurotide suggère en effet l'existence d'un isograde qui serait oblique à la schistosité régionale et recouperait les limites entre micaschistes du Légué et amphibolites de Lanvollon.

L'apparition de la staurotide résulte probablement d'une réaction continue telle que $\text{Chl} + \text{Mus} = \text{St} + \text{Bt}$, le grenat étant stabilisé par le MnO . Dans un tel cas, la position de l'isograde ne correspond pas à une isotherme, même en admettant que la section actuellement observée soit isoba-

re, car la température d'apparition de la staurotide dépend de la composition de la roche. En première approximation, cet effet de composition de la roche peut cependant être négligé pour deux raisons. D'une part, les hétérogénéités de composition sont liées au litage sédimentaire, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, dont il est facile de s'affranchir sur le terrain en examinant un affleurement de dimension adéquate. D'autre part, l'isograde supposé recoupe à fort angle la stratification (celle-ci est en général sub-verticale et de direction $\text{N } 50^\circ$, alors que la trace de l'isograde est approximativement $\text{N } 150^\circ$), de sorte que l'apparition de la staurotide n'est pas liée à un niveau stratigraphique déterminé. Nous considérons donc que l'existence d'un isograde d'apparition de la staurotide est probable (St^+ sur la figure 6), bien que cela ne soit pas formellement démontré.

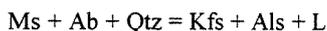
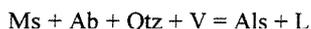
Les **migmatites de Guingamp** dérivent par fusion partielle de métapelites ou, plus vraisemblablement eu égard à la rareté des silicates d'alumine, de métagrauwackes. Ces migmatites paraissent a priori d'une grande monotonie (assemblages à Qtz - Kfs - Pl - Ms - Bt). Sur le terrain, les migmatites présentent un rubanement d'échelle centimétrique. Les leucosomes sont en général séparés par d'étroites zones biotitiques, qui sont assimilables aux mélanosomes. La présence de mésosome est relativement exceptionnelle, le mésosome occupant alors un volume réduit.

Dans les leucosomes s'observent des associations à gros grain où l'on reconnaît Qtz, Pl, Kfs et Bt. La Ms n'est jamais présente en tant que phase primaire dans les leucosomes, de même que la Crd ou le Grt. Dans certains cas, on observe des grains automorphes et zonés de Pl, qui présentent parfois des inclusions de forme hexagonale de Bt. Ceci suggère une cristallisation à partir d'un liquide. Dans la plupart des cas cependant, les stades précoces de leur évolution sont obscurcis par les rééquilibrations rétrogrades. Un exemple caractéristique d'un tel processus est constitué par le remplacement du Kfs par le Pl ou/et des bourgeons myrmékittiques, une texture analogue à celle décrite dans les migmatites du Dalradien par Ashworth (1972). En outre, la plupart des migmatites furent déformés après la cristallisation des liquides, de sorte que les leucosomes sont étirés, voire boudinés, la roche acquérant une texture ocellée plutôt que rubanée. Dans ces cas, les minéraux des leucosomes sont tous déformés plastiquement : le Qtz et le Pl recristallisent tandis que le Kfs se transforme en porphyroclaste. A ce stade, la Ms peut croître localement dans les leucosomes.

Dans les mélanosomes, coexistent en général biotite et muscovite. La cordiérite n'y a jamais été observée, le grenat (dans lequel de rares reliques de disthène ont été observées) et la sillimanite y sont exceptionnels. Notre attention a été attirée par la présence de staurotide dans les mélanosomes de certaines migmatites de la région Guingamp (fig. 6). Ces dernières roches sont remarquables pour deux raisons. D'une part, la St constitue parfois des agrégats polycristallins de forme subrectangulaire, agrégats qui pourraient résulter de la pseudomorphose d'un minéral préexistant (disthène?).

D'autre part, la St est souvent incluse, en compagnie d'infimes quantités de sillimanite, dans la muscovite, ou, plus rarement, dans le plagioclase.

Après une histoire prograde dans le champ de stabilité du disthène, les observations précédentes suggèrent que les migmatites de Guingamp résultent de la fusion partielle de grauwackes (fig. 7), suivant des réactions telles que :



Dans cette interprétation, la Ms est en général secondaire, sa croissance ayant lieu aux dépens de la Sil. De même, la croissance tardive de staurotide et de muscovite dans les échantillons des environs de Guingamp pourrait être attribuée à la réaction rétrograde :



la vapeur pouvant être fournie par la cristallisation des liquides silicatés.

Estimation quantitative des conditions P-T du métamorphisme

Au-delà des informations de premier ordre que nous apporte le simple énoncé des paragenèses, la caractérisation précise des conditions P-T du métamorphisme requiert une connaissance détaillée de la composition chimique des phases, qu'il ne nous paraît pas utile de discuter dans cette synthèse. Seules quelques données seront illustrées (fig. 7).

Dans la majeure partie de la **Formation de Binic**, la présence de biotite suggère une température de l'ordre de 400°C. La température augmente vers la Diorite de Saint-Quay, au contact de laquelle elle est supérieure à 600°C, la pression étant de l'ordre de 3-4 kbar (Fabriès *et al.*, 1985).

Dans la **Formation de Lanvallon**, les metabasites ne permettent pas d'établir les conditions P-T du métamorphisme (Hébert, 1993). Par contre, les métagrauwackes interstratifiées au sein de la Formation de Lanvallon ou celles de la **Formation du Légué** contiennent des assemblages à Grt - St - Bt (Hébert et Ballèvre, 1993). Bien que le champ de stabilité de cet assemblage soit considérable, en particulier en pression (cf.

Powell et Holland, 1990), les valeurs élevées du rapport $Fe/(Fe + Mg)$ et la forte teneur en MnO du grenat suggèrent de faibles pressions, de l'ordre de 3 à 5 kbar, pour des températures de l'ordre de $550 \pm 50^\circ C$ (Hébert et Ballèvre, 1993) (fig. 7).

Dans la **Formation d'Yffiniac**, les conditions P-T peuvent être estimées par référence aux travaux expérimentaux d'une part, en utilisant les géothermobaromètres d'autre part

1. Binns (1968) et Spear (1981) ont montré que l'apparition du clinopyroxène dans les metabasites nécessitait des températures supérieures ou égales à $750^\circ C$ à 1-3 kbar. L'utilisation de ces données ne peut bien sûr être faite sans précaution, car elles sont fonction de l'activité de H_2O (les expériences ont été conduites pour $P_{fluide} = P_{totale}$), de la fugacité d'oxygène et de la composition du basalte, qu'exprime en particulier la présence ou l'absence de quartz.

2. La température peut être estimée en utilisant la réaction d'échange $FeMg_{-1}$ entre grenat et hornblende (Graham et Powell, 1984), qui fournit des valeurs de l'ordre de $700 \pm 50^\circ C$ (Hébert, 1993). En outre, la pression peut être estimée dans les échantillons à grenat en utilisant les équilibres grenat - plagioclase - ilménite - rutile - quartz (Bohlen et Liotta, 1986) ou grenat - hornblende - plagioclase (Kohn et Spear, 1990). Le premier équilibre fournit, en l'absence de rutile, une estimation maximale de la pression, de l'ordre de 10 kbar à $750^\circ C$. Le second équilibre permet d'estimer la pression aux environs de 9 ± 1 kbar.

Les metabasites de la Formation d'Yffiniac ont donc subi un métamorphisme aux environs de 9 ± 1 kbar, $700 \pm 50^\circ C$ (fig. 7).

Dans les **migmatites de Guingamp**, l'existence d'une fusion partielle suggère, par référence aux travaux expérimentaux sur la fusion des métapelites et des métagrauwackes (par ex. Thompson et Algor, 1977), des températures égales ou supérieures à environ $650-700^\circ C$ et une pression d'environ 6 kbar (fig. 7).

Les remarques suivantes s'imposent avant toute utilisation de ces estimations P-T :

- la pression est généralement considérée comme une mesure de la profondeur à laquelle eut lieu le métamorphisme, mais ne fournit une estimation de l'épaississement que si les matériaux métamorphisés se formèrent auparavant en surface. Cette dernière condition n'est remplie que par les formations sédimentaires et volcaniques (Formations de Binic, de Lanvollon, du Légué et Migmatites de Guingamp). Les pressions maximales obtenues sont de l'ordre de 6 kbar (paragénèses à St des migmatites de Guingamp), ce qui indique l'existence d'un épaississement de l'ordre de 20 km. Le métamorphisme de la Formation d'Yffiniac eut lieu à des pressions élevées (9 ± 1 kbar), mais rien n'indique que les protolithes de cette Formation furent proches de la surface ou affleurent avant le métamorphisme (la profondeur de cristallisation des intrusions est inconnue) ;

- la pression est cependant un indicateur exact de la valeur de l'exhumation subie par une roche, étant donné que toutes les formations étudiées sont actuellement observées à l'affleurement. Ainsi les migmatites de Guingamp furent-elles enfouies d'environ 20 km (6 kbar), mais exhumées de la même valeur. Quant à la Formation d'Yffiniac, le problème de son exhumation est encore plus important, car elle atteint des valeurs de l'ordre de 25-30 km (l'exhumation pourrait être plus importante que l'enfouissement!) ;

- la température du métamorphisme varie considérablement au sein du domaine étudié (de 350 à 750°C). Aucune interprétation univoque de ces variations ne peut être proposée, car ces variations reflètent au moins en partie l'existence de gradients latéraux à proximité d'intrusions gabbro-dioritiques, comme nous le montrons dans le paragraphe suivant.

En résumé, la compréhension de la signification géodynamique du métamorphisme cadomien nécessite que les données pétrologiques soient replacées dans un contexte global, c'est-à-dire discutées autour de deux questions centrales :

- quand le plutonisme eut-il lieu par rapport au métamorphisme et à la déformation régionale (a-t-il joué un rôle dans l'apport de chaleur à l'échelle régionale ou est-il seulement responsable de perturbations locales?)

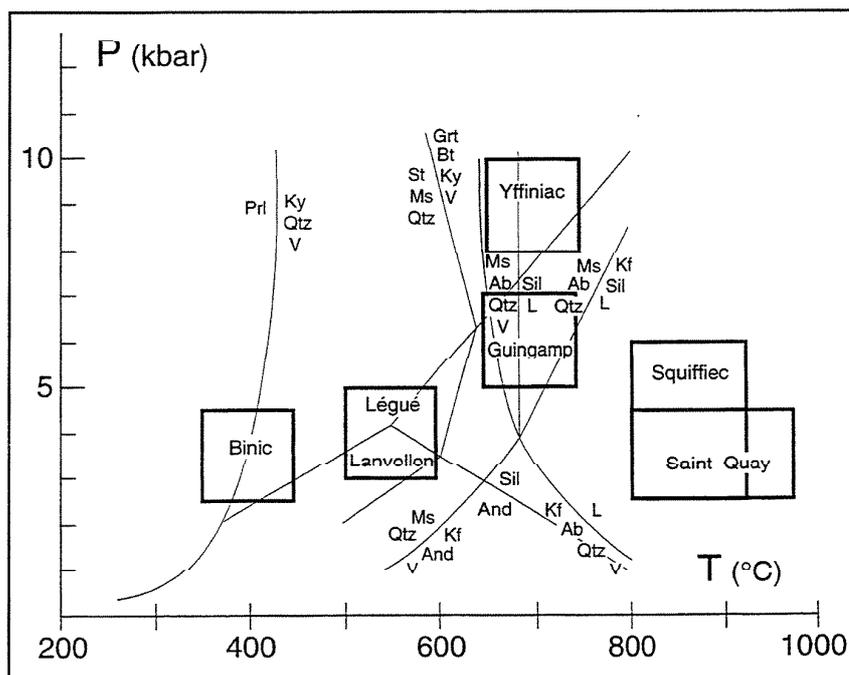


Fig. 7. - Conditions P-T du métamorphisme dans la région étudiée.

Quelques courbes d'équilibre sont indiquées à titre de référence, en particulier le point triple des silicates d'alumine, la disparition de la staurolite en présence de muscovite, la disparition de la muscovite en présence de quartz (d'après Powell et Holland, 1990) ainsi que quelques courbes de fusion partielle (d'après Thompson et Algor, 1977).

Fig. 7. - P-T conditions of the metamorphism in the studied area.

A few equilibrium curves are indicated as reference lines, especially the aluminosilicate triple point, the staurolite-muscovite breakdown, and the muscovite quartz breakdown (after Powell and Holland, 1990), as well as some partial melting curves (after Thompson and Algor, 1977).

- quelle est l'histoire (âge et cinématique) des discontinuités entre les domaines de Saint-Brieuc, Guingamp et Lamballe?

Relations plutonisme - métamorphisme

Une source possible de chaleur pour le métamorphisme cadomien est constituée par les plutons gabbro-dioritiques. Il importe donc de tester cette hypothèse, en essayant de déterminer (1) le moment de la mise en place du pluton vis-à-vis de la déformation de son encaissant et (2) l'existence ou non d'une différence de température entre le pluton et son encaissant au moment de la mise en place du pluton. Dans le secteur étudié, les plutons gabbro-dioritiques sont au nombre de trois (Diorite de Saint-Brieuc, Diorite de Saint-Quay et Gabbro de Squiffiec). Ils seront successivement examinés ci-dessous, une attention particulière étant portée au Gabbro de Squiffiec en raison de ses dimensions et de sa position au contact entre deux lithologies distinctes ayant de plus subi un métamorphisme distinct.

La Diorite de Saint-Brieuc est une intrusion de petite dimension, non déformée, qui présente une zonalité interne (Hallot, 1993 ; Hébert *et al.*, 1993). Au nord s'observent des faciès dioritiques microgrenus qui sont progressivement remplacés vers le sud par des faciès granodioritiques grenus. En outre, la Diorite de Saint-Brieuc recoupe la foliation des amphibolites de la Formation de Lanvollon. Ces caractères en font une intrusion post-tectonique.

Le caractère post-tectonique de l'intrusion de la Diorite de Saint-Brieuc est en accord avec le caractère statique des recristallisations dans l'auréole de métamorphisme de contact (Hébert, 1993 ; Hébert *et al.*, 1993). Le métamorphisme de contact affecte la Formation de Lanvollon, la Formation d'Yffiniac mais aussi des migmatites qui sont attribuées aux migmatites de Guingamp (Hébert, 1995).

Une première estimation de l'âge de la Diorite de Saint-Brieuc par la méthode Rb-Sr sur roche totale a donné une valeur de 603 ± 96 Ma (Vidal, 1980 ; âge recal-

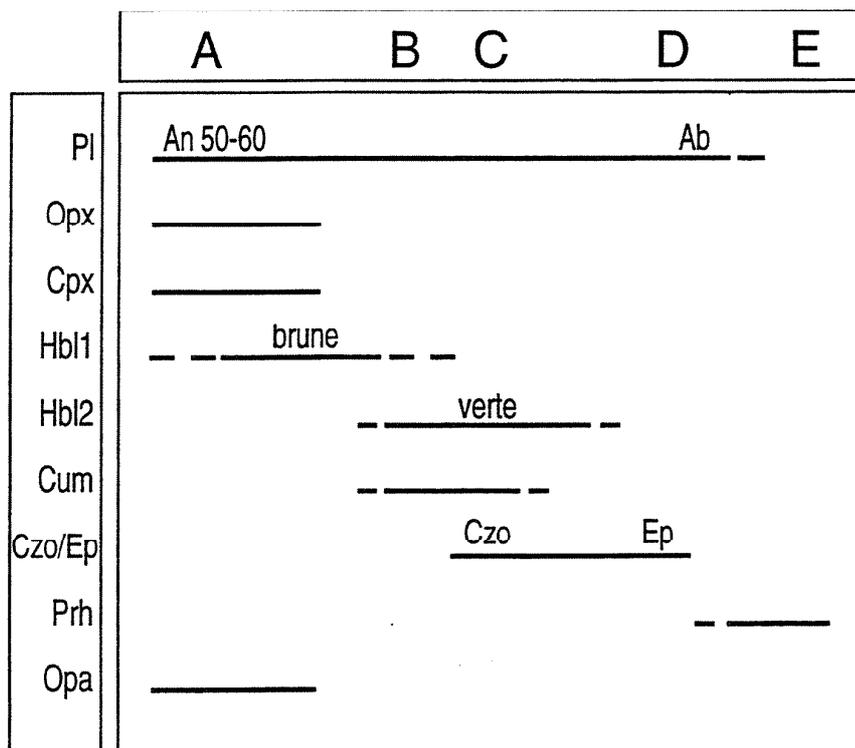


Fig. 8. - Evolution des paragenèses dans le gabbro de Squiffiec (explications dans le texte).

Fig. 8. - Evolution of the mineral parageneses in the Squiffiec gabbro (further explanations in the text).

oulé par Graviou *et al.*, 1988). Un âge précis (533 ± 12 Ma) a été obtenu par la méthode Pb-Pb sur monozircons et interprété comme l'âge de cristallisation de la Diorite (Hébert *et al.*, 1993).

La Diorite de Saint-Quay (Arnaud, 1980 ; Fabriès *et al.*, 1984 ; Barrat, 1986) est une intrusion composite, comprenant des termes variés. Les gabbros sont essentiellement localisés au coeur de l'intrusion (ou en enclaves au sein des diorites), les diorites en périphérie. Deux étapes de cristallisation ont été distinguées par Fabriès *et al.* (1984) : la première en profondeur, aux environs de 30 km ($950-1050^\circ\text{C}$, 9 kbar), la seconde étant liée à la mise en place de l'intrusion dans sa position actuelle ($800-950^\circ\text{C}$, 3-4 kbar). Le caractère syntectonique de la Diorite de Saint-Quay a été proposé en raison de l'existence d'un fort gradient d'intensité de la déformation dans l'encaissant (Formation de Binic), synchrone du métamorphisme de contact (Rabu *et al.*, 1982 et 1983).

Dans sa partie orientale, la Diorite de Saint-Quay intrude la Formation de Binic, où elle développe une auréole de métamorphisme de contact. Celle-ci s'observe sur la côte, en particulier au sud, à

la Plage du Moulin (Fabriès *et al.*, 1985). Vers l'ouest, la Diorite de Saint-Quay intrude les métavolcanites de la Formation de Lanvollon mais le métamorphisme de contact n'y est pas documenté.

La Diorite de Saint-Quay a été datée par la méthode Rb-Sr sur roche totale à 584 ± 56 Ma (Vidal *et al.*, 1972 ; âge recalculé par Graviou *et al.*, 1988). Les données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles (Dallmeyer *et al.*, 1991) suggèrent le franchissement de l'isotherme 500°C aux environs de $563,1 \pm 1,9$ Ma.

Le Gabbro de Squiffiec est une vaste intrusion allongée, de direction NW-SE, dont les relations avec l'encaissant ont été établies par Le Goff *et al.* (1994) et Egal *et al.* (sous presse). Selon ces auteurs, la Diorite de Squiffiec est intrudée au sud par des leucogranites et des pegmatites dont l'âge exact est inconnu. Au nord, la Diorite de Squiffiec contient en enclaves des amphibolites de la Formation de Lanvollon.

Plusieurs stades d'évolution des paragenèses des gabbros (en général des métagabbros comme nous le verrons) doivent être distingués (fig. 8) :

- les paragenèses précoces (stade A) sont rarement préservées (échantillon EH 33 et échantillons ELG 145b, 179b, 195c et 196b). Elles s'observent dans des roches non déformées, à grain centimétrique à millimétrique, et consistent en un assemblage granoblastique à Pl - Opx - Cpx - Opa. Dès ce stade, les textures montrent clairement que la Hbl brune tend à croître aux dépens de l'Opx, du Cpx et de l'Opa. Ces trois phases sont en effet souvent incluses dans la Hbl brune (Hbl_1), mais sont souvent observées en contact avec le Pl. Cette paragenèse précoce est considérée comme une paragenèse magmatique ;

- dans la plupart des échantillons de gabbros, cette paragenèse n'est plus identifiable, l'orthopyroxène ayant totalement disparu (stade B). On observe alors un Pl qui coexiste avec une Hbl verte (Hbl_2). Cette dernière contient de nombreuses lamelles d'Opa (exsolutions) et présente souvent au coeur un cristal de cumingtonite, ou un agrégat polycristallin et polyphasé dans lequel se remarquent d'abondantes cumingtonites, ayant remplacé l'orthopyroxène. A ce stade, la texture grenue est encore clairement identifiable, le gabbro n'étant pas déformé, mais les transformations subsolidus commencent à masquer la texture magmatique ;

- les recrystallisations subsolidus se poursuivent avec la croissance d'amphiboles vertes, dépourvues de lamelles d'Opa, et qui sont préférentiellement localisées dans les sites des minéraux ferro-magnésiens magmatiques (stade C). Le plagioclase recrystallise, et des baguettes de clinozoïsite apparaissent alors souvent au coeur des grains. Avec l'augmentation de l'intensité des recrystallisations, la texture magmatique tend à devenir méconnaissable, si ce n'est par la localisation préférentielle de la clinozoïsite et des amphiboles ;

- dans les stades ultimes de cette évolution, l'épidote se développe abondamment, en particulier dans les sites du plagioclase, ou encore, associée à une chlorite ferrifère, dans des veines millimétriques (stade D) ;

- le plagioclase peut localement être remplacé par de la prehnite (stade E).

En bref, les métagabbros de Squiffiec enregistrent une évolution paragenétique

complète (fig. 8), depuis le stade magmatique de haute température à Opx - Cpx jusqu'aux transformations hydrothermales de basse température à prehnite.

Ainsi reconstituée, l'évolution paragenétique du Gabbro de Squiffiec nécessite plusieurs commentaires :

- on notera tout d'abord que cette évolution texturale (en particulier le remplacement de l'orthopyroxène par la cummingtonite) est similaire à celle présentée pour le Gabbro de Saint-Quay (Arnaud, 1980 ; Fabriès *et al.*, 1984) et la Diorite de Coëtmieux (Hallot, 1993) et avait déjà été reconnue partiellement dans le Gabbro de Squiffiec (Hallot, 1988). Ces auteurs avaient cependant attribué la croissance de la cummingtonite à une étape précoce, magmatique (Squiffiec : Hallot, 1988 ; Saint-Quay : Arnaud, 1980 ; Fabriès *et al.*, 1984 ; Coëtmieux : Hallot, 1993). Dans l'interprétation retenue ici, les cummingtonites n'apparaissent pas au liquidus, mais se substituent aux orthopyroxènes durant l'histoire subsolidus ;

- alors que les paragenèses à Opx-Cpx étaient antérieurement interprétées comme résultant d'une recristallisation dans le faciès des granulites (Egal *et al.*, 1996 ; Egal *et al.*, sous presse), nous les interprétons comme les paragenèses initiales, magmatiques ;

- en l'absence d'étude détaillée de la composition des phases à la microsonde, les conditions P-T des différentes étapes de cristallisation ne sont pas définies avec précision. Les paragenèses précoces (stade A) se sont équilibrées dans les conditions P-T du faciès des granulites, c'est-à-dire à des températures supérieures ou égales à 800°C. La pression ne peut par contre être déterminée ;

- les paragenèses précoces du Gabbro de Squiffiec ont cristallisé à des températures en tout cas nettement supérieures aux températures maximales observées dans les amphibolites de la Formation de Lanvollon. Par contre, l'évolution tardive traduit une diminution de la température vers des valeurs similaires à celles enregistrées par ces amphibolites. Ces observations suggèrent que l'intrusion du Gabbro de Squiffiec pourrait être au moins en partie à l'origine du métamorphisme des amphibolites de la Formation de Lanvollon, expliquant ainsi l'augmentation de température au sein des amphi-

bolites de Lanvollon vers le pluton, augmentation que nous avons antérieurement déduite de la géométrie des isoplèthes du Ti dans l'amphibole (fig. 5) ;

- l'existence d'une différence de température entre le Gabbro de Squiffiec et les migmatites de Guingamp est plus difficile à argumenter. On notera toutefois que la biotite ne participe probablement pas à la fusion dans les migmatites, ce qui indique des températures inférieures à celles de la cristallisation de l'association Opx - Cpx - Pl.

L'intrusion du Gabbro de Squiffiec est antérieure ou contemporaine de la déformation et du métamorphisme dans la Formation de Lanvollon. Par contre, les leucogranites et pegmatites de Guingamp intrudent le Gabbro de Squiffiec. En conséquence, le Gabbro subit deux types de transformations. D'une part, essentiellement à la bordure septentrionale du massif, les paragenèses précoces, magmatiques, à Opx - Cpx - Pl, sont largement remplacées par un assemblage à Hbl - Pl, en général statique ou éventuellement synchronématique. Ce type de transformation implique la présence d'un fluide aqueux, d'origine tardi-magmatique ou résultant de la déshydratation des metabasites spilitisés de la Formation de Lanvollon. D'autre part, à la bordure méridionale du Gabbro de Squiffiec, d'intenses transformations hydrothermales conduisent à une recristallisation totale, statique, lorsque des panneaux du Gabbro sont enclavés dans les leucogranites.

L'âge de cristallisation du Gabbro de Squiffiec a été obtenu par la méthode Pb-Pb sur monozircons (581 ± 12 Ma : données non publiées, citées par Egal *et al.*, 1996).

En conclusion, les relations entre plutonisme et métamorphisme peuvent être résumées comme suit (fig. 1 et 9) :

- une première génération de plutons (Gabbro de Squiffiec, Diorite de Saint-Quay et, en-dehors du secteur étudié, Diorite de Coëtmieux) se met place durant la déformation régionale, aux environs de 580-590 Ma (Saint-Quay : 584 ± 56 Ma selon Vidal *et al.*, 1972, Coëtmieux : 593 ± 15 Ma selon Vidal *et al.*, 1974 ; Squiffiec : 581 ± 12 Ma selon Egal *et al.*, 1996). Ces intrusions induisent dans leur encaissant un métamorphisme de contact d'autant plus prononcé que la différence de température est élevée ;

- une deuxième génération de magmas (Diorite de Saint-Brieuc), se met en place après la déformation régionale, aux environs de 530-540 Ma (533 ± 12 Ma : Hébert *et al.*, 1993), alors que l'encaissant est déjà largement refroidi. A cette deuxième génération, pourraient éventuellement appartenir, dans le secteur étudié, les Gabbros de Moustéru et Pédernec (Barrois, 1903 ; Cogné, 1976 ; Bambier *et al.*, 1984 ; Le Gall et Barrat, 1987), ou encore celui de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987), à faible distance du secteur étudié. On soulignera cependant que le métamorphisme de contact associé à ces intrusions n'est pas documenté et qu'en outre ces intrusions ne sont pas datées.

Evolution tectono-métamorphique du secteur étudié

La structure générale du secteur étudié résulte de la superposition des déformations cadomiennes (fig. 9) et varisques (fig. 10). La comparaison de ces deux cartes met en évidence :

- la faible intensité des déformations varisques dans la majeure partie de la baie de Saint-Brieuc, où les formations précambriennes sont recouvertes en discordance par les "séries rouges" (Cambrien - Ordovicien inf.) non déformées ;

- la forte déformation des structures cadomiennes le long et au sud du cisaillement nord-armoricain (Chauris, 1969 ; Watts et Williams, 1980), ce qui nous conduit à ne pas discuter ce secteur dans ce travail.

Dans le **domaine de Saint-Brieuc** s'observe, en première approximation, un gradient d'intensité du métamorphisme, celui-ci croissant du nord-est vers le sud et le sud-ouest (Rabu *et al.*, 1982 et 1983 ; Hébert, 1993 ; Le Goff *et al.*, 1994). Ce gradient est globalement perpendiculaire aux structures régionales et est localement perturbé, en particulier autour de la Diorite de Saint-Quay et au contact entre les Formations de Binic et de Lanvollon. La déformation de ce domaine, caractérisée par une foliation fortement pentée (fig. 2 et 3), fut acquise durant le pic en température.

Dans ce domaine, les volcanites de la Formation de Lanvollon sont datées aux environs de 590 Ma, et sont surmontées

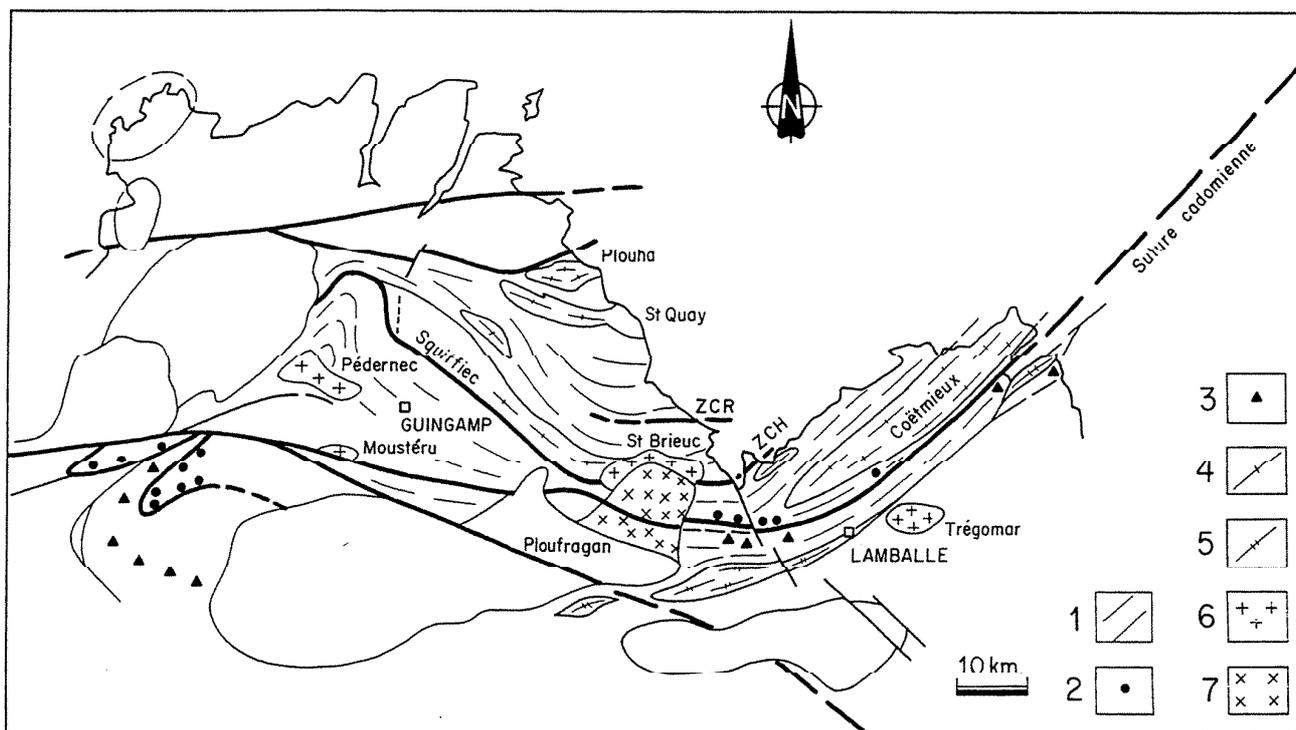


Fig. 9. - Cadre géologique des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp : structures cadomiennes. Cette carte représente l'orientation de la schistosité cadomienne, dans les régions où l'intensité de la déformation varisque est faible (qui sont identifiés sur la base de la figure 10). La signification tectonique des failles majeures est discutée dans le texte. ZCH : zone de cisaillement de Hillion ; ZCR : zone de cisaillement des Rosaires.

1 : trace de la foliation cadomienne dans les formations protérozoïques ; 2 : serpentinites ; 3 : phtanites ; 4 : gabbros et diorites synkinématiques ; 5 : granites synkinématiques ; 6 : gabbros et diorites postkinématiques ; 7 : granites postkinématiques.

Fig. 9. - Cadomian structures in the Saint-Brieuc and Guingamp domains.

This map shows the strike of the Cadomian schistosity in the area (identified on the basis of Figure 10) where the intensity of the Variscan deformation is low. The tectonic significance of the major faults is discussed in the text. ZCH: Hillion Shear Zone ; ZCR: Rosaires Shear Zone.

1: trace of the Cadomian foliation in the Proterozoic formations; 2: serpentinites; 3: graphite-rich cherts (phtanites); 4: synkinematic gabbros and diorites; 5: synkinematic granites; 6: postkinematic gabbros and diorites; 7: postkinematic granites.

par la Formation de Binic. Ces deux formations sont intrudées par la Diorite de Saint-Quay (584 ± 56 Ma), et le Gabbro de Squiffiec (581 ± 12 Ma), intrusions dont l'emplacement eut lieu durant la déformation et le métamorphisme régionaux. Le refroidissement de toutes ces unités est enregistré par les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur minéraux (Dallmeyer *et al.*, 1991) dans la Diorite de Saint-Quay (amphibole : $563,1 \pm 1,9$ Ma), dans l'aurole de métamorphisme de contact de Saint-Quay (muscovite : $569,3 \pm 0,6$ Ma), ainsi que dans les amphibolites des Formations de Lanvallon (hornblende : $565,1 \pm 2,4$ Ma). L'histoire s'achève avec l'intrusion post-tectonique de la Diorite de Saint-Brieuc (530 ± 12 Ma).

La séquence suivante peut donc être proposée :

- épanchement des volcanites aux environs de 590 Ma ;

- intrusions gabbro-dioritiques synchrones de la déformation et du méta-

morphisme régional (Saint-Quay et Squiffiec) aux environs de 580 Ma ;

- refroidissement régional aux environs de 570-560 Ma ;

intrusion post-tectonique de la Diorite de Saint-Brieuc aux environs de 530-540 Ma.

Le domaine de Guingamp est affecté par un métamorphisme dans la partie supérieure du faciès des amphibolites, aucun gradient régional n'étant perceptible. La déformation observée, caractérisée par une foliation faiblement pentée (fig. 3), fut essentiellement acquise durant l'histoire subsolidus des migmatites et se localise à température décroissante (partie inférieure du faciès des amphibolites) dans la zone mylonitique en bordure du dôme de Brélidy (Le Goff *et al.*, 1994). Cette zone mylonitique est une faille normale (Le Goff *et al.*, 1994).

L'âge des protolithes comme l'âge du métamorphisme des migmatites de

Guingamp est pour l'instant inconnu. Nous supposons que les migmatites dérivent de grauwackes à intercalations de phtanites ("Briovérien inférieur") et nous savons que les migmatites étaient refroidies lors de l'intrusion de la Diorite de Saint-Brieuc (Hébert, 1995), aux environs de 530 Ma (Hébert *et al.*, 1993). De nombreux leucogranites sont associés aux migmatites, et ces leucogranites enclavent et rétro-morphosent des panneaux du Gabbro de Squiffiec, ayant cristallisé aux environs de 580 Ma. La fusion partielle a donc eu lieu entre 570 et 540 Ma.

Le contact entre les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp sépare les métavolcanites de la Formation de Lanvallon et le Gabbro de Squiffiec (domaine de Saint-Brieuc) des Migmatites de Guingamp (domaine de Guingamp). Sur le terrain, le contact est, en grande partie, masqué par des intrusions leucogranitiques et les pegmatites associées. De ce fait, la déformation au

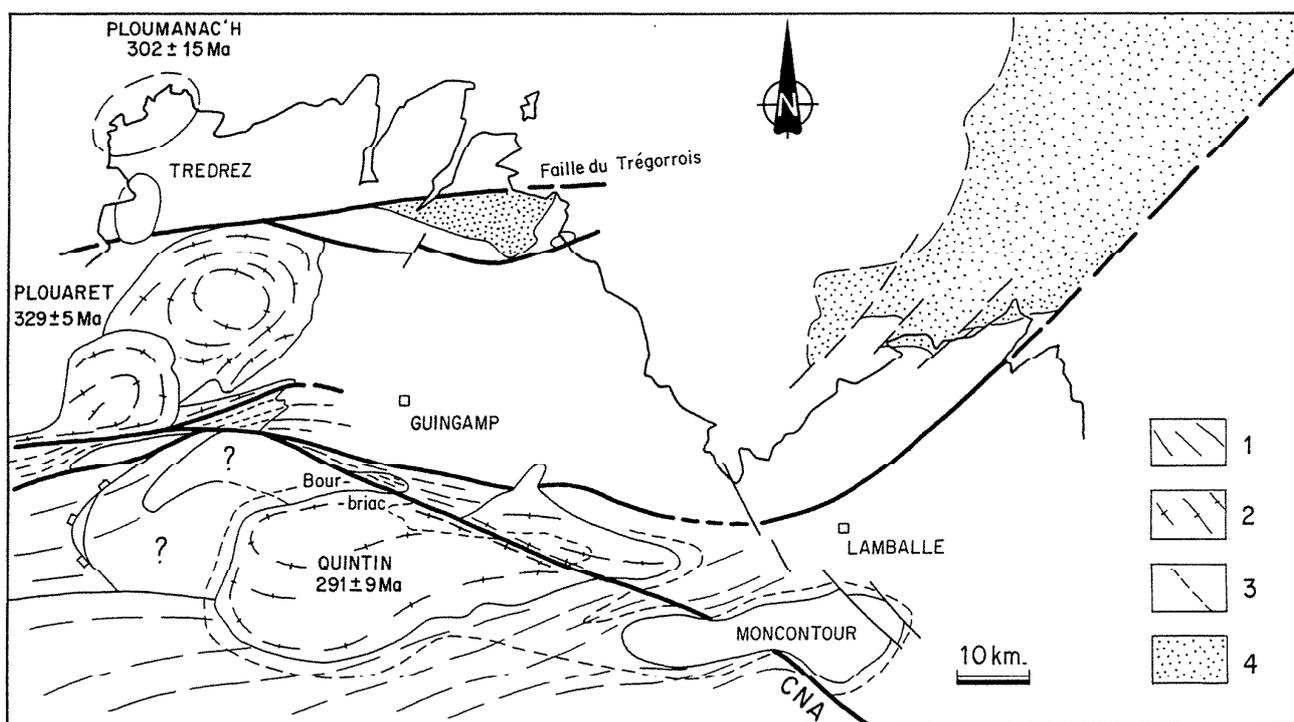


Fig. 10. - Cadre géologique des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp: structures hercyniennes.

Cette carte représente les structures internes, lorsqu'elles sont connues, des granitoïdes varisques (Ploumanac'h : Barrière, 1976 ; Plouaret : Guillet, 1981 ; Quintin : Beurrier *et al.*, 1979), ainsi que la répartition et l'orientation de la schistosité hercynienne. On notera que cette schistosité n'affecte le domaine étudié qu'à proximité du cisaillement nord-armoricain, et qu'en particulier les "séries rouges" (Ordovicien inférieur) en sont totalement exemptes.

1 : trace de la foliation hercynienne dans les formations protérozoïques et paléozoïques ; 2 : trace de la foliation dans les granitoïdes hercyniens ; 3 : limite externe de l'aurole de métamorphisme de contact des granitoïdes hercyniens (lorsqu'elle est documentée) ; 4 : "Séries Rouges" (Ordovicien inférieur). CNA: cisaillement nord-armoricain.

Fig. 10. - Variscan structures in the Saint-Brieuc and Guingamp domains.

Shown on this map are the internal structures of the Variscan granites (Ploumanac'h: Barrière, 1976; Plouaret: Guillet, 1981; Quintin: Beurrier *et al.*, 1979) and the areal distribution and mean strike of the Variscan foliation. This latter is mainly developed along the North Armorican Shear Zone. By contrast, note that the outcrops of the "Red Bed series" (Lower Ordovician) are undeformed.

1: trace of the Variscan foliation in the Proterozoic and Palaeozoic formations; 2: trace of the foliation in the Variscan granites; 3: extent of the contact aureole around the Variscan granites (where known); 4: "Red Bed series" (Lower Ordovician). CNA: North Armorican Shear Zone.

contact n'est que rarement observable. Cette déformation est marquée par des mylonites dans lesquelles les critères cinématiques indiquent un mouvement en faille normale vers l'est (Le Goff *et al.*, 1994). Ce déplacement est relativement tardif dans l'histoire du contact, car les mylonites se développent à température décroissante, essentiellement aux dépens des Migmatites de Guingamp. L'intrusion du Gabbro de Squiffiec (environ 580 Ma) est antérieure à synchrone de la déformation dans la Formation de Lanvollon, cette dernière déformation étant probablement le témoin du chevauchement du domaine de Saint-Brieuc sur celui de Guingamp. Par la suite, ce contact est repris par une intense déformation ductile en faille normale, pendant laquelle se mettent en place de nombreuses pegmatites et leucogranites.

Le contact entre les Formations de Lanvollon et d'Yffiniac est marqué par

une zone mylonitique majeure, qui a été appelée zone de cisaillement d'Hillion (ZCH sur la figure 9) (Balé et Brun, 1983 et 1989 ; Roach *et al.*, 1990 ; Strachan et Roach, 1990) Dans cette zone mylonitique, la foliation, fortement pentée, porte une linéation d'éirement à fort plongement vers le NNE. L'existence d'une discontinuité du degré de métamorphisme de part et d'autre de ce contact a été établie par Hébert (1993), la différence de pression étant de l'ordre de 3-4 kbar. Tous les auteurs s'accordent sur le fait que ce contact est recoupé par la Diorite de Saint-Brieuc, autrement dit qu'il est antérieur à environ 540-530 Ma.

Le contact entre le domaine de Saint-Brieuc et la Formation de Lamballe sépare les roches basiques et ultrabasiques de la Formation d'Yffiniac et la Diorite de Coëtmeux des volcanites de la Formation de Château-Serein et des séries grauwackeuses à phanites inter-

stratifiées de la Formation de Lamballe. Aux différences lithologiques, s'ajoute une discontinuité métamorphique : aux paragenèses de haute température observées tant dans la Diorite de Coëtmeux que dans la Formation d'Yffiniac s'opposent les assemblages de basse température dans les Formations de Château-Serein et Lamballe. La différence pourrait être de l'ordre de 5 kbar et 400°C. La géométrie, la cinématique ainsi que l'âge de ce contact restent encore à étudier en détail.

Contraintes sur l'évolution tectonique de la chaîne cadomienne

L'évolution tectono-métamorphique de la chaîne cadomienne marque en fait la fin de l'histoire d'une zone de subduction ayant probablement fonctionné durant au moins 200 Ma, les premières

manifestations magmatiques identifiées ayant lieu vers 750 Ma (Formation de Port Morvan : Egal *et al.*, 1996), et le magmatisme se poursuivant jusqu'à la limite Protérozoïque - Cambrien.

Situation anté-épaississement

Dans le secteur étudié, la situation initiale, antérieure à l'épaississement, fait l'objet de plusieurs modèles. Tout d'abord, les volcanites de la Formation de Lanvollon (590 Ma) pourraient représenter soit la partie supérieure d'une croûte océanique, éventuellement développée dans un bassin marginal (selon l'hypothèse de Balé et Brun, 1983), soit des édifices volcaniques dans un bassin extensif se développant sur une croûte continentale épaissie (Cabanis *et al.*, 1986 et 1987) ou un arc précoce (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990), ou encore en position arrière-arc sur un socle continental (Chantraine *et al.*, 1988 ; Rabu *et al.*, 1990). Ensuite, la Formation d'Yffiniac (600 Ma) pourrait être le témoin (1) de la partie basale de la croûte océanique dans l'hypothèse de Balé et Brun (1983), (2) des parties profondes, à caractère cumulatif, d'ensembles magmatiques dont les volcanites de Lanvollon seraient l'expression superficielle, ou encore (3) un fragment composite d'un autre domaine paléogéographique.

L'orogénèse cadomienne peut donc être considérée comme résultant du raccourcissement d'un bassin marginal lors d'une collision arc-continent (Balé et Brun, 1983), soit du raccourcissement d'un bassin extensif sur une croûte continentale épaissie (Cabanis *et al.*, 1986 et 1987) ou un arc insulaire (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990), soit encore du "collage oblique" de blocs exotiques (Brown, 1995). A cet égard, nous soulignerons ici que les Formations de Lanvollon et de Binic prennent place dans un bassin dont le substratum est remanié sous forme d'intercalations conglomératiques (conglomérat de Cesson : Barrois, 1895), ce dernier étant constitué de granitoides âgés d'environ 650-670 Ma (Guerrot et Peucat, 1990). Au moment de la sédimentation de la Formation de Binic, ce substratum n'est plus affleurant (au moins à proximité), mais l'abondance des grauwackes montre qu'un domaine volcano-plutonique (en l'occurrence le domaine du Trégor : Dabard, 1996) est alors largement érodé.

En outre, de rares intercalations de tuffites acides suggèrent une poursuite du volcanisme durant la sédimentation. Ces caractéristiques nous paraissent avant tout compatibles avec un modèle suivant lequel le domaine de Saint-Brieuc représente un bassin extensif établi sur un arc précoce, mais ne permettent, à l'échelle du secteur étudié, de déterminer ni la position ni le plongement de la zone de subduction.

Epaississement et évolution post-épaississement

La tectonique en compression entraîne le raccourcissement du "bassin de Lanvollon", se traduisant en particulier par son chevauchement sur sa marge méridionale (domaine de Guingamp). Dans le domaine de Saint-Brieuc, le plissement généralisé des séries volcano-sédimentaires (Formations de Lanvollon et de Binic) s'accompagne d'une schistosité à fort pendage. Le gradient géothermique élevé est localement perturbé par les intrusions de gabbros-diorites (Squiffiec, Saint-Quay), dont le caractère syncinématique permet de dater la déformation aux environs de 580 Ma. Dans le domaine de Guingamp, l'épaississement conduit au développement de la fusion partielle aux dépens des grauwackes. Les liquides granitiques sont collectés sous forme de petites intrusions leucogranitiques tandis que les liquides pegmatitiques associés viennent s'accumuler sous le Gabbro de Squiffiec. Le raccourcissement s'accompagne d'un épaississement de la croûte, dont la valeur peut être estimée grâce aux migmatites de Guingamp (environ 20 km). Etant donné que le domaine de Saint-Brieuc était préalablement aminci, le raccourcissement conduit à un épaississement "modéré" (ayant cependant pu doubler l'épaisseur initiale de la croûte).

L'histoire post-épaississement est marquée par l'exhumation des roches métamorphiques, bien qu'il soit en général difficile d'en mesurer les étapes, sinon par leur refroidissement aux environs de 570-560 Ma. En tout état de cause, l'exhumation des formations métamorphiques était déjà largement achevée lors de l'intrusion de la Diorite de Saint-Brieuc (environ 530-540 Ma), qui y développe un métamorphisme de contact (Hébert, 1995). L'exhumation des Migmatites de Guingamp est partiellement

accommodée par un dôme extensif (dôme de Bréildy), dans lequel les déformations deviennent de plus en plus localisées et ont lieu à température décroissante (Le Goff *et al.*, 1994). Le contact entre les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp est alors recoupé par des pegmatites et des leucogranites, qui en masquent la cinématique.

Origine et signification du métamorphisme

L'absence de reliques de paragenèses métamorphiques de haute pression - basse température indique que, même au début de l'histoire du domaine étudié, le gradient géothermique était élevé. En conséquence, les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp ne représentent pas une paléo-zone de subduction ou les stades précoces d'une collision continentale de type alpin-himalayen. L'histoire métamorphique révèle par contre l'existence d'un gradient géothermique élevé, qui est compatible avec une situation de type bassin marginal ou arc volcanique. Bien que ce dernier environnement nous paraisse rendre compte de la plupart des observations, nous ne saurions sous-estimer la complexité de l'histoire de l'arc volcanique, parce que les étapes précoces (entre 750 et 620 Ma) de cette histoire nous échappent encore largement, et parce que l'épisode le mieux représenté dans le secteur étudié correspond vraisemblablement à l'ouverture tardive (environ 590 Ma) d'un bassin ("bassin de Lanvollon") au sein de l'arc volcanique. En conclusion, le métamorphisme cadomien se développe durant le raccourcissement d'un arc volcanique, se traduisant en particulier par le chevauchement du "bassin de Lanvollon" sur le domaine de Guingamp.

Perspectives

Les conclusions précédentes sont susceptibles d'être améliorées. Deux axes de recherche nous paraissent à cet égard prometteurs. En premier lieu, l'histoire P-T des migmatites de Guingamp devrait pouvoir encore être précisée, comme le laissent présumer des découvertes récentes (Le Goff et Ballèvre, 1996). Ensuite, les modalités de l'exhumation de la Formation d'Yffiniac ne pourront être clairement définies qu'après une analyse de l'histoire tectono-métamorphique de la partie orientale de la baie de Saint-Brieuc.

Liste des abréviations

Ab : albite ; Act : actinote ; And : andalousite ; Bt : biotite ; Chl : chlorite ; Cm : cummingtonite ; Cpx : clinopyroxène ; Crd : cordiérite ; Czo : clinozoisite ; Ep : épidote ; Grt : grenat ; Hbl : hornblende ; Kfs : feldspath potassique ; Ky : disthène ; L : liquide ; Ms : muscovite ; Opa : opaque ; Opx : orthopyroxène ; Pl :

plagioclase ; Prh : prehnite ; Prl : pyrophyllite ; Qtz : quartz ; Sil : sillimanite ; St : staurotite ; Ttn : titanite (sphène) ; V : vapeur.

Remerciements

Cette note est une synthèse des travaux effectués dans le cadre du Programme Cadomien, associant BRGM

et Université de Rennes. En particulier, K. Hébert a bénéficié d'une bourse BRGM durant sa thèse, tandis que E. Le Goff a travaillé dans le cadre du lever des feuilles Guingamp et Pontrieux - Etables-sur-Mer de la Carte Géologique de France à 1/50 000. Les auteurs remercient pour leur lecture critique du manuscrit B. Auvray, J.P. Brun, E. Egal, J.M. Lardeaux et K. Schulman.

Références

- Arnaud G. (1980) - L'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay - Pontrieux (Côtes du Nord). Thèse Doctorat 3ème cycle, Université Paris VI et Museum National Histoire Naturelle, 141p. (inédit).
- Ashworth G.R. (1972) - Myrmekites of exsolution and replacement origins. *Geol. Mag.*, **109**, 45-62.
- Auvray B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse Doctorat Etat, Univ. Rennes, 681p.
- Balé P., Brun J.P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc. *C. R. Acad. Sci. Fr. (2)*, **297**, 359-362.
- Balé P., Brun J.P. (1989) - Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *J. Structur. Geol.*, **11**, 391-405.
- Bambier A., Bos P., Chantraine J., Chauris L., Garreau J., Guillet P., Herrouin Y., Hirbec Y., Lulzac Y., Mulot B. (1984) - Notice explicative de la feuille Belle-Isle-en-Terre à 1/50 000 BRGM. Orléans, 64 p.
- Barrat J.A. (1986) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du Domaine Nord-Armoricain : géochimie de l'intrusion de Saint-Quay. *Hercynica*, **11**, 125-133.
- Barrière M. (1976) - Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Ploumanac'h (Bretagne). *Bull. BRGM, Fr.*, Section I, n° 3, 247-295.
- Barrois C. (1895) - Sur les poudingues de Cesson (Côtes-du-Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **23**, 26-29.
- Barrois C. (1896) - Notice explicative de la feuille de Saint-Brieuc (n° 59 de la carte Géologique de la France à 1/80 000), 1^{re} édition.
- Barrois C. (1903) - Le massif du Montez-Bié (Côtes-du-Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **3**, 193-198.
- Barrois C. (1934) - Notes sur le gisement des staurotides en Bretagne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **59**, 29-65.
- Barrow G. (1893) - On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeastern Highlands of Scotland, and its accompanying metamorphism. *Quarterly J. Geol. Soc. London*, **49**, 330-358.
- Binns R.A. (1965) - The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales. I: Hornblendes. *Mineral. Mag.*, **35**, 306-326.
- Binns R.A. (1968) - Hydrothermal investigations of the amphibolite-granulite facies boundary. *Geol. Soc. Australia Spec. Publ.*, **2**, 341-344.
- Beurier M., Blès J.L., Gros Y., Lozes J., Marot A. (1979) - Etude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin. Pétrographie, géochimie, fracturation. *Bull. BRGM, Fr.*, Section n° 4, 317-336.
- Bohlen S.R., Liotta J.J. (1986) - A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *J. Petrol.*, **27**, 1025-1034.
- Brown M. (1979) - The petrogenesis of the St Malo migmatite belt, Armorican Massif, France, with particular reference to the diatexites. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, **135**, 48-74.
- Brown M. (1995) - The late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France): distortion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Géologie de la France*, n° 3, 3-22.
- Brun J.P., Balé P. (1990) - Cadomian tectonics in northern Brittany. In "The Cadomian Orogeny" (D'Lemos R.S., Strachan R.A. et Topley C.G. eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **51**, 95-114.
- Brun J.P., Martin H. (1978) - Relations métamorphisme - déformation au cours de l'évolution géodynamique d'un dôme migmatitique : le massif de Saint Malo (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **20**, 91-101.
- Cabanis B., Chantraine J., Rabu D. (1986) - Etude géochimique du volcanisme briovérien (Protérozoïque supérieur) du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2) **303**, 51-56.
- 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. In "Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites" (Beckinsale R.D. et Rickard D. eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **33**, 525-539.
- Chantraine J. (1966) - Etude géologique du briovérien à l'Ouest de Saint-Brieuc. Thèse Doctorat 3ème cycle, Université de Paris, 89p.
- Chantraine J., Chauvel J.J., Balé P., Denis E., Rabu D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur terminal) et l'orogène cadomien en Bretagne (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8) IV, 815-829.
- Chauris L. (1969) - Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C. R. Acad. Sci. Fr. (D)*, **68**, 2859-2861.

- Chauris L. (1990) - La ceinture de serpentinites chromifères de Bretagne septentrionale et son appartenance au Briovérien. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **311**, 965-970.
- Chauris L. (1994) - Contribution à la minéralogie de l'Ouest de la France. XII. Le granite de Plouha et sa bordure (Côtes d'Armor). *Bull. Soc. Sci. Natur. Ouest Fr.*, nouvelle série, 16, 50-54.
- Cogné J. (1959) - Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France: Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes du Nord) *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), I, 112-118.
- Cogné J. (1962) - Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IV, 413-430.
- Cogné J. (1964) - Le Pentévrien et le Briovérien de la baie de Saint-Brieuc. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol., Hydrol.*, **73**, 222-223.
- Cogné J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fin-précambriens. Actes du Colloque International sur les Corrélatons du Précambrien, Colloque International CNRS, 192, 193-218.
- Cogné J. (1976) - Carte géologique (sans notice explicative) de la feuille Saint-Brieuc (N° 59 de la Carte Géologique de la France à 1/80 000) (3ème édition).
- Colombi A. (1989) - Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). *Mém. Géol. Lausanne*, 4, 216 p.
- Dabard M.P. (1989) - Les formations du Briovérien inférieur de Bretagne nord : apport de l'étude des fragments volcaniques. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2) **308**, 1167-1170.
- Dabard M.P. (1990) - Lower Brioverian formations (Upper Proterozoic) of the Armorican Massif (France): geodynamic evolution of source areas revealed by sandstone petrography and geochemistry. *Sedimentary Geol.*, **69**, 45-58.
- Dabard M.P. (1996) - Les formations à cherts carbonés (phanites) de la chaîne cadomienne. Genèse et signification géodynamique. Exemple du Massif armoricain. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Rennes I, 270 p.
- Dallmeyer R.D., Strachan R.A., D'Lemos R.S. (1991) - Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the Baie de Saint-Brieuc (North Brittany, France): evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Canad. J. Earth Sci.*, **8**, 762-773.
- de Brun P. (1911) - Essai de minéralogie du département des Côtes-du-Nord. *Bull. Soc. Sci. Médic. Ouest*, **20**, 136-207.
- de Fourcy E. (1844) - Carte géologique des Côtes-du-Nord. Imprimerie de Fain et Thunot, Paris.
- Denis E. (1988) - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : nature, mise en place et évolution. Mémoires Documents Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Sociés, 18, 263 p.
- Denis E., Dabard M.P. (1988) - Sandstone petrography and geochemistry of Late Proterozoic sediments of the Armorican Massif. A key to basin development during the Cadomian orogeny. *Precambrian Research*, **42**, 189-206.
- Diesler E., Doré F., Dupret I., Gresselin F., Le Gall J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8) IV, 801-814.
- Dupret L., Dissler E., Doré F., Gresselin F., Le Gall J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In "The Cadomian Orogeny" (D'Lemos R.S., Strachan R.A. et Topley C.G. eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **51**, 115-131.
- Egal E., Guerrot C., Le Goff E., Thiéblemont D., Chantraine J. (1996) - The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). In "Avalonian and related peri-Gondwanan terranes of the circum-north Atlantic" (Nance E.D. and Thompson M.D. eds), *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **304**, 281-318.
- Egal E., Le Goff E., Guennoc P., Lebre P., Thiéblemont D., Hallegouët B., Callier L., Carn A. (avec la collaboration de Alsac C., Chauvel J.J., Dabard M.P., Guerrot C.) (sous presse) - Notice explicative de la carte Pontrieux - Etables-sur-Mer à 1/50 000. BRGM, Orléans.
- Eskola P. (1920) - The mineral facies of rocks. *Norsk Geol. Tidsskrift*, **6**, 143-194.
- Eskola P. (1939) - Die metamorphen Gesteine. In "Die Entstehung der Gesteine" (Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P.), Springer-Verlag, Berlin, 263-407.
- Fabriès J., Conquéré F., Arnaud G. (1984) - The mafic silicates in the St Quay Portrieux gabbro-diorite intrusion: crystallisation condition of a calc-alkaline pluton. *Bull. Minéral.*, **107**, 715-736.
- Fabriès J., Arnaud G., Conquéré F. (1985) - Paragenèses à biotite-cordierite-anthophyllite dans l'auréole métamorphique du pluton gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes du Nord). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8) I, 435-440.
- Graham C.M., Powell R. (1984) - A garnet-hornblende thermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. *J. Metamorphic Geol.*, **2**, 13-31.
- Guerrot C., Peucat J.J. (1990) - U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic Cadomian Orogeny in the northern Armorican Massif, France. In "The Cadomian Orogeny" (D'Lemos R.S., Strachan R.A. et Topley C.G. eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **51**, 13-26.
- Guillet P. (1981) - Les granites de Guérande et de Plouaret (Massif armoricain). Aspects structuraux et cinématiques de leur mise en place. Thèse Doctorat 3ème cycle, Université de Nantes, 162 p.
- Graviou P., Peucat J.J., Auvray B., Vidal P. (1988) - The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, IV, 1-13.
- Hallot E. (1988) - Magmatisme cadomien nord-armoricain: exemple du massif gabbro-dioritique de Plouvara-Squiffiec. Diplôme Etudes Approfondies, Univ. Rennes I, 47p. (inédit).
- Hallot E. (1993) - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (massifs de Fort La Latte et de St Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. *Mém. Géosciences Rennes*, 49, 331p.
- Harte B., Hudson N.F.C. (1979) - Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in E Scotland. In "The Caledonides of the British Isles - Reviewed" (Harris A.L., Holland C.H., Leake B.E. eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **2**, 323-337.
- Hébert E. (1885-1886) - Phyllades de Saint-Lô et conglomérats pourprés dans le Nord-Ouest de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3) 14, 713-774.

- Hébert R. (1993) - Evolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Document BRGM, n° 228, 356p.
- Hébert R. (1995) - Evidence for multiple high-T metamorphism and regional migmatization within the Cadomian belt of northern Brittany, France. *J. Geol. Soc. London*, **15**, 213-216.
- Hébert R., Ballèvre M. (1993) - Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern Brittany (France): constraints on low pressure metamorphism. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **164**, 215-228.
- Hébert R., Hallot E., Guerrot C., Chantraine J. (1993) - New structural, petrological and radiometric constraints within the Cadomian belt: chronology of events in the baie de Saint-Brieuc, Northern Armorican Massif (France). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2) **316**, 395-401.
- Jeannette D., Cogne J. (1971) - Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la Baie de Saint-Brieuc. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2) **266**, 2211-2214.
- Johannes W. (1985) - The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In "Migmatites" (Ashworth J.R. ed), Blackie, London, 36-85.
- Kohn M.J., Spear F.S. (1990) - Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Amer. Mineral.*, **75**, 89-96.
- Lacroix A. (1893) - Minéralogie de la France et de ses colonies (tome I). Librairie Polytechnique Béranger, Paris, 719p.
- Leake B.E. (1965) - The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In "Controls of metamorphism" (Pitcher W.S. et Flinn G.W. eds), Oliver and Boyd, Edinburgh, 299-318.
- Lees G.J., Roach R.A., Shufflebotham M.M., Griffiths N. (1987) - Upper Proterozoic basaltic volcanism in the Northern Massif Armorican, France. In "Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites" (Beckinsale R.D., Rickard D. eds). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **33**, 503-523.
- Le Fur Y. (1978) - Les minéralisations volcano-sédimentaires de Trémuson (Côtes-du-Nord). *Chronique de la Recherche Minière*, **445**, 70-76.
- Le Fur Y. (1980) - Les minéralisations volcano-sédimentaires du Briovérien de la baie de Saint-Brieuc, district de Trémuson (Côtes-du-Nord, France). *Chronique de la Recherche Minière*, **453**, 34-37.
- Le Gall J., Barrat J.A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain: l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géologie de la France*, n° 1, 3-22.
- Le Goff E., Ballèvre M. (1996) - Migmatites à staurotide dans la chaîne cadomienne : implications régionales de l'évolution rétrograde quasi-isobare. Réunion des Sciences de la Terre, XVI, Orléans, Société Géologique France ed., p. 90.
- Le Goff E., Egal E., Chantraine J. (1994) - Structures et champ de déformation dans la chaîne cadomienne à l'Ouest de la Baie de Saint-Brieuc (Nord du Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci. Fr.* (2) **319**, 231-238.
- Liou J.G., Kuniyoshi S., Ito K. (1974) - Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basalt system. *Amer. J. Sci.*, **274**, 613-632.
- Miyashiro A. (1961) - Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Moody J.B., Meyer D., Jenkins J.E. (1983) - Experimental characterization of the greenschist / amphibolite boundary in mafic systems. *Amer. J. Sci.*, **283**, 48-92.
- Pierrot R., Chauris L., Laforêt C. (1975) - Inventaire minéralogique de la France n° 5 : Côtes-du-Nord. Bureau de recherches Géologiques et Minières, Paris, 220p.
- Powell R., Holland T. (1990) - Calculated equilibria in the system KFMASH. *Amer. Mineral.*, **75**, 367-380.
- Pruvost P., Waterlot G. (1941) - Notice explicative de la feuille Saint-Brieuc (n° 59 de la Carte Géologique de la France à 1/80 000), 2^{ème} édition.
- Raase P. (1974) - Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, 231-236.
- Rabu D., Chauvel J.J., Chantraine J. (1982) - Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain. Etude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en Baie de Saint-Brieuc et dans le Pays de Lamballe (Côtes-du-Nord). Rapport du BRGM (82 SGN 351 PAL).
- Rabu D., Chauvel J.J., Chantraine J. (1983) - Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en Baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricain). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 615-621.
- Rabu D., Chantraine J., Chauvel J.J., Denis E., Balé P., Bardy P. (1990) - The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif. In "The Cadomian Orogeny" (D'Lemos R.S., Strachan R.A. et Topley C.G. eds), *Geol. Soc. London Spec. Public.*, **51**, 81-94.
- 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 "The Cadomian Orogeny" (D'Lemos R.S., Strachan R.A. et Topley C.G. eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **51**, 41-67.
- Ryan P.D., Roach R.A. (1975) - The Brioverian - Pentevrian boundary at Palus Plage (Armorican Massif, France). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, (100) **7**, 1-20.
- Schumacher J.C., Hollocher K.I., Robinson P., Tracy R.J. (1990a) - Progressive reactions and melting in the Acadian metamorphic high of central Massachusetts and southwestern New Hampshire, USA. In "High-temperature metamorphism and crustal anatexis" (Ashworth J.R. et Brown M. eds), *Mineral. Soc. Series*, **2**, 198-234.
- Schumacher R., Schenk V., Raase P., Vitanage P.W. (1990b) - Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the Highland Series of Sri Lanka. In "High-temperature metamorphism and crustal anatexis" (Ashworth J.R. et Brown M. eds), *Mineral. Soc. Series*, **2**, 235-271.
- Spear F.S. (1981) - An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. J. Sci.*, **281**, 697-734.
- Strachan R.A., Roach R.A. (1990) - Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. In "The Cadomian Orogeny" (D'Lemos R.S., Strachan R.A. et Topley C.G. eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **51**, 133-150.
- Strachan R.A., Treloar P.J., Brown M., D'Lemos R.S. (1989) - Cadomian terrane tectonics and magmatism in the Armorican Massif. *Geol. Soc. London Bull.*, **146**, 423-426.
- Thompson A.B., Algor J.R. (1977) - Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2 - NaAlO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 247-269.

