

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

GUINGAMP

par

E. ÉGAL, É. LE GOFF, P. LEBRET

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président J. MERCIER

Vice-Président P. LEDRU

Secrétaire Général D. VASLET

Membres J.P. BRUN
J. CHANTRAINE
J. DUBREUILH
P. GUENNOC
F. GUILLOCHEAU
P. JUIGNET
J.M. LARDEAUX
P. ROSSI

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
GUINGAMP À 1/50 000**

par

E. ÉGAL, É. LE GOFF, P. LEBRET

avec la collaboration de

**J.-A. BARRAT, A. CARN, J. CHANTRAINE, A. COCHERIE
C. GUERROT, B. HALLÉGOUËT, J.-L. MONNIER**

1999

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : ÉGAL E., LE GOFF É., LEBRET P. (1999) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Guingamp (242). Orléans : BRGM. Notice explicative par E. Égal, É. Le Goff, P. Lebre, et collab. (1999), 148 p.

– *pour la notice* : ÉGAL E., LE GOFF É., LEBRET P. avec la collaboration de BARRAT J.-A., CARN A., CHANTRAINE J., COCHERIE A., GUERROT C., HALLÉOUËT B., MONNIER J.-L. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Guingamp (242). Orléans : BRGM, 148 p. Carte géologique par E. Égal, É. Le Goff, P. Lebre (1999).

© BRGM, 2000. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1242-0
5055 - Les Presses du Val de Loire

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	7
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LA CHAÎNE CADOMIENNE</i>	14
<i>LES GRANDES UNITÉS DE L'OROGÈNE CADOMIEN</i>	20
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	24
DESCRIPTION DES TERRAINS	25
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR – PALÉOZOÏQUE BASAL</i>	25
Unités cadomiennes (Briovérien)	25
Intrusions tardi-cadomiennes (Cambrien)	42
<i>PALÉOZOÏQUE (POST-CAMBRIEN)</i>	51
Formations sédimentaires	51
Roches plutoniques	53
Filons	58
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRE</i>	62
Altérites	64
Dépôts de versant	73
Dépôts fluviatiles et lacustres	75
Dépôts éoliens	79
Dépôts anthropiques	82
CORRÉLATIONS ENTRE ANOMALIES GÉOPHYSIQUES ET FORMATIONS GÉOLOGIQUES	82
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	84
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	91
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	107
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	114
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	114

	Pages
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	115
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	119
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	121
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	123
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	123
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	125
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	139
AUTEURS	139
ANNEXES	
<i>ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES DE MIGMATITES (1192) D'AMPHIBOLITES INCLUSES DANS LES MIGMATITES (27,117) ET D'AMPHIBOLITES (193,213, 317, 1184) PROVENANT DE LA FORMATION DE LANVOLLON (tabl. A1)</i>	142
<i>ANNEXE 2 : ANALYSES À LA MICROSONDE REPRÉSENTATIVES DE L'AMPHIBOLE DE GUINGAMP. ASSEMBLAGE PLAGIOCLASE, AMPHIBOLE, QUARTZ, ILMÉNITE, SPHÈNE (tabl. A2)</i>	143
<i>ANNEXE 3 : ANALYSES À LA MICROSONDE REPRÉSENTATIVES DE L'AMPHIBOLE PLAGIOCLASE, CLINOPYROXÈNE, QUARTZ ET SPHÈNE (provenance Saint-Péver) (tabl. A3).</i>	144
<i>ANNEXE 4A : ANALYSES CHIMIQUES DES GABBROS ET DIORITES DE L'INTRUSION DE PÉDERNEC (tabl. A4a)</i>	145
<i>ANNEXE 4B : ANALYSES CHIMIQUES DU MATÉRIEL DIORITIQUE DE L'INTRUSION DE MOUSTÉRU (tabl. A4b)</i>	146
<i>ANNEXE 5 : CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER (dépliant)</i>	147
<i>ANNEXE 6 : CARTE DE L'ANOMALIE DU CHAMP TOTAL RÉDUIT AU PÔLE (dépliant)</i>	148

Liste des figures

Fig. 1 - La Chaîne cadomienne nord-armoricaine	10
Fig. 2 - Carte géologique synthétique de la Chaîne cadomienne en Bretagne Nord	12
Fig. 3 - Modélisation gravimétrique 2,5 D le long d'un profil à travers la Chaîne cadomienne de Bretagne Nord	18
Fig. 4 - Profil de modélisation magnétique à travers la Chaîne cadomienne de Bretagne Nord	28

	Pages
Fig. 5 - Histogramme de distribution des âges en fonction du nombre de rapports isotopiques conservés pour les zircons du gabbro de Squiffiec	34
Fig. 6 - Diagramme $Pb = f(Th^*)$ pour les monazites du leucogranite de Plouizy	46
Fig. 7 - Diagramme Concordia U-Pb pour les monazites du leucogranite de Plouisy (DPLOU1)	49
Fig. 8 - Disposition schématique des formations superficielles de la carte Guingamp	65
Fig. 9 - Représentation schématique d'un profil d'altération	66
Fig. 10 - Courbes enveloppes et faisceaux granulométriques des différentes formations superficielles du massif de Quintin	68
Fig. 11 - Spectre de terres rares normé aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grevesse, 1989) pour un échantillon de leucogranite de Plouisy	90
Fig. 12 - Carte des structures, champs de déformation et cinématiques	94
Fig. 13 - Coupes à travers l'Unité de Guingamp	98
Fig. 14 - Conditions pression-température des formations métamorphiques cadomiennes	100
Fig. 15 - Granite du Leslay et minéralisation tungstène (W), étain (Sn)	124

Liste des tableaux

Tabl. 1 - Données isotopiques sur les zircons de la diorite de Squiffiec	35
Tabl. 2 - Analyses à la microsonde électronique sur monazites (Plouizy)	47
Tabl. 3 - Résultats analytiques pour les monazites du leucogranite de Plouisy (DPLOU1)	48
Tabl. 4 - Table simplifiée de la chronologie de la fin du Tertiaire et du Quaternaire en domaine continental pour l'Europe du Nord-Ouest	63
Tabl. 5- Les minéraux lourds du massif de Quintin	70
Tabl. 6 - Captages A.E.P. de la feuille Guingamp	116
Tabl. 7 - Analyse statistique des résultats des forages du socle	118

RÉSUMÉ

La coupure Guingamp de la carte géologique à 1/50 000 de la France, située dans le département des Côtes-d'Armor, s'intègre en grande partie dans un ensemble géologique du Nord du Massif armoricain qui se suit depuis le Trégor jusqu'au Cotentin et se poursuit sous le bassin de Paris. Cet ensemble représente une ancienne chaîne de montagne dite « cadomienne » (du nom latin de Caen : Cadomus) vieille d'environ 600 Ma (avant l'ère primaire) et maintenant érodée. Cette chaîne regroupait également à cette époque (l'océan Atlantique n'était pas encore ouvert) des terrains du Canada oriental, d'Angleterre, d'Irlande, d'Espagne et de Bohême. Le Nord-Est de la coupure Guingamp est caractérisée par un magmatisme cadomien (gabbros, tonalites, roches volcaniques) qui est en partie interprété comme le témoin d'une région autrefois à l'aplomb d'une zone où les fonds océaniques disparaissent sous les continents (zone de subduction telle qu'on en observe actuellement au Japon ou dans les Andes). Dans le centre et l'Ouest de la carte, l'abondance de migmatites et de granites témoignent de phénomènes de fusion des roches résultant du déplacement et de l'empilement tectoniques des unités géologiques lors de la formation de la Chaîne cadomienne.

Le Sud de la carte est occupé par la partie septentrionale du vaste massif granitique de Quintin. Celui-ci s'est mis en place vers - 300 Ma (ère primaire) le long d'une zone faillée s'étendant d'Est en Ouest à travers toute la Bretagne. Cette faille majeure, appelée « cisaillement nord-armoricain », est associée à l'édification de la partie occidentale de la Chaîne hercynienne européenne.

Les roches cadomiennes et hercyniennes sont maintenant fortement altérées. Cette altération s'est principalement produite sous climat chaud, à la fin de l'ère secondaire et au début de l'ère tertiaire (il y a environ 100 à 50 Ma).

Depuis 2 Ma, la région subit des alternances climatiques (périodes glaciaires et interglaciaires). Les périodes glaciaires ont provoqué le dépôt des lœss (très fins dépôts d'origine éolienne) qui donnent aujourd'hui les meilleures terres de culture pour la région.

ABSTRACT

The Guingamp geological map area in northern Brittany is underlain mainly by rocks of the Neoproterozoic (Brioverian) "Cadomian" block that constitutes a fragment of the North Atlantic Panafrican belt and extends through the northern part of the Armorican Massif from Brittany to Normandy. The structural units of this block are part of an evolving active margin shortened during the cadomian convergent tectonism.

Four Cadomian units are represented on the Guingamp map: the Saint-Brieuc, Guingamp, Yffiniac - Belle-Isle and St-Malo units. The Saint-Brieuc Unit underlies the northeastern part of the map area, where it is mainly represented by acid and basic metavolcanics of the *c.* 588 Ma Lanvollon Formation and pre- to syntectonic plutons (Squiffiec-Plouvara gabbro and tonalite) dated at *c.* 580 Ma; the basic metavolcanics exhibit continental tholeiitic affinities, but their geodynamic significance in the regional active margin context remains debatable as does that of the syntectonic plutons. Most of the central and western part of the map area is underlain by migmatite of the Guingamp Unit and late-Cadomian intrusions, including the Ploufragan granite and a well-developed leucogranite dated at *c.* 523 Ma. Basic and ultrabasic metamorphic rocks exposed within the Guingamp unit are partly considered as fragments of the Yffiniac - Belle-Isle Unit, dated at *c.* 600 Ma and interpreted as a tectonic slice of deep origin that may represent the trace of a possible oceanic suture. The St-Malo Unit is represented by small outcrops of detrital phanitic rocks.

The major penetrative deformation within the Saint-Brieuc Unit is characterized by a subvertical or steeply dipping foliation that formed under amphibolite facies conditions and evolves progressively from a NNW-SSE to a W-E orientation. The metavolcanics show an almost homogeneous deformation, whereas the plutons show a weak and heterogeneous deformation. Except in a few mylonitic zones, the structural features of the Saint-Brieuc Unit suggest an almost homogeneous strain of the flattening type.

Strain trajectories within the Guingamp Unit and late-Cadomian leucogranite intrusions evolve from north to south, defining an elongate N-S dome in the north and dominant domains of subhorizontal foliation alternating with zones of subvertical foliation in the south. Numerous shear criteria (shear bands) indicate normal movement (predominantly eastward) within the dome and the domains of subhorizontal foliation, and a dextral sense of shear within the zones of subvertical foliation; the dextral kinematics is compatible with the contemporaneous eastward extension. The deformation postdated the partial melting and accompanied the exhumation of the migmatite and the intrusion of the syntectonic leucogranite around 520 Ma; maximum metamorphic P-T conditions of the migmatite are estimated at nearly 6 kbar and 650°C.

Other Cadomian structures observed locally within these two Cadomian units include NE-SW to NW-SE-trending mylonitic shear zones, dipping 30-60° SE or SW, for which shear criteria indicate reverse movement to the NW or W. The interpretation of this kinematics is still debatable.

The southern part of the map area is underlain by the Variscan Quintin granite intrusion, which extends largely into the neighbouring map areas.

Dated at *c.* 290 Ma, this granite was emplaced along the North Armorican Shear Zone (NASZ), a major crustal structure represented in the southern and southwestern part of the map area by several dextral shear zones that translate Proterozoic and Paleozoic formations. The deformation associated with the NASZ disturbs and locally folds the Cadomian foliation trajectories.

The geological and geodynamic evolution of the region is poorly known from the end of the Paleozoic (around 250 Ma) until the last cold periods of the Middle Pleistocene. Nevertheless, the Cadomian and Variscan formations underwent extensive weathering that probably occurred mainly under hot climatic conditions during the Cretaceous and the Paleogene. The region was then subjected to alternating climatic conditions associated with the glacial and interglacial periods of the last 2 million years; the glacial periods were accompanied by the deposition of loess (wind-blown silt) which provides the best agricultural land in the region.

INTRODUCTION

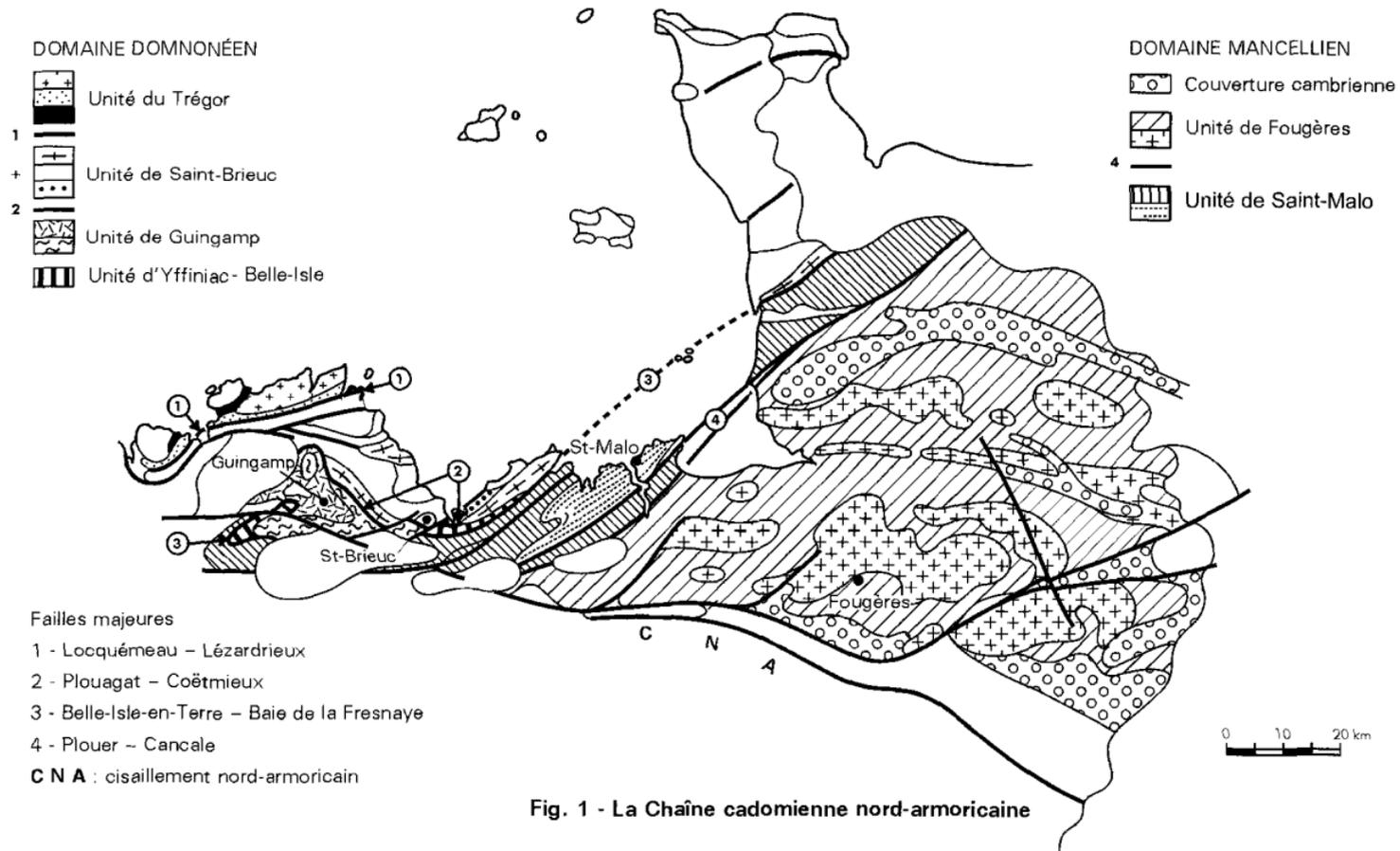
SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIE

La coupure à 1/50 000 de Guingamp est située dans le département des Côtes d'Armor, à l'WSW de la baie de Saint-Brieuc. Guingamp, sous-préfecture du département, représente la commune de loin la plus peuplée de la carte (près de 10 000 habitants). Les principales autres communes de la coupure sont, en ordre décroissant d'importance de population (d'après la carte IGN à 1/50 000 de 1985) : Ploumagoar (4 600 h), Pabu, Bourbriac, Grâces, Plélo, Plouagat, Plouisy, Saint-Agathon, Saint-Donan, Le Fœil, Châtelaudren, Lanrodec (1 000 h).

À ce jour, la grande majorité de la surface considérée est utilisée pour l'agriculture et l'élevage, des zones boisées non négligeables subsistant (forêt de Malaunay, bois de Kerauffret, bois d'Avaugour, bois Meur, bois de Coat-Liou) sur les terrains les plus pauvres (sols hypersiliceux, zones plates très mal drainées) ou les plus pentus.

Le territoire cartographié peut être dissocié en quatre ensembles morphologiques se caractérisant, en outre, par la nature lithologique du substrat rocheux :

– le premier occupe l'angle nord-est de la carte, entre le bois de Pommerit et Trégomeur. C'est une région plate, d'altitude comprise entre 85 et 105 m, qui appartient à une plate-forme qui s'exprime très clairement dans le paysage de tout l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc (Goëlo, Trégor). Elle correspond très approximativement sur la présente carte à l'aire de répartition de la Formation de Lanvollon ;



- le deuxième ensemble morphologique est un plateau au relief mou et mame-lonné qui traverse la feuille d'Est en Ouest, au Nord d'une ligne Landorec – Coadout. Les altitudes s'échelonnent entre 110 m et 150 m avec une pente générale de l'ensemble vers le Nord-Est. Sur la carte, cet ensemble s'étend sur la partie nord de l'Unité de Guingamp (leucogranites et migmatites), les petits points en relief correspondant souvent à des filons doléritiques ;
- le troisième ensemble morphologique est une série de crêtes ou de points hauts globalement alignés E-W le long d'un axe Boqueho – Saint-Adrien. Les altitudes de cette ligne de crête oscillent entre 200 et 280 m ; elle détermine deux versants (nord et sud) en pente assez forte et provoque un partage des eaux de surface qui se marque très nettement dans l'organisation du réseau hydrographique. Ces reliefs correspondent à une zone fortement tectonisée qui abrite un filon régional de quartz hydrothermal, discontinu et parfois décalé par des failles. Examinée dans le détail, cette zone fait apparaître l'existence de replats de petite taille vers 180 m d'altitude ;
- enfin, le quatrième et dernier ensemble correspond au tiers sud de la carte. C'est une région de collines et de pitons d'altitudes comprises entre 220 et 270 m, séparés par des glacis à pente faible situés entre 170 et 220 m. Les altitudes sont généralement plus faibles dans la partie orientale. La butte de Coat-Liou, de morphologie subcirculaire et de grande taille, constitue une anomalie morphologique bien visible dans le paysage. La nature quartzitique d'une partie du sous-sol pourrait expliquer cette morphologie. Ce type de relief isolé existe plus à l'Ouest sur la carte de Belle-Isle-en-Terre (Ménez-Bré ; Chantraine *et al.*, 1984) et a vraisemblablement constitué des inselbergs pendant le Tertiaire. Le reste de cette zone correspond approximativement à l'extension du granite de Quintin. La topographie engendrée par le substrat granitique est constituée de reliefs mous séparés par des glacis en faible pente qui correspondent respectivement aux sites où la roche est faiblement altérée et aux sites où les altérites sont épaisses et fauchées au sommet.

Le réseau hydrographique est complexe. Les deux principales rivières, le Trieux et le Leff, ont un écoulement orienté S-N, sécant aux différentes structures géologiques traversées. Ce fait laisse supposer, comme sur la carte Pontrieux – Étables-sur-Mer (Égal *et al.*, 1996a), que ces drains ont une origine relativement ancienne et se sont mis en place sur une paléosurface peu différenciée (glacis) descendant doucement vers la mer située au Nord. Le reste du réseau apparaît plus jeune ; il incise fortement les plateaux qui marquent les surfaces héritées précédemment évoquées. L'orientation et la densité des thalwegs sont fortement contrôlées par la structure et la lithologie du substrat rocheux. Ainsi, la bande E-W de quartz, qui traverse la carte, détermine une distribution organisée en deux sous-bassins versants. De même, les tracés en baïonnette de certains écoulements (par exemple : ruisseau du Moulin, Toul An Dour, ruisseau de la Roche, drains permanents au Sud-Ouest de Saint-Fiacre) sont à corrélés à des

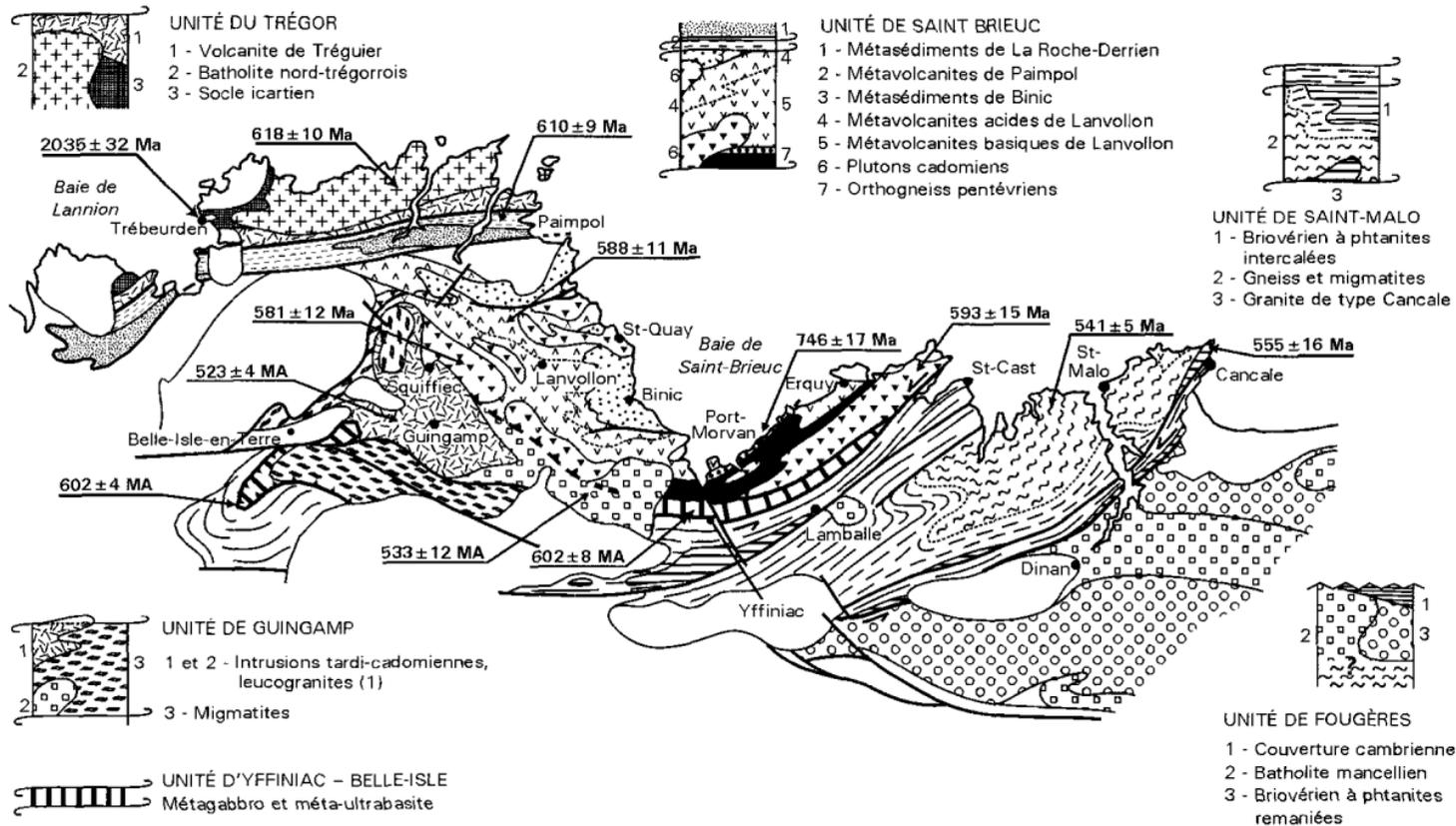


Fig. 2 - Carte géologique synthétique de la Chaîne cadomienne en Bretagne Nord

fractures du substrat. Enfin, le cours des rivières se partage en deux domaines d'écoulement : à l'amont, les drains s'écoulent dans les altérites au sein de vallées larges aux pentes latérales assez douces tandis qu'à l'aval, le fond de vallée est creusé dans la roche saine, les versants des vallées sont alors abrupts et forment parfois des falaises.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le substratum rocheux est constitué essentiellement de terrains du Protérozoïque terminal (Briovérien) et du Paléozoïque. Des filons paléozoïques, très abondants dans certains secteurs, recoupent les terrains fini-protérozoïques. Les altérites sont généralement bien développées. L'ensemble est en partie recouvert par des sédiments quaternaires (lœss et dépôts de versants).

Les terrains fini-protérozoïques (âgés de 590 à 540 Ma) ont été affectés par une tectonique dite « cadomienne », d'âge également protérozoïque terminal. Cet événement a permis l'édification d'une chaîne de montagnes (« orogène cadomien »), désormais érodée. En France, la Chaîne cadomienne se suit à travers le Nord du Massif armoricain depuis la baie de Morlaix jusqu'au Cotentin (fig.1), où elle constitue un bloc globalement peu déformé durant les événements varisques. La carte Guingamp concerne, sur plus des deux tiers nord de son territoire, des formations variées de cet orogène que l'on regroupe au sein de trois unités litho-tectoniques distinctes (fig. 2) :

– l'Unité de Saint-Brieuc, qui est localisée dans le Nord-Est de la carte et qui comprend :

- des roches plutoniques métamorphisées, de composition basique à intermédiaire – acide (gabbros de Squiffiec, tonalites de Plouvara) ;

- d'anciennes roches volcaniques à hypovolcaniques, acides et basiques (Formation de Lanvollon) métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolite ou schiste vert ;

- des roches détritiques stratigraphiquement sus-jacentes aux volcanites ; elles sont très peu représentées au Nord-Est de la carte (Formation de Binic) ;

– l'Unité de Guingamp, qui occupe une vaste superficie depuis le Nord-Ouest et l'Ouest jusqu'à l'Est de la carte ; elle est principalement constituée de migmatites rubanées caractérisant le métamorphisme de haute température et pression intermédiaire. Ces migmatites sont recoupées par diverses intrusions tardi-cadomiennes : la Formation de Ploufragan (granitoïdes et migmatites), des trondhjémites et des leucogranites largement développés sur le territoire de la carte ;

– l'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre, qui comprend des roches basiques et ultrabasiques fortement métamorphiques.

La grande majorité des terrains fini-protérozoïques sont affectés de manière « pénétrative » par la tectonique cadomienne. Dans le Nord-Est de la carte, la déformation est marquée par une foliation bien réglée. Plus au Sud et à l'Ouest, les terrains cadomiens, principalement les migmatites et les leucogranites associés, montrent une structuration complexe et polyphasée.

Les terrains paléozoïques sont représentés principalement par le granite de Quintin qui affleure dans tout le cinquième sud de la carte. Près de Bourbriac, des formations détritiques, d'extension limitée et d'âge indéterminé, sont rapportées au Paléozoïque. Enfin, de nombreux filons doléritiques paléozoïques recoupent le socle cadomien.

Le Sud de la carte est traversé par une branche du « cisaillement nord-armoricain », structure varisque majeure de cinématique décrochante dextre.

HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LA CHAÎNE CADOMIENNE

Les travaux sur la Chaîne cadomienne depuis la fin du XIX^e siècle jusqu'à la fin des années 1980

Depuis la reconnaissance du « système briovérien » pour les formations fini-protérozoïques du Massif armoricain (Barrois, 1899), les terrains briovériens ont été reconnus à travers une grande partie du Massif armoricain (fig.1). En revanche, les marqueurs de la tectonique fini-protérozoïque cadomienne n'ont pu être mis en évidence que dans la partie nord du Massif armoricain (Cogné, 1972 ; fig. 1) peu affectée par la tectonique hercynienne.

Les travaux effectués au cours des années 1950 à 1970 amènent les auteurs à diviser les terrains briovériens en trois ensembles (Graindor, 1957 ; Cogné, 1962 et 1972 ; Verdier, 1968 ; Jeannette, 1972). Le Briovérien inférieur (*s.l.*) reposant en discordance sur un socle dit « pentévrien » (Cogné, 1959) et le Briovérien supérieur, à son tour discordant sur le Briovérien inférieur (Jeannette et Cogné, 1968). Deux phases tectoniques cadomiennes majeures sont distinguées par J. Cogné (1972), séparées par une importante discordance tectonique entre le Briovérien inférieur et le Briovérien supérieur.

Plus tard, à la suite d'études pétrologiques et géochimiques sur le magmatisme du Trégor (Bretagne nord), l'ensemble de la ceinture cadomienne française est assimilée à un ancien système d'arc volcanique (Auvray et Maillet, 1977 ; Auvray, 1979 ; Graviou, 1984 ; Graviou et Auvray, 1990).

Par ailleurs, l'existence d'un socle ancien est démontrée géochronologiquement par des âges voisins de 2 000 Ma (Auvray et al., 1980a ; Vidal et al.,

1981) obtenus sur des formations gneissiques d'extension limitée. Par référence au site de datation principal localisé à Guernsey (« Icart point »), le terme régional d'Icartien est proposé pour les formations du Protérozoïque inférieur.

Le polycyclisme de l'orogène cadomienne en Bretagne est ultérieurement contesté par D. Rabu et *al.* (1983a et b) et P. Balé et J.-P. Brun (1983) qui distinguent une seule phase tectonique régionale.

Au cours des années 1980, l'ensemble des auteurs propose une redéfinition des différents domaines de l'orogène en les resituant dans une évolution géodynamique continue en contexte de subduction à pendage sud (Auvray et *al.*, 1980a ; Chantraine et *al.*, 1988 ; Dissler et *al.*, 1988 ; Dupret et *al.*, 1990 ; Rabu et *al.*, 1990) ou nord (Brun et Balé, 1990 ; Strachan et Roach, 1990 ; Graviou, 1992). Les processus d'accrétion des domaines impliqués dans l'orogène cadomienne sont discutés à travers deux modèles tectoniques distincts :

– selon le premier modèle (Balé et Brun, 1983 ; Balé, 1986 ; Balé et Brun, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun, 1992), la déformation régionale résulte d'un raccourcissement NNE-SSW progressif du Nord vers le Sud de 590-580 Ma à 540 Ma et s'accommodent par des chevauchements crustaux à vergence SSW associés à des décrochements senestres subordonnés, correspondant à des rampes latérales ;

– le second modèle (Strachan et *al.*, 1989 ; Strachan et Roach, 1990 ; Strachan et *al.*, 1992) se réfère à une tectonique transpressive (compression oblique) sans chevauchements crustaux majeurs et s'accommodant essentiellement par des cisaillements transcurrents senestres qui amalgament les différentes unités et domaines (terrane) de 570 Ma (Dallmeyer et *al.*, 1991a) à 540 Ma.

Les travaux récents (années 1990)

De nombreux travaux concernant la Chaîne cadomienne ont été effectués depuis le début des années 1990, effectués d'une part lors du lever cartographique régulier à 1/50 000 et associés au « Projet Cadomien » (BRGM – Géosciences Rennes, 1990-1994) et d'autre part, dans le cadre du « Projet ARMOR » (programme GéoFrance 3D).

De nouvelles datations Pb/Pb sur monozircons ont été effectuées. L'âge du protolithe de la plupart des unités volcaniques et plutoniques des unités du Trégor et de Saint-Brieuc est maintenant connu, et une évolution chronologique presque complète des événements magmatiques a été proposée (Égal et *al.*, 1996b). D'après ces résultats, la Formation de Port-Morvan datée à ~ 745 Ma (Est de la baie de Saint-Brieuc) constitue, exception faite

de l'Icartien, la formation la plus ancienne mise en évidence au sein de la Chaîne cadomienne armoricaine et le premier témoin daté d'un « socle » pré- ou éocadomien, confirmant ainsi les observations de J. Cogné (1959). À l'opposé, les roches plutoniques (« Diorite de Saint-Brieuc ») de la Formation intrusive de Ploufragan, datées à ~ 535 Ma, étaient considérées comme la dernière manifestation cadomienne à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc. Mais une nouvelle datation à ~ 520 Ma (U/Pb sur des monazites de leucogranite), présentée dans cette notice, amène à placer vers cette date la fin de l'histoire magmatique cadomienne dans cette région.

D'autres données géochronologiques (Ar/Ar sur minéraux) ont permis de caler les événements tectono-métamorphiques cadomiens de l'Unité de Saint-Brieuc entre 570 et 560 Ma (Dallmeyer et *al.*, 1991a).

À l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, les études géochimiques récentes montrent que les signatures des différentes formations paléomagmatiques sont plus diversifiées qu'il était admis et mettent en évidence une grande complexité géodynamique (Égal et *al.*, 1996b). Ainsi, la géochimie du batholite du Trégor et des volcanites associées montre que l'histoire magmatique cadomienne ne peut pas se réduire à une simple évolution continue en subduction. Il reste cependant encore difficile de proposer un modèle interprétatif global pour rendre compte de cette complexité.

Les caractéristiques du métamorphisme cadomien ont maintenant fait l'objet d'importantes études. Elles ont permis de quantifier les conditions Pression-Température du métamorphisme dans les différentes unités. Celles-ci illustrent un régime général de basse à moyenne pression et de haute température avec absence de paragenèses de véritable haute pression, ce qui permet de dire que la Chaîne cadomienne ne s'est pas formée en contexte de surépaississement crustal (Hébert et Ballèvre, 1993 ; Le Goff et *al.*, 1994 ; Brown, 1995 ; Hébert et *al.*, 1997 ; Ballèvre et *al.*, à paraître). Les migmatites et anatexites des unités de Saint-Malo et de Guingamp se seraient ainsi formées dans des conditions d'épaississement modéré, en milieu de croûte (10-20 km) (Brown, 1979 ; D'Lemos et *al.*, 1992 ; Le Goff et *al.*, 1994). Un flux de chaleur initial relativement fort, associé à un apport modéré de chaleur advective par des intrusions sous, ou intracrustales rendrait compte de l'anatexie dans un tel contexte (Brown, 1995 ; Hébert et *al.*, 1997).

L'analyse structurale de terrain a permis de mettre en évidence dans l'Unité de Guingamp, une tectonique extensive avec une composante décrochante dextre (Le Goff et *al.*, 1994 ; Égal et *al.*, 1996a). D'autre part, l'interprétation de nombreuses données structurales nouvelles a amené E. Égal et *al.* (1996b) à proposer une évolution structurale régionale polyphasée, avec changement de direction de raccourcissement (NNE-SSW puis NE-SW) au cours de l'évolution

tectonique et, à titre d'hypothèse, jeu précoce senestre du « cisaillement nord-armoricain »

Par ailleurs, les auteurs anglais ont récemment proposé de nouveaux modèles tectoniques régionaux, tout en conservant un contexte général d'accrolement en transpression au niveau d'une marge active. M. Brown (1995) pense que la forme générale arquée de la chaîne résulte de la subduction d'un paléorelief bathymétrique (dorsale asismique ou jeune arc insulaire) durant la convergence générale vers le Sud-Ouest R. Strachan *et al.* (1996) proposent une histoire géodynamique comparable à celle observée dans les Andes. D'après ces derniers auteurs, l'évolution tectonique observée dans la Chaîne cadomienne serait corrélée à une variation du pendage de la subduction régionale au cours du temps. Selon R. Hébert (1993) et M. Ballèvre *et al.* (à paraître), la Chaîne cadomienne présente de nombreuses similarités avec la Chaîne de Lachlan en Australie orientale. Force est de constater qu'aucun modèle univoque, prenant en compte en particulier le large Domaine de la Mancellia, n'ait été, à ce jour, proposé (*cf.* Ballèvre *et al.*, à paraître).

Les résultats du « Projet ARMOR » (programme GéoFrance 3D)

Le « Projet ARMOR » (1995-1997) est issu du programme décennal GéoFrance 3D (BRGM – CNRS – INSU) dans lequel il s'intègre. L'objectif est d'imager la croûte cadomienne en trois dimensions à partir de données géologiques et géophysiques et d'outils de modélisations géophysiques et géométriques 3D. Les données géologiques proviennent essentiellement du lever cartographique régulier à 1/50 000. Concernant la géophysique, particulièrement utile dans une région au relief aussi peu marqué, le « Projet ARMOR » a permis de compiler et retraiter des données existantes et surtout d'acquérir de nouvelles données (notamment à travers un profil sismique écoute longue de 60 km).

L'ensemble des résultats géophysiques et géologiques du projet ARMOR sont présentés au sein d'une série d'articles d'un numéro spécial de la revue *Tectonophysics* (soumis). Les principaux résultats géophysiques sont résumés ci-dessous :

Sismique

À la fin de 1994, une campagne de sismique réfraction (mission SISCAD) a été menée le long de plusieurs profils, entre le Nord du Massif armoricain et les îles anglo-normandes. Les données, traitées et interprétées en 1995-1996 (« Projet ARMOR »), fournissent des informations sur la profondeur du Moho (35 km en moyenne, s'approfondissant jusqu'à ~ 39 km vers les îles anglo-normandes), la profondeur (~ 15 km) d'une discontinuité intra-

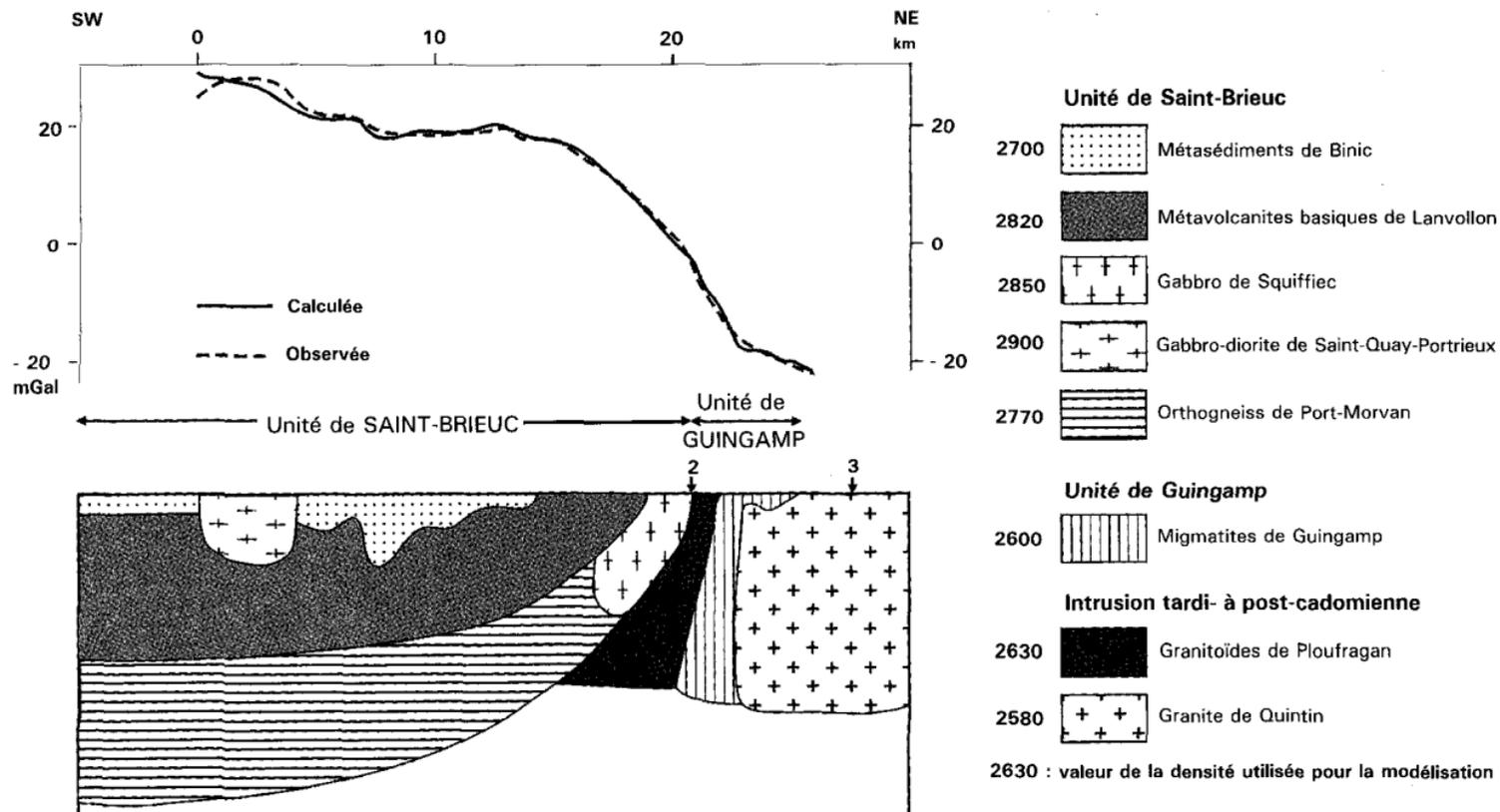


Fig. 3 - Modélisation gravimétrique 2,5D le long d'un profil à travers la Chaîne cadomienne de Bretagne Nord (d'après C. Truffer et *al.*)
(Localisation du profil sur la carte gravimétrique donnée en annexe 5)

crustale, séparant les croûtes inférieure et supérieure, et la profondeur des bassins paléozoïques (~ 4 km) (Grandjean et *al.*, à paraître).

Un profil de *sismique réflexion* écoute, long de 60 km, a été acquis en 1995 à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, perpendiculairement aux structures majeures et dans le prolongement du profil SWAT10 (programme ECORS-BIRPS des années 1980). L'analyse des tirs unitaires effectués dans le cadre « Projet ARMOR », a mis en évidence, dans la croûte supérieure, des réflecteurs peu profonds et fortement pentés au niveau des principaux accidents cadomiens. La géométrie de ces accidents a pu être reconstituée à partir des modélisations par tracés de rais des réflexions des tirs unitaires. Ils montrent ainsi un pendage de 50 à 60° généralement vers le Nord (failles majeures de La Fresnaye et de Plouer – Cancale) ou localement vers le Sud (faille antithétique de Port-Morvan). D'autres réflecteurs moins pentés apparaissent en profondeur. Une interprétation globale du profil a été proposée par A. Bitri et *al.* (1997 et à paraître) et permet de raccorder les réflecteurs à des surfaces tectoniques majeures inclinées vers le Nord et s'aplatissant en profondeur (fig. 3). Les données de sismique réflexion mettent également en évidence, à la base de la croûte inférieure litée, un Moho relativement plat et continu sur l'ensemble du profil et décalé par aucune structure profonde.

Gravimétrie

Des modélisations gravimétriques 2,5D ont été effectuées à partir de la carte gravimétrique le long d'une série de profils perpendiculaires aux structures majeures de la Chaîne cadomienne (Truffert et *al.*, à paraître). Ces modélisations ont été guidées par les données géologiques de surface et par l'interprétation du profil sismique réflexion. Des mesures de densité sur des échantillons représentatifs des différentes formations modélisées ont permis d'affiner les modélisations. La figure 3 représente une modélisation proposée pour un profil en partie inclus dans la carte Guingamp. Un travail de modélisation plus détaillé a, par ailleurs, été effectué au travers du bassin de Binic, où les mesures gravimétriques sont plus denses.

L'ensemble des modélisations gravimétriques a permis de confirmer ou préciser la géométrie des accidents, en cohérence avec les données et interprétations sismiques (accident de la Fresnaye : pendage vers le Nord très fort dans les premiers kilomètres de la croûte et diminuant en profondeur), et de déterminer également l'extension en profondeur de certaines formations (par ex. : absence des métagabbros d'Yffiniac sous les anatexites de Ploufragan ; limite inférieure du bassin de Binic vers 3 km). Les données de la modélisation ont permis également de confirmer certaines observations lithologiques peu évidentes : les migmatites de Guingamp et de Saint-Malo ne présentent pas la même densité, ce qui justifie leur répartition au sein de deux unités distinctes

(cf. plus loin). D'autres résultats ou interprétations issus de la modélisation gravimétrique seront intégrés plus loin dans la notice.

Magnétisme

Des modélisations 2D ont été effectuées à partir de la carte aéromagnétique le long d'une série de profils perpendiculaires aux structures majeures de la Chaîne cadomienne (Cauvin et *al.*, à paraître). Un important travail de mesure du magnétisme sur échantillons a été effectué afin de pouvoir attribuer des valeurs représentatives à chaque formation prise en compte dans les modélisations. La figure 3 représente une modélisation proposée pour un profil en partie inclus dans la carte Guingamp.

Les principaux résultats mis en évidence par les modélisations sont les suivants : la limite méridionale de la Formation de Lanvollon est verticale à pentée vers le Nord ; l'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux est constituée dans sa partie orientale de deux corps magnétiques distincts à relier aux variations lithologiques observées (partie centrale plus gabbroïque entourée d'une enveloppe dioritique) ; la profondeur du cœur du bassin de Binic est modélisée vers 2,5 km, en accord avec les observations géologiques et la modélisation gravimétrique ; au sein de la partie basique de la Formation de Lanvollon, des intercalations acides, observées en surface, ont été modélisées en profondeur.

Modélisation géométrique

Une modélisation géométrique 3D des contacts majeurs du Cadomien breton, réalisée à l'échelle crustale à partir des interprétations et modélisations géologiques et géophysiques, met en évidence une attitude générale des contacts majeurs : fortement pentés vers le Nord près de la surface, ils s'aplatissent en profondeur vers 12-15 km. Cette géométrie plaide en faveur d'un système chevauchant à l'échelle régionale (Brun et *al.*, à paraître).

LES GRANDES UNITÉS DE L'OROGENÈ CADOMIEN

La Chaîne cadomienne est classiquement divisée en plusieurs sous-ensembles (domaines, unités, ou terranes) mais le nombre, les limites et l'appellation de ceux-ci sont en partie variables à travers le temps et les auteurs (*cf.* par ex. Cogné, 1962 ; Chantraine et *al.*, 1988 ; Brun et Balé, 1990 ; Strachan et *al.*, 1996 ; Chantraine et *al.*, soumis). D'après les résultats récents, nous distinguons du Nord au Sud, les unités principales du Trégor, de Saint-Brieuc, de Guingamp, d'Yffiniac-Belle-Isle, de Saint-Malo et de la Mancellia telles qu'elles sont représentées et délimitées sur la figure 2 (Chantraine et *al.*, à paraître). Ces unités sont séparées par les failles ou

accidents majeur(e)s de Locquémau – Lézardrieux, Plouagat – Coëtmieux, Belle-Isle – La Fresnaye, Plouer – Cancale (fig. 2).

L'Unité du Trégor, très peu déformée au cours de l'évolution cadomienne, est représentée principalement par un complexe volcano-plutonique comprenant le batholite du Trégor *s.s.* daté à $615 \pm 13/-7$ Ma (Graviou *et al.*, 1988) et les « Tuffs de Trégier ». Cette unité comprend également des éléments gneissiques dispersés, témoins d'un socle ancien (« Icartien ») disloqué et rapporté au Paléoprotérozoïque : plusieurs éléments sont datés autour de 2 000 Ma (Adams, 1976 ; Calvez *et Vidal*, 1978 ; Vidal *et al.*, 1981).

Le complexe volcano-plutonique du Trégor présente une affinité essentiellement crustale et orogénique difficilement compatible avec un contexte de subduction ; il se distingue ainsi clairement des métalaves, à caractère de tholéiites d'arc, situées immédiatement au Sud (Formation de Paimpol) (Égal *et al.* 1996b ; Chantraine *et al.*, à paraître). Il témoigne d'un magmatisme engendré au cours d'une évolution cadomienne précoce qui pourrait se corrélérer à l'évolution tectono-métamorphique éo-cadomienne mise en évidence dans les îles anglo-normandes avant 600 Ma (âge de refroidissement ; Dallmeyer *et al.*, 1991b) (Chantraine *et al.*, à paraître).

L'Unité du Trégor est accolée à l'Unité de Saint-Brieuc au niveau de la faille de Locquémau – Lézardrieux récemment mise en évidence (Thiéblemont *et al.*, 1996). La cinématique de cet accident n'est pas déterminée.

L'Unité de Saint-Brieuc est constituée d'un ensemble magmatique composite à affinité juvénile affecté par une tectonique et un métamorphisme dont l'intensité croît globalement du Nord vers le Sud. On distingue :

– au Nord, une série volcano-sédimentaire qui comprend, à la base, la formation métavolcanique de Paimpol, principalement basique (« spilites de Paimpol » des auteurs), et au-dessus, passant en continuité, la formation turbiditique de la Roche-Derrien (Barrois, 1908, 1909 ; Auvray, 1979). Les métavolcanites, datées à 610 ± 9 Ma (Pb/Pb sur zircon, Égal *et al.*, 1996b), sont comparables aux tholéiites d'arc actuelles et se rapportent à un contexte de subduction (Auvray, 1979 ; Égal *et al.* 1996a) ;

– plus au Sud, un ensemble volcanique bimodal (formation leptynique et amphibolique de Lanvallon) forme l'essentiel de l'unité ; il est surmonté d'une série détritico-turbiditique (Formation de Binic) et intrudé par plusieurs plutons majoritairement gabbro-dioritiques (intrusions de Squiffiec, Fort-La-Latte, Saint-Quay-Portrieux,...) (Barrois, 1908, 1909 ; Ryan *et Roach*, 1975 ; Arnaud, 1980 ; Rabu *et al.*, 1983a et b ; Fabriès *et al.*, 1984 ; Barrat, 1986 ; Le Goff *et al.*, 1994 ; Égal *et al.*, 1996a). L'âge de la Formation de Lanvallon est fixé à 588 ± 11 Ma (Pb/Pb sur zircon ; Égal *et al.*,

1996a). D'un point de vue géochimique, les roches basiques, à caractère de tholéiites continentales traduisant un magmatisme de domaine en distension ont été rapportées à un contexte de bassin arrière-arc (Cabanis *et al.*, 1987) ou de « rifting » intracontinental (Lees *et al.*, 1987). La présence voisine de la Formation de Paimpol d'âge assez proche, à affinité d'arc insulaire avérée, plaide cependant en faveur d'un contexte de marge active pour la Formation de Lanvollon (Chantraine *et al.*, à paraître) ;

– un complexe « orthogneissifié » affleure également dans la partie sud de l'unité, mais uniquement sur la rive orientale de la baie de Saint-Brieuc. D'extension mal définie et en partie recoupé par une intrusion dioritique, il a été cependant identifié depuis longtemps comme une écaille de socle (« Pentévrien », Cogné, 1959 ; Shufflebotham, 1989) et son âge anté-cadomien est à présent confirmé, puisque les orthogneiss de Port-Morvan (Balé, 1986) sont datés à 746 ± 17 Ma (Pb/Pb sur monozircon, Égal *et al.*, 1996b).

L'Unité de Saint-Brieuc est séparée de l'Unité de Guingamp, plus méridionale, par l'accident de Plouagat – Coëtrmieux (Chantraine *et al.*, à paraître), en partie masqué par les intrusions leucogranitiques de l'Unité de Guingamp.

L'Unité de Guingamp, préalablement réunie avec l'Unité de Saint-Malo dans un même ensemble (*cf.* Chantraine *et al.*, 1988 ; Brun et Balé, 1990 ; Égal *et al.*, 1996a et b,...), n'a été individualisée que récemment (Chantraine *et al.*, à paraître). Même si les migmatites de Guingamp et de Saint-Malo peuvent être issues de la fusion partielle d'un même protolithe initial, elles subissent ultérieurement une évolution tectono-métamorphique distincte (Ballèvre *et al.*, à paraître). L'Unité de Guingamp, traversée au Sud par le « cisaillement nord-armoricain » et les granites varisques associés est composée principalement de migmatites rubanées (Formation de Guingamp) recoupées par les granitoïdes de la Formation de Ploufragan datée à 533 ± 12 Ma (Hébert *et al.*, 1993) et par une importante masse de leucogranites (de Plouisy et de Pabu). Ces derniers étaient récemment considérés comme sub-contemporains des migmatites (Le Goff *et al.*, 1994 ; Égal *et al.*, 1996a et b) mais une datation de la mise en place des leucogranites de Plouisy à 523 ± 4 Ma (cette notice), en accord avec la cartographie, amène à distinguer chronologiquement les migmatites cadomiennes et les leucogranites tardi-cadomiens. Des formations basiques et ultrabasiques apparaissent sporadiquement au sein de l'Unité de Guingamp, mais appartiennent *pro parte* à l'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre.

Les migmatites de Guingamp, à intercalations amphiboliques, affleurent au Sud-Ouest de la baie de Saint-Brieuc. Elles résultent d'une importante fusion crustale cadomienne. Cependant, des faciès moins fondus peuvent être observés dans quelques secteurs : il s'agit de gneiss grossiers (décrits dans cette notice) semblant dériver d'un ensemble grauwackeux.

L'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre n'était pas distinguée en tant que telle jusqu'à présent, mais ses caractéristiques lithologiques et métamorphiques particulières nous amènent ici à l'individualiser. Elle affleure principalement au sein de deux massifs actuellement séparés. Au Sud de Saint-Brieuc, elle constitue une lanière (Yffiniac) qui se biseaute vers le Nord-Est, entre les deux contacts majeurs du Cadomien (Plouagat – Coëtmiex et Belle-Isle – La Fresnaye). Au Sud de Belle-Isle-en-Terre, elle constitue un massif allongé SW-NE entre les unités de Saint-Malo et de Guingamp. Elle apparaît également au sein de l'Unité de Guingamp à la faveur du « cisaillement nord-armoricain ». Elle comprend plusieurs types de roches, dont les relations mutuelles ne sont pas clairement élucidées : métagabbros et métavolcanites basiques (amphibolites de haut grade), cumulats metabasiques et ultrabasiques, et quelques roches acides (leptynites à grenat) (Hébert, 1993). Le protolithe gabbroïque de la lanière d'Yffiniac est daté à 602 ± 8 Ma (U/Pb ; Guerrot et Peucat, 1990). Le massif de Belle-Isle-en-Terre, en tout point identique au précédent (Balé et Brun, 1983) est daté du même âge à 602 ± 4 Ma (U/Pb ; Peucat *et al.*, 1981). La diversité de cette unité se manifeste également par sa variabilité géochimique. Certaines amphibolites ont des compositions de MORB (Hirbec, 1979), atypiques au sein de la Chaîne cadomienne. Les études récentes sur le métamorphisme des métagabbros de la formation ont permis de mettre en évidence une histoire polyphasée (Ballèvre *et al.*, à paraître) : la première phase en conditions métamorphiques élevées (8 ± 2 kbar et 700 ± 50 °C (Massif d'Yffiniac) et 11 ± 1 kbar et 750 ± 50 °C (Massif de Belle-Isle) (Hébert, 1993) ; la deuxième, en faciès des amphibolites ; la dernière, en faciès des schistes verts de bas degré. La signification de la Formation d'Yffiniac – Belle-Isle demeure hypothétique : ses caractéristiques pétrologiques et structurales en font une écaille autonome d'origine profonde à affinité, au moins en partie, océanique, séparant les unités de Saint-Brieuc et de Saint-Malo, chacune de signification paléogéographique et géodynamique bien distincte. Elle pourrait représenter une suture majeure de l'orogène cadomien (Brun et Balé, 1990).

L'Unité de Saint-Malo affleure en position plus externe, essentiellement au Sud-Est de l'Unité de Saint-Brieuc. Elle est composée principalement des métasédiments détritiques de la Formation de Lamballe et des migmatites de Saint-Malo. Elle est cisailée par plusieurs accidents NE-SW jalonnés par des lames de granite (type Cancale).

La Formation de Lamballe est essentiellement constituée de sédiments terrigènes au milieu de dépôt mal défini et très peu métamorphiques, d'âge vraisemblablement voisin de celui du volcanisme de l'Unité de Saint-Brieuc (Dabard, 1997). Des accidents siliceux interstratifiés (« phtanites », Dabard, 1997) caractérisent la formation qui renferme également des intercalations volcaniques (série alcaline de Château-Serein) de signification controversée (Cabanis *et al.*, 1987 ; Graviou, 1992).

Les migmatites de Saint-Malo forment un vaste dôme limité au Sud-Est par l'accident de Plouer – Cancale. Au Nord-Ouest, elles passent rapidement, mais progressivement, aux métasédiments de Lamballe qui sont donc interprétés comme le matériau originel des migmatites (Brown, 1978 ; 1979 ; Martin, 1977, 1980). Des granites d'anatexie sont présents au sein des migmatites ; ils sont datés à 541 ± 5 Ma (U/Pb sur zircon ; Peucat, 1986).

Parmi les granites qui jalonnent les accidents cisailants, le granite syn-tectonique de Cancale est daté à 555 ± 16 Ma (Pb/Pb sur zircon, Egal et *al.*, 1996b).

L'Unité de la Mancellia ou de Fougères, affleure largement dans tout le bocage normand. C'est l'unité la plus vaste du Cadomien armoricain. Elle est limitée au Sud par le « cisaillement nord-armoricain ». Elle est composée de sédiments détritiques très peu métamorphiques (Briovérien mancennien) et de granites intrusifs (Batholite mancennien). Les sédiments contiennent des éléments remaniés de « phtanite » responsable de l'appellation de Briovérien « post-phtanites » (Le Corre, 1977) ou Briovérien supérieur (Chantraine et *al.*, 1988). Le batholite mancennien s'est mis en place à un niveau élevé de la croûte, dans les formations briovériennes, où il développe une auréole thermique (Jonin, 1981). Sa composition est majoritairement granodioritique peralumineuse. Ses caractéristiques géochimiques « crustales » ont conduit certains auteurs à faire l'hypothèse d'un magma source commun pour les anatexites de Saint-Malo et le batholite mancennien (D'Lemos et Brown, 1993).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte Guingamp à 1/50 000 est entièrement incluse dans l'ancienne coupe à 1/80 000 de Saint-Brieuc. La première édition de cette ancienne carte (Barrois, 1896) a mis en évidence les grands ensembles du domaine cadomien de Bretagne nord. Les éditions suivantes à 1/80 000 (1941, 1966 et 1976) n'ont apporté que peu de modifications. Aucune étude cartographique détaillée du secteur n'avait donc été entreprise depuis le début du XX^e siècle.

Les levés de la carte à 1/50 000 ont été effectués de 1993 à 1997 par E. Égal et É. Le Goff (terrains du socle) et par P. Leuret (formations superficielles).

Les affleurements de socle se localisent essentiellement dans les talus des chemins, routes et voie ferrée. Ils sont relativement nombreux, mais de qualité souvent médiocre. L'altération est irrégulière, mais parfois très importante. Une seule carrière en activité a été répertoriée, la carrière de granulats de Sullé (entre Saint-Péver et Bourbriac), de dimension moyenne, où sont exploités des amphibolites et des gneiss leucocrates. En revanche, on rencontre, notamment

dans le massif granitique de Quintin, de nombreuses petites carrières artisanales, généralement abandonnées. Les « pierres volantes » (fragments rocheux épars dans les labours) sont une aide précieuse à la cartographie : dans le cadre du lever des formations superficielles, il a été démontré que ces « pierres volantes » sont globalement représentatives du substrat sous-jacent. Sauf exception, les zones boisées sont très pauvres en affleurements rocheux. Les « pierres volantes » sont également très rares dans ces zones, sauf lorsque le relief est important, mais elles ne sont alors plus représentatives du substrat immédiat. Les zones boisées correspondent donc à des secteurs où les contours cartographiques sont très incertains.

La cartographie des formations superficielles, négligée dans les anciennes éditions à 1/80 000, s'intègre dans la lignée des cartes à 1/50 000 récemment éditées. Un mois de terrain a été consacré en 1993 au recueil d'observations ponctuelles qui, complétées des contours révélés par le lever du substrat, ont permis la cartographie des principales formations superficielles.

Les contours des formations de socle reportées sur la carte se raccordent, d'une part avec ceux de la feuille de Pontrieux – Étables-sur-Mer, située plus au Nord et levée par les mêmes auteurs (Égal et *al.*, 1996a), d'autre part avec ceux de la feuille Quintin (Sagon, 1976) située plus au Sud, le raccord avec cette dernière se faisant au sein du granite de Quintin. En revanche, les contours ne se raccordent que partiellement avec ceux de la feuille Belle-Isle-en-Terre (Chantraine et *al.*, 1984) localisée à l'Ouest de la feuille Guingamp (la feuille plus orientale, Saint-Brieuc, est en cours de lever). Le raccord incomplet entre les deux cartes résulte d'un changement de terminologie. Ainsi, nous avons effectué quelques incursions sur la feuille voisine de Belle-Isle et nous avons pu constater que la formation dénommée « gneiss à biotite et sillimanite » correspond en réalité à des alternances de leucogranites et de migmatites identiques à celles que l'on peut voir en vis-à-vis sur la feuille Guingamp.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR – PALÉOZOÏQUE BASAL

Unités cadomiennes (Briovérien)

Unité de Saint-Brieuc

L'Unité de Saint-Brieuc comprend, sur le territoire de la carte, les formations métamorphiques de Lanvollon, Binic et Squiffiec-Plouvara, auxquelles s'ajoute une toute petite entité migmatitique nouvellement reconnue, les migmatites de Bringolo.

La Formation de Lanvollon, constituée d'anciennes roches volcaniques, est surmontée stratigraphiquement, au Nord-Est, par les sédiments métamorphisés de la Formation de Binic, alors, que le long de sa limite sud-ouest, elle est principalement en contact avec les gabbros et tonalites de la Formation intrusive de Squiffiec-Plouvara. La limite sud de cette dernière sépare celle-ci de formations anatectiques et leucogranitiques de l'Unité de Guingamp. À ce titre, elle marque une limite majeure entre deux unités orogéniques bien distinctes.

L'Unité de Saint-Brieuc est largement affectée par la tectonique cadomienne, alors que la déformation varisque y est très peu développée.

λL , δL . **Formation métavolcanique de Lanvollon.** Cette formation affleure dans le Nord-Est de la feuille. Elle se compose de roches métamorphiques basiques (amphibolites) (Membre du Roselier, sur la carte de Pontrieux – Étables-sur-Mer) et acides à intermédiaires (leptynites et gneiss) (Membre de Lannion-Pléguen, sur la carte de Pontrieux – Étables-sur-Mer). Les amphibolites occupent, sur le territoire de la carte Guingamp, une superficie nettement plus importante que les leptynites et gneiss, qui se présentent sous la forme de lentilles de différentes échelles au sein de la Formation de Lanvollon. Les zones riches en affleurements (ou en pierres volantes), comme au SSE de la Corderie, montrent que les contours de ces lentilles peuvent être compliqués dans le détail. À l'échelle de l'affleurement, des passées acides sont parfois intercalées au sein de roches basiques et réciproquement. La représentation cartographique figure alors la lithologie dominante. Ces alternances suggèrent la mise en place des formations acide et basique au cours d'une même période d'activité magmatique et justifient leur réunion dans une même formation. Dans le coin nord-est de la carte, la Formation de Lanvollon est surmontée par la Formation de Binic qui repose indifféremment et sans disharmonie structurale sur des roches acides ou basiques. Cette disposition implique que la transition acide – basique au sein de la Formation de Lanvollon est un passage latéral témoignant du fonctionnement simultané de centres éruptifs basique et acide.

Les roches métamorphiques de la Formation de Lanvollon correspondent essentiellement à d'anciennes roches volcaniques ou plus rarement filoniennes. D'un point de vue géochimique, les faciès de la Formation de Lanvollon présentent une association particulière de roches basiques à intermédiaires tholéiitiques et de termes acides calco-alcalins.

Sur le territoire de la feuille Pontrieux – Étables-sur-Mer, le protolithe de roches acides à intermédiaires a été daté à 588 ± 11 Ma par la méthode d'évaporation directe sur monozircons (Égal et *al.*, 1996a et b).

De bons à très bons affleurements de la Formation de Lanvallon, d'accès plus ou moins facile, existent sur les versants des petites vallées creusées par les rivières (principalement le Leff). Les talus des routes qui recoupent ces vallées sont généralement riches en affleurements. Il existe, par ailleurs, d'assez nombreuses carrières ou excavations abandonnées, plurimétriques à décamétriques. Les grandes carrières, en revanche, sont localisées en dehors de la carte, sur les territoires des feuilles Pontrieux – Étables-sur-Mer et Saint-Brieuc.

δL. Amphibolites. Ces roches métamorphiques sont généralement de couleur vert sombre à presque noire à la cassure, rarement vert moyen à clair. Un rubanement (pluri)millimétrique vert-noir et blanc est parfois visible. La patine est fréquemment brunie ou « rouillée ». Le grain de la roche est le plus souvent fin, parfois moyen. Ces amphibolites sont composées essentiellement d'amphiboles allongées (minéraux sombres) et de plagioclases (minéraux clairs) habituellement subordonnés. La foliation est généralement très nette, notamment lorsque le grain est fin, ce qui implique un débit facile de la roche lorsqu'elle est altérée.

Les amphibolites fines sont interprétées comme d'anciennes laves. Des structures en coussins ("pillow lavas") ont été décrites en bord de mer, près de la pointe du Roselier (territoire de la carte de Saint-Brieuc : Rabu *et al.*, 1983a et b ; Brun et Balé, 1990), mais aucune structure de ce type n'a été reconnue sur le territoire de la feuille présentée ici. Les amphibolites à grain moyen sont rapportées à d'anciennes roches filoniennes doléritiques. Dans l'Est et le Nord-Est du territoire couvert par les amphibolites, on observe, à l'échelle cartographique, des petites zones métadoléritiques homogènes (représentées par une surcharge) alors qu'ailleurs, les faciès fins métavolcaniques sont dominants avec cependant des intercalations locales de matériel métadoléritique.

Pétrographie. Les amphibolites présentent généralement une texture nématoblastique. Elles contiennent essentiellement de l'amphibole verte et du plagioclase (plus ou moins séricitisé mais peu saussuritisé). Localement, l'amphibole présente une dominante bleutée soutenue. Lorsqu'elles constituent des baguettes fines, les amphiboles sont de teinte homogène, alors que les amphiboles de plus grande taille (et plus trapues), des faciès à grain moyen métadoléritiques, montrent régulièrement une zonation en taches. D'autres phases minérales sont irrégulièrement observées : biotite (éventuellement chloritisée), sphène, opaques leucoxénisés, quartz,... L'épidote synfoliale, décrite localement sur la feuille de Pontrieux – Étables-sur-Mer (Égal *et al.*, 1996a) n'a pas été observée ici. On notera également que, en cohérence avec la faible réponse aéromagnétique des amphibolites (cf. § « Corrélations entre anomalies géophysiques et formations géologiques » et fig. 3 et 4), la magnétite est généralement rare au sein de ces dernières

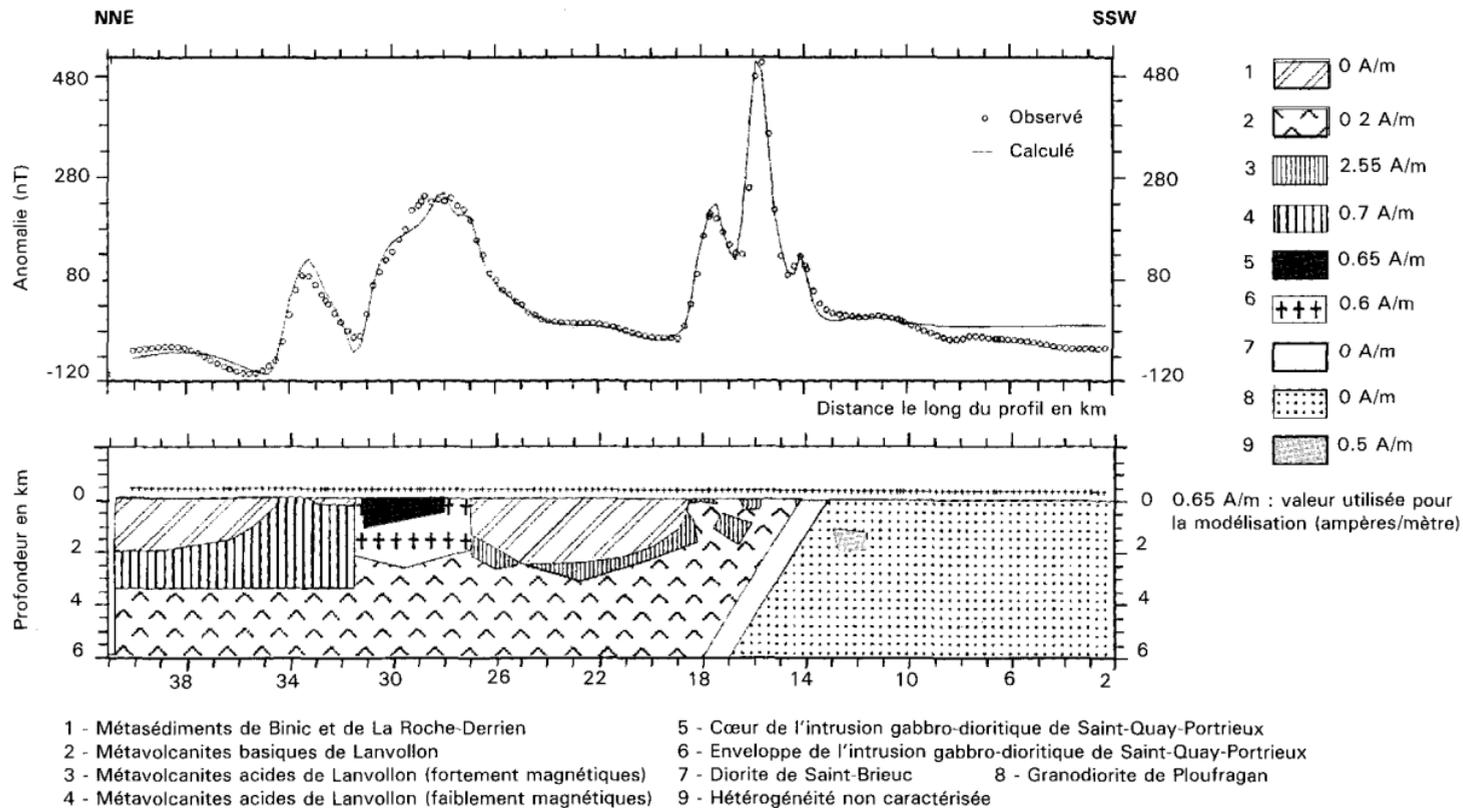


Fig. 4 - Profil de modélisation magnétique à travers la Chaîne cadomienne de Bretagne Nord
(Localisation du profil sur la carte aéromagnétique donnée en annexe 6)

(il existe des exceptions). Des analyses de la composition des minéraux des amphibolites de Lanvollon sont présentées dans la notice de la carte Pontrioux – Étables-sur-Mer. Elles montrent une composition chimique des amphiboles et des plagioclases variable selon un gradient régional N-S à NE-SW. Au Nord, l'amphibole est de la magnésio-hornblende et le plagioclase, de l'oligoclase ou de l'andésine. Plus au Sud, les analyses d'amphiboles indiquent une composition d'hornblende pargasitique ferrifère, de ferrotschermakite ou de tschermakite. Ces amphiboles sont associées à un plagioclase de type andésine ou labrador.

Structure. L'intensité de la déformation des amphibolites est variable, mais en général, la foliation est régulière et franche. On reconnaît localement des faciès mylonitiques. C'est le cas en plusieurs points de la zone de contact avec les gabbros de Squiffiec. La linéation est bien marquée par l'allongement des amphiboles. Des critères de cisaillement discrets ne sont que très rarement développés près du contact avec les gabbros de Squiffiec (quelques ébauches de bandes de cisaillement de type C) ; ils indiquent une cinématique inverse vers le SSW.

Géochimie. À la suite des travaux de B. Cabanis (1986), B. Cabanis et *al.* (1987) et R.A. Roach et *al.* (1990), et après acquisition de nouvelles analyses, les caractéristiques pétrogéochimiques des amphibolites de Lanvollon sont discutées dans la notice de la feuille Pontrioux – Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a ; voir également Égal et *al.*, 1996b). On retiendra ici que les amphibolites se définissent comme sub-alkalines et de composition basaltique à andésitique acide avec une forte proportion de roches basaltiques et andésito-basaltiques. Ces roches s'apparentent aux tholéiites continentales. Cette conclusion est justifiée à la fois par les teneurs élevées en TiO_2 (annexe A1), qui distinguent les amphibolites de Lanvollon des séries tholéitiques liées aux arcs insulaires, et par la relative variabilité des compositions des termes basiques vers des termes intermédiaires, qui l'oppose au caractère quasi strictement basaltique des séries tholéitiques liées aux bassins océaniques (MORB).

λλ. Leptynites et gneiss (588 ± 11 Ma). Cette entité correspond au Membre de Lannion–Pléguien de la carte de Pontrioux – Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a).

Les termes acides et intermédiaires de la Formation de Lanvollon occupent une faible superficie dans le Nord-Est du territoire de la carte, et les affleurements de bonne qualité sont rares. Il s'agit principalement de roches métamorphiques de type gneiss ou surtout leptynite, de couleur claire à très claire (blanc, gris, beige) à la cassure, gris-beige à la patine.

Pétrographie. Les minéraux principaux sont le quartz et le plagioclase. S'y ajoutent des petits micas noirs (biotite), plus rarement des micas blancs

et parfois des amphiboles (leptynites ou gneiss à amphiboles). Les opaques sont relativement abondants. Il s'agit d'ilménite et, pour une bonne part, de magnétite qui, régulièrement présente, confère à la roche sa « signature magnétique positive » mise en évidence par le levé aéromagnétique (cf. § « Corrélations entre anomalies géophysiques et formations géologiques » et fig. 3 et 4). Le métamorphisme se marque essentiellement par la cristallisation orientée (synfoliale) de la biotite brune ou verte (en partie chloritisée ultérieurement), éventuellement du mica blanc, et par la recristallisation du quartz et du plagioclase.

Structure. La foliation est généralement peu pénétrative et la linéation peu ou pas visible. Au Sud de Plouvara (sur le talus de bord de route, non loin d'une usine d'équarrissage), un affleurement plurimétrique de métavolcanites acides mylonitiques se localise entre les tonalites et les anatexites de Ploufragan et marque la limite entre les unités de Saint-Brieuc et de Guingamp. Nous avons rapporté cet affleurement à la Formation de Lanvollon.

Géochimie. Ces roches sont assimilées à d'anciennes laves ou à d'anciennes roches filoniennes. Localement (Nord-Ouest de Bringolo), sont intercalées des roches plus micacées interprétées comme d'anciens sédiments. Des analyses chimiques des métavolcanites acides / intermédiaires de la Formation de Lanvollon ont été effectuées sur des roches provenant du territoire de la feuille Pontrioux – Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a). La majorité des roches acides analysées se localise dans le champ des laves sub-alkalines. Elles se définissent comme des dacites et des rhyolites. Une proportion non négligeable des roches intermédiaires (rares sur la feuille Guingamp) se place dans les champs des trachyandésites basaltiques et trachyandésites, ce qui suggère une affinité plus alcaline. Par ailleurs, une grande variabilité de la teneur en potassium des roches acides et intermédiaires a été mise en évidence. La forte proportion de roches nettement siliceuses (métarhyolites et métadacites) suggère une affinité sub-alkaline pour le magmatisme originel. La quasi-totalité des roches intermédiaires se place dans le champ tholéitique, mais une partie des roches de composition dacitique à rhyolitique se définit comme calco-alkaline. La grande majorité des roches à rapport $FeOt/MgO$ élevé, de composition généralement acide, se place dans le champ des laves liées aux zones de subduction.

bB. Formation détritique de Binic : grès et pélites. Cette formation affleure sur une petite surface dans l'extrême nord-est de la carte. Elle repose sur les amphibolites et les leptynites de la Formation de Lanvollon. Il s'agit de terrains sédimentaires détritiques constitués principalement d'alternances de grès (wackes) gris-beige et de pélites (siltites) beige kaki ou gris sombre à noirs. Des niveaux charbonneux noirs (1) sont présents près de la base de la formation. Ils se dégradent en une terre noire, caractéristique, et sont parfois accompagnés de quartz gris clair à sombre observé uniquement sous forme de

« pierres volantes ». Quelques-uns de ces niveaux charbonneux ont été reportés sur la carte mais ils n'ont pas pu être suivis, et leur orientation est incertaine.

Très peu d'affleurements de bonne qualité de la Formation de Binic ont été observés sur la carte, mais les nombreuses « pierres volantes » ont permis de tracer des contours précis. Ceux-ci mettent en évidence l'existence de nombreux plis d'échelle hectométrique à kilométrique.

Pour une description lithologique détaillée de la formation, on se reportera à la notice de la carte Pontrieux – Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a) ainsi qu'aux travaux de D. Rabu et *al.* (1983a et b) et de E. Denis (1988).

Pétrographie. La Formation de Binic est métamorphisée. La biotite, rétrotransformée en chlorite ou non, a cristallisé dans l'ensemble de la formation (Hébert, 1993) le plus souvent sous forme de petits cristaux difficiles ou impossibles à distinguer à l'œil nu.

Structure. Les sédiments de la Formation de Binic sont schistosés, mais de manière souvent très discrète. En dehors du territoire de la carte, le long de la côte, des plis mésoscopiques à peu près droits ont été régulièrement observés. La schistosité principale est plan axial de ces plis (Rabu et *al.*, 1983a et b ; Égal et *al.*, 1996a).

θS, γ⁵b. **Formation plutonique de Squiffiec – Plouvara.** Cette formation est représentée au Sud-Ouest de la Formation de Lanvollon par deux massifs vraisemblablement intrusifs d'orientation à peu près NW-SE et séparés par une bande d'amphibolites de la Formation de Lanvollon. On distingue des gabbros (de Squiffiec) et des tonalites (de Plouvara). Nous avons regroupé ces deux lithologies au sein d'une même formation du fait de leurs relations étroites observées sur le terrain : à l'échelle de l'affleurement, des « passées » de tonalites ont été observées au sein des gabbros, et on observe localement des faciès intermédiaires entre les gabbros et les tonalites. Ces relations suggèrent le cogénéisme des deux lithologies ; à l'échelle de la carte, les tonalites affleurent à la périphérie des gabbros, et une lentille de gabbros a été mise en évidence au cœur des tonalites à l'Ouest de Plouvara. La mise en place de cette formation s'est faite vers 580 Ma (*cf.* plus loin).

θS. **Gabbros de Squiffiec (581 ± 11 Ma).** Ces gabbros constituent des roches le plus souvent massives et montrant peu d'orientation préférentielle des minéraux. Leur teinte est assez sombre lorsque la roche est peu altérée. Le grain est généralement moyen (2 à 3 mm), parfois grossier. On distingue principalement une association de minéraux vert sombre à noirs (amphiboles ou localement pyroxènes) et de minéraux blanc-gris (plagioclases). Des roches de composition plus acide, dioritique à tonalitique, et donc plus riche en quartz et biotite (chloritisée), sont observées localement.

L'altération des gabbros est souvent forte : la roche se désagrège jusqu'à laisser place à un sable grossier (arène) de couleur ocre orangé, avec, cependant, des amphiboles encore reconnaissables. Cette arène est souvent observée dans la terre des champs cultivés. Les beaux affleurements frais sont rares. On en observe de place en place, sous forme de pointements, dans les talus de bord de route ou de voie ferrée (par exemple au Sud-Est de Châtaudren, juste au Nord du hameau de Kéreven). De beaux affleurements existent aussi sur une butte au sein de la lentille de l'Ouest de Plouvara, et, dans une moindre mesure, en bordure du plan d'eau de Châtaudren.

On observe assez fréquemment au sein des gabbros, mais souvent sous forme de « pierres volantes », des roches filoniennes, très claires (très quartzueuses) et à très gros grain, correspondant à des pegmatites acides (paragenèse principale à Kfel + Qtz + Ms) associés au leucogranite de Pabu (Égal et *al.*, 1996a). Ces pegmatites pourraient être plus développées que ne le suggèrent les observations de terrain : d'après les données gravimétriques, la densité de l'entité cartographique des gabbros de Squiffiec est relativement faible (2,8) par rapport à celle des gabbros eux-mêmes (2,9 ; résultat obtenu à partir de mesures sur 14 échantillons représentatifs et répartis sur l'ensemble de l'entité cartographique). La présence d'abondants filons de pegmatites acides en subsurface semble être la meilleure réponse à cette apparente contradiction.

Pétrographie. La plus grande partie de l'ensemble des gabbros de Squiffiec est composée principalement de plagioclase et d'amphibole verte. Le plagioclase (andésine ou labrador), plus ou moins séricitisé et/ou saussuritisé (clinozoïsite, épidote), est subautomorphe, maclé et faiblement zoné. Il peut être localement remplacé par de la prehnite (Hébert et *al.*, 1997). L'amphibole, subautomorphe à xénomorphe, montre généralement une composition d'hornblende tschermakitique. Elle est cependant souvent zonée dans les faciès sub-isotropes non recristallisés : de la cummingtonite est alors fréquemment observée au cœur. Des reliques d'orthopyroxène ont parfois été reconnues au sein de la cummingtonite. Dans les faciès les plus déformés, l'amphibole recristallise sous forme de petits cristaux légèrement allongés, et les opaques s'organisent en alignements dans la foliation. De la biotite, plus ou moins chloritisée, est parfois présente avec du quartz dans certains faciès de composition dioritique à tonalitique associés aux gabbros. On observe également de l'ilménite, de la magnétite et du rutile (+ apatite) et éventuellement de la prehnite (sites du plagioclase) ou du quartz, en microvésicules au sein de l'amphibole verte.

Certains faciès de gabbros présentent une paragenèse composée principalement d'orthopyroxène, de clinopyroxène (augite) et de plagioclase (labrador), automorphe ou recristallisé avec de belles textures à joints triples. Des

amphiboles brune et verte, des opaques, du quartz ou éventuellement de la cummingtonite et de l'apatite sont également observés. Ces gabbros à pyroxène, difficiles à reconnaître à l'œil nu, n'ont été observés qu'en trois points sur la carte Guingamp. En revanche, sur la feuille Pontrieux – Étables-sur-Mer, une telle paragenèse a été observée sur une étendue relativement importante.

Des analyses à la microsonde électronique des minéraux des gabbros sont présentées dans la notice de Pontrieux – Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a).

Les différentes paragenèses des gabbros ont été récemment intégrés dans une évolution magmatique à métamorphique de basse température par R. Hébert et *al.* (1997). Ces auteurs distinguent un premier stade magmatique signé par l'assemblage précoce à Pl - Opx - Cpx - Opa, avec déjà cristallisation de hornblende brune. Ensuite, les transformations subsolidus se marquent par le remplacement de l'orthopyroxène au profit de la cummingtonite, par la cristallisation de hornblende verte d'abord à exsolutions d'opaques, puis dépourvues de ces derniers, et par la recristallisation du plagioclase. Les stades ultimes de cette évolution se marquent notamment par le développement d'épidote, dans les sites du plagioclase ou, associée à une chlorite ferrifère, dans des veines millimétriques.

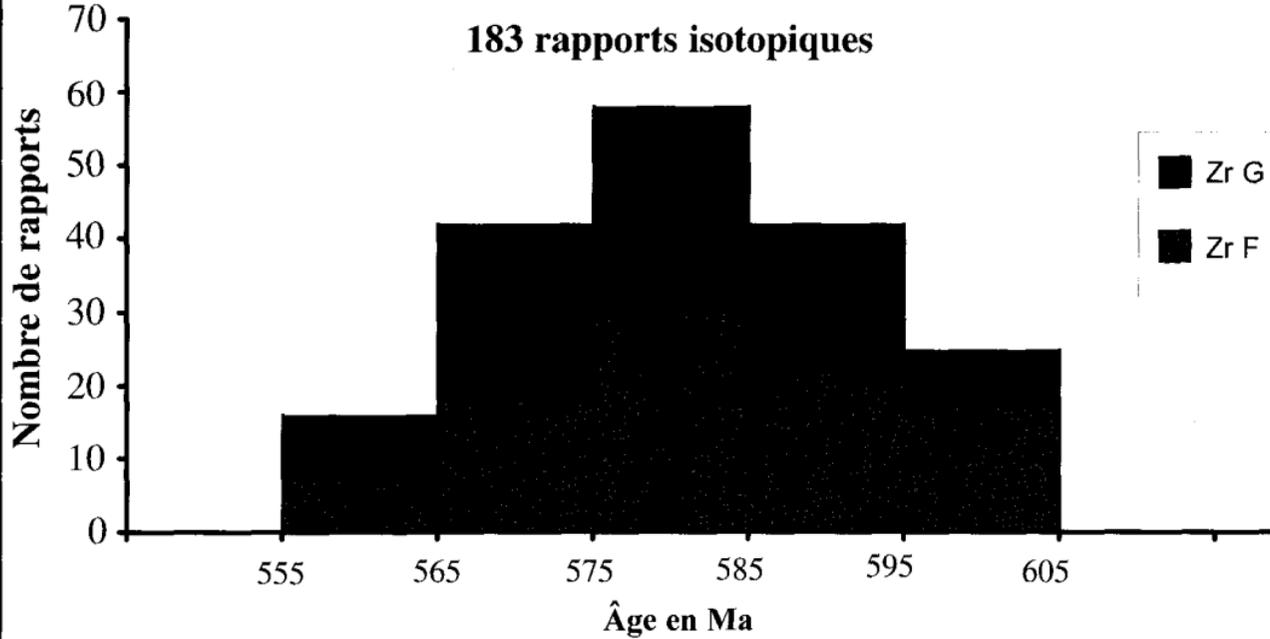
Géochimie. Des analyses chimiques effectuées par E. Hallot (1988) ont amené cet auteur à assimiler les gabbros de Squiffiec à des "high-alumina basalts" mis en place en contexte d'arc volcanique et donc de subduction. Mais, le spectre de terres rares, relevé récemment à partir de nouvelles analyses, amène à contredire cette interprétation et à mettre en évidence par ailleurs des similitudes avec des cumulats gabbroïques (Égal et *al.*, 1996b). Ces résultats mériteraient cependant d'être confirmés par des analyses supplémentaires.

Géochronologie. La méthode de datation par évaporation directe du plomb par paliers de température sur zircon a été utilisée pour dater les gabbros de Squiffiec. Les zircons de cette roche sont très grossiers, limpides, automorphes et « surfacettés », avec empreintes de minéraux, lacunes de croissance et asymétrie. Certains zircons sont plus sombres et complètement arrondis. Sur les huit cristaux montés sur filament, sept ont permis l'acquisition de données. Les âges obtenus pour tous ces enregistrements sont très proches de 570-580 Ma (tabl. 1). On note cependant que pour certains de ces zircons, le nombre de rapports enregistrés est faible traduisant une faible quantité de plomb déposé sur le filament. Les incertitudes obtenues sont, de ce fait, élevées. De plus, on remarque que le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est souvent très bas ($< 1\ 000$), ce qui implique une participation du plomb commun élevée. Pour pallier cette contribution, il faut appliquer une correction du

SQUIFFIEC

581 ± 11 Ma

183 rapports isotopiques



plomb commun qui, dans ce cas, va être trop importante pour obtenir une information précise. La conjonction de ces deux sources d'incertitudes affecte les zircons A, B, C, et H qui n'ont donné qu'un seul palier, mais également le premier palier du zircon F et les deux paliers mesurés sur le zircon D. Bien que les âges indiqués pour ces zircons soient cohérents entre eux, ils ne peuvent être intégrés dans le calcul de l'âge. Par contre, les deux derniers paliers du zircon F et les deux paliers du zircon G sont de bonne qualité et donc utilisables (tabl. 1). La moyenne effectuée sur ces quatre paliers, correspondant à 183 rapports isotopiques, est de 581 ± 11 Ma (fig. 5). Bien qu'obtenu sur peu de valeurs, cet âge peut être considéré comme l'âge de mise en place des gabbros de Squiffiec.

Zircon	T° C palier	Nbre de rapports	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁷ Pb*	Âge par palier	Âge par zircon	Âge moyen
			²⁰⁶ Pb _B	²⁰⁶ Pb _A	²⁰⁶ Pb _B *			
Zr A	1 640	5	985	0,112	0.05894 ± 55	565 ± 23		
Zr B	1 520	5	455	0,150	0.05849 ± 43	548 ± 16		
Zr C	1 590	11	620	0,139	0.05827 ± 54	540 ± 20		
Zr D	1 520	24	900	0,118	0.05905 ± 60	569 ± 22		
	1 590	31	1 210	0,105	0.05867 ± 93	555 ± 34		
Zr F	1 480	30	175	0,304	0.05984 ± 149	598 ± 53	583 ± 11	581 ± 11 (183 rapports)
	1 500	83	1 350	0,128	0.05943 ± 31	583 ± 11		
	1 560	12	1 000	0,131	0.05935 ± 25	580 ± 9		
Zr G	1 480	56	1 920	0,100	0.05927 ± 27	577 ± 10	579 ± 11	
	1 500	26	1 310	0,114	0.05949 ± 30	585 ± 11		
Zr H	1 480	5	120	0,371	0.05962 ± 25	590 ± 9		

Tableau 1 - Données isotopiques sur les zircons de la diorite de Squiffiec (éch. SQU11) (les valeurs en caractères gras sont celles retenues pour le calcul de l'âge).

Structure. La déformation des gabbros, plutôt plus développée sur la carte de Guingamp que sur celle de Pontrieux – Étables-sur-Mer, est hétérogène. Souvent peu orientés, avec une texture magmatique préservée, ces gabbros sont cependant affectés par des zones de déformation mylonitique à ultramylonitique. De telles zones sont observées au niveau de la terminaison nord-ouest de la lentille la plus méridionale où, d'ailleurs, deux directions de foliation bien distinctes ont été distinguées (cf. § « Structures et tectonique »).

γ_b⁵. Tonalites à biotite de Plouvara. Les faciès tonalitiques affleurent en bordure des gabbros de Squiffiec, principalement au Sud du massif oriental (zone de Plouagat – Plouvara). Localement, les gabbros affleurent au sein des tonalites de Plouvara et réciproquement. À l'Ouest de Châtelaudren, une lanière de leucogranite s'intercale sur environ deux kilomètres entre les gabbros et les tonalites.

Au sein de la zone principale de tonalites (Plouagat – Plouvara), très altérée, les affleurements sont peu nombreux et généralement de mauvaise qualité (en cours d'arénisation). Des affleurements de meilleure qualité sont observables dans la petite lentille située au Nord-Ouest de Bringolo (hameau de Kéruzel).

Péetrographie. Les tonalites, grenues et de couleur relativement claire, sont essentiellement constituées de plagioclase, quartz, biotite chloritisée. L'amphibole verte est parfois présente. Du grenat (squelettique) est régulièrement présent dans la petite entité de Keruzel alors qu'il n'a pas été observé dans la zone tonalitique principale.

Structure. Une orientation, parfois bien marquée, est irrégulièrement observée au sein des tonalites.

ζM. Gneiss migmatitiques de Bringolo. Ces roches s'étendent sur une toute petite superficie et, du fait de l'altération importante du secteur, elles n'affleurent qu'en quelques points. Il s'agit de roches gneissiques (quartzofeldspathiques) relativement grossières renfermant des amas biotitiques de type restitique localement très développés. Indépendamment de leur aspect migmatitique, ces roches sont bien distinctes des métavolcanites de la Formation de Lanvollon voisine. Elles traduisent vraisemblablement la présence d'anciennes intercalations sédimentaires grossières. Ces migmatites ne semblent pas s'étendre en profondeur : d'après les modélisations gravimétriques effectuées dans le cadre du « Projet ARMOR » de GéoFrance 3D, il n'existe pas de migmatites fortement développées en subsurface juste à l'aplomb de Bringolo. Cette migmatitisation (et donc cette fusion partielle) très localisée est vraisemblablement à relier à la lithologie initiale particulière par rapport à l'encaissant volcanique et plutonique (différence de température de fusion ?).

Unité de Guingamp

L'Unité de Guingamp comprend essentiellement les formations migmatitiques de Guingamp (migmatites, gneiss et amphibolites intercalées). Elle contient, par ailleurs, des formations basiques et ultrabasiques que l'on peut *pro parte* attribuer à l'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre qui a subi une histoire métamorphique polyphasée. Seule la fin de son histoire est commune avec l'Unité de Guingamp (Ballèvre et *al.*, à paraître). Au Nord, le contact entre l'Unité de Guingamp et l'Unité de Saint-Brieuc est oblitéré par les intrusions tardi-cadomiennes des leucogranites de Plouisy et de Guingamp. Au Sud, l'Unité de Guingamp est intrudée par le granite de Quintin d'âge carbonifère supérieur et est affectée par le « Cisaillement nord-armoricain ».

M²G. Migmatites de Guingamp. Cette formation affleure en plusieurs entités cartographiques de taille variable. Elle se compose de roches métamorphiques foliées, à grain visible à l'œil nu, de dureté moyenne, d'aspect

varié. Les termes de cette formation évoluent ainsi depuis des gneiss plus ou moins migmatitiques et homogènes jusqu'à des migmatites franches, rubanées ou œillées. Fréquemment altérés, ces différents faciès peuvent néanmoins être observés sur quelques affleurements de bonne qualité (migmatites rubanées : D8, entre Guingamp et Bourbriac, au lieu-dit, Bel-Air ; migmatites œillées : D767, entre Saint-Adrien et Saint-Pever, au lieu-dit Pont-Lochiné). D'après quelques incursions effectuées sur le territoire de la carte voisine de Belle-Isle-en-Terre, les gneiss à biotite et sillimanite cartographiés sur cette dernière (Chantraine et *al.*, 1984) correspondent aux migmatites de Guingamp et au leucogranite de Plouisy, ces deux formations étant fortement affectées par la déformation varisque associée au « Cisaillement nord-armoricain ».

La Formation migmatitique de Guingamp affleure de manière prépondérante dans la partie méridionale de la feuille où elle est recoupée par le massif granitique hercynien de Quintin. Les migmatites apparaissent également de manière sporadique, au sein du leucogranite de Plouisy, sous forme d'enclaves ou d'alternances métriques à kilométriques. Bien qu'affectées par la même déformation que les leucogranites, elles apparaissent plus précoces puisque fréquemment recoupées par les granites ou enclavées dans ceux-ci. Au Nord, elles contiennent par ailleurs des bancs métriques à kilométriques d'amphibolites fines. Sur la bordure occidentale de la feuille, elles sont en contact avec, d'une part, les formations basiques et ultrabasiques d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre et, d'autre part, avec les formations sédimentaires briovériennes et paléozoïques, à la faveur du « Cisaillement nord-armoricain » et de ses branches secondaires. L'âge de ces migmatites n'est pas connu avec précision. Plus à l'Est, sur la carte de Saint-Brieuc, des migmatites rubanées, équivalentes, sont cornéifiées par les granitoïdes de Ploufragan datés à ~ 53 Ma, ce qui suggère un âge cadomien pour les migmatites de Guingamp. Celles-ci sont intrudées par le leucogranite syntectonique de Plouisy daté à ~ 523 Ma (*cf.* plus loin) mais également par des trondhjémites (${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{K}$) qui pourraient être les équivalents des granitoïdes du Toul Porz (feuille Belle-Isle-en-Terre) datés à 540 Ma (Andriamarofohatra et La Boisse (de), 1988). Les différents faciès observés au sein des migmatites avaient conduit J. Cogné et *al.* (1976) à distinguer plusieurs générations de migmatites, les unes étant rapportées à l'orogène cadomien, les autres à l'orogène hercynien. Cependant, la cartographie détaillée montre que ces variations pétrographiques recouvre en partie la distinction entre les formations de Guingamp et de Ploufragan, mais semblent également résulter, pour une large part, des variations de l'intensité du métamorphisme et de la déformation, notamment varisque. Ainsi, au Sud de Bourbriac, la Formation, initialement appelée « Orthogneiss de Bourbriac », correspond, pour notre part, à des migmatites d'âge protérozoïque affectées par la déformation hercynienne associée au fonctionnement du « Cisaillement nord-armoricain », confortant ainsi les travaux de M.J. Watts et G.D. Williams (1979).

Aspect macroscopique. Les migmatites rubanées constituent l'essentiel de la Formation. Elles montrent un rubanement caractéristique constitué d'alternances millimétriques à centimétriques de niveaux clairs quartzofeldspathiques (leucosomes) et de niveaux sombres à biotite (mélanosomes). Lorsque la déformation est intense, les leucosomes sont étirés, boudinés et lenticulaires, la roche acquérant un aspect de gneiss œillé. À proximité du « Cisaillement nord-armoricain », la roche est mylonitisée : les leucosomes fortement étirés ne constituent plus que des clastes emballés dans une matrice chloriteuse qui confère à la roche une couleur sombre, perdant ainsi tout aspect migmatitique.

Des gneiss peu migmatitiques affleurent à l'Est de Boquého. Généralement, ils sont constitués de feldspaths blancs plurimillimétriques à centimétriques, de forme souvent proche du parallélépipède (subautomorphes) et répartis de manière assez régulière au sein d'une matrice sombre riche en biotite. Une foliation plus ou moins marquée est soulignée par l'orientation des minéraux. Dans les zones les plus déformées, les feldspaths prennent une forme lenticulaire. Des faciès plus clairs de gneiss sont également observés. Dépourvus de matrice sombre, ils montrent une composition plus siliceuse. Par ailleurs, les gneiss montrent fréquemment des concentrations planaires de minéraux sombres (biotite) soulignant une ébauche de rubanement migmatitique. Ces faciès représentent un terme intermédiaire de type « gneiss migmatitiques ». Les faciès gneissiques et migmatitiques sont vraisemblablement issus de la fusion partielle de grauwackes (annexe 1).

Au contact du granite de Quintin, sur une zone de largeur plurihectométrique à kilométrique, les gneiss et migmatites de la Formation de Guingamp ont subi un métamorphisme thermique. Par « mimétisme » des textures initiales, celui-ci se traduit par une recristallisation importante des roches. Localement, ont été observés des blastes d'andalousite sécants sur la foliation et blindés dans des muscovites tardives (région de Logoray). Cependant, cette auréole est discontinue. Elle est bien visible dans la région de Logoray (Ouest de Bourbriac) et de Saint-Donan, mais est absente lorsque le granite de Quintin est séparé des migmatites par le « Cisaillement nord-armoricain ». Ainsi, dans les formations sédimentaires briovériennes, aucune recristallisation n'a été observée. Ceci suggère que le fonctionnement du « Cisaillement nord-armoricain » a perduré postérieurement au refroidissement du pluton granitique.

Aspect microscopique. Au microscope, les migmatites sont constituées communément de quartz, plagioclase, feldspath potassique et rare biotite dans le leucosome et de biotite, muscovite, quartz et quelques feldspaths dans le mélanosome. Quartz et plagioclase constituent des clastes partiellement recristallisés en agrégats polycristallins formant des amas lenticulaires

ou de véritables rubans. Le feldspath potassique est rare ; lorsqu'il est présent, il est fréquemment auréolé de néoblastes de quartz et de plagioclase. La muscovite est généralement très abondante. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'ilménite, la tourmaline et le zircon. La rétomorphose parfois très prononcée en particulier à proximité du « Cisaillement nord-armoricain » se traduit par une chloritisation importante de la biotite et une séricitisation du plagioclase. En de rares points (La Ville Blanche, Sud-Ouest Guingamp et D8, bois de la Roche), ont été observés des assemblages à quartz + plagioclase + biotite + sillimanite + staurotide grenat, le grenat contenant des inclusions de disthène, staurotide et biotite. Ces successions paragenétiques ont permis de reconstituer l'évolution métamorphique des migmatites de Guingamp et de montrer que la fusion partielle eut lieu à des pressions de l'ordre de 6 kbar (cf. § « Évolution tectono-métamorphique »).

Structure. Les migmatites sont affectées par une déformation s'initiant postérieurement à la fusion partielle et se poursuivant jusqu'à la limite entre les faciès des amphibolites et des schistes verts. Cette déformation se caractérise par une foliation et une linéation minérale et d'étirement bien marquée, et est parfois très intense, développant alors des mylonites. De direction très variable, la foliation est le plus souvent peu pentée. La direction de la linéation évolue depuis une direction N120° à l'Ouest jusqu'à N90° à l'Est. Des bandes de cisaillement sont fréquemment observées. À proximité du « Cisaillement nord-armoricain », les migmatites sont affectées par la déformation varisque dans des conditions métamorphiques moins élevées (faciès des schistes verts) se caractérisant par une schistosité subverticale d'orientation moyenne N100° et de nombreuses bandes de cisaillement témoignant d'une cinématique dextre. L'analyse détaillée de la déformation est présentée au chapitre « Évolution tectono-métamorphique ».

Unités de Guingamp et d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre

δ. Roches métamorphiques basiques et ultrabasiques. Les roches basiques forment plusieurs entités cartographiques au sein de l'Unité de Guingamp, mais les affleurements sont rares et de mauvaise qualité. Les amphibolites forment, au Nord de Guingamp, des bancs d'échelle métrique à kilométrique ou apparaissent sporadiquement au sein des migmatites et des leucogranites. Elles sont représentées par des amphibolites fines, de dureté moyenne, de couleur vert sombre et présentant une fabrique planaire prononcée. Les minéraux reconnaissables sont l'amphibole et le plagioclase. Un affleurement type de ces amphibolites est observable au Pont Ezer (D8, sortie de Guingamp en direction de Pontrieux). Elles sont plus importantes au Sud, dans la région de Coadout et de Bourbriac, où elles sont représentées par différents faciès qu'il n'a pas été possible de cartographier avec précision (amphibolites dominantes, schistes verts, amphibololites, méta-ultrabasites et métagabbros). Leurs caractéristiques macroscopiques varient

selon ces faciès, mais elles présentent toujours un débit préférentiel plus ou moins prononcé (schistes verts : couleur vert pâle à grise, faible dureté, grain très fin ; amphibolites : couleur vert sombre, dureté moyenne à forte, grain fin à moyen ; amphibololite : couleur vert sombre à noire, dureté faible, grain moyen ; métagabbros : couleur panachée verte et blanche, dureté forte, grain grossier). Des affleurements types de ces faciès sont localisés dans les lieux-dits Coat Fom (D22, Ouest de Bourbriac), Kerantraou (D767, Ouest de Saint-Péver) et Pont Yvon (Nord de Coadout).

Dans la région de Guingamp, les amphibolites forment des bancs ou apparaissent en enclaves au sein des migmatites et des leucogranites ; cependant en certains points, des lentilles métriques de leucogranites ont été observées dans les amphibolites. L'attribution de ces amphibolites fines à une formation cadomienne de roches basiques n'a pas été établie. Les analyses chimiques sur roche totale provenant d'échantillons localisés sur la carte Pontrieux – Étables-sur-Mer montrent qu'elles ont une composition chimique de tholéiites abyssales (MORB) (annexe 1). L'occurrence d'amphibolites à clinopyroxène décrites sur la carte de Pontrieux – Étables-sur-Mer n'a pas été observée. En revanche, un affleurement très altéré d'une amphibolite à grenat centimétrique a été notée à Pont Glaz (Sud-Ouest de Guingamp).

Plus au Sud, des bancs kilométriques, se disposant parallèlement au « Cisaillement nord-armoricain » et ses annexes, ont été cartographiés. Ils sont constitués en majorité d'amphibolite ; cependant, on distingue localement des faciès plus grenus correspondant à des métagabbros, des amphibololites et de rares méta-ultrabasites. À proximité du « Cisaillement nord-armoricain », ces faciès sont affectés par la déformation varisque et sont le plus souvent transformés en schistes verts. La continuité cartographique de ces formations basiques sur la feuille voisine de Belle-Isle-en-Terre suggère qu'elles appartiennent au complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre.

Pétrographie. Au microscope, les amphibolites fines du Nord et du Sud de la carte ont des caractéristiques pétrographiques semblables. Elles sont foliées et ont une texture granoblastique. L'assemblage minéralogique comprend le plagioclase, une amphibole brun-vert légèrement zonée, quelques quartz et l'ilménite souvent entourée de sphène et de zircon. Des analyses chimiques représentatives de ces phases minérales dans un échantillon provenant de la région de Guingamp sont donnés en annexe (Tableaux A2 et A3). La roche est parfois rétrotransformée avec une séricitisation des plagioclases. Déjà noté par C. Barrois, une paragenèse synschisteuse à hornblende + plagioclase (An_{50-55}) + clinopyroxène + quartz + sphène + zircon a été observée à Saint-Péver. Les métagabbros présentent une paragenèse semblable à celle des amphibolites. Seule, leur texture grenue évoque celle d'anciens gabbros. À proximité du cisaillement, les amphibolites affectées par la

déformation varisque sont transformées en schistes verts avec déstabilisation du plagioclase au profit de l'épidote et d'un plagioclase secondaire, cristallisation d'une amphibole vert pâle, de chlorite, d'oxydes-opaques et de sphène. En deux points de la carte, ont été observées des méta-ultrabasites constituées d'une paragenèse à amphibole incolore de type anthophyllite + chlorite magnésienne + talc + opaques \pm pyroxène relique. Dans les faciès amphibolitiques, le plagioclase est accessoire ; la roche est essentiellement constituée d'une amphibole zonée (brune au cœur et verte en bordure) et d'opaques. La déformation tardive, localisée à proximité du « Cisaillement nord-armoricain », se manifeste par la cristallisation de chlorite, d'épidote et quartz et de sulfures.

Unité de Saint-Malo

bL. Formation de Callac-Lamballe : schistes et grauwackes à (1) phtanites. Les schistes et grauwackes briovériens sont localisés dans la partie sud-ouest de la carte, dans la région de Bourbriac. Ils représentent la prolongation orientale de la série de Callac (carte voisine de Belle-Isle-en-Terre) et apparaissent à la faveur du « Cisaillement nord-armoricain ». Ces roches constituent une alternance rythmique de niveaux fins gris verdâtre à texture ardoisière (siltites) et de niveaux plus grossiers (grauwackes). Ces roches sont fortement schistosées. Cette formation se caractérise par la présence de bancs d'épaisseur métrique à hectométrique d'une roche siliceuse noire extrêmement dure, appelée phtanite, et que l'on peut observer en « pierres volantes » dans les champs au lieu-dit Rosparadec. Cette formation est rapportée par C. Barrois (1905) aux séries à phtanites de Saint-Lô et de Lamballe.

Délimitant la butte de Coat Liou, les schistes et grauwackes apparaissent, au plan géomorphologique, associés aux formations paléozoïques dont elles semblent constituer le soubassement. Cependant, aucun affleurement n'a permis de vérifier la nature de leur contact. Au Nord et à l'Est, elles sont en contact avec les formations métamorphiques cadomiennes (migmatites et amphibolites). La différence métamorphique entre ces roches briovériennes et les migmatites suggère que leur contact soit tectonique. Ce contact est plissé et localement repris par des failles tardives. Au Sud, elles sont en contact avec le granite de Quintin par l'intermédiaire du « Cisaillement nord-armoricain ». L'absence de métamorphisme de contact suggère que les mouvements le long du « Cisaillement nord-armoricain » se soient poursuivis ultérieurement à la mise en place et au refroidissement du pluton.

Pétrographie. En lame mince, les siltites sont constituées d'une matrice microphylliteuse dans laquelle quelques chlorites et micas blancs sont reconnaissables. Les quartz sont de taille variable. Quelques agrégats pseudomorphosés en chlorite évoquent d'anciens éléments volcaniques. Les oxydes ferro-titanés sont nombreux. Les grauwackes se distinguent par une plus grande richesse en éléments de quartz baignant dans une matrice argilo-

silteuse. Les *phthanites* (1) sont constituées essentiellement de quartz et de nombreux opaques (graphite) qui leur confèrent leur teinte blanche et noire. L'interprétation de ces faciès est donnée dans le paragraphe « Origine des formations ».

Intrusions tardi-cadomiennes (Cambrien)

${}^{\text{L}}\gamma^{\text{BT}}$. **Trondhjémites (542 + 7/-2 Ma)**. Cette lithologie est représentée par deux lentilles distinctes de dimensions plurikilométriques, situées respectivement au centre-est de la carte (près du village de Saint-Fiacre) et le long de la limite occidentale de cette dernière. La lentille de Saint-Fiacre est intrusive au sein de la Formation migmatitique de Guingamp. Du fait de la grande rareté des affleurements dans le secteur, ses contours sont très imprécis. La lentille occidentale est tronquée par la limite de la carte (elle n'a pas été cartographiée sur la feuille voisine de Belle-Isle-en-Terre). Elle est également intrusive au sein de la Formation de Guingamp.

Pétrographie. Cette formation est constituée de roches plutoniques claires à grain moyen et sub-isotropes. La paragenèse, de type trondhjémitique, comprend essentiellement du plagioclase en cristaux xénomorphes (à sub-automorphes) très peu altéré, du quartz régulièrement recristallisé, de la biotite plus ou moins chloritisée, généralement peu abondante. La muscovite est rare, voire absente.

Géochronologie. Des intrusions trondhjémitiques ont également été cartographiées sur la carte de Belle-Isle-en-Terre (à l'Ouest de la feuille Guingamp) (Hirbec et *al.*, 1984). Elles sont intrusives, notamment dans les « gneiss à biotite et sillimanite » (région de Plougouver et Gurunhel) que nous considérons comme l'équivalent des migmatites de Guingamp (*cf.* précédemment). Une de ces intrusions (Toul-Porz) a été datée à 542 + 7/-2 Ma par J. Andriamarofahatra et H. La Boisse (de) (1988). Les similitudes lithologiques et cartographiques de ces intrusions avec celles décrites précédemment permettent de proposer un âge d'environ 540 Ma pour les granitoïdes trondhjémitiques de la feuille Guingamp.

γ^{M} . **Formation de Ploufragan : granitoïdes et migmatites (533 ± 12 Ma)**. Cette formation intrusive occupe une superficie relativement importante dans le centre-est de la carte et se prolonge largement plus à l'Est sur la feuille Saint-Brieuc où se situe la commune de Ploufragan et où affleure la « Diorite de Saint-Brieuc » intimement liée à la Formation de Ploufragan. À l'Est de Plouvara, près de la limite entre les tonalites du même nom et les gabbros de Squiffiec, un affleurement isolé et altéré, rapporté à une apophyse de la Formation de Ploufragan, a été observé dans le talus de la voie ferrée.

La Formation de Ploufragan, est constituée en grande partie de granitoïdes (Hallot, 1993) à texture hétérogène caractéristique : on observe fréquemment des reliques ou des ébauches de rubanement migmatitique. Localement, sur la carte Guingamp, des migmatites franches affleurent.

Le caractère intrusif de la Formation de Ploufragan apparaît clairement à l'Est de la feuille Guingamp (*cf.* carte Saint-Brieuc à 1/80 000 et schéma structural joint à cette carte) où elle recoupe à l'emporte-pièce les formations des unités de Saint-Malo, d'Yffiniac et de Saint-Brieuc. Par ailleurs, à proximité de Saint-Brieuc, les granitoïdes de Ploufragan développent dans des migmatites rubanées, rapportées aux migmatites de Guingamp, un métamorphisme de contact qui plaide pour l'antériorité des migmatites de Guingamp par rapport aux granitoïdes de Ploufragan (Hébert *et al.*, 1993 ; Hébert, 1995). Les relations chronologiques entre le leucogranite de Plouisy et la Formation de Ploufragan sont maintenant bien établies. D'après les contours cartographiques, le leucogranite de Plouisy semble intrusif au sein des anatexites de Ploufragan, et des enclaves de migmatites, assimilables à celles de Ploufragan, ont été observées localement au sein du leucogranite. Ces observations indiquent une antériorité de la Formation de Ploufragan par rapport au leucogranite de Plouisy, antériorité maintenant appuyée par les résultats géochronologiques. En effet, l'âge de l'intrusion de Ploufragan est estimé à 533 ± 12 Ma d'après la datation de la « Diorite de Saint-Brieuc » (à l'Est de la carte Guingamp) alors que le leucogranite de Plouisy est maintenant daté à 523 ± 4 Ma.

Aspects macroscopiques. Les granitoïdes et les migmatites de Ploufragan ont une couleur d'ensemble relativement claire et, à l'exception de rares phénocristaux, leur grain est toujours fin (inférieur ou égal au millimètre) : ils fournissent, dans les nombreuses zones altérées, une arène micacée fine caractéristique de couleur ocre orangé. Les faciès migmatitiques, que l'on peut qualifier de diatexites, présentent des alternances formant, soit des rubans, soit des amas ou traînées à contours plus ou moins diffus de niveaux sombres biotitiques (mélanosomes) et de niveaux clairs quartzo-feldspathiques (leucosomes). Le rubanement disparaît au sein des granitoïdes, qui présentent, cependant, une texture hétérogène : il subsiste fréquemment des amas biotitiques plurimillimétriques à centimétriques. Plus rarement, les granitoïdes sont homogènes et présentent une texture isotrope microgrenue. Des phénocristaux centimétriques de plagioclase sont observés localement.

Les granitoïdes et les migmatites de Ploufragan renferment régulièrement des rognons peu allongés de quartz gris clair, de taille pluricentimétrique à décimétrique. La présence de ces rognons de quartz et le grain régulièrement fin permettent de distinguer clairement les migmatites de la Formation de Ploufragan de celles de Guingamp.

Pétrographie. D'un point de vue minéralogique, les granitoïdes et migmatites de Ploufragan sont composés principalement de plagioclase en cristaux trapus (parfois phénocristaux), généralement subautomorphes et plus ou moins séricitisés ; de quartz en grains xénomorphes et plutôt globuleux, mono- à polycristallins (joints lobés, parfois texture de recristallisation en joints triples) ; de biotite brun-rouge, parfois chloritisée, généralement en cristaux regroupés en amas. Le feldspath potassique n'a pas été observé ; la muscovite est relativement rare ; la sillimanite est présente de place en place et forme des amas dans lesquels on distingue parfois des assemblages reliques à cordiérite ± hercynite. La cordiérite est parfois présente dans la matrice.

Géochimie-Géochronologie. Les travaux de E. Hallot (1993) et R. Hébert *et al.* (1993) ont montré que les granitoïdes de Ploufragan sont des tonalites de type S se mettant en place simultanément avec l'intrusion dioritique de Saint-Brieuc (*cf.* feuille du même nom) datée à 533 ± 12 Ma.

Structure. Les migmatites et anatexites de Ploufragan sont peu déformées, et les plans d'anisotropie correspondent généralement aux plans de rubanement migmatitique. Ceux-ci mettent en évidence une géométrie interne complexe liée à la mise en place de l'intrusion de Ploufragan.

γ^{2AL} . **Leucogranite de Plouisy (523 ± 4 Ma).** Le leucogranite de Plouisy couvre une large superficie sur la feuille de Guingamp. Il affleure de manière presque continue entre Guingamp et Saint-Adrien, où, le long de la vallée du Trieux qui l'entaille, la roche est saine et peu friable ; il forme des falaises souvent supérieures à 5 m de hauteur. Il s'agit d'une roche de couleur claire à texture grenue et dont les minéraux sont reconnaissables à l'œil nu (quartz, feldspaths et micas). La texture est sub-isotrope, cependant on observe fréquemment un alignement préférentiel des minéraux qui définit le plan de foliation magmatique. En revanche, sur les plateaux séparant les vallons, les affleurements sont rares ; la roche est friable. Dans les labours s'observe alors une arène constituée de quartz et feldspaths.

Considéré initialement d'âge hercynien (Cogné *et al.*, 1976), le leucogranite de Plouisy s'inscrit dans l'évolution tardi-cadomienne. À l'échelle de l'affleurement et à l'échelle régionale, le leucogranite apparaît en alternance avec les migmatites de Guingamp et les amphibolites. Des figures d'intrusion du leucogranite dans les migmatites sont fréquemment observées et montrent l'antériorité des migmatites par rapport au leucogranite. De même, des enclaves de migmatites ou d'amphibolites sont incluses dans le leucogranite. D'après son contour cartographique et quelques observations à l'échelle de l'affleurement, le leucogranite de Plouisy recoupe la Formation de Ploufragan. Le leucogranite est par ailleurs intrudé par les massifs gabbro-dioritiques de Pédernec et Moustéru, puis par le champ doléritique filonien.

Pétrographie. Au microscope, la roche est constituée essentiellement de quartz, de plagioclase, de biotite et de mica blanc. Le feldspath potassique perthitique est subordonné, tandis que la muscovite est abondante. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la monazite et la tourmaline. Il présente une texture grenue avec cependant une orientation préférentielle des phases minérales soulignant la foliation magmatique. Localement, la foliation est plus marquée ; on observe alors une recristallisation du feldspath potassique perthitique en microcline, du quartz, du plagioclase et des micas. Localement, la biotite est déstabilisée en chlorite. La composition chimique représentative de ces phases minérales est donnée en annexe.

Géochimie. Une analyse chimique sur roche totale a été effectuée sur un échantillon du leucogranite de Plouisy. La roche a été prélevée sur un front de taille de la route de Bombriac, au bord du Trieux. L'échantillon est frais, sa texture est grenue. Les principaux minéraux sont le plagioclase, le quartz, la biotite (parfois chloritisée), la muscovite et le feldspath potassique. Ce dernier est peu abondant (< 10 %) ; par contre, la muscovite est très fréquente, soit en gros cristaux souvent associés à la biotite, soit en petits cristaux inclus dans le plagioclase.

L'analyse a été effectuée par fluorescence X (éléments majeurs) et ICP – ICP-MS (éléments traces) au BRGM. Elle est reportée dans un tableau.

La roche est acide ($\text{SiO}_2 = 73,48 \%$), riche en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,37 \%$) et fortement peralumineuse (indice $A/\text{CNK} = 1,17$), ce qui est cohérent avec l'abondance de muscovite. En accord avec la rareté du feldspath potassique, la teneur en potassium est basse ($\text{K}_2\text{O} = 1,29 \%$), la roche se définissant comme faiblement potassique ; ceci conduit à la désigner comme un « Na-leucogranite » ou une trondhjémite peralumineuse. Les faibles teneurs en Rb (= 30 ppm), U (= 0,8 ppm) et Ta (= 0,3 ppm) s'accordent avec le caractère faiblement potassique ; en revanche les teneurs en Sr sont plutôt élevées (= 278 ppm). Les teneurs des autres éléments incompatibles sont toujours faibles (ex. Th = 1,7 ppm ; Zr = 58,8 ppm ; La = 7,7 ppm ; Yb = 0,8 ppm).

Géochronologie. Deux datations ont été effectuées sur des échantillons similaires (DPLOU1) du leucogranite de Plouisy par les méthodes Th-Pb sur monazite (dosage microsonde) et U/Pb par dissolution sur monazites.

1 - Datation par la méthode Th-Pb sur monazite (dosage microsonde) (A. Cocherie) : dix monazites extraites du leucogranite de Plouisy ont été sélectionnées puis montées sur section polie afin d'être analysées à la microsonde électronique. L'étude au microscope électronique à balayage montre que les grains sont entourés d'un gangue silicatée et que des inclusions diverses sont présentes (ilménite, zircon, apatite, xénotime). Cette gangue et les intrusions n'ont pas été analysées à la microsonde électronique pour la détermination de U, Th et Pb.

Monazites du leucogranite de Plouizy

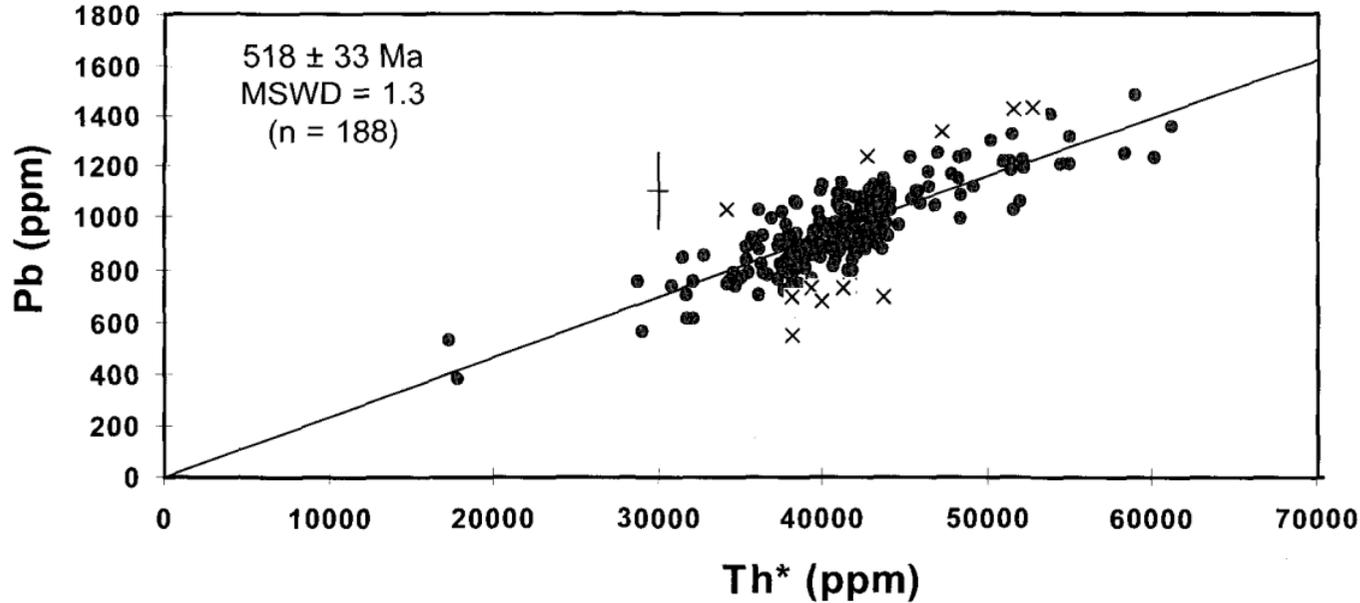


Fig. 6 - Diagramme $Pb = f(Th^*)$ pour les monazites du leucogranite de Plouizy.

La barre d'erreur représente l'incertitude à 2s sur les analyses individuelles effectuées à la microsonde ionique. Les points représentés par des croix ont été écartés statistiquement, certains montrant en particulier une légère perte de Pb^* .

La mesure des teneurs en U, Th et Pb a permis le calcul d'un âge U-Th-Pb_{total} sur 200 points (20 points sur 10 grains différents). L'erreur absolue sur la détermination de U et Pb est de 150 ppm. Pour Th, on considère une erreur relative de 2 %. La barre d'erreur moyenne est représentée sur la figure 6. À chaque point, correspond un âge défini avec une erreur probable voisine de 50 Ma (pour la gamme d'âge considérée). Un âge moyen peut alors être calculé sur l'ensemble des points : 516 ± 48 Ma (1σ) (tabl. 2). Douze points sur 200 ont été écartés statistiquement.

Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th* (ppm)	Âge moyen	Âge isochrone
$\pm \sigma$	$\pm \sigma$	$\pm \sigma$	$\pm \sigma$	$\pm \sigma$	$\pm 2\sigma$ Ma
Leucogranite de Plouizy (DPLUO 1)					
956 ± 165	$2\,064 \pm 1\,190$	$34\,522 \pm 4\,508$	$41\,335 \pm 6\,043$	516 ± 48	518 ± 33 (n = 188)

Tableau 2 - Analyses à la microsonde électronique sur monazites (Plouizy) (le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses)

Il est préférable de calculer un *âge isochrone* dont l'erreur est fonction de la dispersion des points dans ce diagramme. Cette dispersion est elle-même fonction de l'hétérogénéité des teneurs en U et Th des monazites. Dans l'exemple du leucogranite de Plouizy, la dispersion est très faible ; en outre, les teneurs en U et Th sont très faibles pour une monazite. Les faibles teneurs en Pb et la faible dispersion dans le diagramme isochrone conduisent à un âge isochrone affecté d'une erreur élevée : 518 ± 33 Ma. (2σ). Cet âge et son erreur sont calculés suivant le programme de Ludwig (1997) (voir également Cocherie *et al.*, 1998, pour la méthode).

Les points de chacun des dix grains donnent des âges similaires et ceci en tout endroit des grains (cœur-bordure). Les âges moyens grain par grain sont tous compris entre 506 et 534 Ma. Des pertes de Pb* sont donc peu probables. Dans la limite des erreurs sur la détermination de Pb, la présence éventuelle de Pb commun est négligeable.

L'âge isochrone est considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite. On interprète cet âge comme celui de la mise en place du granite.

2 - Datation par la méthode U/Pb par dissolution sur monazites (éch. DPLUO1) (C. Guerrot) : À partir de la souche de minéraux lourds, plusieurs cristaux de monazites ont été sélectionnés afin d'être analysés en spectrométrie de masse à source solide. La méthode U-Pb par dissolution a été utilisée.

Échantillon	Concentrations ÂGE				Rapports isotopiques				
	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb/U 208/206	Pb/U 206/238	Pb 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)
[1]			[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	
Échantillon DPLOU1									
3 1mz 15	1 279	582,7	28	3 519	16,3	0,0836 ± 3	0,6668 ± 30	0,05783 ± 18	523,4
5 1/2 mz 19	1 126	478,2	102	1 089	15,0	0,6599 ± 2	0,6599 ± 28	0,05781 ± 14	522,5

Tableau 3 - Résultats analytiques pour les monazites du leucogranite de Plouisy (DPLOU1)

NOTES :

1 = Minéral : nombre de grains mz : monazite

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb = 15 pg, U = 1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2s. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

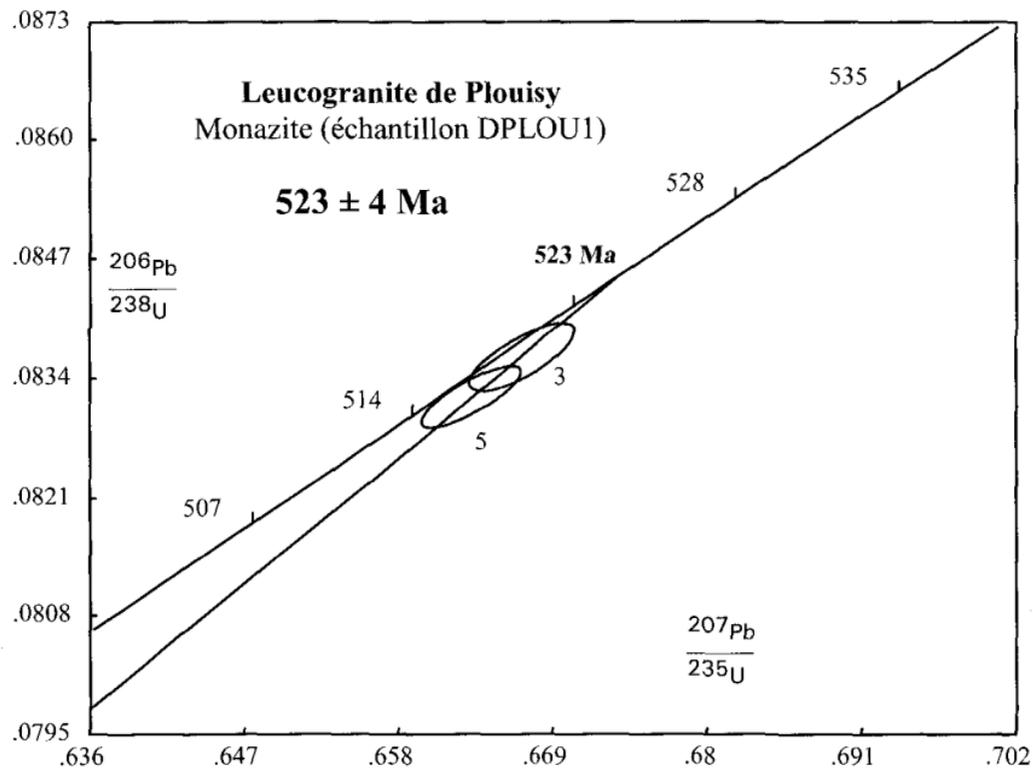


Fig. 7 - Diagramme Concordia U-Pb pour les monazites du leucogranite de Plouisy (DPLOU1)
 (les lettres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 1).

L'âge de cristallisation de la monazite est recherché. La température de fermeture pour la monazite en U-Pb étant estimée à environ 700 °C, l'âge obtenu sera considéré comme celui de la cristallisation du granite.

Après une séparation classique des minéraux lourds, les monazites sont récupérées dans la fraction magnétique 0,2-0,5 A. Elles sont ensuite légèrement abrasées (Krogh, 1982), bien qu'étant généralement concordantes, mais grain sur grain, sans utiliser de la pyrite. La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de T.E. Krogh (1973) et R.R. Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées, sur multiplicateur d'électrons en mode dynamique, sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les rapports mesurés sont corrigés du fractionnement, du blanc de procédure, de l'étalon, et du plomb commun initial en utilisant le modèle de J.S. Stacey et J.D. Kramers (1975). Toutes les erreurs sont données à 2s. La régression est effectuée selon D.W. Davis (1982). Tous les résultats sont donnés à 95 % de niveau de confiance.

Sur les huit fractions mises en solution, deux seulement ont pu être enregistrées pour l'uranium et le plomb. Des problèmes de récupération lors de la chimie purificatrice ont eu lieu. Néanmoins, les deux fractions analysées (tabl. 3, fig. 7) sont pratiquement sur la Concordia et permettent l'obtention d'un âge précis. La régression est forcée par zéro (± 50 Ma) et correspond globalement à la moyenne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. D'autres fractions seront analysées plus tard afin de confirmer cet âge. L'âge moyen est de 523 ± 4 Ma, en accord avec l'âge à 518 ± 33 Ma précédemment obtenu sur ces mêmes monazites à la sonde électronique. Cet âge est considéré comme l'âge de cristallisation du leucogranite de Plouisy. Plus précis que celui obtenu par dosage microsonde, ce résultat constitue la référence actuelle pour la mise en place du leucogranite.

Structure. Les travaux réalisés lors du lever de la feuille Pontrioux – Étables-sur-Mer ont montré que le leucogranite de Plouisy est un granite syntectonique se mettant en place au contact avec l'Unité de Saint-Brieuc (Le Goff et al., 1994; Égal et al., 1996a). La déformation est hétérogène : des faciès sub-isotropes alternent avec des granites foliés. En de rares points, ont été observées des mylonites. La foliation présente une grande variabilité en direction ; elle est généralement peu pentée et porte une linéation minérale de direction N90-120° proche de la ligne de plus grande pente. Lorsque la foliation est subverticale, les linéations sont subhorizontales. Les critères de cisaillement indiquent une cinématique en faille normale vers l'Est avec une composante décrochante dextre.

$^{\text{L}}\text{Y}^{\text{ZAL}}\text{P}$. **Leucogranite et pegmatites de Pabu.** Le granite peralumineux et les pegmatites de Pabu délimitent la bordure septentrionale de l'Unité de Guingamp et constituent une entité cartographique qui se biseaute d'Ouest

en Est. Il se distingue du leucogranite de Plouisy par sa teinte plus claire, sa minéralogie et sa texture. Il s'agit d'une roche de couleur blanche (hololeucocrate), peu, voire non déformée ; elle est constituée de minéraux de taille millimétrique qui atteint le centimètre dans les faciès pegmatitiques. À l'œil nu, on reconnaît aisément quartz, feldspaths, muscovite et grenat. L'abondance de muscovite, la présence fréquente de grenat et la rareté en biotite indiquent que ce faciès présente un caractère plus alumineux que le leucogranite de Plouisy. Les plus beaux affleurements se situent à proximité de Pabu sur la D787.

Le granite et les pegmatites de Pabu sont, pour l'essentiel, positionnés entre, d'une part, au Sud, les migmatites de Guingamp, le leucogranite de Plouisy, ou les granitoïdes de Ploufragan (bordure méridionale) et, d'autre part, au Nord, la Formation de Squiffiec intrudée par les faciès pegmatitiques. Ils semblent constituer les derniers liquides de fusion associés au leucogranite de Plouisy avec lequel ils présentent un contact diffus et donc une relation de contemporanéité. L'abondance des faciès pegmatitiques et leur développement possible en profondeur pourraient être responsables d'une part de la rétro-morphose importante des gabbros de Squiffiec et de l'absence d'anomalie gravimétrique à l'aplomb de ceux-ci (cf. § « Corrélations entre anomalies géophysiques et formations géologiques »).

Pétrographie. Au microscope, on distingue la paragenèse suivante : quartz + feldspath potassique (perthitique ou microcline) + plagioclase + muscovite + accessoires (apatite, zircon). Le grenat est souvent présent et la biotite peu abondante.

Structure. Le leucogranite de Pabu est affecté par une déformation hétérogène présentant toutefois les mêmes caractéristiques géométriques que les migmatites de Guingamp et le leucogranite de Plouisy. Des domaines de foliation subverticale alternent avec des domaines isotropes. Le caractère hétérogène s'affirme d'autant plus que l'on s'éloigne des migmatites, et la déformation est quasiment absente au contact avec les gabbros de Squiffiec. La linéation d'étirement est rarement observée.

PALÉOZOÏQUE (POST-CAMBRIEN)

Formations sédimentaires

Déjà soulignées sur les cartes géologiques à 1/80 000 par C. Barrois (1896) puis par P. Pruvost et G. Waterlot (1941), des formations paléozoïques d'âge imprécis sont situées dans la partie sud-ouest de la feuille Guingamp au niveau du relief de Coat Liou qui surplombe Bourbriac. Elles apparaissent au sein du Briovérien à phanites interstratifiés. Cependant, les rares affleu-

rements n'ont pas permis de déterminer quelle est la nature du contact entre ces formations. Selon toute vraisemblance, grès quartzeux puis schistes noirs paléozoïques surmontent le Briovérien à phtanites, l'ensemble de ces trois formations étant verticalisé et/ou plissé. Briovérien à phtanites et formations paléozoïques jalonnent le « Cisaillement nord-armoricain » à la faveur duquel elles sont translitées.

GQ. Grès quartzeux (Ordovicien inférieur ou Dévonien inférieur).

Les grès quartzeux forment une lame biseauté peu étendue (inférieur à 5 km). Aucun affleurement n'est observé, mais les pierres volantes au sommet de la butte de Coat Liou sont nombreuses. Il s'agit d'une roche de couleur blanche à texture saccharoïde et très dure. Des traces de scolithes y ont été décrits (Barrois, 1896).

Cette formation est en contact, au Nord, avec le Briovérien à phtanites interstratifiés et, au Sud, avec la formation des schistes noirs, mais la nature de ses contacts ainsi que son épaisseur demeurent hypothétiques. En lame mince, la roche est constituée essentiellement de quartz (environ 95 %) souvent jointifs ou cimentés par une matrice phylliteuse. De rares zircons ont été observés. Selon les auteurs, elle est attribuée, soit aux grès armoricains arénigiens (Barrois, 1896 ; Chauris, 1971), soit à des grès du Dévonien inférieur (Pruvost et Waterlot, 1941).

SN. Schistes noirs (Ordovicien inférieur ou Dévonien inférieur). Les schistes ardoisiers noirs forment une bande étroite biseauté parallèle aux grès quartzeux. Cependant, en raison de l'importance des formations superficielles, ses limites sont imprécises. Il s'agit d'une roche de couleur bleu sombre, très friable, schistosée à grain très fin, dont un seul affleurement a pu être observé dans le bourg de Bourbriac.

Les relations entre les grès quartzeux au Nord et le Briovérien à phtanites interstratifiés au Sud ne sont pas connues. Avec ce dernier, le contact est vraisemblablement faillé. En lame mince, elles apparaissent constituées de quartz disséminé dans une matrice très fine phylliteuse sombre dont on peut reconnaître quelques micas blancs. Les opaques et les rutiles sont nombreux.

L'âge de cette formation est inconnu. Elle a été attribuée aux Schistes d'Angers de l'Ordovicien faisant suite aux Grès armoricains (Barrois, 1896), puis aux schistes dévoniens de Nehou (Pruvost et Waterlot, 1941).

Roches plutoniques

Massif granitique de Quintin (291 ± 9 Ma)

Le massif granitique de Quintin constitue une intrusion de très grande taille, allongée suivant une direction E-W. Il affleure sur une longueur de 45 km pour une largeur moyenne de 10-15 km, et chevauche les coupures à 1/50 000 de Guingamp, Carhaix-Plouguer (Villey *et al.*, 1982), Quintin (Sagon, 1976) et Saint-Brieuc (non publiée). Sur la carte Guingamp, le massif affleure sur à peu près le 1/5 sud de la feuille, mais remonte vers le Nord sous forme d'une digitation (Nord de Boquého). À proximité de cette dernière, l'intrusion est également représentée par des apophyses circonscrites, d'échelle hectométrique à kilométrique en surface.

Plusieurs types de roches constituent ce massif intrusif (Beurrier *et al.*, 1979). Nous avons distingué sur la carte Guingamp :

- un granitique monzonitique qui constitue l'essentiel du massif. Il comprend un faciès porphyrique (distingué par une surcharge) et, localement, un faciès isogranulaire à grain moyen-grossier. Le faciès porphyrique à amphiboles, distingué sur la carte Carhaix-Plouguer (Villey *et al.*, 1982), n'a pas été reconnu sur la feuille Guingamp ;
- un granite isogranulaire à grain fin-moyen correspondant à peu près au granite des massifs de Plésidy et du Leslay distingués par L. Chauris *et al.* (1990) ;
- des enclaves hectokilométriques gabbroïques réparties sur une surface limitée.

D'autres faciès granitiques, de type filonien, ont été observés ponctuellement mais ils n'ont pu être suivis et n'ont pas été représentés sur la carte.

Le massif présente le plus souvent une texture magmatique peu orientée, mais il est cependant traversé par une branche du cisaillement varisque nord-armoricain qui, sur une largeur plurikilométrique, confère au granite une structure orientée caractéristique des conditions cinématiques décrochantes (plans S et C).

Le massif intrusif de Quintin recoupe des formations variées d'âge fini-protérozoïque à paléozoïque (filons doléritiques) dans lesquelles il développe un métamorphisme de contact. Sur le territoire de la carte de Guingamp, le massif est principalement en contact avec des gneiss migmatitiques, migmatites et anatexites de la Chaîne cadomienne.

L'intrusion de Quintin présente en surface une morphologie caractéristique en dômes plurihectométriques à kilométriques à section subcirculaire.

Un profil spécifique d'altération est associé à cette morphologie (*cf.* § « Formations superficielles »). Les meilleurs affleurements se situent généralement au sommet des dômes ou tout à fait en contrebas, au niveau des vallées les plus encaissées (bons affleurements de bord de route dans la vallée du Leff). Dans la zone intermédiaire, qui couvre la plus grande superficie, les affleurements sont souvent très altérés. Les sommets des dômes montrent régulièrement de nombreuses « pierres volantes » ou des boules granitiques peu déplacées, mais, dans de nombreux cas, on trouve également la roche en place au sein d'anciennes exploitations artisanales de petite taille (de quelques mètres à 20-30 m), maintenant abandonnées. Toutes ne sont pas représentées sur la carte. Quelques carrières de plus grande taille, et vraisemblablement plus récentes, existent également au niveau de zones encaissées (bord de route de la D7 qui relie Châtelaudren à Quintin).

Le massif de Quintin a été daté à 291 ± 9 Ma (isochrone Rb/Sr sur roche totale du faciès principal) (Peucat *et al.*, 1979).

θ. Gabbros. Des roches sombres grenues à microgrenues constituent plusieurs enclaves hectométriques à plurihectométriques. Elles ont été exclusivement observées dans la partie septentrionale du massif, au Sud-Ouest de Boquého, et n'ont pas été décrites sur les cartes voisines, du moins sous forme d'entités pouvant être cartographiées. Certaines enclaves, de petite taille, sont observées au sein du faciès porphyrique, mais celles d'échelle cartographique affleurent essentiellement en bordure d'une entité du faciès isogranulaire leucocrate. Cependant, les relations cartographiques avec les faciès granitiques du massif de Quintin n'ont pu être déterminées très précisément et restent interprétatives.

Ces enclaves sont constituées principalement de gabbros composés essentiellement de plagioclases (abondamment et finement maclés, à extinction onduleuse), d'orthopyroxène plus ou moins pseudomorphosé par de l'amphibole verte, d'amphibole brune, de biotite brune relativement abondante et de minéraux opaques. Localement, la biotite brune est particulièrement abondante et le pyroxène plus rare.

$\rho\gamma_b^{3CA}$. **Monzogranite porphyrique à biotite.** Ce faciès, le plus représenté sur l'ensemble de l'intrusion de Quintin (*cf.* carte Quintin ; Sagon, 1976), l'est également sur le territoire de la carte Guingamp et notamment dans la moitié ouest de l'intrusion. À l'Est, en revanche, le faciès porphyrique est cantonné principalement à une large zone en bordure du massif.

Il s'agit d'une roche de couleur grise quand elle est « fraîche », mais présentant une teinte beige orangée lorsqu'elle est altérée. Cette roche se caractérise par la présence de nombreux phénocristaux parallélépipédiques de feldspaths blancs de taille pluricentimétrique (généralement 2-5 cm selon

leur plus grande longueur, parfois 5-7 cm) et régulièrement répartis dans une matrice riche en micas noirs. Cette matrice est généralement isogranulaire (grain moyen à grossier), sauf au niveau des petites apophyses, où elle présente un grain fin à très fin.

Pétrographie. D'un point de vue minéralogique, le granite porphyrique *s.s.* est constitué de phénocristaux d'orthose (micro)perthitique automorphe et d'une matrice composée principalement de plagioclases (sub)automorphes fréquemment zonés (oligoclase,...) et irrégulièrement séricitisés, de feldspaths potassiques xénomorphes (orthose perthitique ou microcline), de quartz xénomorphe et de biotite brune (sub)automorphe rarement chloritisée. L'amphibole est exceptionnelle, la muscovite n'a pas été observée. Le zircon, fréquent à abondant au sein des biotites, constitue le principal minéral accessoire observé. L'apatite constitue de petits cristaux parfois fréquents. Nous n'avons pas observé de sphène, ni d'allanite pourtant décrits sur les cartes voisines.

Au sein des faciès microporphyrifères localement observés (apophyses du Nord de Boquého), les plagioclases, les feldspaths potassiques (plus rares), les quartz (automorphe corrodé à globuleux) et les biotites constituent de petits phénocristaux dans une matrice fine quartzo-feldspathique à biotite.

Géochimie. Des analyses chimiques du faciès porphyrique à biotite sont présentées par M. Beurrier et *al.* (1979) et dans la notice de la carte Carhaix-Plouguer (Villey et *al.*, 1982). Elles indiquent un caractère granitique monzonitique très net, avec, cependant, une tendance vers une composition de granite *s.s.*

Structure. En dehors de la zone d'influence du « Cisaillement nord-armoricain », une fabrique magmatique linéaire est fréquemment visible sur les affleurements de granite porphyrique. Elle est marquée par l'orientation statistique plus ou moins forte des sections allongées des phénocristaux de feldspath. Cette fabrique linéaire, variable d'un affleurement à l'autre ou même au sein d'un même affleurement, n'est que très rarement associée à un plan matérialisé mesurable sur le terrain. On ne distingue généralement pas d'orientation préférentielle à l'échelle de la lame mince.

γ_b^{3CA} . **Monzogranite isogranulaire à biotite.** Ce faciès affleure sur une faible superficie. Il se présente comme un équivalent sans phénocristaux du granite porphyrique : les deux faciès coexistent parfois à l'échelle de l'affleurement avec passage continu d'un faciès à l'autre ; des phénocristaux épars sont observés occasionnellement au sein du faciès isogranulaire. Le grain est moyen à grossier. La minéralogie est similaire à celle du faciès porphyrique.

γ^{3AL} . **Granite clair.** Ce faciès affleure en bordure nord du massif, immédiatement à l'WSW de Boquého et également sur une plus grande superficie, au sein même du massif. Il constitue, notamment, une longue bande étroite depuis l'Ouest de Plésidy jusqu'au-delà du Leslay. Il avait déjà été individualisé par ces deux noms de bourg par L. Chauris *et al.* (1990). Les contours, proposés par ces auteurs, diffèrent en partie de ceux que nous avons pu reconnaître, mais il faut indiquer que la qualité souvent médiocre des affleurements ne permet pas toujours de tracer précisément les limites entre les types granitiques. Ce granite se prolonge au Sud sur la carte Quintin où il est dénommé « granite à biotite à grain moyen, orienté, légèrement cataclasé ».

De petites apophyses (ou enclaves ?) de ce faciès, pas toutes représentées sur la carte, sont également présentes au sein du faciès monzonitique (porphyrique ou non).

Ce granite isogranulaire, peu micacé, est de couleur blanc crème à beige (patine beige). Le grain est moyen, parfois fin.

Pétrographie. La paragenèse comprend principalement : plagioclase (très rarement zoné, régulièrement séricitisé) en cristaux subautomorphes à xénomorphes, quartz xénomorphe, microcline en petits cristaux xénomorphes à subautomorphes, rare orthose perthitique. Les micas, relativement peu abondants, comprennent de la biotite verte, rarement brune ou vert-jaune (chloritisation ?), et de la muscovite parfois largement dominante. La tourmaline est exceptionnelle.

La présence de muscovite constitue un caractère spécifique par rapport au faciès monzonitique.

Les relations chronologiques de ce faciès avec le granite porphyrique ne sont pas élucidées. Des faciès filoniens observés ponctuellement en dehors de la zone cartographiée s'apparentent à ce granite.

Les faciès mylonitiques. Les faciès décrits ci-dessus sont affectés sur plusieurs kilomètres de large par une déformation proto- à ultramylonitique associée au fonctionnement du « Cisaillement nord-armoricain ». Macroscopiquement, cette déformation se manifeste par le développement de structures C/S (Berthé *et al.*, 1979). Les relations angulaires entre les plans de schistosité (plans S) subverticaux et les plans de cisaillement (plans C) et la géométrie des ombres de pression dissymétriques autour des clastes de feldspaths indiquent très clairement une cinématique dextre. Dans les faciès protomylonitiques, la déformation se manifeste par l'apparition de sous-grains à contours lobés dans le quartz et par une déformation interne des micas (extinction ondulée) en même temps que ceux-ci se déstabilisent (transforment) sur leurs bordures au profit de nouveaux cristaux de micas blanc de très petite taille (séricite). Ces transformations s'accroissent jusqu'au stade ultramylonitique où

le quartz constitue des rubans allongés totalement recristallisés, alors que les micas s'organisent en fins alignements constitués de cristaux hérités et néoformés (biotite recristallisée, séricite, oxydes). Le quartz et les micas soulignent les plans S et C de la roche. Entre ces plans, les feldspaths se comportent comme des clastes rigides (légère déformation interne sous forme d'extinction onduleuse) plus ou moins émoussés.

Intrusions de Péder nec–Moustéru

Les intrusions gabbrodioritiques de Péder nec–Moustéru forment deux massifs elliptiques chevauchant les coupures géologiques de Belle-Isle-en-Terre et de Guingamp (bordure occidentale). Le massif de Péder nec, au Nord, plus étendu, forme le remarquable relief du Menez Bré (301 m). Leur nature basique n'a été reconnue qu'avec la troisième édition de la carte géologique à 1/80 000 de Saint-Brieuc (Cogné et *al.*, 1976) et confirmée plus récemment (Hirbec, 1979 ; Chantraine et *al.*, 1984 ; Barrat, 1986). L'âge de ces intrusions n'est pas connu, mais on sait, cependant, que cet âge se place entre celui à ~ 523 Ma du leucogranite de Plouisy (intrudé par les intrusions gabbrodioritiques) et celui des filons doléritiques rapportés au Carbonifère inférieur et qui recourent les gabbrodiorites. Par ailleurs, sur sa bordure sud, le massif de Moustéru est affecté par une importante cataclase associée au fonctionnement du « Cisaillement nord-armoricain ». Les conditions d'affleurement sont extrêmement médiocres. Seules, les tranchées de chemin de fer dans le massif de Péder nec permettent d'observer la roche en place. L'essentiel des observations et interprétations pétrographiques et géochimiques présentés ci-dessous sont repris des travaux de J.-A. Barrat (1986, inédit).

θη. Gabbrodiorite de Péder nec. L'intrusion de Péder nec, localisée à l'extrémité nord-ouest, forme le massif elliptique du Menez Bré. Les faciès rencontrés vont de gabbros à hornblende jusqu'à des diorites quartziques. Les faciès gabbroïques semblent localisés dans la partie occidentale du massif (feuille Belle-Isle-en-Terre), tandis que les diorites quartziques apparaissent dans la partie orientale (feuille Guingamp) (annexe 2A). La taille du grain varie du millimètre au centimètre. Ce sont des roches de couleur sombre (faciès gabbroïque) ou mouchetée blanc-vert foncé (diorite quartzique), dures, isotropes ; ce n'est qu'exceptionnellement qu'un litage est observable.

Pétrographie. Au microscope, les gabbros à texture intergranulaire à subophitique, apparaissent constitués d'un plagioclase automorphe (labrador, An₆₀), d'une hornblende verte pœcilitique dont le cœur suggère parfois la présence d'un clinopyroxène relique, de quelques biotites, quartz, opaques, apatites et zircons. Le passage aux diorites est continu, et l'on aboutit à des roches plus riches en quartz interstitiel avec un plagioclase beaucoup plus acide (An₂₈). Ces différents faciès sont fréquemment rétomorphosés. Cette

altération se manifeste par la cristallisation de chlorite aux dépens des biotites et des amphiboles, la cristallisation d'épidote et d'oxydes-opaques et la séricitisation des plagioclases.

η. Diorite de Moustéru. L'intrusion de Moustéru, d'étendue plus restreinte que la précédente, est située au Sud de cette dernière. Aucun affleurement n'a été observé. Les « pierres volantes » sont des diorites et des granodiorites se distinguant de l'intrusion de Péderneec par leur plus grande richesse en quartz et feldspaths qui leur confère un aspect plus leucocrate.

Pétrographie. En lame mince, cette distinction se traduit par la présence, outre les phases précédemment décrites, d'orthose perthitique interstitielle. Dans ce massif, une déformation tardive, recristallisant le quartz et fracturant les feldspaths, s'accompagne d'une rétomorphose importante de la roche : les plagioclases sont séricitisés, la biotite est chloritisée et l'on observe de nombreuses épidotes tardives.

Géochimie. Des analyses en majeurs et traces ont été effectuées CRPG de Nancy par J.-A. Barrat (1986) sur 11 échantillons des deux massifs (cartes Belle-Isle-en-Terre et Guingamp) ne présentant ni traces d'altération ni traces de cataclases significatives au (annexe 2B). Ses principaux résultats pétrographiques et géochimiques montrent que les intrusions de Péderneec et de Moustéru ne présentent pas d'affinité avec les lignées alcalines et tholéiitiques. En revanche, l'ensemble des analyses des intrusions de Péderneec et Moustéru, bien que distinctes par leurs caractères pétrographiques et géochimiques, a un comportement compatible avec les lignées calco-alcalines.

Filons

De nombreux filons sont reportés sur la carte. Cependant, par rapport aux éditions antérieures (à 1/80 000), ces filons sont généralement nettement plus courts. Nous n'avons, en effet, que peu extrapolé leur extension à partir d'observations souvent ponctuelles.

αβ. Dolérites (330 ± 10 Ma). Les dolérites sont des roches sombres (noires ou vert sombre) à grain fin, isotropes, généralement pas à peu altérées, massives et dures (cassant avec éclats). Des blocs pluridécimétriques arrondis (« en boules ») sont fréquemment observés. Une végétation dense à genêts est souvent associée à des affleurements ou à des rassemblements artificiels de « pierres volantes ».

Les filons doléritiques traversent l'ensemble des formations du socle cadomien ainsi que les intrusions gabbroïques de Moustéru et Péderneec (Velde, 1970 ; Hirbec, 1979). En revanche, ils sont antérieurs au massif gra-

nitique de Quintin (daté à 290 Ma) : ils ne recoupent jamais ce dernier et on a pu observer, localement, un filon doléritique traversé par une apophyse du granite porphyrique.

Ces dolérites font partie d'un vaste champ filonien qui s'étend largement à travers le Domaine nord-armoricain (Lahaye et *al.*, 1995). Dans le secteur de Saint-Malo, ces filons sont datés à 330 ± 10 Ma (âge K/Ar obtenu sur roche totale et confirmé par des mesures paléomagnétiques ; Perroud et *al.*, 1986). Ce résultat permet d'attribuer un âge carbonifère inférieur aux filons doléritiques de la région de Guingamp.

Les filons sont irrégulièrement répartis sur la carte Guingamp : quasiment absents dans certains secteurs comme le coin nord-est de la carte, ils sont en revanche particulièrement abondants dans l'Ouest de la carte ainsi qu'au Sud et au Sud-Est de Châtelaudren. On observe parfois des faisceaux de filons séparés par seulement un à quelques mètres d'encaissant. Dans les secteurs riches en filons, les dolérites, bien résistantes à l'érosion, fournissent un très grand nombre de « pierres volantes », nettement majoritaires par rapport aux témoins plus altérables du socle encaissant. De nombreux talus, récemment taillés ou rafraîchis, ont permis d'estimer la puissance métrique à plurimétrique des filons doléritiques.

La plupart du temps, les filons de dolérites ne sont observés que ponctuellement (affleurements isolés) ou de manière imprécise (« pierres volantes » dispersées dans les champs) ; il est alors difficile de connaître la longueur et l'orientation des filons, d'autant plus que la liaison entre des affleurements espacés est hasardeuse. La direction de certains filons a cependant pu être obtenue à partir de l'orientation des épontes ou lorsqu'il a été possible de les suivre sur quelques dizaines, voire quelques centaines de mètres. C'est à partir de ces données couplées avec des informations géographiques locales (morphologie, alignements ou limites de végétation) que nous avons orienté l'ensemble des filons reportés entre N160° et N20°. Dans le centre-ouest de la carte, ils apparaissent particulièrement bien réglés autour d'une orientation méridienne.

Il est vraisemblable que les filons, peu épais, s'étendent la plupart du temps sur une distance réduite pour n'atteindre qu'exceptionnellement une longueur kilométrique.

Pétrographie. En lame mince, les dolérites sont constituées d'une paragenèse primaire principalement à plagioclase, pyroxène(s) et opaques auxquels s'ajoutent la biotite et l'apatite en tant que principal minéral accessoire. Cet assemblage est en partie déstabilisé au profit de l'amphibole verte et de la chlorite en remplacement partiel ou total des pyroxènes et de la biotite. L'assemblage primaire compose une texture caractéristique intergranulaire

(pyroxènes et opaques en position interstitielle entre les lattes de plagioclases) à sub-ophitique (continuité de certaines plages de pyroxènes qui englobent des lattes de plagioclases).

Géochimie. Trois analyses chimiques ont été effectuées dans le cadre du levé de la carte de Pontrieux – Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a). Plus riches en TiO_2 (à rapport FeO/MgO donné) que les amphibolites de Lanvollon, elles apparaissent ainsi plus alcalines (ou moins tholéitiques) que ces dernières. Elles se placent dans le domaine des laves anorogéniques. Des analyses semblables ont été obtenues sur la carte voisine de Belle-Isle-en-terre (Hirbec, 1979).

μγ. Microgranites porphyriques. L'essentiel des filons de microgranite porphyrique sont observés sur une zone réduite qui s'étend suivant une orientation SE-NW depuis à peu près Châtelaudren (quelques-uns plus au Sud-Est de cette ville) jusqu'à la limite nord de la carte (quelques filons ont été reportés sur la carte Pontrieux – Étables-sur-Mer). Ils sont ainsi particulièrement nombreux à l'Ouest et au Nord-Ouest de Bringolo où plusieurs de ces filons ont pu être suivis sur le terrain. Dans et autour de Châtelaudren, l'urbanisation ne permet pas de repérer beaucoup de filons, mais la prédominance de pierres microgranitiques dans les murs anciens indique le développement important de ces filons dans le secteur. La puissance des filons varie depuis 1-2 m jusqu'à vraisemblablement plus de 10 m. Comme les dolérites, les microgranites sont relativement résistants à l'altération et donc fréquemment préservés sous forme d'affleurements ou de « pierres volantes ». Il n'est pas rare par ailleurs que des filons relativement puissants forment un léger relief éventuellement couvert de végétation. Au Nord-Ouest de Bringolo, un certain nombre de filons ont ainsi pu être suivis sur une distance hectométrique à plurihectométrique. Leur direction est alors bien réglée autour de $N155^\circ$. Autour de Châtelaudren, la géométrie des filons est moins bien connue, mais ils apparaissent également s'orienter suivant une direction similaire. Cette direction $N155^\circ$ correspond à peu près à la direction d'ensemble de la zone filonienne. Au Sud-Est de Châtelaudren, un filon orienté $N25^\circ$ a été cartographié.

La roche est généralement de couleur beige et relativement claire (patine et cassure) du fait notamment d'une altération assez développée. Certains faciès, relativement frais et à matrice très fine, sont de teinte grise assez sombre. Des phénocristaux sont régulièrement présents au sein de ces filons granitiques. Il s'agit le plus souvent de cristaux blanc-beige de plagioclases plurimillimétriques à centimétriques, auxquels s'ajoutent éventuellement des cristaux d'orthose rosée de 2 à 4 cm. Les plus gros cristaux de plagioclases sont polycristallins. Des quartz globuleux de 1-2 mm sont régulièrement présents.

L'observation des lames minces montre qu'il s'agit de cristaux subauto-morphes avec des golfes de corrosion qui leur confère un aspect rhyolitique.

La matrice est fine (minéraux visibles dans le cas le plus fréquent) à très fine (micro- à cryptocristalline). Elle est essentiellement constituée de plagioclase et de quartz en quantité équivalente ou moindre que le plagioclase. Le feldspath potassique n'est pas observé dans la matrice. La biotite est en général complètement chloritisée et associée à de petits opaques. Elle constitue des petits phénocristaux lorsque la matrice quartzo-plagioclasique est particulièrement fine. Des paillettes non orientées de mica blanc sont parfois abondantes. On note parfois la présence d'amas circulaires d'amphiboles altérées.

Les filons de microgranite recoupent les terrains cadomiens déformés, mais ils ne sont pas datés. Leur relation chronologique avec les filons dolé-ritiques n'a pu être établie. En revanche, il est vraisemblable qu'ils sont liés au granite de Quintin comme des similitudes minéralogiques le suggèrent (composition minéralogique à peu près identique, présence de phénocristaux de plagioclase polycristallins, de quelques amas d'amphiboles altérées,...). On peut s'étonner, cependant, que les filons n'aient pas été observés à proximité immédiate du massif de Quintin. Par ailleurs, aucun corps granitique caché (sous-terrain) n'a été mis en évidence par les mesures gravimétriques à l'aplomb du champ filonien (cf. § « Corrélations entre anomalies géophysiques et formations géologiques »).

Q. Quartz

• La structure linéairement quartzreuse de Moustéru – Saint-Julien.

La carte Guingamp est traversée dans sa partie centrale par une structure linéairement. Initialement rapportée à des grès (Barrois, 1986), cette structure correspond à des quartz filoniens (Pruvost et Waterlot, 1941), d'orientation à peu près E-W, quasiment continus sur une quinzaine de kilomètres (Ouest de Saint-Adrien – Est de Boquého). Elle se poursuit de part et d'autre de manière plus discontinue. Dans sa partie ouest, jusque vers Moustéru, elle est représentée par une série de filons de quartz plurihectométriques à plurikilométriques et d'orientation E-W à NW-SE. À l'Est, elle se prolonge par une bande quartzreuse discontinue jusque sur la carte Saint-Brieuc (Saint-Julien). Au total, cette structure linéairement (« Accident de Moustéru – Saint-Julien » de L. Chauris, 1970) se suit sur environ 35 km. Elle constitue des reliefs allongés relativement importants qui dessinent une crête morphologique discontinue. Les sommets de cette crête sont parmi les points les plus hauts de la carte Guingamp. Les pentes de ces reliefs, riches en blocs silicifiés éboulés (formations de versants), sont généralement boisées (bois de Coat Liou, bois Meur,...). La largeur de la bande siliceuse, difficile à estimer, est d'ordre hectométrique. Cette structure linéairement recoupe les terrains cadomiens ainsi que le massif granitique de Quintin et apparaît donc particulièrement tardive.

Les roches siliceuses de ce linéament, généralement massives, affleurent abondamment. Elles ont été décrites en détail par L. Chauris (1970). De couleur blanche à grise, parfois rougeâtre, elles présentent fréquemment une structure bréchique avec des éléments siliceux, anguleux, plurimillimétriques à pluricentimétriques. Le ciment de la brèche est parfois ferrugineux. Des filonnets tardifs de quartz, parfois très nombreux, recourent les brèches, ce qui montre le caractère polyphasé et syntectonique de la silicification, d'origine hydrothermale. Le kaolin, bien blanc, peut être abondant (Chauris, 1970). Parfois, la ferruginisation bien développée donne une couleur rouge franche à la roche et l'altérite encaissante. Elle résulte d'un lessivage hydrothermal du fer le long de la structure (Chauris et Garreau, 1990). Des roches de l'encaissant sont localement broyées sur une épaisseur réduite au contact de la zone siliceuse. Ce linéament, du fait de sa longueur et de sa régularité, constitue un accident cassant majeur de la carte. Cependant, aucun décalage cartographique notable n'a été mis en évidence en relation avec cet accident. Aucune minéralisation associée à ce filon n'a été observée. L'analyse multi-élémentaire par ICP n'a par ailleurs révélée aucune teneur en Or.

• **Autres filons quartzeux.** En dehors de la structure linéamentaire précédemment décrite, le quartz est également présent sous forme de filons de longueur hecto- à kilométrique. Ils sont notamment fréquents au sein du massif de Quintin (partie occidentale) où ils se suivent généralement assez bien. Ils s'y présentent suivant des directions très variées avec une longueur plurihctométrique pour une puissance plurimétrique à décamétrique. Certains de ces filons sont constitués du même type de quartz que la structure linéamentaire, alors que pour d'autres, il s'agit de quartz blanc homogène, non bréchifié.

Dans le coin nord-est de la carte, sont observés de nombreuses « pierres volantes » et des blocs pluridécimétriques à métriques de quartz blanc, mais il n'a pas été possible de suivre une direction cartographique de filons.

À Châtaudren, un grand filon de quartz est reporté sur la carte à 1/80 000 Saint-Brieuc (Cogné et Sagon, 1976), mais nous n'avons retrouvé ce filon que très localement sous forme de quelques blocs pluridécimétriques, ce qui explique sa petite dimension sur la carte Guingamp.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRE

Sous ce terme, ont été regroupés les faciès altérés des roches du substrat et les dépôts récents (cénozoïques) qui les recouvrent. Les formations superficielles reconnues sur la carte sont toujours discordantes, azoïques (sans éléments de faune et de flore préservés) et mal datées : seules les corrélations régionales avec des dépôts comparables mieux datés, le plus souvent par la

palynologie (Morzadec-Kerfourn, 1974) ou intégrés dans des coupes remarquables (Monnier, 1974 ; 1980 ; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970), permettent quelques propositions de chronologie relative. Du fait de ces difficultés, ces dépôts ont été regroupés en fonction de leur mode de mise en place plutôt que par leur âge présumé. On y distingue les altérites, les dépôts de versants, les dépôts fluviaux et lacustres et les dépôts éoliens. Toutefois, pour aider le lecteur, le tableau 4 propose une table simplifiée des noms stratigraphiques employés en Europe du Nord-Ouest pour les dépôts continentaux et utilisés dans cette notice.

Noms d'étages et sous-étages	Âge de fin	Âge de début
Quaternaire		
Holocène (stade isotopique O¹⁸/O¹⁶ = 1)	0	-10 000 a
Pléistocène	0	1,6 Ma
Pléistocène supérieur	-10 000 a	-128 000 a
Weichsélien (dernière glaciation)	-10 000 a	-75 000 a
Pléniglaciaire supérieur (stade 2)	-10 000 a	-20 000 a
Inter-pléniglaciaire (stade 3)	-20 000 a	-60 000 a
Pléniglaciaire inférieur (stade 4)	-60 000 a	-75 000 a
Éemien (interglaciaire tempéré)	-75 000 a	-128 000 a
Pléistocène moyen	-128 000 a	-750 000 a
Saalien (glaciaires, stade 6,7,8)	-128 000 a	-350 000 a
Holsleinien (interglaciaire, stade 9)	-350 000 a	-400 000 a
Elstérien (glaciaires, stades 10,11,12)	-400 000 a	-500 000 a
Cromérien (plusieurs cycles, stades 14 à 19)	-500 000 a	-750 000 a
Pléistocène inférieur	-750 000 a	-1,6 Ma
Bavelien		
Ménapien		
Waalien		
Éburonien		
Tertiaire	-1,6 Ma	-65 Ma
Pliocène	-1,6 Ma	-5,3 Ma
Pliocène supérieur	-1,6 Ma	-3,4 Ma
Tiglien	-1,7 Ma	-2,1 Ma
Prétiglien (= premiers indices de glaces dans l'hémisphère nord, vers 2,3 Ma)		
Reuvérien	-2,3 Ma	-3,2 Ma
Brunsummien	-3,2 Ma	

Tableau 4 - Table simplifiée de la chronologie de la fin du Tertiaire et du Quaternaire en domaine continental pour l'Europe du Nord-Ouest (« chronologie nordique »)

(a = année, Ma = million d'années)

Un mois de terrain en 1993 a été consacré à la cartographie des formations superficielles. Le nécessaire compromis de représentation entre la cartographie du substrat rocheux et celle des formations superficielles nous a amenés à ne représenter que les zones où leur extension est suffisante. En complément, une

notation ponctuelle indique les sites où des formations superficielles d'extension plus limitée ont été observées.

La figure 8 montre la disposition schématique de ces différentes formations organisées en topo-séquences dans leur cadre géomorphologique régional.

Altérites

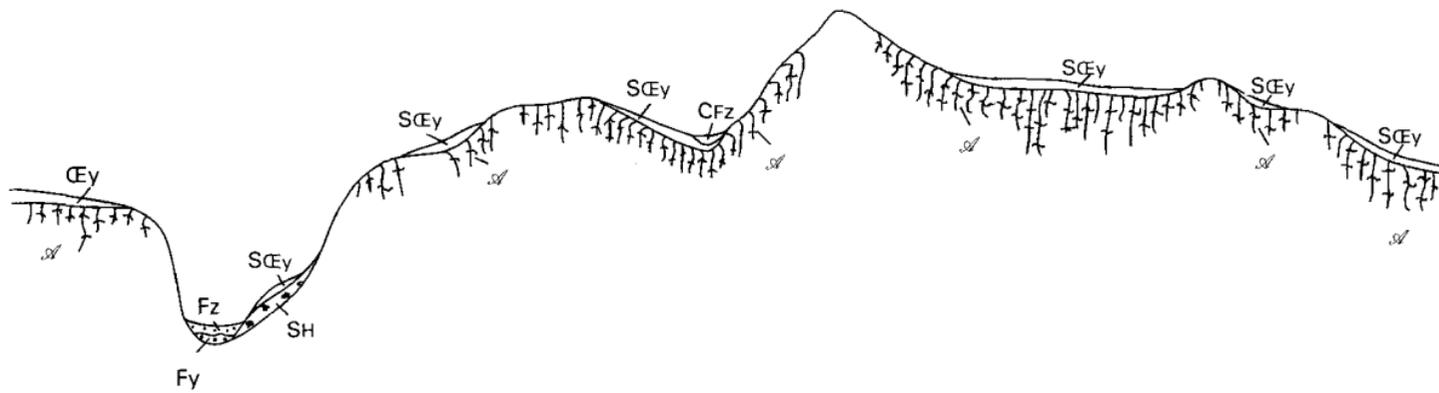
Ce terme désigne l'ensemble des matériaux issus de l'altération du substrat rocheux sans transport notable du résidu d'altération, y compris les phénomènes récents d'origine pédologique (« Pierre des Landes »). Sur cette carte, ce sont soit des arènes au sein desquelles les structures de la roche mère ont été conservées (*isaltérites*), soit des résidus de la désagrégation granulaire et de la corrosion chimique des roches (apparition d'argiles) avec destruction des structures originelles (*allotérites*). La figure 9 présente un profil d'altération qui résume schématiquement la répartition verticale des différents faciès d'altération que l'on peut rencontrer dans la région. Importantes sur presque tout le périmètre de la carte, elles signalent l'évolution continentale de la région au Tertiaire. Indépendamment de l'érosion du sommet des profils d'altération, l'altération se poursuit à un rythme plus lent depuis le début du Quaternaire.

La surface et l'épaisseur concernées par ces zones d'altération sont généralement sous-estimées sur la carte, faute d'affleurements et de coupes suffisamment nombreux.

Isaltérites (3 à 20 m)

Sont classées sous cette rubrique les zones où les affleurements du substrat montrent une roche ameublie, au sein de laquelle pénètre aisément une lame de couteau mais dont la texture, les grains minéraux et le réseau de fractures sont visibles et comparables à la roche saine.

Le granite de Quintin est très altéré sur presque toute sa surface à l'exception de pointements rocheux identifiés par la présence de blocs de granite en boules en surface, d'une part, et sur les flancs des vallées les plus incisées, d'autre part. Ces isaltérites se présentent le plus souvent sous la forme d'un sable grossier, plus argileux vers le sommet, plus compact vers le bas des profils où les boules de granite sain sont de plus en plus grosses et nombreuses. On peut y observer les structures de la roche originelle lors du grattage des affleurements. Ces faciès altérés étaient particulièrement visibles en 1993 autour du Foeil et de Plésidy, le long des talus réaménagés des RD 7 et RD 8 et, ponctuellement, dans des petites excavations à durée



Œy - Lœss de couverture

CFz - Colluvions de fond de vallée sur dépôt de versant

Fz - Alluvions limoneuses holocènes

Fy - Alluvions graveleuses weichséliennes

SH - Dépôt de versant périglaciaire à forte proportion de cailloux ("head")

SŒy - Dépôt de versant périglaciaire à dominante argilo-sableuse («arènes litées») et lœss

A - Altérites du substrat généralement

Fig. 8 - Disposition schématique des formations superficielles de la carte Guingamp

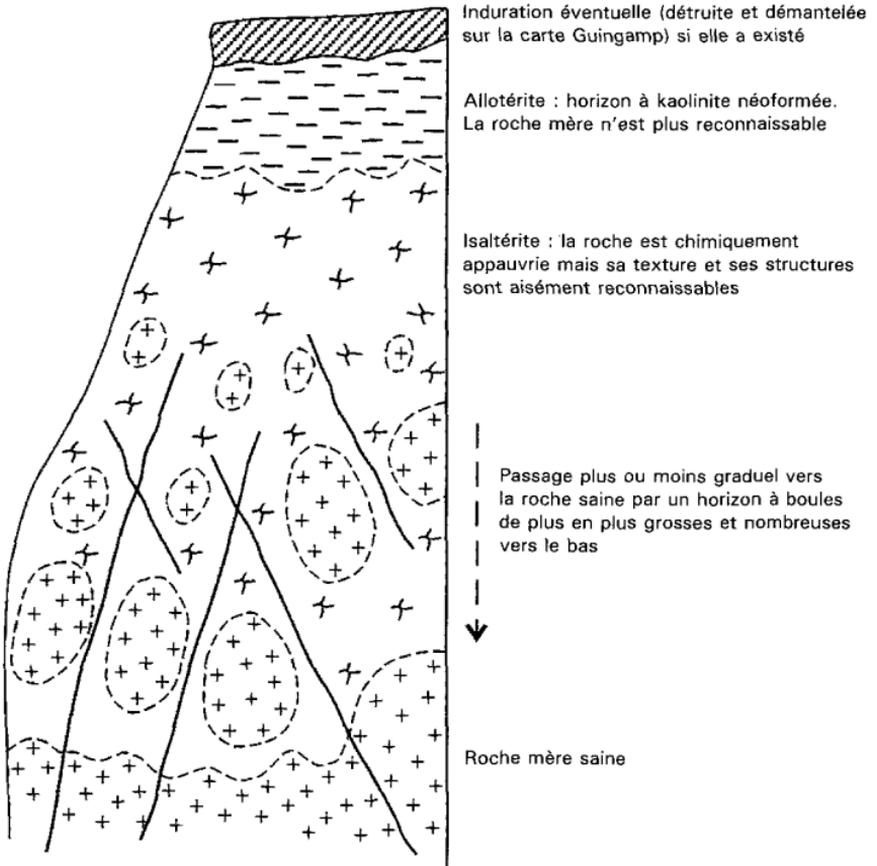


Fig. 9 - Représentation schématique d'un profil d'altération

de vie limitée (exploitation artisanale de sable pour les chemins autour des fermes).

Les altérites du massif de Quintin ont fait l'objet d'une étude approfondie (Plihon, 1974) qui distingue quatre ensembles, de bas en haut : une isaltérite s.s. (« arène »), une isaltérite déplacée (« arène fauchée »), un niveau sporadique rouge de limons argilo-sableux et des limons jaunes localement sableux.

Ces quatre ensembles ont fait l'objet d'analyses (granulométries : fig. 10 ; minéraux lourds : tableau 5 ; minéralogie des argiles) qui montrent que les isaltérites du Granite de Quintin sont identifiées par une granulométrie à dominante sableuse, la présence d'interstratifiés irréguliers de type chlorite-vermiculite à peu de vermiculite, présence en très faible quantité d'illite et de kaolinite désordonnée faiblement représentée.

Comme le souligne G. Plihon (1974), ces faciès traduisent en fait une histoire complexe de l'évolution continentale du massif de granite où des processus d'altération météorique ont généré une couverture d'altérites dont il ne subsiste actuellement qu'une partie des isaltérites décrites, les horizons sommitaux (cuirasses éventuelles, allotérites) ont été érodés.

Lors de la cartographie de la carte Guingamp à 1/50 000, l'impossibilité de traduire graphiquement le détail des différents faciès (selon G. Plihon) de ces formations superficielles nous a amenés à la création de trois ensembles : les isaltérites, qui regroupent les arènes et les arènes litées (ce paragraphe), les allotérites (paragraphe suivant) qui correspondent à un mélange d'allotérites et de niveaux remaniés rouges parfois riches en fraction lœssique, et les lœss ocres plus ou moins associés à des altérites fauchées (paragraphe sur les dépôts de versants).

Comme le Granite de Quintin, les migmatites de Guingamp, les leucogranites et les amphibolites de Lanvollon sont altérés sur plusieurs mètres (5-7 m en moyenne environ) et présentent un profil de même type avec une isaltérite sous des arènes fauchées. À l'affleurement, ce sont des sables plus ou moins compacts, argileux et plus bruns au sommet, siliceux et riches en paillettes de mica. En pied de versant, ces faciès peuvent être recouverts par plus de 2 m d'arènes déplacées (attribuables au vu du contexte régional à l'influence des climats périglaciaires) et associés à des limons lœssiques. L'épaisseur des altérites diminue vers le Nord-Est et devient peu importante (moins de 2 m généralement) en dessous de l'altitude de 100 m.

Quelques affleurements de ces profils d'altération étaient particulièrement visibles le long des talus de la RN 12 (autour de Guingamp ou de Châtelaudren), des RD 6, 8 et 787, ainsi qu'aux environs de Saint-Jean-Kerdaniel, à l'occasion du redimensionnement de voiries.

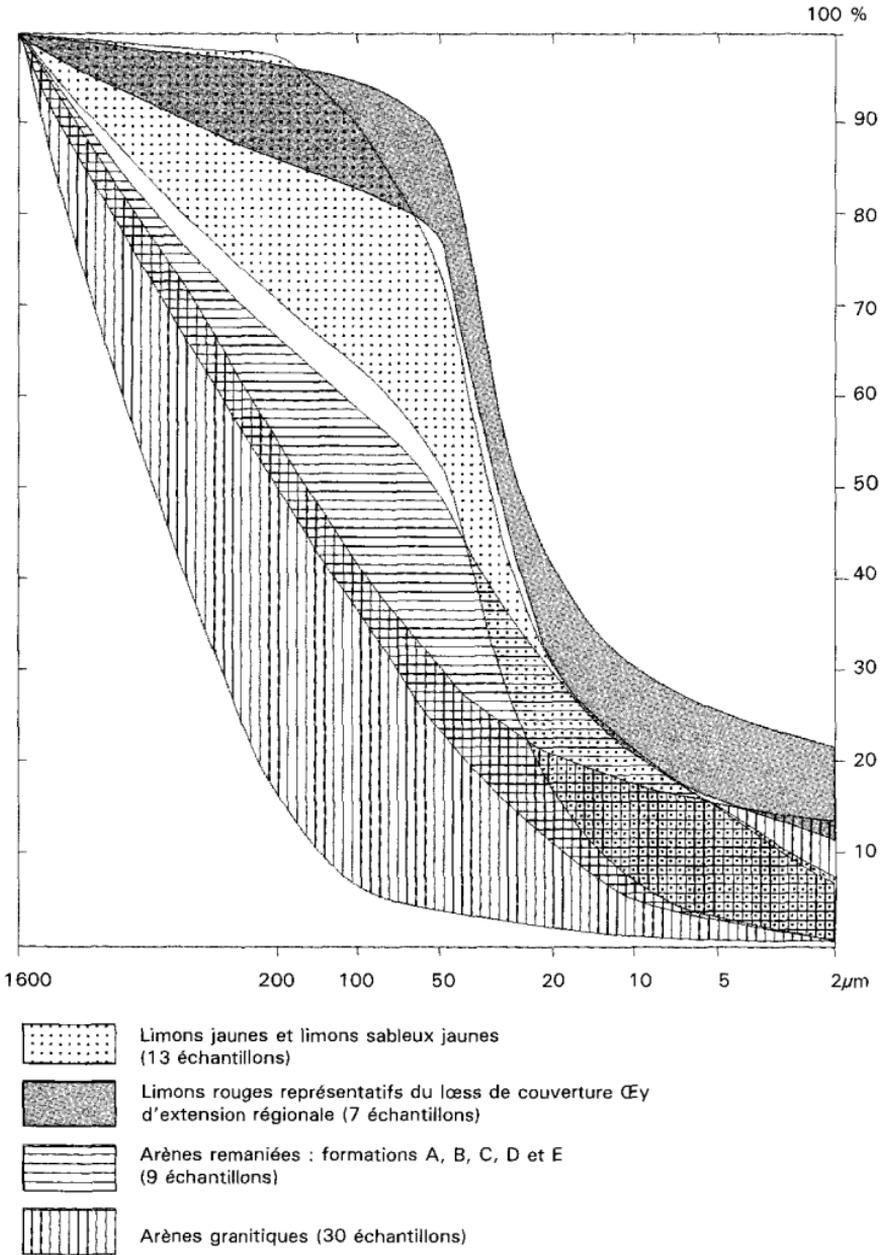


Fig. 10 - Courbes enveloppes et faisceaux granulométriques des différentes formations superficielles du massif de Quintin

Ces formations superficielles (altérites ou altérites déplacées sur versant) présentent généralement une courbe granulométrique linéaire (échelle semi-log) qui montre que toutes les tailles granulométriques de la fraction < 2 mm sont représentées, la quantité de particules fines (< 2 µm) oscillant entre 10 et 40 % suivant le stade d'altération atteint (ou l'importance de l'érosion du profil d'altération). Le minéral argileux dominant est la kaolinite (souvent plus de 60 %). Elle est toujours accompagnée en proportions variables (entre 5 et 25 % environ) de smectites (et interstratifiés smectite-illite ou smectite-vermiculite), d'illite et parfois de chlorite et de vermiculite.

Les roches grésopélitiques paléozoïques (O et SB) près de Bourbriac, très fragmentées (litage, schistosités, failles), sont fréquemment altérées (O^A, SB^A). Mais l'horizon d'altération le plus intense est remanié au sein des formations périglaciaires de versants (« head ») qui dérivent de ces roches et les recouvrent. On note toutefois, à l'affleurement, un enrichissement en particules fines issues de la désagrégation granulaire de la roche mère qui empâtent les plaquettes de roche plus saine. Ceci est confirmé par l'importance de l'illite dans la fraction fine des dépôts de versants remaniant les faciès altérés de ces schistes : la quantité d'illite traduit la faible évolution géochimique de ce matériau par rapport à la composition de la roche mère. De même, la granulométrie silto-argileuse de l'altérite correspond à la nature des éléments détritiques constitutifs de la roche mère.

La mauvaise qualité des affleurements permet peu de commentaires. On suppose que ces schistes ont connu comme les granites ou les migmatites une altération profonde. Les profils d'altération constitués ont ensuite été érodés. Il n'en subsiste que la base, fortement perturbée par les cryoturba-tions quaternaires (constitution de dépôts hétérométriques au bas des versants par glissement lent : « heads »).

Allotérites (1 à 5 m environ)

Le terme d'allotérite désigne normalement la frange la plus superficielle des roches altérées. C'est à ce titre un des horizons du sol qui altère la roche sous-jacente. Dans cet horizon, les structures et les minéraux qui composaient la roche substrat ne sont plus reconnaissables : hormis quelques enclaves ou grains minéraux résiduels, toute la roche est transformée en argile et silice (quartz, silice amorphe, etc.), et la composition chimique montre un appauvrissement qui peut atteindre 100 % pour certains éléments (carbonates, sodium, potassium, etc.).

Sur la carte Guingamp, le terme d'allotérite désigne deux familles de formations qui ne sont pas strictement des allotérites vraies, aux horizons à kaolinite bien exprimée, mais dont l'aspect (couleur, structure et faciès, nature argileuse) les différencie des autres formations d'altération de la carte

Nature des échantillons	Classe granulométrique	Numéro des échantillons	% pondéral	Minéraux transparents								Opaques Transparents	Opaques	Transparents	
				Zircon	Titanés	Tourmaline	Silicates de métamorphisme	Épidote s.l.	Hornblende	Pyroxènes	Altiérés				
Arènes granitiques	γ	QUI 1005	0,27	98,2								1,8	26,8	21,1	78,9
	β	QUI 1005	0,07	+				+						99	1
	γ	QUI 1007	0,24	99,3						+			14,6	12,8	87,2
	β	QUI 1007	0,02	+						+				80	20
	γ	QUI 1102	0,18	97,9	+			+		+			49,8	33,3	66,7
	γ	QUI 1204	0,22	97,3				+	+	+		1,5	9,3	8,5	91,5
	γ	QUI 1207	0,21	98,6						+		1	17	14,5	85,5
	γ	QUI 1217	0,21	98,3	+			+		+		+	57,2	36,4	63,6
	γ	QUI 1301	0,34	97,6				+	+	+			84,1	45,7	54,3
	γ	QUI 1401	0,23	98,8				+	+	+			25,2	20,1	79,9
γ	QUI 1409	0,30	95,8				1,1		2,6		+	40,2	28,7	71,3	
Limons rouges et niveaux rouges sablo-limoneux	γ	QUI 1008	0,16	75,3	+	+		1,6	20,5		1,3	26	20,6	79,4	
	β	QUI 1008	0,11	4,7				2,3	+	92,1		92,1	48	52	
	γ	QUI 1208	0,47	90,8				1	+	6,2		1,6	48,1	32,5	67,5
	γ	QUI 1216		55,9			2,4	5,3	2,4	34			62,4	38,4	61,6
	γ	QUI 1605	1,80	1	1,3	+	4,3	1	89,3	1	+	34,4	25,6	74,4	
Limons jaunes et niveaux jaunes sablo-limoneux	γ	QUI 1006	0,32	53,2	1,6	1,2	+	1,4	40,3		1,9	50,1	33,4	66,6	
	β	QUI 1006	0,22	1,3		+	1,9	1,9	93,5		+	77,7	43,7	56,3	
	γ	QUI 1209	0,32	74,5	1,2	+	1,7	1,2	19,3		1,7	53,5	34,9	65,1	
	γ	QUI 1218	0,22	46,1	+	1	7,8	3,2	39		2,6	75,5	43	57	
	γ	QUI 1402	0,26	32,8	+	1,3	30,3	6,5	26,7	1,6	+	68,2	40,4	59,5	
	γ	QUI 1604	0,80	2,6	3	+	6,6	3,5	81,3	1,8	+	40,9	29	71	
	γ	QUI 1607	0,90	5,4	1,6			7,5	2,7	80,5	+	1,3	64,4	39,2	60,8

Tableau 5 - Les minéraux lourds du massif de Quintin

N.B. : chaque chiffre correspond à un pourcentage et les croix à un taux inférieur à 1 %.

et justifie leur regroupement dans cette famille. On observe, d'une part, des altérites de teinte généralement claire (gris ou blanc), siliceuses et argileuses ou argilo-silteuses sans préservation des faciès de la roche mère, et d'autre part, des formations argilo-limoneuses rouges, siliceuses, reposant généralement sur des isaltérites.

La *première famille* est constituée de matériaux argilo-silteux gris, sili-
ceux, qui reposent sur des gabbros, des leucogranites et des amphibolites
(A^{θ} , $A^{\gamma^{1-2}}$, A^{λ}), en limite nord de la carte, près de Pabu, associés à la plate-
forme de 100 m. Ces matériaux se présentent comme un résidu d'altération du
substrat et renferment peu de blocs (la roche mère fournissant plutôt des sables
et silts par altération chimique des minéraux et désagrégation des grains).

L'analyse granulométrique de quelques échantillons prélevés plus au Nord
(Sud du bois de Plourivo, hameau de Petit-Loup, Yvias, bois de Pommerit, sur
la carte Pontrioux – Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a), montre une grande
variabilité dépendant du substrat rocheux et de pollutions plus récentes (löss
et/ou tri éolien, gélifluxion). Le quartz et les argiles (kaolinite dominante) sont
les constituants minéralogiques dominants de ces matériaux (diffractométrie
RX sur poudres et argiles). Autour de Pabu (Nord de Guingamp), ces forma-
tions kaoliniques ont été exploitées pour la fabrication de poterie.

L'âge de ces altérites plus ou moins remaniées est antérieur à l'incision des
vallées, mais aucune datation précise n'a pu être faite, faute de marqueurs.
On peut supposer, à titre d'hypothèse, que ce sont des allotérites développées
au Tertiaire (Éocène, Oligocène ?, comme en Bretagne centrale ; Durand,
1960 ; Estéoule-Choux, 1970) qui ont été partiellement érodées ensuite (au
Mio-Pliocène ?). Les résidus de ces profils ont été ensuite remaniés, voire
détruits, au début des périodes froides (Plio-Pléistocène inférieur) lors des
périodes de climat périglaciaire.

La *deuxième famille* regroupe des matériaux argilo-silteux généralement
rouges, parfois bariolés de traînées blanches, que l'on rencontre sur les gra-
nites et les migmatites du Sud et de l'Ouest de la carte.

Ces formations peuvent être considérées comme les résidus d'allotérites à
kaolinite développées aux dépens du substrat et érodées ensuite (argiles
blanches le long de la déviation au Nord-Est de Guingamp, ou près de Saint-
Gildas le long de la RD 22). Elles correspondent aussi à l'altération d'un sub-
strat riche en fer (argiles sableuses rouges du Crimpelet, au Sud de Plouvara ;
Kerfome, 1920 ; Chauris et Garreau, 1990). Enfin, elles peuvent aussi repré-
senter un mélange d'altérites fauchées (« arènes litées ») et de vieux löss
pédogénisés (talus au Sud-Ouest et Nord-Ouest de Coadout) dont la part res-
pective de chaque composant est impossible à dissocier sans analyses com-
plémentaires. Dans ce dernier cas, c'est la nature fortement argileuse associée
à la teinte brun-rouge qui nous ont conduits à placer ces formations superfi-
cielles dans les allotérites malgré leur origine complexe (altération, ruisselle-
ment, effets du froid, mélange avec löss) et polyphasée.

Enfin, bien que non représenté comme altéré sur la carte, le grand « filon de quartz », qui traverse la carte d'Est en Ouest (structure de Moustéru – Saint-Julien), présente des faciès cariés qui évoquent une hydrolyse de ce matériau avec perte de silice par dissolution. À ce titre, il mérite d'être signalé dans les allotérites à cause de la présence importante de kaolinite. Si une part importante de ce faciès peut être attribué à la mise en place hydrothermale (Chauris, 1970), on ne peut s'interdire de penser qu'une part non négligeable de l'aspect actuel de cette roche à l'affleurement sur les crêtes (aspect carié, vacuolaire, importance de la kaolinite) est d'origine supergène (altération météorique) et doit être attribué aux climats chauds et humides du passé (Paléogène, Crétacé ?,...).

Le cadre paléogéographique de mise en place de ces différentes altérites (isaltérites et allotérites) ne peut se faire, faute de données locales, que par analogie avec les études détaillées effectuées en Bretagne centrale (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970 ; Wyns, 1991), ainsi que l'a suggéré G. Plihon (1974) pour son étude sur les altérites du Granite de Quintin. On peut ainsi supposer que la région a connu, au Tertiaire, une période d'altération intense (Paléogène ?) qui a provoqué l'apparition d'une couverture généralisée d'altérites avec indurations (ferruginisations, silicifications) en partie signalées par l'existence actuelle de fragments de limonites (Chauris et Garreau, 1990). Le rafraîchissement du climat, associé à une baisse d'humidité, à partir de l'Oligocène (Chateaufort, 1980) a ralenti ces processus. Des remaniements (érosion, ruissellement) ont certainement eu lieu au Mio-Pliocène. À partir de la fin du Pliocène, les cycles climatiques froids ont provoqué l'érosion intense de ces altérites dont il ne reste que des lambeaux localisés autour de sites particuliers (site abrité, chimie particulière du substrat).

Formations résiduelles

Δ. Conglomérats à ciment ferrugineux : « Pierre des landes » (notation ponctuelle) (généralement déplacées par l'homme). Exclusivement dans le coin nord-est de la feuille (près de Notre-Dame-de-la-Cour et de la Corderie), on trouve dans les constructions (maisons, églises) des blocs de conglomérat à ciment ferrugineux qui agrègent des fragments de roches locales (amphibolites, leptynites) et des quartz parfois roulés de 1 à 3 cm de long. À l'affleurement, cette roche se présente en dalles irrégulières, remontées à la surface des champs lors des labours profonds (renseignement fourni par les agriculteurs) puis déplacées par les agriculteurs. En place (talus rafraîchis), cette roche est friable, de couleur gris à brun-rouille, d'aspect terreux, constituée de morceaux de roche mal cimentés et en cours d'altération. Après exposition à l'air, la précipitation des oxydes de fer cimente ce matériau et lui donne cette teinte rouille à noire si caractéristique dans les constructions de la région. L'examen de quelques lames minces

montre la présence de morceaux de roches (amphibolites, leptynites) et de quartz de quelques centimètres dans une matrice fine silto-argileuse très riche en fer précipité qui cimente l'ensemble.

La localisation de ces « Pierres des landes » (appellation locale) est centrée autour de Lanvollon et de Pléguien (plus au Nord, sur la carte Pontrieux – Étables-sur-Mer, (Égal et *al.*, 1996a) et paraît liée au cumul de deux facteurs : d'une part, un substrat rocheux composé d'amphibolites et de gabbrodiorites (forte teneur en fer) ; d'autre part, une topographie plane, mal drainée (nappe perchée affleurante) qui correspond à la plate-forme d'abrasion située vers 100 m NGF, la solubilisation du fer étant d'origine pédologique (acides humiques). On peut considérer que cette roche est une « croûte de battance » (zone où le sol s'assèche en été) liée à ces facteurs « stationnels » particuliers.

Considérant l'absence de telles roches dans les éléments figurés des formations de versants, l'importance de l'érosion et du transport des matériaux meubles sur les versants pendant les périodes froides (glaciations) et tout particulièrement la dernière (Pléistocène supérieur, Weichsélien), on peut supposer que la mise en place de ces indurations est récente (Holocène) et toujours active (Chauris et Garreau, 1990). On ne peut toutefois pas exclure pour quelques-unes de ces concrétions un âge plus ancien correspondant à des phases climatiques interglaciaires ou interstadias favorisant l'altération pédologique.

Dépôts de versant

Cette dénomination regroupe l'ensemble des sédiments déplacés de leur substrat d'origine et momentanément immobilisés sur les pentes des versants. L'allochtonie relative de ces dépôts est généralement faible (quelques mètres à quelques hectomètres sur les glaciaires les plus étendus) : les cailloux qu'ils renferment sont de bons indicateurs de la nature du substrat rocheux sous-jacent.

SH. Dépôts périglaciaires : « head », arènes litées (0,5 à plus de 5 m). Ce sont des dépôts hétérométriques, mélangeant cailloux et matrice fine, qui couvrent les versants en s'épaississant vers le bas (Lautridou, 1985).

Le terme de « head » est utilisé en Bretagne, Basse-Normandie et le long du littoral britannique pour désigner un dépôt de versant complexe, de granulométrie très variable où existe toujours une proportion importante de blocs et de cailloux (éléments > 2 cm de long) issus du substrat rocheux local fracturé par l'action du gel lors des périodes froides quaternaires. Ces gros éléments souvent jointifs, sont empâtés dans une matrice limono-argileuse

brune (7,5YR3/4 à 10YR6/6, code Munsell) et non carbonatée, et s'orientent au sein du dépôt dans l'axe de la pente dominante du versant. La matrice représente 10 à 50 % de l'ensemble du matériau. Sur la carte, ces « heads » se développent principalement à partir de roches saines, résistantes, comme les grès quartzeux paléozoïques, les leptynites ou amphibolites de Lanvollon, ou à débit en plaquettes comme les schistes paléozoïques.

La mise en place de ces « heads » est régie par plusieurs phénomènes (fauchage, cryo-reptation, solifluxion) lents : les sédiments de surface sont peu à peu déplacés lors des alternances de gel-dégel profond qui ont existé lors des périodes froides du Pléistocène. Localement, vers la base de ces formations, on peut observer des niveaux de pierrailles, pauvres en matrice, correspondant à des éboulis de gravité au pied des pentes les plus fortes.

Ces heads sont aisément observables le long des falaises du littoral (à Port-Lazo, au Sud-Est de Paimpol, Égal et *al.*, 1996a ; Monnier, 1980 ; Bigot et Monnier, 1987 ; Morzadec-Kerfourn, 1974). Sur la carte Guingamp, seuls quelques talus rafraîchis ou quelques arrachements au pied des versants des principales vallées (Trieux, Leff) permettent de les observer partiellement : au Nord de Guingamp et le long des talus de la RD 8 le long de la vallée du Trieux, dans le bois de Coat Liou, aux abords de Bourbriac ou au Nord de Châtelaudren, le long de la vallée du Leff.

Les « Arènes litées » sont des sables argileux ocre à brun vif (10YR6/6 à 7,5YR3/4, code Munsell), renfermant parfois des graviers de quartz et éventuellement enrichis en silts (Plihon, 1974). Ces formations présentent souvent un pseudo-litage en bandes de couleurs différentes qui s'ancrent latéralement dans les altérites du substrat, ce qui explique leur nom. La mise en place de ces formations de versants est étroitement associée aux processus périglaciaires (cryoturbations, fauchage, gélifluxion, ruissellement, solifluxion) qui ont modelé les versants lors des périodes froides du Quaternaire (Van Vliet-Lanoë, 1988). Elles se développent aux dépens des altérites sous-jacentes et sont intimement liées à leur lithologie. Elles couvrent la presque totalité des roches « granitiques » (Granite de Quintin, Migmatites de Guingamp, parfois Leptynites de Lanvollon). Leur importance est limitée sur les interfluves (épaisseur généralement < 1 m) tandis qu'elles nappent les versants en s'épaississant vers le bas, à proximité du thalweg, où elles peuvent atteindre 3 à 4 m d'épaisseur.

L'absence d'élément de datation incite à la prudence quant à l'âge exact de ces formations de versants. Leur mode de mise en place sous climat périglaciaire permet de les attribuer aux périodes froides du Quaternaire. L'absence de sols de rang interglaciaire (type sols brun ou brun lessivé) interstratifié, dans la plupart des coupes observées, laisse supposer que la plus grande partie de ces dépôts est postérieure au dernier interglaciaire (émien), même

si la teinte de la matrice évoque une histoire plus complexe (pédogenèses plus anciennes détruites).

Localement, ces dépôts sont recouverts de lœss qui sont attribués au dernier maximum de froid du Weichsélien (Pléniglaciaire supérieur). Ainsi, en conformité avec les observations effectuées sur le littoral de la baie de Saint-Brieuc (Monnier et Morzadec-Kerfourne, 1982 ; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Monnier et Bigot, 1987), la plupart de ces formations de versants se seraient mises en place lors des phases de morphogenèse (érosion importante), depuis le Weichsélien ancien jusqu'à la fin de la deuxième partie du Weichsélien (niveau de « Kesselt » à la base du Pléniglaciaire supérieur). Toutefois, certains sols bruns plus colorés, brun vif (7,5YR3/4), et plus épais (plus de 1,20 m) semblent polyphasés ; quelques coupes (le long de la RD 767, à l'Ouest de Guingamp) montrent des vestiges flués de racines de sols bruns interstratifiés qui indiquent que ponctuellement, il subsiste des dépôts de versants plus anciens (Saalien ?).

Dépôts fluviaux et lacustres

Cette famille regroupe les sédiments déposés par les rivières de la région (y compris les dépôts peu différenciés comme les colluvions de fond de vallée) ainsi que les tourbes (ou des sédiments tourbeux) qui leur sont associées localement dans les sites les plus humides.

Le terme de « colluvions » désigne les dépôts généralement fins (argiles, silts) transportés par l'érosion diffuse à la surface du paysage et qui s'accumulent le plus souvent au pied des versants. Ces dépôts passent latéralement aux alluvions lorsque le ruissellement est concentré au fond d'une vallée.

CFz/SH. Colluvions holocènes (1 m maximum) sur dépôts périglaciaires weichséliens de versants (0,5 à 5 m). Ces colluvions (CFz) sont constituées de silts beiges à brun vif (10YR à 7,5YR, code Munsell), le plus souvent sableux et non carbonatés. On les observe au fond des thalwegs secs ou à ruissellement intermittent. Généralement sans structures sédimentaires visibles, elles peuvent parfois être enrichies en matière organique, voire présenter des niveaux tourbeux, ou renfermer quelques graviers (généralement des quartz de 1 à 3 cm de longueur issus du substrat) et présenter un litage traduisant un épisode local de ruissellement concentré en chenal. Elles sont pelliculaires et ne dépassent généralement pas 1 m d'épaisseur.

Elles proviennent du ruissellement diffus sur les versants qui apporte des particules fines des formations superficielles locales (silts des lœss, argiles ou sables fins des altérites et des dépôts périglaciaires de versants).

Par convention, comme ces colluvions constituent un continuum avec les alluvions récentes qu'elles nourrissent, nous avons délimité ces colluvions au fond des thalwegs sans écoulement permanent. Dans la partie sud de la carte, sur le Granite de Quintin, des replats intermédiaires existent sur les versants, donnant une morphologie étagée dans le paysage. Ces colluvions ne peuvent être dissociées du sommet fauché et pédogénisé des altérites sous-jacentes.

Les colluvions (CFz) recouvrent généralement des dépôts périglaciaires de versants (SH) dont elles dérivent en partie et qui sont décrites au paragraphe précédent.

Bien qu'aucun élément de datation de ces colluvions n'ait été trouvé sur cette carte, diverses observations (granularité fine, faible extension, superposition aux dépôts périglaciaires), complétées des informations livrées par les coupes du littoral (Monnier, 1974 ; 1980 ; Hallégouët et *al.*, 1980), permettent de proposer un âge holocène pour ces dépôts. Une partie s'est vraisemblablement mise en place à la suite des interventions de l'homme sur le paysage depuis le Néolithique (déforestation, défrichement, pratiques agricoles). De plus, on peut supposer que les pratiques agraires actuelles (grandes parcelles, labours profonds, sols nus en hiver) contribuent à l'accélération localisée de leur mise en place.

Les formations périglaciaires de versants (SH) qu'elles recouvrent sont significatives des climats périglaciaires du Pléistocène (glaciations). Des restes de paléosols ou de stratigraphies n'ayant pas été observés lors des levés sur les rares affleurements visibles, on peut donc supposer que la dernière période de remobilisation de ces matériaux sur les versants date du Weichsélien (début du Pléniglaciaire supérieur ?).

À l'échelle de la carte, ces colluvions ont une importance limitée. Elles soulignent toutefois l'organisation du drainage dont l'orientation dépend de la fracturation du substrat rocheux et signalent généralement des zones humides à prendre en compte lors de travaux d'aménagement (drainage, voirie, etc.).

Fz/Fy. Alluvions fines holocènes recouvrant des alluvions grossières : Weichsélien probable (0,5 à 5 m). Ce sont des sédiments fins, siliceux, où les silts dominent généralement sur les fractions sableuses et argileuses. Ces alluvions apportées par les rivières actuelles constituent le sommet du remplissage des fonds de vallées parcourus par des ruisseaux permanents. Elles sont à l'origine du fond plat de ces vallées dont la limite marque l'emprise de la plaine alluviale (lit majeur) lorsque la pente longitudinale du profil d'écoulement devient faible, dans la partie aval des drains.

L'épaisseur du remplissage est mal connue (Reynaud, 1848). Elle ne dépasse pas quelques décimètres sur le cours des petites rivières mais est plus importante dans les drains principaux où elle varie de 0,5 m à quelques mètres (1,6 m dans le Leff à Châtelaudren, 2 à 3 m au Nord de Guingamp dans le Trieux).

La signature en minéraux lourds des alluvions (résultats de battée de la fraction sableuse : Inventaire minier français, BRGM) est une association riche en amphiboles (hornblende), épidote, rutile, staurotide, zircon, magnétite, ilménite et grenat secondairement accompagnés de tourmaline, pyrite, sphène, sillimanite, anatase et corindon. Cet ensemble peut être considéré comme la synthèse des principaux minéraux lourds des roches du bassin versant des rivières qui parcourent cette carte (l'absence de disthène peut être lié aux modalités de prélèvement – lieu et procédure d'échantillonnage – et à la fraction granulométrique analysée). Un site particulier a livré des sables alluvionnaires riches en titane au Nord de Châtelaudren, le long du Leff (Mulot, 1971).

Elles représentent le produit de l'érosion du substratum rocheux (altérites) et des formations de versants (dépôts périglaciaires de versants, lœss et altérites). La faible compétence des rivières en période tempérée (= interglaciaire) explique leur granularité sablo-silteuse dominante.

Les alluvions fines recouvrent généralement des fractions plus grossières (graves de fond) qui reposent sur le substrat (« bed rock »). Dans les petites rivières, la base est souvent constituée de niveaux plus sableux renfermant fréquemment des cailloux peu émoussés (surtout des nodules de quartz).

Dans le Leff et surtout le Trieux, ces alluvions grossières sont plus développées (2 m à Châtelaudren, 2 m ou plus au Nord de Guingamp). Elles se composent alors de cailloux (2 à 8 cm de longueur approximative) ou de blocs (quelques éléments décimétriques) dans une matrice sableuse et siliceuse. La pétrographie de ces blocs rassemble les différentes lithologies du bassin versant du drain : granites, gabbrodiorites, amphibolites, schistes non altérés (en faible proportion). Des fragments de grès « ladères » (Vasseur, 1881) ont été découverts parmi ces éléments figurés des alluvions (communication orale de B. Hallégouët), mais leur source en amont n'a pas été identifiée. Les éléments figurés des alluvions peuvent être anguleux, présenter des arêtes émoussées ou atteindre le stade de galet dont la fréquence augmente vers l'aval. La granularité grossière du matériau nécessite un régime hydraulique

de haute énergie qui n'a pu se produire que lors des débâcles ayant existé pendant les périodes glaciaires (saisons contrastées en climat périglaciaire).

Malgré l'absence de données paléontologiques, l'âge des alluvions grossières de base est vraisemblablement weichsélien. En effet, ces alluvions ne peuvent s'être déposées que sous climat froid et donc pendant une phase glaciaire. D'autre part, l'absence de séquences sédimentaires, de traces d'emboîtement ou d'étagement argumentent en faveur d'un seul cycle climatique de mise en place, et l'absence d'altération pédogénétique dans ces sédiments est un argument en faveur d'un âge post Éemien.

Les alluvions fines sus-jacentes, en continuité avec les dépôts fluvio-marins du littoral (abers du Trieux ou du Jaudy : Auvray et *al.*, 1976 ; Égal et *al.*, 1996a), se déposent depuis le début de l'Holocène, en correspondance avec le climat tempéré qui règne dans la région depuis 10 000 ans. Aucun reste de faune n'est signalé dans ces alluvions, hormis un bois de cerf élaphe découvert plus au Nord, dans le Trieux, vraisemblablement au sommet du remplissage du fond de vallée (Plusquellec, 1968).

T. Tourbe holocène (notation ponctuelle). Des tourbes ou des sédiments tourbeux (silts ou sables riches en matière organique et débris végétaux) ont été reconnus en quelques points de la feuille. D'extension limitée, ces tourbes existent en lentilles interstratifiées dans les alluvions holocènes (Trieux, Leff) ou correspondent à des zones marécageuses où la topographie est plate.

Comme sur la carte Carhaix-Plouguer (Villey et *al.*, 1982) au Sud-Ouest de Guingamp, il est vraisemblable que des sédiments tourbeux existent aussi en tête des vallons sur substrat granitique (granites, migmatites,...) peu altéré et peu perméable, à proximité des sources pérennes. Marquée par des joncs en surface, l'extension de ces dépôts ne dépasse pas quelques m² ; ils n'ont pas été cartographiés dans la présente édition.

°°. **Quartz et feldspath émoussés résiduels (Pliocène ?)**. Des quartz et quelques feldspaths sains aux arêtes émoussées, de 2 à 3 cm de longueur maximum, brun-roux ou parfois rougis sur plus de 1 mm d'épaisseur, ont été reconnus dans le coin nord-est de la carte (environs de Notre-Dame-de-La-Cour et de la Corderie).

E. de Fourcy (1844) les avait signalés avec d'autres lambeaux dans le Trégor et le Goëlo, notamment au Nord-Ouest de Guingamp (Herrouin, 1973) où ils n'ont pas été retrouvés lors du lever de la présente édition.

Ces cailloux émoussés résiduels sont inclus dans les formations superficielles (altérites cryoturbées, dépôts périglaciaires de versants) et ne forment

pas de niveau individualisé. Leur présence apparaît étroitement associée à la plate-forme de 100 m NGF qui s'exprime nettement plus au Nord sur la carte Pontrioux – Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a) et sont vraisemblablement à corrélérer avec les silts à quartz émoussés du bois de Pommerit-le-Vicomte (*ibid.*).

La présence de ces cailloux émoussés associés au replat à 100 m est un des éléments qui permettent d'envisager une origine marine possible pour ce replat. L'âge de leur dépôt est inconnu. Par analogie avec les dépôts marins de la région de Saint-Brieuc (Milon, 1929), et les analyses morphologiques effectuées sur la plate-forme de 100 m (Milon, 1933, 1937 ; Denizot, 1937 ; Meynier, 1942), ces quartz roulés pourraient être pliocènes. Ils peuvent représenter les résidus de dépôts marins ou fluvio-deltaïques pliocènes qui ont couvert une partie de la Bretagne et sont mieux préservés sur d'autres sites de la région (Gros et al., 1984) ou éventuellement correspondre aux premiers épandages fluviatiles qui ont succédé à cet épisode marin. Dans ce cas, ces galets pourraient dater de la fin du Pliocène ou du Pléistocène inférieur.

Dépôts éoliens

Les sédiments d'origine éolienne, qui existent sur la feuille, se limitent aux lœss. Surtout constitués de fines poussières (silts fins) de quartz, ces lœss proviennent de la déflation (arrachage et transport de particules par le vent) sous un climat très sec et froid, d'épandages sableux dont l'origine est à rechercher au large de la baie de Saint-Brieuc et du Trégor (Barrois, 1897 ; Baulig, 1933 ; Bigot et Monnier, 1987). En effet, lors des périodes de froid maximum (Pléniglaciaire), la Manche était en partie exondée. Elle était parcourue d'un réseau de rivières laissant de grands épandages détritiques qui ont fourni ces particules fines.

Œy. Lœss de couverture : Weichsélien (0,5 à 2 m). Ce lœss est une roche meuble, douce au touché, finement pulvérulente (silts) quand elle est sèche et non-altérée, de teinte jaune pâle (10YR5/6) à brune (7,5YR7/8) suivant son état. Sec, le lœss peut former des falaises abruptes et stables tandis que, saturé d'eau, il s'effondre facilement, peut localement fluer ou devenir, dans les champs, un borbier difficile à traverser par les engins agricoles ou de terrassement.

Nous considérons que les limons rouges, identifiés par G. Plihon (1974) au sein du Granite de Quintin, correspondent au lœss de couverture pédogénisé. À ce titre, la courbe granulométrique des limons rouges (fig. 10) est représentative du lœss de couverture. Elle est typique d'un lœss : courbe sigmoïde très redressée, silts entre 20 et 60 μm dominants et faible pourcentage d'argile (moins de 15 %).

Ces lœss sont généralement plus épais sur la partie nord de la feuille (plus de 2 m, exceptionnellement jusqu'à 3,5 m le long de la RD 767) où ils forment une couverture presque continue au sommet plat des interfluves. Vers le Sud, ils ne dépassent pas 1 m d'épaisseur et se présentent en placages discontinus (replats au sommet des interfluves ou pièges en fond de vallée).

Ces lœss sont identiques sur toute la feuille. Ils paraissent appartenir à un seul cycle de dépôt (le dernier) et représenteraient la Formation de Sable-d'Or-Les-Pins (site littoral de la baie de Saint-Brieuc ; Monnier et Bigot, 1987), équivalent des lœss de couverture en Normandie ou dans le Nord de la France (Sommé *et al.*, 1980). Sur le périmètre de la carte, ils sont généralement homogènes, mais peuvent présenter dans le détail des variations de faciès (pseudo-litage avec intercalation de niveaux de graviers ou de « head » sur les versants). Ces lœss sont décarbonatés comme dans le Trégor ou le Goëlo (Monnier, 1974, 1980 ; Hallégouët *et al.*, 1980). Leur sommet est affecté par la pédogenèse post-glaciaire qui leur donne une teinte brune (sol brun lessivé, 7,5YR5/6 code Munsell).

Par analogie avec les coupes de la côte de la baie de Saint-Brieuc (Hallégouët *et al.*, 1980 ; Monnier et Bigot, 1987 ; Monnier et Morzadec-Kerfourm, 1982 ; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986), ce lœss de couverture peut être daté du maximum du froid de la dernière glaciation (Pléniglaciaire supérieur du Weichsélien, entre -25 000 et -12 000 ans environ). À cette époque le niveau marin était au plus bas, et les fines poussières, provenant des formations estuariennes exondées ou des alluvions déposées par le fleuve de la Manche, se sont déposées sur les surfaces planes de la bordure septentrionale du Massif armoricain, ou ont été plaquées par le vent contre les reliefs favorablement orientés.

Variabilité granulométrique des lœss. Quelques lœss ont fait l'objet d'une analyse granulométrique. Deux populations se distinguent :

- les lœss de couverture, qui montre une courbe en S typique des lœss ;
- les lœss plus anciens, qui ont connu une évolution complexe postérieurement à leur dépôt (altérations pédogénétiques et remaniements sur les versants) ; ces lœss sont plus argileux et pollués de fractions plus grossières (petits fragments de roche).

Le lœss de couverture est composé à plus de 80 % de particules siliceuses entre 15 et 60 μm , avec une médiane à 15-20 μm et 15-20 % en moyenne de particules < à 0,5 μm .

Les lœss anciens donnent un fuseau granulométrique plus large. La médiane est décalée vers les fractions fines, l'enrichissement en phases argileuses est variable mais net, et la forme de la courbe correspond à un matériau mal trié.

La quantité d'argile (> 20 %) dans ces matériaux peut avoir un effet d'écran aux eaux d'infiltration.

Nature minéralogique des lœss analysés. Les analyses effectuées montrent que ces lœss sont surtout composés de quartz (plus de 60 %) et de plagioclases qui peuvent représenter de 15 à 40 % du sédiment. Dans la phase argileuse, ce sont les interstratifiés smectitiques qui dominent sur l'illite et la kaolinite. La chlorite, plus ou moins bien cristallisée, est toujours présente.

Les minéraux denses des lœss sont variés : magnétite, épidote, amphiboles et ilménite sont les mieux représentés avec les oxydes de fer ; mais on trouve aussi en moindre proportion du grenat, du disthène, de la biotite, de la muscovite, du rutile, du zircon et du sphène. Ces minéraux lourds sont représentatifs des différentes roches de la région et s'accordent avec le cortège de minéraux lourds reconnus dans les alluvions (batées de l'Inventaire minier BRGM). Les différences entre le cortège des alluvions et celui des lœss a deux origines. D'une part, la fraction granulométrique analysée n'est pas la même, les minéraux lourds des lœss étant très petits (silts) comparés aux sables lourds des alluvions ; de ce fait, les ratios quantitatifs sont modifiés, le vent ne pouvant transporter les mêmes tailles et les mêmes formes de minéraux lourds que les rivières. D'autre part, les matériaux des lœss ont connu un circuit de transport plus complexe : les silts des lœss proviennent des particules fines des alluvions emportées au Nord de la cote actuelle. Puis ces dépôts ont été repris par le vent (lors des climats froids qui provoquent les dépôts de lœss, la plate-forme au large des cotes est exondée, le niveau marin étant plus bas) et redéposés par le vent sur le continent. Lors de ce transit complexe, une succession de tris modifie les ratios du cortège en minéraux lourds. Une partie des espèces minérales qui proviennent du contexte régional se retrouvent dans les lœss et permettent d'affirmer que l'origine des matériaux des lœss est régionale.

On peut également envisager que les lœss ou une partie d'entre eux, proviennent directement du remaniement par le vent des altérites voisines.

œx-γ. Lœss pléistocène moyen et supérieur (notation ponctuelle). Sous les lœss de couverture, il existe localement d'autres lœss, en grande partie érodés et plus ou moins remaniés par ruissellement et gélifluxion, qui ont été reconnus le long des talus de la RD 767. Ils sont généralement plus argileux et massifs, renferment parfois des graviers en faible quantité ou des sables et sont généralement plus colorés, en brun jaunâtre clair (10YR7/3, code Munsell) ou en brun (10YR5/6, code Munsell).

Ces restes de lœss peuvent correspondre au lœss récent inférieur (Pléniglaire inférieur du Weichsélien), quand ils ne sont pas altérés (« brunifiés ») par une phase de pédogenèse, ou peuvent être plus anciens (Saalien ?), quand

ils sont plus argileux, plus compacts, visiblement déplacés et colorés en brun. Les grandes coupes préservées le long du littoral (pointe de Guilben, Binic, Tournemine, Port-Morvan, etc.) confirment que la stratigraphie des lœss est complexe et que plusieurs phases de sédimentation éolienne ont existé au cours du Pléistocène moyen et pendant le Pléistocène supérieur (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Hallégouët *et al.*, 1980 ; Monnier, 1980 ; Bigot et Monnier, 1987 ; Monnier et Bigot, 1987).

Dépôts anthropiques

X. Remblais. Ces dépôts, peu étendus sur la feuille sont de deux types. Les plus importants correspondent à des remblais de surélévation pour l'aménagement de plate-forme hors d'eau (bord du Trieux à Guingamp), pour des voies ferrées (gare de Guingamp) ou des voiries (surtout RN 12). Ils sont constitués de matériaux d'origine locale (terrassements sur site ou transport limité à partir de zones « en déblais »). Leur épaisseur est variable et oscille le plus souvent entre 2 et 5 m. Les plus ponctuels, mais aussi les plus fréquents, sont des remblais de comblement d'anciennes carrières ou de sites de décharges souvent implantées sur le flanc des versants de petites vallées. Ils sont alors constitués d'un mélange d'ordures et de gravats dont l'épaisseur moyenne est de 3 m environ, mais qui peut ponctuellement dépasser 5 m. Leur cartographie sur la carte Guingamp n'est pas exhaustive, et nombre de ces dépôts, aujourd'hui recouverts d'herbe ou aménagés, doivent exister autour des zones construites.

CORRÉLATIONS ENTRE ANOMALIES GÉOPHYSIQUES ET FORMATIONS GÉOLOGIQUES

Anomalie de Bouguer

Le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies de gravité positives importantes parmi les plus fortes observées en France. Ces anomalies, dont les maxima atteignent 30 à 35 mgal, soulignent les forts contrastes de densité existant de part et d'autre de la baie de Saint-Brieuc, entre, au Nord, les roches cadomiennes à dominante basique, et, au Sud, les terrains sédimentaires et migmatitiques cadomiens et les granitoïdes paléozoïques.

La carte de l'anomalie de Bouguer jointe montre ainsi deux zones principales clairement distinctes : le Nord-Est est occupé par des terrains de forte à très forte densité alors que, pour l'essentiel, le reste de la carte est constitué de roches peu denses. La limite entre les deux zones, progressive mais régulière, est parallèle à la limite entre les unités de Saint-Brieuc et de Guingamp, soulignée par l'accident majeur de Plouagat-Coëtmioux. Cette concordance des limites géologique et gravimétrique met bien en évidence le contraste de densité, et donc de lithologie entre les unités de Saint-Brieuc et de Guingamp.

La zone dense nord-est est représentée par une large anomalie positive qui concerne le Nord-Est de la carte Guingamp (limitée par un cadre sur la carte de l'anomalie de Bouguer : Annexe 5) mais dont le maximum d'amplitude se situe sur la carte Pontrioux-Étables-sur-Mer au niveau de l'intrusion gabbrodioritique de Saint-Quay-Portrieux. Cette dernière apparaît ainsi nettement plus lourde que les gabbros de Squiffiec qui jalonnent une bonne partie de la limite sud de l'Unité de Saint-Brieuc, mais ne semblent pas jouer un rôle important dans le gradient gravimétrique régional (la limite de l'anomalie positive est indépendante de la forme cartographique des intrusions de gabbros,...). Ceci est confirmé par les modélisations gravimétriques (*cf.* § « Résultats du Projet ARMOR » en introduction) qui ont amené à attribuer une densité relativement faible à ces gabbros (Truffert *et al.*, à paraître). Ceci peut s'expliquer par une abondance de filons pegmatitiques légers au sein des intrusions gabbroïques (*cf.* § « Résultats du projet ARMOR » en introduction, et *cf.* coupe géologique jointe à la carte).

Au Sud-Ouest, on distingue une importante anomalie négative nettement centrée sur les gros plutons granitiques varisques de Quintin, Plouaret et Lannion (?). Les maxima négatifs de cette anomalie sont tous situés à l'aplomb de ces granites. En dehors de ces derniers (et à l'exception relative du coin sud-ouest de la carte), la densité de toute la zone sud-ouest reste faible et traduit l'absence de corps basiques notables (de grande dimension). Une petite anomalie faiblement positive est cependant visible le long de la limite occidentale de la carte Guingamp. Elle se localise juste au Sud de l'intrusion basique de Pédernec et traduit vraisemblablement l'enracinement vers le Sud de cette dernière.

Anomalie du champ total réduit au pôle

Le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies linéaires, d'amplitude moyenne comparée à celle de l'anomalie du bassin de Paris ou de la Manche, mais qui sont, néanmoins, les plus fortes du Massif armoricain (Le Moüel, 1969). Des anomalies d'amplitude comparable sont observées au centre du Cotentin (prolongation du domaine cadomien) ou en baie d'Audierne.

Une compilation de données aéromagnétiques plus détaillées sur la Chaîne cadomienne a été effectuée récemment dans le cadre du « Projet ARMOR » (Programme GéoFrance 3D). Ces données sont issues de deux levés de basse altitude effectués respectivement pour la SNEAP en 1975 (altitude de 120 m) et pour l'INSU/CNRS en 1992 (350 m). Les procédures de compilation et de traitement de ces levés sont présentées et discutées par A. Galdéano *et al.* (à paraître).

La carte de l'anomalie du champ total réduit au pôle (Annexe 6) met en évidence plusieurs anomalies magnétiques positives (Galdéano et *al.*, à paraître). La comparaison des contours de ces anomalies avec les contours de la cartographie géologique ainsi que des mesures de susceptibilité magnétique sur échantillons (Cauvin et *al.*, à paraître) montrent notamment (et contrairement à ce à quoi on pourrait s'attendre) une bonne corrélation de certaines anomalies avec la partie acide à intermédiaire de la Formation de Lanvollon. En revanche, la partie basique de cette formation est généralement amagnétique. D'autres anomalies apparaissent provoquées par une partie de l'intrusion gabbrodioritique de Saint-Quay-Portrieux ou par une petite lentille de gabbros de Squiffiec. Mais il n'y a pas de corrélation systématique avec ces lithologies. La plus grande partie des gabbros de Squiffiec sont ainsi amagnétiques. La feuille Guingamp est traversée dans son coin nord-est par une anomalie magnétique positive de forme irrégulière. Les pics de cette anomalie se localisent à l'aplomb de roches basiques de la Formation de Lanvollon. Il n'est cependant pas exclu, vu les observations faites par ailleurs, que cette anomalie soit provoquée en profondeur par des intercalations acides non affleurantes de la Formation de Lanvollon.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Unité de Saint-Brieuc

Massifs gabbroïques et tonalitiques de Squiffiec-Plouvara

Si l'évolution paragenétique depuis les stades magmatiques jusqu'aux recristallisations métamorphiques des gabbros de Squiffiec apparaît maintenant assez bien connue (Hébert et *al.*, 1997), leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques sont encore discutées. E. Hallot (1988) assimile les gabbros de Squiffiec aux « high-alumina basalts » récents mis en place en contexte d'arc insulaire et donc de subduction. Cependant, le spectre de terres rares, relevé à partir de nouvelles analyses de gabbros, amène à contredire cette interprétation et à mettre en évidence par ailleurs des similitudes avec des cumulats gabbroïques (Égal et *al.*, 1996b).

En ce qui concerne les tonalites de Plouvara, les connaissances sont encore plus incomplètes puisque aucune étude géochimique et pétrologique n'a encore été effectuée. Des analyses chimiques supplémentaires sont donc nécessaires pour caractériser le plutonisme de Squiffiec-Plouvara et son contexte géodynamique.

Métavolcanites de la Formation de Lanvollon

Les roches basiques de la Formation de Lanvollon (amphibolites) sont déformées et recristallisées ; aussi apparaît-il généralement difficile ou

impossible de déterminer la nature pétrographique des protolithes. Dans le secteur de la pointe du Roselier, sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc, des structures en coussins sont décrites (Rabu et *al.*, 1983a et b), qui montrent le caractère effectivement volcanique des roches originelles. Sur le territoire de la feuille Guingamp, les roches basiques présentent un grain souvent fin à très fin compatible avec une telle origine. Sur des affleurements isolés ou à l'échelle de petits secteurs cartographiques (*cf.* carte), on observe également des amphibolites à grain moyen, parfois à texture doléritique encore reconnaissable. Il s'agirait de roches issues de coulées volcaniques massives ou d'anciens dykes ou sills.

Les roches acides, également métamorphiques (leptynites), ne présentent pas de texture reconnaissable mais sont vraisemblablement d'origine volcanique à hypovolcanique. Sur la carte Pontrieux-Étables-sur-Mer, dans la partie nord, épimétamorphique, de la Formation de Lanvollon, des faciès volcaniques acides sont clairement identifiables.

Les émissions acides et basiques de la Formation de Lanvollon apparaissent contemporaines puisqu'elles sont indifféremment, et sans discontinuité structurale, recouvertes par la Formation de Binic.

Les caractéristiques géochimiques et l'origine géotectonique de la Formation de Lanvollon sont abondamment illustrées et discutées dans la notice de la feuille Pontrieux-Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a) et dans une publication récente (Égal et *al.*, 1996b) avec référence aux travaux antérieurs. Nous nous en tiendrons ici aux principaux résultats et interprétations. Dans leur très grande majorité, les roches basiques de la Formation de Lanvollon s'apparentent aux tholéiites continentales récentes, ce qui suggère une mise en place en contexte extensif. Pour ce qui est des roches acides du Membre de Lannion - Pléguen, d'affinité calco-alkaline pour la plupart, les données géochimiques mettent en évidence une large contribution de la croûte continentale dans la formation du magma originel. Ces données ne permettent pas une détermination directe du site géotectonique de mise en place.

Il n'y a donc pas d'argument en faveur du rôle direct d'un processus de subduction dans la production des magmas originels de la Formation de Lanvollon. La mise en place de celle-ci dans un site de bassin marginal, envisagée par de nombreux auteurs, reste donc hypothétique.

Formation sédimentaire détritique de Binic

La Formation de Binic, affleurante sur une toute petite partie du territoire de la carte Guingamp, s'est déposée sur la Formation volcanique de Lanvollon avant la déformation régionale majeure. Elle est constituée d'alternances de wackes et de siltites qui constituent des séquences turbiditiques, lesquelles, d'après les caractères géochimiques, se seraient déposées en

contexte « tectoniquement actif » (Denis, 1988). On notera, cependant, que sur l'ensemble de la formation, les marques d'une tectonique synsédimentaire sont très peu développées : les figures de « slumps » sont très rares ; nous n'avons pas observé de niveaux chaotiques de type « mélange », et les failles synsédimentaires décrites par E. Denis (1988) ne sont visibles qu'à l'échelle des niveaux de siltites. Les conglomérats sont également très rares. Ces observations suggèrent que les turbidites se soient déposées dans une zone où le relief était très peu accusé.

Unité de Guingamp et intrusions tardi-cadomiennes

Protolithe des migmatites

Reconnu depuis les premiers levés cartographiques à 1/80 000 (Barrois, 1896), l'Unité de Guingamp est un ensemble métamorphique de haute température s'étendant sur les feuilles Pontrieux-Étables-sur-Mer, Lannion, Guingamp, Belle-Isle-en-Terre et Saint-Brieuc. Cartographiquement, elle est considérée comme l'équivalent de la ceinture migmatitique de Saint-Malo à l'Est de la baie de Saint-Brieuc. Les unités de Guingamp et de Saint-Malo forment une ceinture de haute température discontinue, s'interrompant dans la région de Saint-Brieuc.

Pétrographiquement, les migmatites de Guingamp apparaissent dériver de la fusion partielle de grauwackes. Trois types de sédiments briovériens peuvent constituer le protolithe de ces migmatites. Ce sont les sédiments à phtanites interstratifiés rapportés au Briovérien inférieur (Formations de Lamballe et de Callac), les sédiments à phtanites remaniés rapportés au Briovérien supérieur (Domaine mancellien et sédiments de la pointe du Minard) et les sédiments dépourvus de phtanites et caractérisés par la présence de lentilles calco-silicatées (Formations de Binic et du Légué). La présence de quartzites noirs au sein de la Formation de Guénézan, adjacente aux migmatites de Guingamp (carte Lannion) et présentant des analogies avec les phtanites (M.-P. Dabard, comm. perso.) et l'absence de lentilles calco-silicatées, suggèrent que les migmatites de Guingamp pourraient être issues de la fusion partielle d'une série équivalente à celle de Callac et de Lamballe comme tend à le démontrer la prolongation cartographique des migmatites de Saint-Malo dérivant, selon certains auteurs, de la fusion partielle de la Formation de Lamballe (Brun, 1975 ; Martin, 1977 ; Brown, 1979 ; Chantraine et *al.*, 1988), hypothèse qui est toutefois remise en cause par les travaux de M.-P. Dabard (1997). Par ailleurs, sur la carte Guingamp, C. Barrois (1896) décrit un niveau de phtanites au sein du leucogranite de Plouisy. Cependant, la forte recristallisation de ces quartzites noirs ne permet pas de dire qu'il s'agisse d'anciennes phtanites. Le soubassement sur lequel se sont déposés ces sédiments demeure hypothétique. Localement, des bancs

d'amphibolites fines ont été cartographiés au sein des migmatites et des leucogranites. Des analyses géochimiques (*cf.* tableau A1 en annexe) ont révélé qu'elles avaient une composition de MORB. Des analyses chimiques de MORB ont également été décrites dans des amphibolites incluses dans les migmatites de Saint-Malo (Dabard, 1997).

Si les migmatites de Guingamp et de Saint-Malo semblent issues du même protolithe, en revanche, leur évolution tectono-métamorphique ultérieure les distingue (Ballèvre et *al.*, à paraître). Dans les migmatites de Saint-Malo, on note un gradient métamorphique allant de micaschistes à Ms-Bt-Chl jusqu'à des migmatites tandis qu'à l'Ouest (Unité de Guingamp), aucun gradient métamorphique n'a été observé dans l'Unité de Guingamp. Les migmatites de Guingamp sont de plus haute pression (6 kbar) que celles de Saint-Malo (4 kbar). Les mécanismes d'exhumation de ces migmatites sont par ailleurs différents. Dans l'Unité de Guingamp, ils sont associés à la mise en place d'un dôme migmatitique extensif, alors que dans l'Unité de Saint-Malo, ils seraient associés à une composante inverse le long de décrochements senestres. Ces différences pourraient être liées à leur position structurale respective. Structuralement, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, les migmatites de Guingamp apparaissent positionnées sous le Domaine de Saint-Brieuc et sur l'ensemble Formation d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre et Formation de Lamballe–Callac, tandis qu'à l'Est, les migmatites de Saint-Malo sont localisées sous l'ensemble constitué par l'Unité de Saint-Brieuc et la Formation de Lamballe. R. Hébert et *al.* (1997) expliquent la genèse des migmatites de Guingamp par le chevauchement de l'Unité de Saint-Brieuc représentant une croûte amincie avec un fort gradient géothermique sur des formations sédimentaires dont seront issues les migmatites.

Sources des granitoïdes de Ploufragan

Par ses caractéristiques pétrographiques (*cf.* § « Description des terrains »), la Formation de Ploufragan se distingue des migmatites de Guingamp qu'elle intrude (Hébert et *al.*, 1993). Les travaux de E. Hallot (1988) ont montré que la Formation de Ploufragan comprend, pour l'essentiel, des roches à composition tonalitique correspondant à des tonalites de type S et se mettant en place simultanément avec la diorite quartzique et les faciès granodioritiques hybrides de Saint-Brieuc (carte Saint Brieuc) datés à ~ 535 Ma (Hébert et *al.*, 1993). Selon ces auteurs, l'intrusion des granitoïdes de Ploufragan issus de la fusion crustale serait responsable de l'hybridation de magmas mantelliques générant ainsi l'intrusion composite de Saint-Brieuc.

Origine du leucogranite de Plouisy (selon D. Thiéblemont)

Par son caractère faiblement potassique mais fortement peralumineux (muscovite abondante), le granite de Plouisy montre des caractères ambigus.

Son spectre de terres rares normé aux chondrites (fig. 11) montre un net enrichissement en terres rares légères, une légère anomalie positive en Eu et un fractionnement entre terres rares lourdes. L'anomalie en Eu suggère une « cumulation » de plagioclase ; néanmoins, l'observation pétrographique exclut une nature strictement cumulative. Le fractionnement entre terres rares lourdes, comme la teneur élevée en alumine et le rapport Sr/Y élevé (~ 35), rapprochent le leucogranite de Plouisy des trondhjémites de type « high-Al – low-Yb » (Arth, 1979 ; Barker, 1979) et des adakites (Defant et Drummond, 1990). Ceci suggère une origine par fusion partielle d'un protolithe basique dans les conditions de stabilité du grenat (soit $P \geq 10-12$ kbar : Arth, 1979 ; Barker, 1979 ; Defant et Drummond, 1990). Notons par ailleurs que les faibles teneurs en K, Rb ou U excluent une origine par anatexie d'un matériau crustal « évolué » (métasédiment pélitique par exemple) et que le caractère fortement peralumineux est peu compatible avec un modèle de cristallisation fractionnée d'un magma basaltique. La fusion partielle d'un gneiss faiblement potassique, dans les conditions de stabilité du grenat, semble le modèle le plus probable pour l'origine du leucogranite de Plouisy.

Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre

Formation de Belle-Isle-en-Terre

Sur la carte Guingamp, des formations basiques et ultrabasiques localisées dans la région de Bourbriac ont été attribuées à la Formation de Belle-Isle-en-Terre dont elles constituent des fragments translétés le long du « Cisaillement nord-armoricain ». Cette formation est constituée de plusieurs faciès lithologiques d'origine ignée, à savoir des gabbros coronitiques (Lasnier, 1970), des serpentinites (Barrois, 1905), des gabbros isotropes, des amphibolites à grenat et des leptynites à grenat (Hirbec, 1979). Malgré leur forte rétro-morphose en faciès des schistes verts, des amphibolites, des métagabbros et des méta-ultrabasites y ont été reconnus. En revanche, les leptynites à grenat, reconnues sur la carte voisine (Hirbec, 1979 ; Bambier et al., 1985) n'ont pas été observées. Selon Y. Hirbec (1979), l'ensemble des faciès présentent des affinités calco-alcalines plutôt intermédiaires, à l'exception des amphibolites à grenat correspondant à une série tholéïtite. Se basant sur des similitudes lithologiques, J.-P. Brun et P. Balé (1983) en firent l'équivalent de la Formation d'Yffiniac en Baie de Saint-Brieuc. Des datations ultérieures U/Pb sur zircon (Guerrot et Peucat, 1990) confirmèrent un âge identique à ~ 602 Ma. L'interprétation géochimique de la Formation d'Yffiniac n'est pas univoque. Pour M.M. Shufflebotham (1986, 1989, 1990), la formation présente des caractéristiques d'arc insulaire jusqu'à des évidences de magmatisme calco-alcalin, tandis que pour J.-P. Brun et P. Balé (1990) et C. Guerrot et J.-J. Peucat (1990), elle correspond respectivement à une série d'arc volcanique et à un magmatisme d'arrière-arc. Les interprétations

récentes (Chantraine et *al.* et Ballèvre et *al.*, à paraître) en font une racine d'arc volcanique écaillée au sein de l'Unité de Guingamp.

Unité de Saint-Malo

Formation de Callac

La Formation de Callac, apparaissant sur la feuille Guingamp à la faveur du « Cisaillement nord-armoricain », est constituée par des alternances de siltites grises ou rubanées, de niveaux de wackes et de lentilles de phtanites (Dabard, 1997). Les travaux réalisés par Dabard (1997) dans la Formation de Lamballe (considérée comme équivalente à celle de Callac) ont montré que les faciès détritiques s'étaient mis en place dans un environnement peu profond de haute énergie correspondant soit à une plate-forme continentale, soit à un contexte deltaïque. L'étude minéralogique et géochimique réalisée par le même auteur sur les formations de Callac et de Lamballe conclut sur le caractère immature des wackes et des siltites contenant un héritage feldspathique essentiellement albitique et un héritage lithique dominé par des fragments issus de volcanites acides à intermédiaires (Dabard, 1997).

Les interprétations sur le milieu de dépôt de ces sédiments terrigènes, présentant des intercalations siliceuses (phtanites) d'origine diagenétique (Dabard, 1997), demeurent spéculatives : s'agit-il d'une plate-forme littorale (Dabard, 1997) ou d'un prisme d'accrétion (Graviou, 1992) ? Ils renferment par ailleurs des intercalations volcaniques (Formation de Château-Serein) dont la signification est controversée : volcanisme de marge passive (Cabanis et *al.*, 1987) ou à affinité océanique (Graviou, 1992). Selon M.-P. Dabard (1997), ils apparaissent en tout cas contemporains du volcanisme de l'Unité de Saint-Brieuc.

Formations paléozoïques

Plutons de Péder nec-Moustéru

Aucune interprétation détaillée concernant les conditions de formation des plutons gabbrodioritiques de Péder nec et de Moustéru intrusifs dans l'Unité de Guingamp n'a été proposée. Les principaux résultats pétrographiques et géochimiques acquis par J.-A. Barrat (1986) montrent que ces intrusions ne présentent pas d'affinité avec les lignées alcalines et tholéitiques. En revanche, l'ensemble des analyses des intrusions de Péder nec et Moustéru, bien que distinctes par leurs caractères pétrographiques et géochimiques, a un comportement compatible avec les lignées calco-alcalines. Selon J. Le Gall et J.-A. Barrat (1987), ils pourraient être équivalents aux massifs gabbroïques de Trégomar et d'Ernée (Est de la baie de Saint-Brieuc)

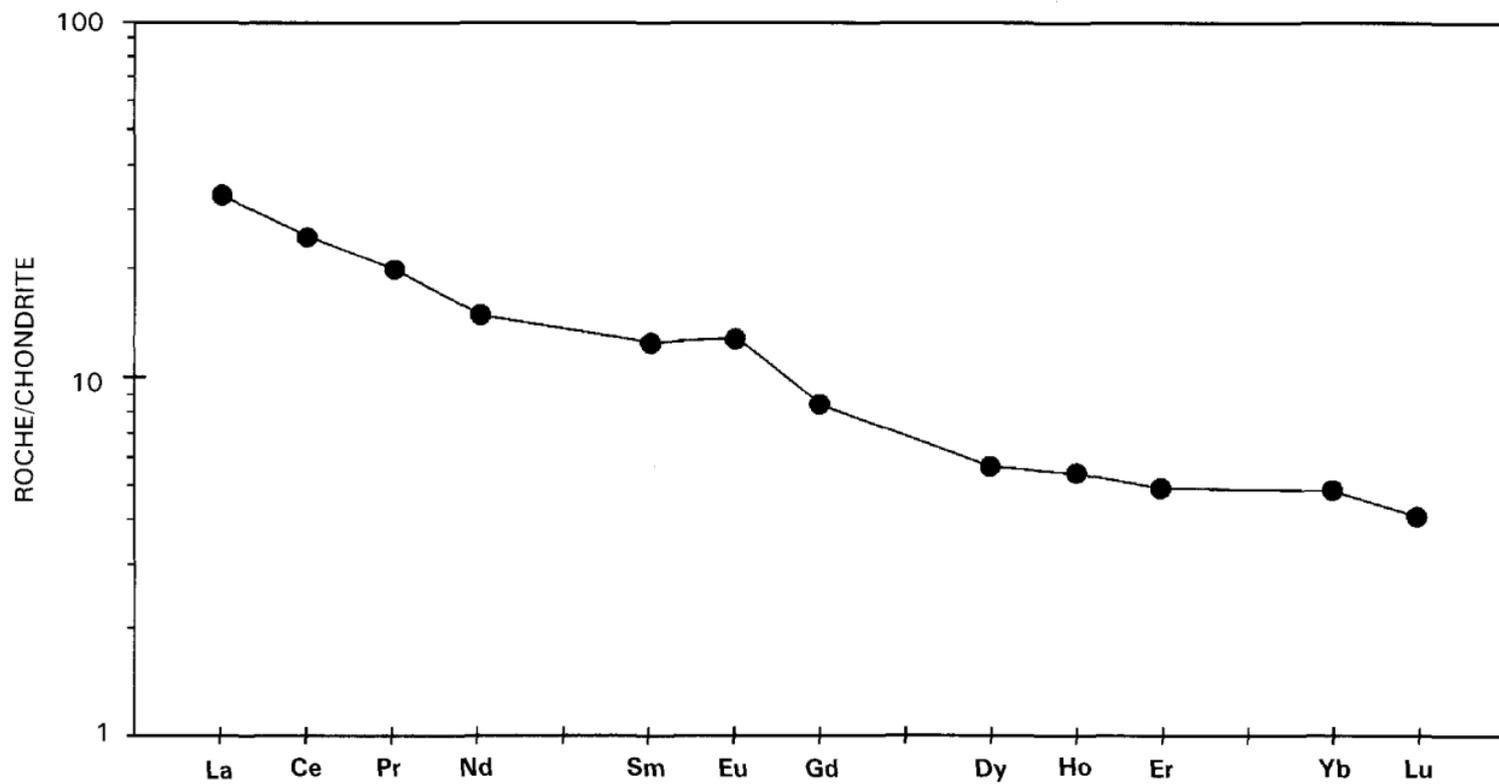


Fig. 11 - Spectre de terres rares normé aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grevesse, 1989) pour un échantillon de leucogranite de Plouisy

et représenteraient alors la fusion partielle d'une source mantellique profonde lors du magmatisme fini-cadomien, générant l'important magmatisme granodioritique de la Mancellia.

Massif de Quintin

Le massif granitique de Quintin, situé à la limite méridionale du Domaine nord-armoricain, est constitué de quatre faciès granitiques principaux. Dans la partie ouest du massif, ils sont déversés vers le Sud-Ouest et se disposent de manière concentrique (Beurrier et *al.*, 1979). Ce massif appartient à l'ensemble des massifs granitiques hercyniens (Huelgoat, Commana, Plouaret, Quintin, Montcontour) qui jalonnent le « Cisaillement nord-armoricain ». Les données géochimiques effectuées par M. Beurrier et *al.* (1979) indiquent une affinité sub-alkaline (Carron et *al.*, 1994). Il intrude les formations briovériennes et les sédiments carbonifères du bassin de Châteaulin (Sagon, 1976). Les datations Rb/Sr sur le granite porphyroïde ont donné un âge de 291 ± 9 Ma (Peucat et *al.*, 1979).

Filons doléritiques

Cartographiés depuis les travaux de C. Barrois (1896) et s'étendant sur une grande partie du Nord du Massif armoricain, les filons doléritiques subméridiens traduisent l'existence d'une phase distensive régionale au Carbonifère inférieur (âge des filons de la région de Saint-Malo ; Perroud et *al.*, 1986). Les dykes doléritiques apparaissent comme les équivalents hypovolcaniques des volcanites basaltiques des bassins centre-armoricains de Châteaulin et de Laval (Velde, 1970 ; Lahaye et *al.*, 1995). Sur les feuilles voisines Belle-Isle-en-Terre (Hirbec, 1979) et de Pontrioux-Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a), deux familles de dolérites ont été reconnues : l'une à tendance tholéiitique, l'autre à tendance alcaline. Dans la région de Saint-Malo, une étude pétro-géochimique détaillée a permis d'identifier le caractère tholéiitique anorogénique des dolérites ; leur mise en place en contexte extensif résulterait du fonctionnement du « Cisaillement nord-armoricain » responsable de la formation en « pull apart » des bassins centre-armoricains (Lahaye et *al.*, 1995).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La carte Guingamp regroupe des terrains protérozoïques et paléozoïques affectés par l'évolution tectono-métamorphique cadomienne (Unité de Saint-Brieuc), tardi-cadomienne (Unité de Guingamp et intrusions leucogranitiques) et/ou varisque (Unité de Guingamp et Leucogranite de Plouisy, formations paléozoïques et Granite de Quintin). Le trait structural majeur de la carte est représenté par le « Cisaillement nord-armoricain » qui se suit de Brest jusqu'au bassin de Laval et au niveau duquel s'est mis en place le massif granitique de Quintin.

Deux modèles tectoniques argumentés dans la baie de Saint-Brieuc et la région de Saint-Malo ont été proposés pour expliquer la juxtaposition des unités de Saint-Brieuc et de Saint-Malo–Guingamp lors de l'orogénèse cadomienne :

– selon le premier modèle (Brun et Balé, 1990 ; Brun, 1992), la déformation débute à 580-590 Ma. Elle résulte d'un raccourcissement NNE-SSW et s'accommode par des chevauchements à vergence SSW associés à des décrochements senestres. La déformation se poursuit à 540 Ma avec le développement du dôme migmatitique de Saint-Malo ;

– le second modèle se réfère à une tectonique transpressive qui s'accommode essentiellement par des cisaillements transcurrents senestres amalgamant les différentes formations constituant le « Saint-Brieuc terrane » (Dallmeyer et *al.*, 1991a) et juxtaposant ce dernier au « Saint-Malo terrane » à 540 Ma (Strachan et Roach, 1990 ; Strachan et *al.*, 1992). Les résultats et interprétations du « Projet ARMOR » (GéoFrance 3D) plaident en faveur de cette interprétation (Brun et *al.*, à paraître).

Les travaux réalisés lors du lever des feuilles Pontrieux et Guingamp permettent de préciser et compléter l'évolution tectono-métamorphique des unités de Saint-Brieuc et de Guingamp. Ces unités présentent des caractéristiques structurales propres qui nous amènent à décrire séparément chaque unité. Les relations entre ces deux unités seront ensuite discutées. Les observations structurales et l'interprétation de ces structures, en termes de trajectoires et de champ(s) de déformation, sont figurées sur la figure 12 et sur le schéma structural associé à la carte.

Évolution tectono-métamorphique de l'Unité de Saint-Brieuc

Structures, champs de déformation et cinématiques (fig.12)

L'Unité de Saint-Brieuc représente moins du quart du territoire de la carte Guingamp. La Formation de Lanvollon est régulièrement affectée par une déformation pénétrative, alors que les gabbros de Squiffiec et les tonalites de Plouvara, en dehors de couloirs de déformation mylonitique à ultramylo-nitique, sont peu déformés.

L'organisation de la structuration est relativement simple : on distingue une foliation majeure (S1) globalement bien réglée, reprise localement (secteur de Bringolo) par une foliation postérieure (S2).

La foliation majeure S1 affecte, de manière plus ou moins pénétrative, l'ensemble des amphibolites et leptynites de la Formation de Lanvollon et se prolonge au sein de la Formation de Binic. Elle est en revanche peu développée au sein des gabbros et tonalites de Squiffiec–Plouvara qui constituaient, lors de la

déformation majeure, un bloc plus compétent que les métavolcanites. Ce contraste de compétence est également mis en évidence par la présence d'amphibolites mylonitiques au contact des gabbros.

De par son orientation, qui varie régulièrement depuis une direction NNW-SSE (N160-175) vers une direction proche de E-W (N90-100), la foliation majeure dessine des trajectoires courbes (concavité vers le Nord-Est). Ces trajectoires sont parallèles au contact amphibolites-gabbros, notamment à proximité immédiate du contact, ce qui est cohérent avec le rôle de butoir compétent qu'auraient joué les gabbros.

Au sein de la Formation de Lanvollon, la foliation majeure est souvent sub-verticale à verticale. Lorsque ce n'est pas le cas, essentiellement autour de Bringolo, le pendage se fait toujours vers l'ENE suivant un angle variable mais supérieur à 50°. La linéation minérale, surtout visible dans les amphibolites, est, dans la plupart des cas, de direction variable (NNE à ESE), proche de celle de la foliation porteuse, avec un faible plongement (0-15°) vers l'WNW ou l'ESE. Des plongements plus forts sont observés localement, notamment au contact avec les gabbros où ils peuvent atteindre 50 à 60° suivant la plus grande pente de la foliation. Cette attitude de la linéation près du contact, où la déformation est mylonitique, plaide pour une cinématique « tangentielle ». Des critères (bandes) de cisaillement ont été observés en un point de la zone de contact, ils indiquent une cinématique inverse vers le SSW. à l'écart du contact amphibolites-gabbros, aucun critère de cisaillement n'a été observé, et la géométrie des structures, notamment l'attitude de la linéation, n'indique aucune cinématique claire.

Au sein des gabbros et tonalites de Squiffiec-Plouvara, le pendage de la foliation majeure varie depuis le Nord jusqu'au Sud. Au Nord, la foliation est fortement pentée au Nord-Est à verticale (comme dans les amphibolites voisines), mais plus au Sud, notamment dans les tonalites, la foliation s'incline vers le Sud avec un pendage d'environ 40°. Cette attitude de la foliation est surprenante et difficile à expliquer (s'agit-il de la même génération de structure ?). Surtout que, encore plus au Sud, sur un affleurement de métavolcanites situé au contact des tonalites, la foliation, mylonitique, pend de 40° à nouveau vers le Nord. Aucun critère cinématique indubitable n'a été observé au sein de ces mylonites.

On peut considérer, d'après les observations précédentes, que la foliation majeure de l'Unité de Saint-Brieuc traduit un raccourcissement globalement orienté vers le SSW.

La foliation S2 est surtout observée autour de Bringolo. Elle se distingue d'abord par son orientation SW-NE clairement différente de l'orientation NNW-SSE de la foliation majeure voisine. Une figure d'interférence entre les deux foliations a été observée sur un affleurement. La foliation S2

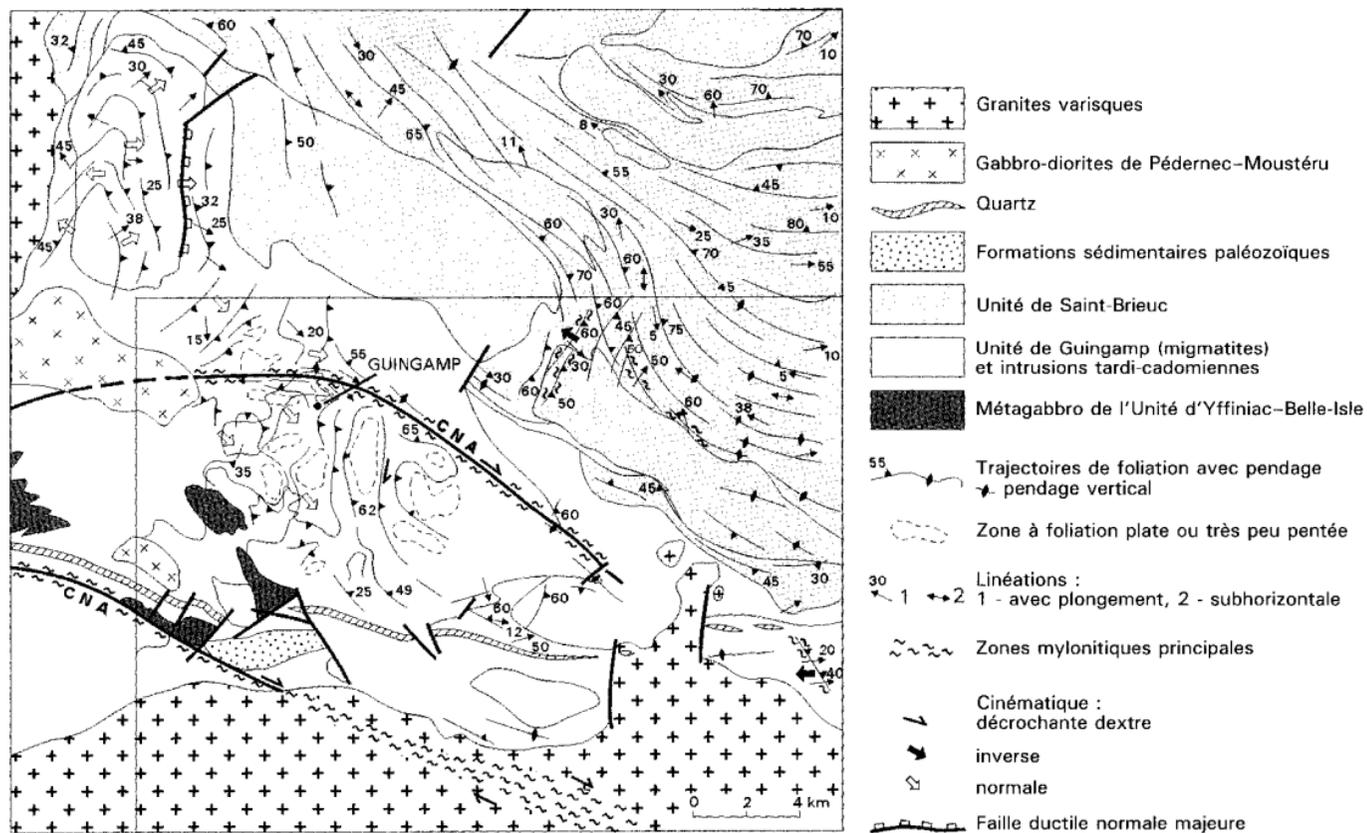


Fig. 12 - Carte des structures, champs de déformation et cinématiques

s'accompagne d'une déformation, mylonitique à ultramylonitique, aussi bien, cette fois, dans la Formation de Lanvollon que dans les gabbros de Squiffiec. À l'écart du secteur de Bringolo, quelques plans de foliation isolés, non mylonitiques mais d'orientation SSW-NNE, sont rapportés à la foliation B (y compris plus au Sud dans l'Unité de Guingamp).

La foliation S2 présente un pendage de 30 à 60° vers le Sud-Est. La linéation, lorsqu'elle a pu être observée, est proche de la ligne de plus grande pente. Des critères (bandes) de cisaillement ont été identifiés sur un affleurement. Ils indiquent une cinématique inverse vers le NW.

La foliation S2 révèle donc localement une déformation de cinématique différente de celle associée à la déformation majeure (S1) et interprétée comme le résultat d'une variation des directions cinématiques régionales (Égal et al., 1996b).

Métamorphisme

Dans l'ensemble de l'Unité de Saint-Brieuc (cartes Pontrieux, Guingamp, Saint-Brieuc), la déformation principale s'accompagne d'une recristallisation métamorphique de type « basse pression – haute température ». À l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, les travaux antérieurs (Rabu et al., 1983a et b ; Hébert, 1993 ; Le Goff et al., 1994 ; Égal et al., 1996a et b ; Hébert et al., 1997) ont montré qu'il existait un gradient métamorphique croissant vers le SSW allant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. Cette conclusion est argumentée, d'une part, par les paragenèses et textures observées dans les metabasites et les métapélites et, d'autre part, par l'évolution du chimisme des phases minérales (Égal et al., 1996 ; Hébert et al., 1997). Sur la carte Guingamp, concernée par la partie sud de l'Unité de Saint-Brieuc, seules les paragenèses cristallisant dans les conditions du faciès des amphibolites sont observées. Dans les metabasites et les leptynites/gneiss, elles correspondent respectivement aux assemblages suivants : hornblende + plagioclase (andésine) + quartz + ilménite + sphène ± biotite, quartz + plagioclase + biotite + ilménite + magnétite ± mica blanc ± amphibole. Des analyses chimiques, représentatives des phases minérales d'un échantillon localisé au Nord de Bringolo, sont données en annexe ?. Ces paragenèses n'ont pas permis de quantifier les conditions pression-température de la déformation du Sud de l'Unité de Saint-Brieuc. Cependant, les travaux de R. Hébert et M. Ballèvre (1993) dans les micaschistes du Léqué (carte Saint-Brieuc), inclus dans l'Unité de Saint-Brieuc, ont montré que les conditions P-T de la déformation avoisinaient 3-5 kbar – 550-600° C.

Âge du métamorphisme

L'âge de ce métamorphisme n'a pas été déterminé sur la carte Guingamp. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole, provenant des passées amphibolitiques

dans les conglomérats de Cesson à la base de l'Unité de Saint-Brieuc, ont donné des âges de refroidissement ($T \approx 500 \text{ }^\circ\text{C}$) aux alentours de $568 \pm 2,6 \text{ Ma}$ (Dallmeyer *et al.*, 1991a). Des âges semblables, à $563 \pm 3 \text{ Ma}$, ont été obtenus récemment par la même méthode (Montigny, travaux en cours) dans une amphibolite provenant de la carte Pontrioux-Étables-sur-Mer. Ces datations sont issues de minéraux métamorphiques associés à la foliation principale. Celle-ci présente donc une origine clairement cadomienne.

Évolution tectono-métamorphique de l'Unité de Guingamp et des leucogranites tardi-cadomiens

L'Unité migmatitique de Guingamp a été rapportée à la ceinture métamorphique de Saint-Malo-Guingamp (Brun et Balé, 1990). Cependant, des travaux récents (Ballèvre *et al.*, à paraître) montrent que les migmatites de Guingamp et de Saint-Malo ont subi une évolution métamorphique distincte. La structuration de l'Unité de Guingamp apparaît nettement plus complexe que celle de l'Unité de Saint-Brieuc et traduit un polyphasage résultant, d'une part, de l'évolution cadomienne et surtout tardi-cadomienne et, d'autre part, du fonctionnement du « Cisaillement nord-armoricain » au varisque. Pour l'essentiel, la déformation finie observée sur le terrain affecte les migmatites et les leucogranites. Les observations et interprétations présentées ci-dessous intègrent les données recueillies lors du lever des cartes Pontrioux-Étables-sur-Mer et Guingamp. Elles ne concernent à peu près pas les granitoïdes et migmatites de Ploufragan, qui sont très peu déformés et présentent des orientations planaires que l'on peut rapporter à la mise en place de l'intrusion.

Champ de déformation et cinématique (fig. 13)

Au Nord de Guingamp, les trajectoires de foliation dessinent un dôme fortement asymétrique d'orientation Nord-Sud (fig. 13). De part et d'autre de l'axe du dôme, les foliations sont moyennement pentées, environ $30\text{-}40^\circ$ vers l'extérieur du dôme. Au Sud de Guingamp, les trajectoires se complexifient. Dans la partie occidentale de la carte, les foliations ont une orientation très variable, en particulier dans les leucogranites. Des domaines à foliation plate, prédominante, alternent avec des domaines étroits où les foliations d'orientation $N150\text{-}180^\circ$ sont subverticales. Ces trajectoires sont perturbées localement (région de Guingamp) par une foliation secondaire d'orientation $N90$ à $N120^\circ$ subverticale qui les replissent et qui est vraisemblablement associée à l'histoire varisque (voir ci-après).

La foliation porte une linéation minérale fortement marquée dans les migmatites et dans une moindre mesure dans les leucogranites et les amphibolites. Au Nord de Guingamp, les linéations sont, en général, proches de la

ligne de plus grande pente et s'orientent selon une direction moyenne N80 à N110°. Au Sud de Guingamp, les linéations ont une direction N90 à N140°. Elles ont un fort plongement, excepté sur les plans de foliation subverticaux où elles sont subhorizontales.

Dans la moitié occidentale de la carte, de nombreuses bandes de cisaillement (Berthé et *al.*, 1979) sont observables à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince dans les migmatites et parfois dans les leucogranites. Elles indiquent un mouvement en faille normale vers l'Ouest ou l'Est avec toutefois une forte prédominance des critères cinématiques en faille normale vers l'Est. En revanche, ces critères n'ont pas été observés dans la partie orientale de la Formation de Guingamp. Au Sud de Guingamp, sur des plans de foliation subverticaux, des critères dextres ont été observés.

L'absence de marqueur ne permet pas de quantifier avec exactitude l'intensité de la déformation. D'une manière générale, excepté la bordure orientale du leucogranite de Plouisy et les faciès peralumineux de Pabu, subisotropes, migmatites et leucogranite de Plouisy sont déformés. En particulier, on note un gradient d'intensité de la déformation très important au contact migmatite/leucogranite sur la bordure orientale du dôme le long duquel migmatites, amphibolites et leucogranites sont des ultramytonites jalonnant une faille normale ductile à vergence E. Par ailleurs, à l'échelle de la carte, le leucogranite de Plouisy est déformé de manière hétérogène, l'intensité de la déformation s'atténuant d'Ouest en Est.

En résumé, au Nord de Guingamp, la déformation se caractérise par le développement d'un dôme migmatitique asymétrique extensif s'accompagnant de la mise en place du leucogranite syntectonique de Plouisy et se terminant par l'intrusion des faciès peralumineux de Pabu. Au Sud de Guingamp, où les leucogranites prédominent, la cinématique extensive s'atténue d'Ouest en Est et est localement accommodée par des cisaillements dextres. La caractéristique principale de ce secteur est le faible pendage de la foliation contrairement à la déformation affectant l'Unité de Saint-Brieuc. Globalement, le champ de déformation observé dans les leucogranites traduit un raccourcissement d'orientation NE-SW (linéations variant de N90 à N120°) accommodé à l'Ouest par la mise en place d'un dôme extensif et, à l'Est, par de nombreux critères extensifs vers l'Est ainsi que des couloirs de cisaillement N-S à NW-SE avec une composante dominante décrochante dextre.

La déformation décrite ci-dessus affecte les migmatites et les leucogranites. Elle est donc synchrone de la mise en place du leucogranite syntectonique de Plouisy datée à 523 ± 4 Ma et est, par ailleurs, antérieure à la mise en place des intrusions gabbro-dioritiques de Pédermec – Moustéru (non datées) et des filons doléritiques rapportés au Carbonifère inférieur (~330 Ma). La structuration précoce des migmatites de Guingamp n'est pas connue. Seules sont préservées

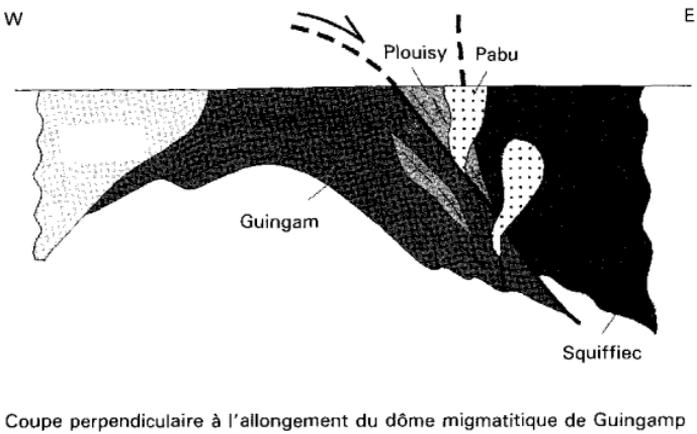
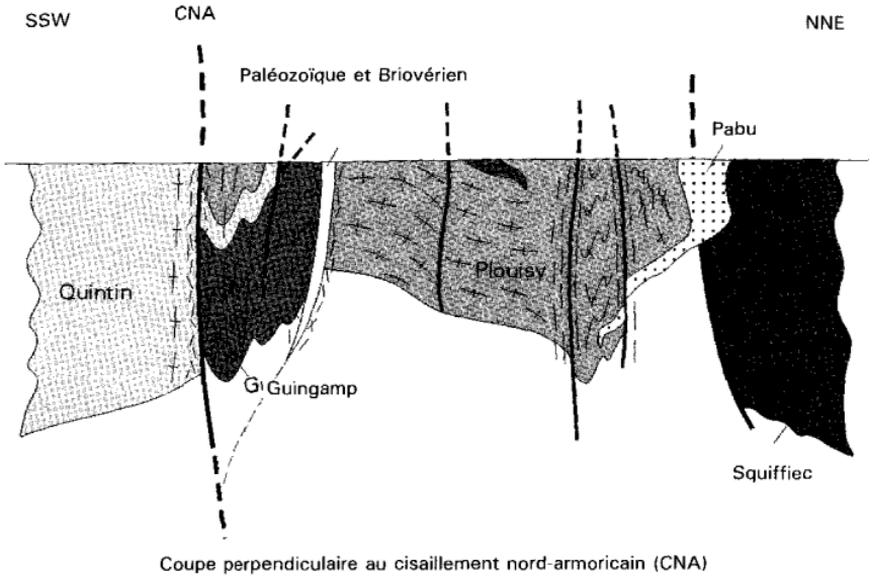


Fig. 13 - Coupes à travers l'Unité de Guingamp

les paragenèses métamorphiques reliques témoignant d'un épaissement (*cf.* plus loin). Le champ de déformation dans l'unité de Guingamp et les leucogranites reflète donc une histoire tardi-cadomienne vers 525-520 Ma. Celle-ci se caractérise par la formation d'un dôme migmatitique responsable de l'exhumation tardive des migmatites et l'intrusion d'un leucogranite syn-tectonique en contexte extensif et décrochant. Cette structuration marque la fin de l'orogène cadomienne.

Dans la partie orientale de la carte, la structuration de l'Unité de Guingamp est en partie différente de celle observée plus à l'Ouest (fig.12). Les leucogranites de Plouisy sont peu structurés sauf localement où ils présentent une foliation N120° parfois mylonitique : cette déformation est considérée comme contemporaine du « Cisaillement nord-armoricain » et est rapportée au fonctionnement d'une branche annexe de ce dernier (zone de Guingamp-Lanrodec reportée sur le schéma structural associé à la carte). En revanche, les migmatites observées au sein du leucogranite sont orientées suivant une direction (SSW-NNE) et un pendage (vers l'ESE) similaires à ceux de la « foliation B » observée dans l'Unité de Saint-Brieuc. Il pourrait s'agir d'un même épisode de déformation. Ailleurs, les migmatites de Guingamp sont affectées par une foliation de géométrie variable. Les orientations subéquatoriales et N110-120° doivent au moins en partie être reliées à la tectonique décrochante varisque. En revanche, tout à fait dans le Sud-Est de la carte (Saint-Donan), on observe une foliation (ultra)mylonitique NW-SE, relativement peu pentée et portant une linéation plongeante vers l'Est. Des bandes de cisaillement bien développées (soulignées par la biotite plus ou moins chloritisée et la muscovite) indiquent clairement une cinématique inverse vers l'Ouest. L'interprétation de cette structuration demeure hypothétique. Pour un des auteurs (E. Égal), elle traduit un épisode de déformation distinct à la fois de la déformation extensive bien visible plus à l'Ouest et de la déformation décrochante varisque. Elle peut être corrélée à la foliation S2 de l'Unité de Saint-Brieuc et pourrait traduire une cinématique régionale vers l'Ouest (Égal et *al.*, 1996b). Cette déformation n'affecte pas les granitoïdes et migmatites de Ploufragan. On peut émettre l'hypothèse qu'elle traduit la tectonique antérieure à la mise en place de la Formation de Ploufragan (et *a fortiori* des leucogranites). Elle pourrait signer la tectonique cadomienne *s.s.* de l'Unité de Guingamp. Pour E. Le Goff, cette déformation n'a vraisemblablement qu'une signification locale et doit pouvoir s'intégrer dans l'ensemble du champ de déformation de l'Unité de Guingamp.

Métamorphisme (fig. 14)

Préalablement rapportée à la ceinture métamorphique de Saint-Malo-Guingamp, l'Unité de Guingamp se distingue de l'Unité de Saint-Malo par son évolution métamorphique concernant d'une part les conditions P-T de la fusion partielle et d'autre part les mécanismes d'exhumation de ces migmatites

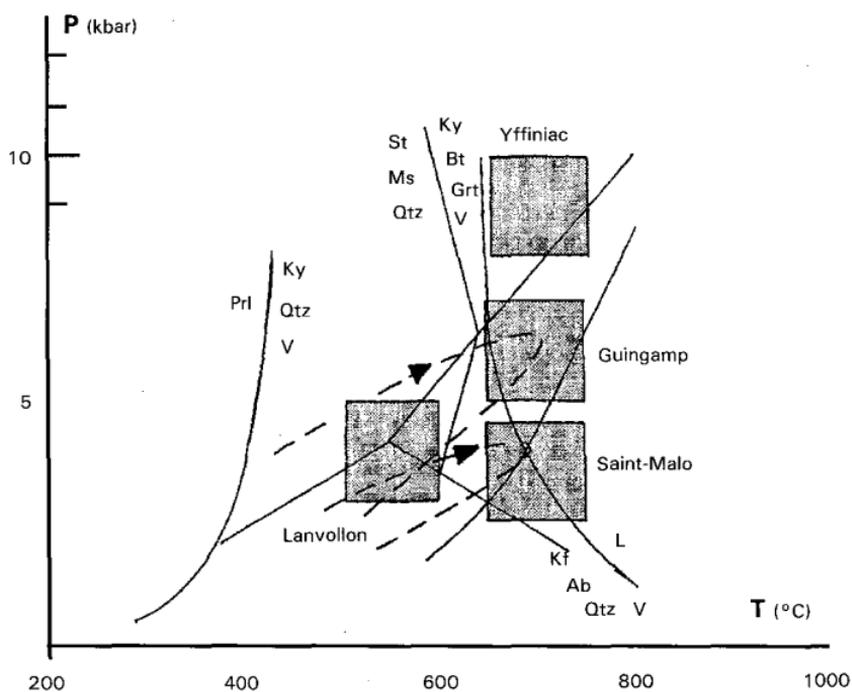


Fig. 14 - Conditions pression-température des formations métamorphiques cadomiennes

(Ballèvre et *al.*, à paraître). Deux faciès métamorphiques ont permis d'étudier le métamorphisme : ce sont les migmatites de Guingamp, issues de la fusion partielle de grauwackes, et les metabasites, dont au moins une partie appartient à l'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre.

Paragenèses et conditions thermobarométriques. Dans les migmatites, la paragenèse syncinématique la plus commune comprend quartz + plagioclase + biotite, dans les leucosomes, et biotite + muscovite + quartz, dans les mélanosomes. Lorsqu'il est observé, le feldspath potassique est fréquemment auréolé d'une couronne myrmékitique à plagioclase + quartz. Outre les phases quartzo-feldspathiques, ont été observées en de rares lieux des paragenèses à biotite + sillimanite + staurotide ± grenat, le grenat contenant en inclusion biotite + disthène + staurotide (Le Goff et *al.*, 1994 ; Hébert et *al.*, 1997 ; Ballèvre et *al.*, à paraître). La préservation de ces paragenèses a permis de quantifier les conditions thermo-barométriques et retracer l'évolution métamorphique. L'histoire « prograde » se déroule dans le faciès des amphibolites, dans le champ de stabilité du disthène. Les conditions P-T du pic métamorphique sont estimées à environ 6 kbar - 700 °C. En l'absence de cordiérite, l'histoire « rétrograde » s'accompagne d'une faible décompression. L'évolution métamorphique de Guingamp se caractérise par conséquent par un chemin P-T horaire, et les paragenèses à disthène relique témoignent d'un épaissement modéré lors de la fusion partielle de l'ordre de 18 km (Ballèvre et *al.*, à paraître). Les paragenèses observées dans les metabasites incluses dans les migmatites confirment des conditions métamorphiques élevées. Dépendant du chimisme de la roche : ce sont d'une part les assemblages à hornblende + plagioclase + quartz + ilménite + sphène et hornblende + plagioclase + clinopyroxène + quartz + ilménite + sphène (fig. 14).

Âge du métamorphisme

L'âge du pic du métamorphisme (6 kbar, 650-700 °C) n'est pas connu avec précision. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des amphiboles, provenant d'amphibolites incluses dans les migmatites (échantillons 47 et 805) et au contact du leucogranite de Plouisy sur la bordure du dôme migmatitique (échantillon 1045) (Montigny et *al.*, travaux en cours), indiquent respectivement des âges de refroidissement aux alentours de 531 ± 8 Ma (éch. 47, carte Pontrieux), 510 ± 6 Ma (éch. 1075, carte Pontrieux), 536 ± 1 Ma (carte Guingamp), ce qui laisse penser que la fusion partielle a débuté antérieurement à l'intrusion des leucogranites datés à 520 Ma. Le métamorphisme apparaît, par ailleurs, antérieur à la mise en place de la Diorite de Saint-Brieuc, qui développe, dans des migmatites rubanées voisines, un métamorphisme de contact (Hébert, 1995) daté à ~ 533 Ma (Hébert et *al.*, 1993).

Relations entre les unités de Saint-Brieuc et de Guingamp

Les relations structurales entre les unités de Saint-Brieuc et de Guingamp sont difficiles à élucider du fait du manque d'affleurements et dans la mesure où, sur le terrain, le contact est masqué par l'injection de pegmatites alumineuses associées aux leucogranites de Pabu. Les travaux antérieurs (Le Goff et *al.*, 1994 ; Égal et *al.*, 1996a et b) et ceux de cette notice ont montré que les caractéristiques structurales de la déformation entre les Unités de Saint-Brieuc et de Guingamp étaient bien distinctes. Dans l'Unité de Saint-Brieuc, les trajectoires de la schistosité majeure évoluent progressivement de NW-SE à W-E avec un fort pendage vers le Nord. La schistosité porte une linéation d'étirement d'orientation et de plongement variable. Les critères de cisaillement sont rares et aucun accident ductile majeur n'a été mis en évidence. Toutes les observations témoignent d'une déformation majeure de type aplatissement, résultant d'un raccourcissement subhorizontal de direction NW-SE. Cette déformation principale, générée avant 560 Ma est clairement cadomienne. Dans l'Unité de Guingamp, les structures sont peu pentées, la déformation se traduit par le développement d'un dôme asymétrique extensif associé à des cisaillements dextres. En l'absence d'interférence entre deux champs de déformation, ces structures ont été interprétées en terme de déformation progressive (Le Goff et *al.*, 1994 ; Égal et *al.*, 1996a) : la déformation de l'Unité de Saint-Brieuc se déroulant lors du pic du métamorphisme intervenant précocement par rapport à celle de l'Unité de Guingamp produite essentiellement pendant l'histoire rétro-morphique. La structuration précoce des migmatites associée au pic du métamorphisme (6 kbar – 650-700 °C) n'a pas été reconnue. Les nouvelles données géochronologiques sur le Leucogranite syntectonique de Plouisy montrent que la déformation principale de l'Unité de Guingamp s'est produite au moins en grande partie vers ~ 525-520 Ma. Il existe donc un décalage important de près de 40 Ma entre les structurations finies des unités de Saint-Brieuc et de Guingamp. En revanche, la structuration des migmatites de Guingamp de la partie orientale de la carte, antérieure à ~ 533 Ma (puisqu'elle est recoupée par la Formation de Ploufragan) et de cinématique bien distincte pourrait représenter une déformation précoce des migmatites. Cette déformation serait compatible par sa géométrie et sa cinématique avec le fonctionnement des cisaillements senestres de l'Est de la baie de Saint-Brieuc.

Les travaux récents de É. Le Goff et M. Ballèvre (1996), R. Hébert et *al.* (1997) et M. Ballèvre et *al.* (à paraître) ont montré qu'il existait dans les migmatites de Guingamp, des paragenèses reliques à disthène + grenat + staurotide + biotite précédant des assemblages à biotite + sillimanite + staurotide. Ils ont interprété cette succession paragénétique par le chevauchement de l'Unité de Saint-Brieuc sur l'Unité de Guingamp, suivi par une exhumation des migmatites lors du développement du dôme extensif et la mise en place d'un leucogranite syntectonique. Le contact entre les unités de

Saint-Brieuc et de Guingamp aurait alors joué dans un premier temps en chevauchement, puis, ultérieurement, en faille normale lors de l'histoire rétro-morphique.

Origine du métamorphisme des unités de Saint-Brieuc et Guingamp

Dans l'Unité de Saint-Brieuc, le métamorphisme de type basse pression et synchrone de la déformation majeure présente un gradient d'intensité croissant du NNE au SSE (Rabu *et al.*, 1983a et b ; Hébert, 1993 ; Le Goff *et al.*, 1994). Au Sud, dans la Formation sédimentaire du Légué intercalée dans les amphibolites de la Formation de Lanvollon, les conditions métamorphiques avoisinent 3-5 kbar, 550 ± 50 °C (Hébert et Ballèvre, 1993). Ce gradient est localement perturbé par l'intrusion gabbrodioritique de Squiffiec datée à 581 ± 12 Ma, dont l'évolution ultime en faciès des amphibolites est synchrone du métamorphisme de la Formation de Lanvollon (Hébert *et al.*, 1997). L'âge du refroidissement est estimé aux alentours de 565 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1991).

Dans l'Unité de Guingamp, l'étude métamorphique détaillée a permis de montrer que les migmatites présentent un chemin pression-température horaire. Le pic métamorphique se situe aux alentours de 6 kbar et 700 °C. Il est suivi d'une diminution en température avec une faible décompression (Le Goff et Ballèvre, 1996 ; Hébert *et al.*, 1997 ; Ballèvre *et al.*, à paraître). La déformation se déroule lors de l'histoire rétro-morphique avec le développement d'un dôme migmatitique extensif et la mise en place du leucogranite syntectonique daté à ~ 523 Ma. L'âge de la fusion partielle n'est pas connu avec précision. Cependant les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de refroidissement obtenus sur amphibole sont de l'ordre de 530-540 Ma.

Le raccourcissement d'une croûte préalablement amincie, correspondant en partie à la Formation de Lanvollon, et l'intrusion de nombreux plutons gabbrodioritiques induisent dans l'Unité de Saint-Brieuc un métamorphisme de type basse pression avec un fort gradient thermique. La fusion partielle de grauwackes est interprétée par le chevauchement de cette unité sur l'Unité de Guingamp et générant un épaissement modéré compatible avec l'absence de paragenèses de haute pression (Hébert *et al.*, 1997 ; Ballèvre *et al.*, à paraître).

Tectonique et métamorphisme varisque le long du « Cisaillement nord-armoricain »

La déformation hercynienne affecte les formations localisées dans la moitié sud de la feuille Guingamp (Unité de Guingamp). En revanche, les

formations situées plus au Nord (Unité de Saint-Brieuc) en ont été préservées. Le trait structural majeur de la carte est le « Cisaillement nord-armoricain » (CNA). Initialement reconnu par L. Chauris (1969), le CNA s'étend de Molène à Montcontour sur plus de 200 km et sépare le Domaine nord-armoricain du Domaine centre-armoricain.

Structures, champ de déformation et cinématique

Sur la carte Guingamp, l'empreinte varisque est caractérisée essentiellement par le « Cisaillement nord-armoricain », d'orientation, ici NW-SE, qui affecte les formations protérozoïques (migmatites de Guingamp, amphibolites de la Formation d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre, Briovérien à phtanites) et les formations paléozoïques (grès et schistes bleus, Granite de Quintin) (fig. 13). Cependant, plus au Nord, il existe d'autres structures cisailantes d'orientation E-W à NW-SE qui constituent des branches secondaires du « Cisaillement nord-armoricain » s'amortissant progressivement d'Ouest en Est. Elles perturbent les champs de déformation cadomienne par des zones mylonitiques et/ou des zones très plissées (fig.13). Ce sont les structures de Guingamp–Lanrodec prolongeant le granite mylonitique de Kereven (carte Belle-Isle-en-Terre) et de Coadiout qui prolonge une structure non représentée sur la carte Belle-Isle-en-Terre, au Nord de Gurunhel et qui limite la Formation basique et ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre (cf. schéma structural associé à la carte). La première traverse vraisemblablement le massif gabbroïque de Péderneac. Cependant, en raison de l'absence d'affleurement et la présence quasi permanente d'une couverture de formations superficielles importante, le décalage cartographique n'a pu être mis en évidence.

La branche majeure du CNA présente une orientation NW-SE. Dans le Granite de Quintin, elle se caractérise par une zone d'intensification de la déformation de largeur kilométrique avec des faciès allant depuis des protomylonites jusqu'à des ultramylonites. Macroscopiquement, cette déformation se manifeste par le développement d'une schistosité (plan S) subverticale de direction NW-SE, des bandes de cisaillement (plans C) et des ombres de pression autour des clastes de feldspaths dont la dissymétrie et les relations angulaires indiquent une cinématique décrochante dextre. Dans les faciès protomylonitiques, la déformation se manifeste par l'apparition de sous-grains à contours lobés dans le quartz et par une déformation interne des micas (extinction onduleuse), en même temps que ceux-ci se transforment sur leurs bordures au profit de nouveaux cristaux de micas blancs de très petite taille. Ces transformations s'accroissent jusqu'au stade ultramylonitique où le quartz constitue des rubans allongés complètement recristallisés, alors que les micas s'organisent en fins alignements constitués de cristaux hérités et néoformés (biotite recristallisée, séricite, oxydes). Le quartz et les micas soulignent les plans S et C de la roche. Entre ces plans, les feldspaths se comportent comme des clastes rigides (légère déformation interne sous

forme d'extinction onduleuse) plus ou moins émoussés. Dans l'encaissant des granites, la déformation se caractérise par une schistosité plus ou moins pénétrative de même orientation (NW-SE) subverticale. M.J. Watts et G.D. Williams (1979) y décrivent des mylonites, des pseudotachylites, des cataclasites et des gouges de friction qu'ils interprètent par des mouvements successifs du CNA.

Le long des branches secondaires du CNA (Guingamp-Lanrodec et Coadout), la déformation hercynienne est davantage pénétrative. La schistosité de direction E-W à N130-140° est généralement subverticale ou fortement pentée vers le Nord. Sur ces plans, on observe parfois une linéation d'étirement subhorizontale. Des bandes de cisaillement, dont les relations angulaires avec la schistosité indiquent une cinématique dextre, sont fréquemment visibles. Initialement rapportée à la déformation cadomienne (Le Goff *et al.*, 1994 ; Égal *et al.*, 1996), la structure de Guingamp – Lanrodec est associée à l'histoire hercynienne. Elle perturbe la géométrie des structures cadomiennes. Celles-ci sont verticalisées, plissées et, sur les plans de schistosité, une linéation de crénelation est parallèle à la linéation d'étirement subhorizontale de direction N90-N120°. À l'échelle de l'affleurement, les bandes de cisaillement indiquent une cinématique décrochante dextre. Elle est confirmée à l'échelle régionale par l'allure des trajectoires de déformation antérieures qui apparaissent plissées à proximité de Guingamp.

Métamorphisme

Le métamorphisme associé à la déformation hercynienne le long de la branche majeure du CNA ne dépasse pas les conditions du faciès des schistes verts. À son contact, les amphibolites de la Formation d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre sont transformées en schistes à amphibole. La paragenèse synschisteuse comprend chlorite + amphibole vert pâle + quartz + sphène ± épidote ± plagioclase. Les oxydes-opaques sont nombreux. Dans les migmatites recristallisent quartz ± biotite + muscovite + chlorite. En revanche, le long de la structure Guingamp – Lanrodec, les conditions métamorphiques semblent légèrement plus élevées (faciès des amphibolites de bas degré) avec la recristallisation de quartz + plagioclase + biotite + muscovite dans les migmatites. Ces variations des conditions métamorphiques confirment le fonctionnement polyphasé du « Cisaillement nord-armoricain » (*cf.* ci-dessous).

Le Granite de Quintin développe sur son pourtour et, en particulier, dans les Migmatites de Guingamp un métamorphisme de contact se caractérisant par une recristallisation statique (quartz + plagioclase + microcline + biotite + andalousite blindée dans une muscovite tardive ou quartz + plagioclase + muscovite + biotite). Dans les amphibolites, ce métamorphisme induit une recristallisation des phases quartzo-feldspathiques présentant une texture granoblastique. Visible dans la partie occidentale et orientale du pluton, cette

auréole disparaît entre Bourbriac et Saint-Fiacre où le granite porphyrique est affecté par la déformation associée au CNA. Ainsi, aucune empreinte métamorphique n'a été observée dans les schistes et grauwackes briovériens. Cette absence est vraisemblablement liée au fonctionnement polyphasé du CNA, les derniers stades ayant lieu postérieurement au refroidissement du pluton.

Âge de la déformation

Le fonctionnement du CNA se déroule en plusieurs étapes au Carbonifère. Les premiers évènements clairement associés au CNA sont synchrones de la mise en place du massif granitique de Plouaret (Guillet *et al.*, 1985) daté à 329 ± 9 Ma et se poursuivent ultérieurement, lors de la mise en place du massif granitique de Quintin (Rolet *et al.*, 1994) daté à 291 ± 9 Ma (Peucat *et al.*, 1984). Ce diachronisme est attesté par les caractéristiques rhéologiques du CNA et de ses annexes. Au Nord, la structure annexe de Guingamp – Lanrodec est une structure ductile ayant lieu vraisemblablement dans les conditions du faciès des amphibolites ou des amphibolites à albite–épidote. En revanche, au Sud et en dehors du massif de Quintin, la déformation associée à la branche majeure du CNA est une déformation fragile–ductile à fragile et ne dépasse pas les conditions du faciès des schistes verts. Les travaux de M.J. Watts et G.D. Williams (1979) ont, en particulier, montré que, dans l'encaissant des granites, on observait des mylonites, des pseudotachylites, des cataclasites et des gouges de friction qu'ils interprétaient, tout comme L. Chauris (1969), par un mouvement polyphasé du CNA débutant lors de l'histoire cadomienne et se terminant au Carbonifère. Pour notre part, dans la région de Bourbriac, aucun argument décisif, permettant de confirmer le fonctionnement précoce du CNA, ne peut être tiré des observations de terrain. Les structures et microstructures évoluent, certes, d'un régime ductile vers un régime cassant, évolution qui peut tout aussi bien se produire lors d'un polyphasage hercynien, comme le démontre l'intrusion des granites de Plouaret à 330 Ma et de Quintin à 291 Ma, ainsi que la différence des conditions métamorphiques observée le long de la branche majeure du CNA et de ses annexes.

Fracturation

Bien que ne décalant aucune lithologie, la structure linéamentaire de Saint-Julien–Moustéru, caractérisée par un champ filonien de quartz, est une structure cassante majeure. L. Chauris (1979) y décrit des brèches à remplissage quartzeux et des cataclasites dans l'encaissant. À l'Ouest, elle est représentée par des filons discontinus parallèles au CNA. À partir de Bourbriac, les filons semblent s'anastomoser et ne former qu'une seule structure de direction N100-110° se distinguant alors du CNA. L'âge de cette structure filonienne n'est pas connu. Elle recoupe en tout cas le Granite de Quintin. La coïncidence des directions avec le CNA, que l'on observe également sur la

feuille voisine (carte Belle-Isle-en-Terre), suggère qu'elle pourrait résulter des derniers épisodes de la déformation hercynienne.

Plusieurs familles de failles ont été observées. Elles décalent les contours géologiques et sont généralement soulignées par le réseau hydrographique. Elles ont une orientation principalement N-S, NE-SW et NW-SE.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'objectif de ce chapitre est de récapituler brièvement l'histoire géodynamique de la région nord-bretonne depuis 2 milliards d'années, c'est-à-dire depuis le Protérozoïque inférieur jusqu'à l'actuel. Quatre grandes périodes peuvent être schématiquement distinguées : le Protérozoïque inférieur (Icartien), le Protérozoïque supérieur et l'extrême base du Paléozoïque (histoire cadomienne), le Paléozoïque et l'histoire récente post-paléozoïque. Les unités appelées dans le texte sont présentées dans l'introduction de cette notice.

Protérozoïque inférieur

Les quelques témoins du Protérozoïque inférieur (Icartien) sont dispersés à travers le Nord du Massif armoricain au sein de l'Unité du Trégor (fig. 2). Mises en place vers 2 milliards d'années (Adams, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Auvray et *al.*, 1980a ; Vidal et *al.*, 1981), ces roches sont les plus anciennes reconnues en France. Leur contexte géodynamique de mise en place ainsi que l'âge et la signification de la déformation et du métamorphisme qui les affectent ne sont pas connus. Tout au plus, sait-on qu'elles constituent le soubassement du batholite du Trégor et que leur histoire tectono-métamorphique est antérieure à la mise en place de celui-ci vers 615 Ma (Graviou, 1984 ; Graviou et *al.*, 1988).

Protérozoïque supérieur et début du Paléozoïque (histoire cadomienne)

Magmatisme éocadomien (745-655 Ma)

Il existe à travers la Chaîne cadomienne quelques témoins d'une activité magmatique antérieure à l'histoire cadomienne *s.s.*. Ces roches ont été attribuées à un socle dit « pentévrien » par J. Cogné (1959). Les résultats géochronologiques récents permettent de rapporter ces témoins à une histoire « éocadomienne » qui s'est déroulée entre 745 et 645 Ma.

Ainsi, en baie de Saint-Brieuc, le protolithe des gneiss de Port-Morvan (rive orientale de la baie de Saint-Brieuc) a été récemment daté à ~ 745 Ma

(Égal et *al.*, 1996b). Par ailleurs, la Formation de Lanvollon renferme près de sa limite méridionale (base de la formation ?), des niveaux conglomératiques (Poudingue de Cesson) à blocs d'orthoigneiss dont le protolithe est daté à ~ 665 et ~ 655 Ma (Guerrot et Peucat, 1990). D'autres formations gneissiques non datées de la baie de Saint-Brieuc sont rapportées à ce magmatisme précoce d'après leur lithologie ou leur position stratigraphique (« Trondhjémite d'Hillion », « Gneiss du Gouessant » ; Thiéblemont et *al.*, à paraître).

Des témoins de ce magmatisme précoce existent nettement plus au Nord. Au sein de l'île de Guernesey, l'âge de mise en place d'une intrusion quartzo-dioritique est estimé aux environs de 700 Ma (Dallmeyer et *al.*, 1991b), et à la pointe de la Hague, des orthoigneiss datés à 645 Ma sont remaniés au sein d'une intrusion plus tardive (Guerrot et Peucat, 1990).

Des études géochimiques récentes permettent d'attribuer un contexte d'arc océanique pour l'ensemble des témoins éocadomiens de la baie de Saint-Brieuc et suggèrent qu'un arc océanique fonctionnait en Bretagne nord pendant la période 745-655 Ma (Thiéblemont et *al.*, à paraître). Cette conclusion est cohérente avec celle tirée par les auteurs anglais à partir des données issues des îles anglo-normandes (Power et *al.*, 1990 ; Strachan et *al.*, 1996).

Tectonique éocadomienne (645-615 Ma)

Au sein des îles anglo-normandes de Guernesey et Sark, les roches éocadomiennes et leur encaissant icartien sont affectés par un événement tectono-métamorphique dont l'âge minimum est estimé à environ 600 Ma (Tribe et *al.*, 1996, d'après les âges de refroidissement obtenus sur des hornblendes métamorphiques par Dallmeyer et *al.*, 1991b). Cette structuration éocadomienne est très discrète dans la baie de Saint-Brieuc où elle se manifeste, cependant, par la faible déformation des orthoigneiss du Poudingue de Cesson. Le batholite du Trégor n'est pas affecté par cette déformation, mais il a pu se mettre en place postérieurement à cette dernière. Dans les îles anglo-normandes, cette tectonique se marque par des décrochements dextres N-S accommodés par des chevauchements à vergence sud (Tribe et *al.*, 1996).

Magmatisme du Trégor (615 Ma)

Le batholite du Trégor, daté à 615 Ma (Graviou, 1984 ; Graviou et *al.*, 1988), et les roches volcaniques associées (« Tufs de Tréguier ») appartiennent à l'Unité du Trégor (Nord de l'Unité de Saint-Brieuc). Initialement associé à un magmatisme calco-alcalin en contexte de marge active (Auvray, 1979), les caractéristiques pétrologiques et géochimiques du batholite du Trégor suggèrent, selon E. Égal et *al.* (1996b), que ces roches se distinguent des magmatites de marge active et présentent, en revanche,

des affinités fini-orogéniques. Elles pourraient ainsi marquer la fin de la tectonique éocadomienne.

Évolution magmatique cadomienne au sein de l'Unité de Saint-Brieuc (610-570 Ma)

Entre 610 et 570 Ma, se développe un magmatisme largement représenté au sein de l'Unité de Saint-Brieuc à travers les formations métavolcaniques de Paimpol (~ 610 Ma) et de Lanvollon (~ 590 Ma) (Égal *et al.*, 1996a) d'une part, et les intrusions gabbrodioritiques de Fort-la-Latte (~ 595 Ma) (Vidal *et al.*, 1974), Squiffiec (~ 580 Ma) et Saint-Quay (antérieur à 570 Ma) (Dallmeyer *et al.*, 1991) d'autre part. Les caractères géochimiques des roches métavolcaniques sont maintenant bien connus : celles de la Formation de Paimpol sont rapportées à des tholéiites d'arc insulaire, alors que les volcanites de la Formation de Lanvollon ont une signature géochimique de tholéiites continentales traduisant un contexte extensif. Malgré ces différences, la proximité de ces deux formations volcaniques au sein de la même Unité de Saint-Brieuc, sans contact majeur pour les séparer, sont interprétés dans un contexte géodynamique commun de type marge active (Chantraine *et al.*, à paraître). Initiée dès 610 Ma, cette marge active aurait fonctionné au plus tard jusque vers 580-570 Ma (mise en place à peu près syntectonique des gabbros de Squiffiec et de la diorite de Saint-Quay). Ces plutons intruderaient plus au Sud des cumulats mafiques et ultramafiques (Formation d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre) qui correspondraient à la racine d'un arc volcanique (Ballèvre *et al.*, à paraître).

Tectonique cadomienne majeure vers 570 Ma dans l'Unité de Saint-Brieuc

À partir de 580 Ma environ et avant 570 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1991a), la convergence initiée au cours de la subduction dans l'Unité de Saint-Brieuc développe une importante déformation régionale. Celle-ci se caractérise par de grands décrochements et décrochevauchements senestres (Balé et Brun, 1983 ; Balé, 1986 ; Balé et Brun, 1989 ; Strachan *et al.*, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Strachan et Roach, 1990 ; Strachan *et al.*, 1992) qui provoquent la remontée, au moins partielle, (*cf.* jeux ultérieurs) de roches gabbroïques fortement métamorphiques (Formation de Belle-Isle et d'Yffiniac) et leur juxtaposition avec des roches épimétamorphiques (schistes de Lamballe). À l'arrière des décrochevauchements, la tectonique compressive est accommodée par une déformation pénétrative sans cinématique claire (Le Goff *et al.*, 1994 ; Égal *et al.*, 1996b). L'épaississement rapporté à cette tectonique cadomienne reste modéré (Hébert et Ballèvre, 1993 ; Hébert *et al.*, 1997).

Migmatitisation et granitisation (570 ?-520 Ma)

Après 570 Ma, l'activité cadomienne principale se déplace vers le Sud et se manifeste notamment par des phénomènes de migmatitisation fortement

développés au sein des unités de Guingamp et Saint-Malo. À l'ouest de la baie de Saint-Brieuc, l'épaississement provoqué par le chevauchement d'une croûte peu épaisse à fort gradient géothermique (Unité de Saint-Brieuc) sur l'Unité de Guingamp est proposé pour expliquer le métamorphisme régional de cette unité (Hébert *et al.*, 1997). Dans l'Unité de Saint-Malo, l'épaississement est plus modéré (Ballèvre *et al.*, à paraître). Cette unité est affectée vers 560-540 Ma par une tectonique décrochevauchante senestre qui traduit le décalage dans le temps et l'espace (vers le Sud) de la cinématique décrite plus au Nord (Brun et Balé, 1990). L'intrusion des granitoïdes de Ploufragan et de la granodiorite de Saint-Brieuc, vers 535 Ma, scelle le rapprochement tectonique cadomien entre les unités de Saint-Brieuc, Yffiniac, Saint-Malo et Guingamp. Plus au Sud, au sein de l'Unité de la Mancellia, de nombreux plutons de granitoïdes crustaux (batholite mancennien) se mettent en place vers 540 Ma au sein d'un puissant ensemble terrigène peu tectonisé. L'origine et la signification du batholite mancennien est encore très discuté (Ballèvre *et al.* et Chantraine *et al.*, à paraître).

Plus tard, vers 520 Ma, des leucogranites syntectoniques tardi-cadomiens se mettent en place au sein de l'Unité de Guingamp.

Tectonique extensive et dôme migmatitique (520 Ma)

Lors de la mise en place du leucogranite de Plouisy, la déformation traduit globalement un raccourcissement NE-SW accommodé par le développement d'un dôme asymétrique extensif à vergence Est (Le Goff *et al.*, 1994) et par des couloirs de cisaillement (N-S et NW-SE) montrant principalement une cinématique décrochante dextre. L'interprétation de cette structuration particulière qui clôt l'orogénèse cadomienne demeure discutée. Elle est cependant compatible avec le fonctionnement du « Cisaillement nord-armoricain » et pourrait traduire une initiation très précoce de cette structure majeure, comme cela a déjà été suggéré (Chauris, 1969 ; Paris et Jegouzo, 1976 ; Watts et Williams, 1980 ; Égal *et al.*, 1996b).

Paléozoïque post-cambrien

Dans la région du Trégor, l'histoire paléozoïque est fragmentaire. Elle se manifeste par l'ouverture de bassins qui s'inscrivent dans le contexte de distension ordovicienne en Bretagne-nord (bassins de Plourivo, Bréhec, Fréhel) et en Bretagne centrale (Lefort, 1975 ; Bardy et Lefort, 1987 ; Dautel *et al.*, 1987 ; Ballard, 1989 ; Brun *et al.*, 1991). Elle se caractérise dans le bassin de Plourivo par le dépôt de séries rouges continentales qui pourraient être l'équivalent de celles de Bretagne centrale (Robardet *et al.*, 1994).

Au Carbonifère inférieur, une distension généralisée en Bretagne nord se marque par le développement d'un champ filonien doléritique (Velde, 1970 ; Hirbec, 1979 ; Lahaye *et al.*, 1995). Ce champ pourrait être contemporain du

fonctionnement du « Cisaillement nord-armoricain » et de l'ouverture en « pull apart » des bassins carbonifères centre-armoricains (Lahaye et *al.*, 1995).

La tectonique hercynienne est caractérisée par le « Cisaillement nord-armoricain » à cinématique dextre (CNA) qui translate et plisse les formations briovériennes les plus méridionales et génère la structure plissée de la Formation de Belle-Isle-en-Terre. Le CNA est synchrone de la mise en place des plutons granitiques (Plouaret, Quintin) entre 330 et 291 Ma (Peucat et *al.*, 1984). Cette grande structure crustale réemprunterait un accident cadomien (Chauris, 1969 ; Paris et Jegouzo, 1976 ; Watts et Williams, 1980 ; Égal et *al.*, 1996b). De même, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, les grands cisaillement décrochants de direction NE-SW ont vraisemblablement joué au Varisque (Lefort et Aïfa, 1986 ; Ballèvre et *al.* à paraître). Dans la partie nord-ouest de la ceinture cadomienne, de part et d'autre de la baie de Lannion, la tectonique varisque serait responsable de la déformation pénétrative et du métamorphisme de terrains cadomiens (Autran et *al.*, 1979).

Géodynamique récente : histoire post-paléozoïque

Depuis la fin du Paléozoïque (vers 250 Ma) jusqu'aux dernières périodes froides du Pléistocène moyen (vers -200 000 ans), l'histoire géologique de la région est très mal connue. Il est traditionnellement admis, faute d'éléments plus précis, que pendant ce long intervalle de temps, le Massif armoricain, pénéplané dès l'ère secondaire, était le plus souvent émergé et soumis à l'altération météorique sous climat chaud. Pendant cette période, l'histoire géologique de la région de Guingamp n'est pas connue. C'est à partir des synthèses régionales que l'on peut dresser une esquisse de cette évolution.

C'est sous ces climats, qu'une importante couverture de latérites s'est développée sur la Bretagne (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970 ; Durand et Estéoule-Choux, 1974), vraisemblablement pendant une grande partie du Crétacé et au début du Tertiaire (Paléogène).

Au cours de l'Eocène, l'Yprésien serait une période de rhéxistase qui aurait provoqué une érosion des profils d'altération, accompagnée du dépôt d'argiles (kaolinite) au fond de petites dépressions (Estéoule-Choux, 1970).

À l'Oligocène, des mouvements distensifs affectent la France (ouverture des Limagnes, du sillon rhénan,...) et provoquent en Bretagne l'apparition de petites dépressions le long des fractures orientées NNW-ESE (« axe Nort-sur-Erdre-Saint-Brieuc »). Elles se comblent de sédiments argileux (cortège à attapulgite, illite et ankérite ; Durand et *al.*, 1974) qui prouvent, que malgré un climat plus frais (Chateauneuf, 1980), la région reste une pénélaine principalement soumise à l'altération géochimique.

Au Miocène, l'activité tectonique provoque la surrection de la péninsule, vraisemblablement isolée du bassin de Paris alors émergé, par un bras de mer entre Dinan et Nantes, reliant l'Atlantique à la Manche (Gros et *al.*, 1984). Dans ce contexte, la région de Guingamp correspondrait à la partie orientale de la péninsule bretonne émergée. Mais aucun élément ne permet de préciser l'évolution du paysage régional à cette époque.

Enfin, au Pliocène, l'activité tectonique fait « rejouer en failles normales nombre de fractures tardi-hercyniennes et induit des grabens étroits qui se disposent le long des grands accidents » (Gros et *al.*, 1984). Dans ce contexte, l'évolution de la région de Guingamp semble se poursuivre dans la continuité du Miocène.

C'est pendant cette période que se sont mises en place les différentes formes d'altération cartographiées sur la présente coupure. Les différents indices de présence de kaolins ou de concrétions ferrugineuses démontrent une évolution complexe dont les lambeaux résiduels sont difficiles à attribuer à un épisode précis.

En associant altérites et géomorphologie, on peut affiner l'évolution plio-pléistocène du périmètre cartographié. Diverses études ont analysé le relief de la région pour l'interpréter en terme de paléosurface ou de paléoniveaux (Huon, 1944 ; Baulig, 1933 ; Milon, 1929, 1933, 1937). Y. Milon (1933) distingue plusieurs stades d'enfoncement des rivières : 180-160 m, 120-100 m et 40-35 m, et H. Baulig (1933) s'interroge sur l'existence et la nature de plates-formes d'érosion à 90-100 m, 180-200 m et 280-300 m, niant la néotectonique et ne considérant que l'eustatisme comme facteur de genèse (transgressions) de ces plates-formes.

Sur la feuille Guingamp, une analyse détaillée du modèle numérique de terrain (maille 70 m), diffusé par l'IGN et exploité avec le logiciel SynerGIS (BRGM), montre l'existence de plusieurs niveaux de replats (pente < 3 %) qui s'étagent entre 260 m environ et 100 m. Pour les replats les plus élevés, la relation entre ces traits morphologiques et l'histoire géologique de la région n'est pas évidente. Ces replats peuvent signaler d'anciennes surfaces continentales (infra-liasique, infra-crétacé, paléogène) dont les altérites auraient été décapées ou bien d'anciennes plates-formes d'abrasion marines (transgression crétacée ou paléogène). Tout au plus, peut-on proposer un âge d'autant plus ancien pour ces morphologies que leur altitude est plus élevée.

Par contre, la plate-forme de 100 m, qui affleure dans le coin nord-est de la carte (environs de Notre-Dame-de-la-Cour) est très bien exprimée dans la région, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc (Trégor, Goëlo ; Joly et *al.*, 1987). Ce replat régional correspond à l'amenuisement ou la disparition de la couverture d'altérites au Nord, au niveau de la cote altimétrique 100 m, tandis qu'elle reste très importante plus au Sud. L'importance de ce trait morphologique et

sa coïncidence avec l'érosion des altérites plaident en faveur d'une surface d'abrasion marine. Par corrélation avec les sites régionaux qui ont livré des sables pliocènes reposant sur cette plate-forme (Clément et Dadet, 1976 ; Bos, 1986, 1991 ; Gros et *al.*, 1984), on peut envisager à titre d'hypothèse, un âge pliocène (vers -2 à -3 Ma) pour ce replat (Denizot, 1937 ; Milon, 1937 ; Meynier, 1942) ; mais ce replat peut être hérité d'une phase plus ancienne (Bonnet, 1998).

C'est après la constitution de cette plate-forme, que les phases glaciaires (premiers signes de gel à la fin du Pliocène, au Prétiglien, vers 2,4 Ma ; Morzadec-Kerfourn, 1974) vont, peu à peu, modeler le paysage. Les altérites plus anciennes subissent une succession de phases climatiques froides, qui vont peu à peu les éroder (fluage sur les versants dû au gel-dégel).

Depuis le début du Quaternaire, la région subit des alternances climatiques (périodes glaciaires et interglaciaires) qui déterminent en Bretagne une succession de climats périglaciaires (froids et humides) alternant avec des phases tempérées plus courtes (Giot et Monnier, 1972, 1973 ; Hallégouët et *al.*, 1980 ; Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977 ; Lautridou, 1985). Les périodes froides ont eu pour conséquence, par la combinaison de phases d'érosion (cryoturbations, fauchage, gélifluxion) et de stabilisation, la mise en place d'une topographie molle particulièrement visible sur les plateaux. Au cours de ce même intervalle de temps (environ 2 Ma), certains auteurs considèrent que la région a continué à se soulever doucement (Lautridou, 1985 ; Bonnet, 1998), alors que pour d'autres auteurs, ces phénomènes ne sont le résultat que d'une érosion régressive par à-coups d'un paysage en déséquilibre (Wyns, 1991).

Les derniers cycles (5 à 7 phases froides depuis 800 000 ans) correspondent à des périodes de froid intense et sec qui déterminent le dépôt de lœss. Ceux du Pléistocène moyen (vraisemblablement du Saalien) sont repris après une période d'altération pédogénétique interglaciaire au sommet des « arènes fauchées », et donnent une couche de limons rouges plus ou moins pollués d'arène (fractions sableuses et argileuses à kaolinite). Sur Guingamp, seul l'Éemien (dernier interglaciaire au Pléistocène supérieur, entre - 120 000 et - 80 000) apparaît fossilisé, les traces des interglaciaires précédents ayant été érodées. Avec le dernier cycle froid (Weichsélien, Pléistocène supérieur), les lœss de couverture, issus de la Manche exondée à cette période se déposent, le long de la frange littorale (Lautridou, 1985). Pendant ces périodes froides, les rivières connaissent un régime hydraulique contrasté à débâcles qui permettent l'évacuation de gros volumes de matériaux grossiers (blocs, cailloux).

Enfin, à l'Holocène (interglaciaire actuel), le niveau de la mer atteint sa cote actuelle (transgression flandrienne ; Ters, 1973). Le paysage évolue peu, la topographie actuelle étant héritée de la fin de la dernière glaciation. Les rivières ne transportent plus que des éléments fins apportés ; une partie provient des aménagements humains (déforestation, cultures) dont l'impact réel reste à mesurer.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sur des substrats variés (amphibolites, leptynites, migmatites, granites,...) et plus ou moins altérés, l'occupation du sol est conditionnée par l'importance des altérites et la nature du drainage de ces formations superficielles. Sur ces substrats acides (c'est-à-dire siliceux par opposition à carbonatés), on passe de sols bruns acides en milieu bien drainé à des sols lessivés glossiques, voire des gleys en milieu mal drainés (Anonyme, 1987). Ces derniers correspondent généralement aux zones de replat que l'on identifie vers 100 m d'altitude. La répartition des activités agricoles dépend de l'organisation de ces différents ensembles pédologiques : les cultures (céréales) subsistent dans les zones où les altérites sont les plus épaisses ; les prairies correspondent souvent à des sols peu épais (le substrat rocheux est sub-affleurant) mais encore relativement bien drainés ; les bois (surtout des feuillus) subsistent sur les replats où le drainage est très mauvais.

Géographie humaine

La région couverte par la carte est une région à vocation presque exclusivement rurale, dominée par l'élevage intensif des porcs et des volailles et l'élevage extensif de bovins pour la boucherie ou la production laitière. En été, la proximité du littoral permet une activité touristique locale d'appoint (tourisme de passage, gîtes ruraux) qui prend peu à peu de l'importance dans l'économie locale et favorise l'aménagement paysager (rues pavées, places piétonnes aménagées, chemins ruraux, etc.) de nombreux petits villages.

L'habitat est dispersé. Il est surtout composé de fermes ou de petits « hameaux-carrefours » implantés dans un paysage ouvert et cultivé (blé et maïs surtout). Les meilleurs sols de culture de la région sont sur les loess, au Nord de la carte. À l'opposé, les bois, qui forment trois massifs importants (bois de Beauchamps, forêt de Malaunay, bois d'Avaugour et de Coat Meur), sont implantés sur les terrains les plus pauvres (substrat siliceux et/ou très mal drainé) et les zones de pente forte difficiles d'accès.

Guingamp est la principale ville (9 500 habitants). Elle abrite surtout des activités tertiaires (services, administrations) adaptés aux besoins locaux. À proximité de la RN 12 (Brest à Saint-Brieuc), on peut signaler les bourgs de Ploumagoar, Sainte-Agathon, Plouisy (1 000 à 3 000 habitants) qui constituent peu à peu une ceinture de lotissements autour de Guingamp. Châtelaudren (1 200 habitants) et Plouagat (3 000 habitants) connaissent la même évolution, en plus petit, autour de la RN 12. Ces agglomérations se concentrent le long de la RN 12, axe routier majeur, qui traverse la carte d'Est en Ouest. En dehors de cet axe routier, seul Bourbriac dépasse 2 600 habitants, les autres bourgs étant beaucoup plus petits (quelques centaines d'habitants maximum).

En plus de la RN 12, voie majeure E-W, qui relie Saint-Brieuc à Brest, le réseau routier de moindre importance est dense et de bonne qualité. Il présente un maillage de voies qui fournissent des liaisons dans toutes les directions. Enfin, une voie ferrée importante (Paris-Brest), subparallèle à la RN 12, traverse la carte et dessert Guingamp et Châtelaudren.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Au point de vue des fondations, les caractéristiques et la stabilité des terrains sont variables suivant la nature du substrat et la position topographique des ouvrages (plateau, versant, fond de vallée). Sur les plateaux, les difficultés sont surtout liées aux altérites, très étendues sur cette carte, qui peuvent être gorgées d'eau et nécessiter un drainage adapté lors de la construction d'ouvrages (bâtiments, routes, ponts) et pour leur tenue ultérieure. De plus, ces altérites sont d'extension irrégulière et peuvent rapidement changer d'épaisseur (plusieurs mètres à quelques décimètres), ce qui peut provoquer des tassements différentiels notamment pour des ouvrages lourds.

Sur les versants des vallées, des problèmes de stabilité des formations superficielles (lœss, « heads ») viennent s'ajouter aux risques de tassement différentiel et aux problèmes de drainage déjà évoqués. La présence de « heads » ou de colluvions peut générer des désordres importants sur les talus trop raides pendant les chantiers ou après la réalisation des aménagements. On veillera dans les zones où ces diverses formations meubles sont présentes à utiliser des pentes assez faibles pour le talutage.

En fond de vallée, ou parfois au fond de certains petits thalwegs, les problèmes géotechniques sont surtout provoqués par les terrains compressibles (alluvions fines, tourbes, vases) ou dus à l'eau (nappe phréatique proche de la surface). Les risques de tassements, plus sensibles en aval qu'en amont (l'épaisseur du remplissage des vallées croît vers l'aval), impliquent généralement la prise en compte de fondations adaptées (ancrage sur substrat dur par exemple) pour les constructions importantes. D'autre part, l'exécution de tranchées ou fouilles peut nécessiter le rabattement de la nappe superficielle (pompage et assèchement du chantier ou rabattement en amont) et la protection des parois des excavations pendant la durée des travaux.

RESSOURCES EN EAU

Les formations géologiques qui couvrent la feuille Guingamp sont essentiellement des formations de socle. Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés. Le réservoir type des aquifères est toujours d'extension limitée, autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Le tableau 6 présente l'ensemble des captages AEP (Alimentation en eau potable) de la feuille Guingamp.

COMMUNE	LIEU-DIT	GÉOLOGIE	OUVRAGE	X (km)	Y (km)	Z (m)	PROF. (m)	DIAMÈTRE	Q/jour (m ³)	N Q/an m ³	NO ₃ mg/l (année)
BOURBRIAC	Le Pontou	Arène	1 puits	191,67	98,66	187	5,35	3 m	100		39 (1996)
COATDOUT	Parc Lan Trédan	Arène et granite	2 puits	192,22	104,72	180	5		50		39 (1983)
PÉDERNEC	Ferme St-Hervé	Arène	1 puits	184,39	112,18	185			100		20 (1983)
PÉDERNEC	Krenévez-Breiz	Arène	2 puits	181,32	112,32	200			50		15 (1983)
PLELO	La Corderie		1 puits						50		
PLOUAGAT	St-Jude	Granite et dolérite	7 puits	206,45	101,85	242	4 à 7	1,6 à 2 m			48 (1996)
PLOUAGAT	St-Jude	Granite et dolérite	4 forages	206,45	101,85	242	60 à 80	125 mm			*
PLOUAGAT	Kermilin	Granite et dolérite	1 puits	206,64	102,67	203	6				55 (1995)
PLOUAGAT	Kermilin	Granite et dolérite	2 forages	206,64	102,67	203	60 et 104	125 mm		200 000*	40*
PLOUVARA	Prés-Hauts	Migmatites	3 forages				110	125 mm		175 000**	< 10**
ST-PÉVER	Bois d'Avaugour	Arènes	1 puits	198,92	101,76	145	3,5	105 mm	200		10 (1983)
TRÉGLAMUS	Kerloc	Arènes	1 puits	109,64	188,14	218			100		32 (1983)
TRÉGUIDEL	St-Guénael	Amphibolites	1 puits	211,06	114,35	91	3,3	2 m	300	100 000	42 (1997)

Tableau 6 - Captages A.E.P. de la feuille Guingamp

* débit cumulé des 2 sites et des 14 ouvrages

** débit cumulé des 3 forages

Dispositifs de captage

Les puits

Traditionnellement, ces dispositifs de captage traversent les niveaux d'altération des formations du socle et sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur :

- soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit coiffant des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage dont les débits journaliers sont très variables de l'ordre de 50 à 250 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible aux variations saisonnières et climatiques et à la détérioration de la qualité de l'environnement (teneurs en nitrates et pesticides).

Les forages

Depuis l'apparition, à la fin des années 1970, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé « marteau fond de trou », les forages réalisés dans le socle se multiplient : les résultats obtenus sont souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins.

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 101 forages implantés sur le territoire de la feuille Guingamp. La profondeur moyenne des ouvrages est de 56 m (valeurs extrêmes : 30 et 104 m) et le débit instantané moyen, 7,9 m³/h (valeurs extrêmes : 0,5 et 36 m³/h). Il est possible d'établir une relation entre débit et la nature lithologique des terrains traversés (Carn, 1992 ; tabl. 7). Les résultats obtenus sur les roches basiques ne sont pas significatifs, trois forages seulement y sont implantés. Les valeurs des moyennes des débits évoluent du simple au triple (de 5,5 à 15,6 m³/h) pour des moyennes de profondeurs plus resserrées, de 50 à 59 m. L'effectif des gneiss n'est concerné que par 10 ouvrages, cependant on peut retenir les résultats obtenus comme des indicateurs de tendance : ce serait les formations géologiques les plus performantes avec un débit moyen de 15,6 m³/h, et cela pour la profondeur moyenne la plus faible (50 m). Les micaschistes, avec un effectif de 14 seulement, suivent avec des écarts conséquents : les débits moyens atteignent seulement 11 m³/h, alors que la profondeur moyenne est la plus élevée (59 m). On trouve ensuite les migmatites avec une moyenne des débits de 7,7 m³/h (la moitié de celle des gneiss) avec une moyenne des profondeurs intermédiaire (55 m). Ce sont les granites hercyniens qui apparaissent les moins intéressants, l'approfondissement des

ouvrages (profondeur moyenne = 59 m) ne permettent pas de gagner en débit (Q moyenne : 5,5 m³/h).

Formation géologique	Moyenne des débits (m ³ /h)	Moyenne des profondeurs (m)	Nombre de forages
Intrusions de Pédervec et Moustéru	6,4	35,6	5
Formation de Squiffiec – Plouvara	11,2	54,6	7
Formation migmatitique de Guingamp	10,3	55,4	14
Leucogranites de Pabu et de Plouisy	6,4	53,8	20
Formation anatectique de Ploufragan	17,2	47,0	6
Formation de Lanvollon	8,6	59,1	15
Granite de Quintin	5,5	61,1	34

Tableau 7 - Analyse statistique des résultats des forages du socle (D005,....,G093)

Débit instantané et débit d'exploitation : il faut distinguer le débit instantané d'un forage (débit obtenu à la foration), qui rend compte de la perméabilité locale autour de l'ouvrage et le débit d'exploitation pérenne qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine exploitée en Bretagne par des forages est de bonne qualité, et le demeure à l'exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation des ouvrages pendant leur réalisation et au cours de leur utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, il serait souhaitable qu'un cahier des charges définissant les « règles de l'art » puisse être imposé à toute réalisation de forage. Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de

l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et une agressivité marquée : la teneur en CO_2 libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français. Par ailleurs, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut nécessiter un traitement indispensable.

Dénitrification naturelle en sous-sol

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : il s'agit de réactions biochimiques, liées à la présence de pyrite en profondeur, qui, en consommant le réactif qui les produit, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est incertaine ; elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse le délai nécessaire pour agir. L'eau « exhaurée », si elle est riche en fer, ne contient pas alors de nitrates. Ces derniers sont néfastes pour la santé, alors que le fer ne l'est pas. En revanche, celui-ci entraîne des problèmes de précipités dans les forages et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates. La dénitrification naturelle des eaux souterraines est une découverte de ces dernières années : elle est relativement fréquente, et peut être présente dans la plupart des formations géologiques, mais de façon plus intense dans certaines (cornéennes, mica-schistes) que d'autres (granites en général).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Kaolin

Quelques sites à kaolin ont été exploités dans le passé (jusqu'au début du XX^{e} siècle) pour la confection de poteries à Pabu (Nord de Guingamp). Ces kaolins proviennent soit de l'altération de pegmatites riches en feldspaths associées au leucogranite de Pabu, soit de kaolins sédimentaires (remaniement fluvio-marin des altérites locales) issus de dépôts comme ceux du bois de Pommerit-le-Vicomte (carte Pontrieux-Étables-sur-Mer, Égal et *al.*, 1996a). L'extraction des argiles du bois de Pommerit existait déjà au XV^{e} siècle et s'est arrêtée en 1914 (Herrouin, 1972 ; Mulot, 1971). Une tentative de réouverture du gisement pour la confection de céramiques a été tentée en 1968 et s'est arrêtée en 1971 (Mulot 1971).

De nombreux indices de kaolin se trouvent sur la feuille Guingamp, mais aucun gisement n'y a été mis en évidence. Peuvent être cités les indices de

Kermarc'al en Saint-Adrien, de Kernaour en Saint-Péver, de Bois Meur en Lanrodec, de la Robocherie près de Boquelo, de la Ville-Perdue et de Malher au Nord et au Sud du Foëil, de Saint-Hernin en Ploumagoar. Ces indices correspondent soit à des altérites à forte teneur en kaolinite, avec, éventuellement, des illites associées (indices « d'argiles blanches ou gris clair »), soit à des filons de quartz ou des fractures dont les épontes sont fortement kaolinisées (hydrothermalisme), comme le remarquable filon qui s'étend depuis Moustern, à l'Ouest, jusqu'à Boqueho, à l'Est (Chauris, 1970 ; Herrouin, 1972 ; 1973 ; Mulot, 1971).

Limons et lœss

Jusqu'au début du siècle (avant 1939), les lœss ont été utilisés de manière artisanale pour la confection de murs en torchis (granges, métairies). L'utilisation de ces matériaux est aujourd'hui abandonnée, l'absence de traces d'excavation laissant supposer un caractère artisanal et limité des exploitations.

« Pierres de construction » (pierres de tailles)

L'habitat traditionnel du secteur de la carte Guingamp est essentiellement construit en pierres. Les traces de l'exploitation artisanale des roches sont particulièrement visibles au sein du massif granitique de Quintin : de nombreuses excavations plurimétriques à décamétriques, maintenant abandonnées, sont fréquemment observées aux sommets des buttes (où la roche est généralement sub-affleurante). De telles excavations sont nettement plus rares dans les autres formations. Quelques carrières, également pour pierres de taille mais plus récentes (peut-être sont-elles exploitées de temps à autre ?) et de dimensions plus importantes, sont réparties à travers la carte au sein de formations variées.

Pierre des landes

À proximité immédiate de leur aire de répartition, les dalles retaillées de ces conglomérats ferrugineux ont été utilisées comme pierres d'angles ou d'entourage d'ouverture dans les maisons traditionnelles construites en pierre. L'utilisation de ce matériau, qui reste très localisée dans le coin nord-est de la carte, n'a pas fait l'objet d'exploitation en carrière mais proviendrait surtout de la collecte de blocs dans les champs cultivés.

Sables

Plusieurs petites excavations existent actuellement sur la carte. Elles sont ouvertes dans les isaltérites, au sommet des assises « granitiques » (Granite de Quintin, Migmatites de Guingamp, etc.), et fournissent un sable de qualité médiocre, mal classé, souvent argileux dont l'usage ne peut être que très local et « domestique » (chemins, petits travaux de viabilisation).

Pour mémoire, le maërl (sable constitué de petits éléments calcaires construits par les algues lithothamniées), que l'on rencontre souvent à proximité des fermes, est allochtone ; il provient de dragages en mer et sert en partie à l'amendement des terres.

Granulats et concassés

Une seule carrière en activité a été recensée sur le territoire de la carte : il s'agit de la carrière de Sullé qui exploite des diorites et amphibolites.

La plupart des excavations abandonnées, qui sont mentionnées sur la carte, ont été consacrées à cet usage. Les excavations de petite taille, de caractère artisanal, étaient destinées à fournir des pierres de construction et des concassés pour empierrement aux besoins locaux. Quelques excavations de plus grande taille, aujourd'hui désaffectées, ont été ouvertes à proximité des axes routiers principaux de la région (RN 12, RD 8) et ont fourni les matériaux de remblais des tronçons en surélévation lors de l'élargissement de ces voiries.

Ardoises

Les « Schistes de Néhou », sur le flanc sud des quartzites du bois de Coat Liou (commune de Bourbriac), ont été exploités en carrières à ciel ouvert, alignées E-W, au 18^e siècle et fournissaient des ardoises grossières (Herrouin, 1972 ; Mulot, 1971). Leur exploitation est abandonnée et les carrières de l'époque (à ciel ouvert ?, en puits et galeries ?) n'ont laissé aucune trace perceptible dans le paysage actuel.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Plusieurs gîtes miniers et de nombreux indices minéralisés sont connus sur la feuille Guingamp. Certains gîtes ont fait l'objet d'anciennes exploitations, en surface ou en profondeur ; beaucoup d'indices ont été mis en évidence au cours des recherches entreprises dans le cadre de l'Inventaire minier national.

Plomb-Argent

L'ancienne concession minière de Trémuson, centrée sur cette localité située sur la feuille Saint-Brieuc, s'étend sur la feuille Guingamp jusqu'à une ligne Plélo – Plouagat – Plouvara.

Les minéralisations plumbo-argentifères sont contenues dans des filons quartzeux ou dans des petits filons parcourant des zones broyées. Les orientations principales de ces structures sont WSW-ENE et SSE-NNW.

La paragenèse commune est à pyrite, pyrrhotite, galène argentifère, arséno-pyrite, chalcopryrite, bourmonite.

Plusieurs gisements ont été exploités autrefois, particulièrement au cours du 18^e siècle. Le principal, Ville-Ahlen (indice n° 4.4001 dans la Banque du sous-sol du BRGM), à l'Est de Plélo, a été repris entre 1860 et 1870 puis entre 1920 et 1930, date à laquelle les travaux miniers atteignaient 150 m de profondeur. Les autres n'ont pas fait l'objet de travaux au cours du 20^e siècle :

- Rue Bourgeois (4.4003) au Sud de Châtelaudren ;
- Trégan (n° 4.4004) à l'Est de la Corderie ;
- Seignaux (n° 4.4405) entre Plouvara et Plouagat ;
- Sainte Barbe (n° 8.4003) aux abords ouest de Plouvara ;
- Plouvara (n° 8.4007) aux abords est de Plouvara.

Indices Pb, Zn, Cu

De nombreux indices ont été mis en évidence par les prospections géophysiques (SNEAP) et géochimiques (BRGM) effectuées dans le cadre de l'Inventaire minier national. Citons, entre autres :

- dans la région de Bringolo, l'indice de Mézou-Alhouat ;
- dans la région de Coadout, l'indice de Prat-Meur ;
- dans la région de Bourbriac, les indices de Coat Liou et de Restancornou (n° 5.4002), de type filonien, qui ont fait l'objet d'une campagne des sondages percutants (1981).

Les reconnaissances préliminaires de ces divers indices n'ont pas confirmé leur intérêt.

Or

Le seul indice d'or, digne d'intérêt, de la feuille Guingamp est situé à Kerhervé (n° 1.4001) à 2 km au NW de Coadout. Sa découverte et sa reconnaissance préliminaire par tranchées et puits datent des années 1960. Dans le cadre de l'Inventaire minier national, cet indice a fait l'objet d'une campagne de sondages carottés (1980). C'est un petit filon quartzeux à blende, galène, pyrite, arséno-pyrite, chalcopryrite contenant jusqu'à 275 g/t d'argent et 4 g/t d'or.

Tungstène, étain

Plusieurs indices W-Sn ont été découverts en prospection alluvionnaire. Ils ont été décrits comme étant associés au petit « massif granitique du Leslay » (Nord-Ouest de Saint-Gildas) (Chauris et *al.*, 1964) qui correspond, à peu près, à une zone d'affleurement du faciès Granite clair (γ^{3AL}).

La minéralisation est strictement liée à des petits filons de quartz et de greisen localisés dans le massif, à proximité de ses bordures (fig. 15). Ces filons, d'épaisseur inframétrique, peuvent former de véritables stockwerks sillonnant le granite souvent silicifié. Les filons de quartz contiennent wolframite et scheelite. Les greisens, à quartz et mica blanc, contiennent cassitérite et scheelite.

Quatre indices principaux ont fait l'objet de travaux d'exploration : Kerbellec (n° 7.4001), Kerléau (n° 7.4003), Kerfouleu (n° 7.4002), Kervern (n° 7.4004) dont les deux derniers par puits et traçage miniers (1963-1964).

La minéralisation est très irrégulière et les concentrations en cassitérite ou wolframite très limitées et très localisées. Enfin, une évaluation du petit flat stannifère de Liscouet, associé aux indices primaires, a montré son faible intérêt économique.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Du fait du manque de prospection des industries lithiques de surface, les sites paléolithiques, mésolithiques ou néolithiques restent peu connus (Monnier, 1980 ; Giot et Monnier, 1976 ; Giot et *al.*, 1979, 1994). Un habitat du Néolithique moyen, avec poteries et foyers, a été reconnu, enseveli sous des colluvions de pente, près de Saint-Péver, ce qui prouve une présence permanente auprès de la vallée du Trieux (Briard, 1994 ; Briard et *al.*, 1976). Sur les massifs granitiques surtout, quelques menhirs (par exemple celui de Caillouan, haut de 8 m, implanté près d'une source, au Sud-Ouest de Plésidy) et allées couvertes du Néolithique final (telle celle ruinée près du carrefour en contrebas du menhir de Crec'h-Argant, à la limite de Bourbriac et de Kerien) subsistent encore aux destructions. Dans le bois du Reunic, au-delà de Kerhamon au Sud de Plouagat, un bloc de dolérite a été considéré comme polissoir à haches polies.

Quelques beaux tumulus de l'âge du bronze Ancien et Moyen se sont concentrés auprès de la vallée du Trieux. Celui de Tanwedou a conservé ses formes. Le « dolmen » de Kerivoa, également en Bourbriac, doit être une chambre d'un tel tumulus. L'étude des matériaux de ceux de Saint-Jude et de Saint-Adrien a montré, qu'à leur époque, la couverture lœssique n'était pas encore dégradée par le phénomène d'érosion des sols, initié par les défrichements, à partir du Néolithique, mais intensifiée à l'Âge du Bronze.

À l'âge du fer, presque chaque colline portait sa petite ferme, identifiable en prospection aérienne les années sèches par ses fossés, ou par la découverte fortuite d'un souterrain. Des stèles de l'âge du Fer sont à signaler à Saint-Agathon (Boulbin) et à Plouagat (celle-ci christianisée et inscrite au haut Moyen-âge).

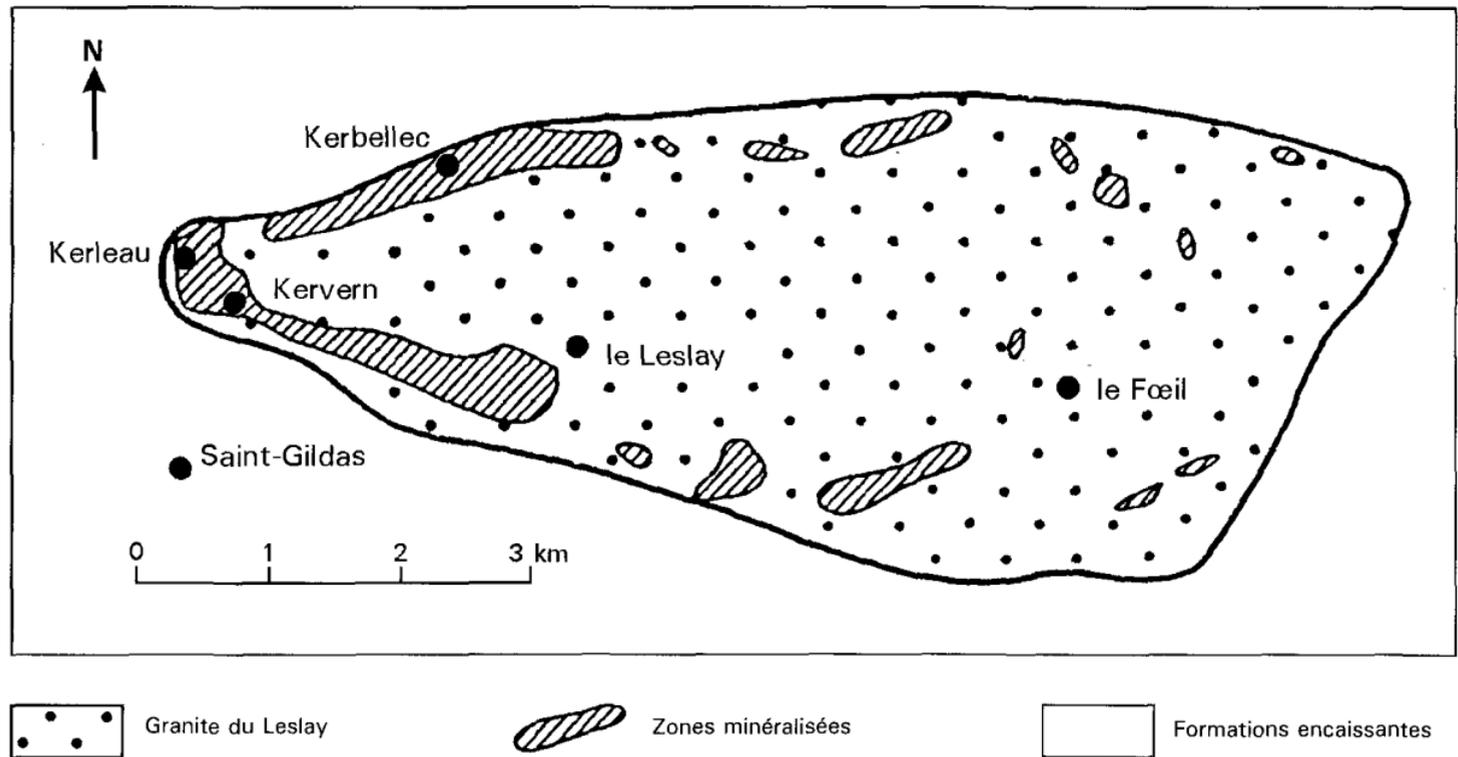


Fig. 15 - Granite du Leslay et minéralisations tungstène (W), étain (Sn) (d'après Chains et al., 1964)

Guingamp fut un carrefour de voies romaines tardives, reprises par les routes royales. On doit signaler que, succédant à des potiers gallo-romains, les potiers de Pabu près Guingamp ont commencé à travailler dès le haut Moyen-âge, mais que leurs argiles à dégraissant amphibolique étaient prises au Nord, au-delà des limites de la feuille, soit en Kermoroc'h, soit en Pommerit.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.J.D. (1976) - Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 233-250.
- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) - Abundances of the elements : meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- ANDRIAMAROFAHATRA J., LA BOISSE H. (DE) (1988) - Mise en évidence de témoins granitiques tardi-cadomiens à 540 Ma dans la région de Belle-Isle-en-Terre, Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), 4, p. 279-287.
- ANONYME (1987) - Carte des sols au 1/100 000, DDAF Côtes-d'Armor édit., Saint-Brieuc.
- ARNAUD G. (1980) - L'intrusion gabbrodioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). Thèse Doctorat 3^e cycle, Université Paris VI et Muséum national d'histoire naturelle, 141 p. (inédit).
- ARTH J.G. (1979) - Some trace elements in trondhjemites-Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In F. BARKER Ed., trondhjemites, dacites and related rocks, *Developments in Petrology*, 6, p. 123-132. Elsevier, Amsterdam.
- AUTRAN A., CHANTRAINE J., RABU D. (1979) - Lithostratigraphie et déformation du Briovérien de la baie de Lannion - Implications sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. BRGM*, I, 4, p. 277-292.
- AUVRAY B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le nord du Massif armoricain. Thèse Univ. Rennes, France, 681 p. (inédit).
- AUVRAY B., LEFORT J.-P., MONNIER J.-L. (1976) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Tréguier (171). Orléans : BRGM.
- AUVRAY B., MAILLET P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, P, 5, p. 953-957.
- AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL PH. (1980a) - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du Domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 532-538.
- AUVRAY B., MACÉ J., VIDAL P., VAN DER VOOR (1980b) - Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N Brittany : implications for the age of red beds (« séries rouges ») in the northern Armorican Massif. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, p. 207-210.

- BALÉ P. (1986) - Tectonique cadomienne en Bretagne nord - Interaction décrochement - chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Thèse Univ. Rennes, France, 361 p., (inédit).
- BALÉ P., BRUN J.-P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 297, p. 359-362.
- BALÉ P., BRUN J.-P. (1989) - Late Precambrian thrust and wrench zones in Northern Brittany (France). *J. Struct. Geol.*, 11, 4, p. 391-405.
- BALLARD J.-P. (1989) - Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse Univ. Rennes I.
- BALLÈVRE M., LE GOFF E., HÉBERT R. - The tectonothermal evolution of a volcanic arc during the late Proterozoic Cadomian orogeny. *Tectonophysics*, sp. issue (soumis).
- BAMBIER A., BOS P., CHANTRAINE J., CHAURIS L., GARREAU J., GUILLET PH., HERROUIN Y., HIRBEC Y., LULZAC Y., MULOT B. (1985) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Belle-Isle-en-Terre (241). Orléans : BRGM, 64 p. Carte géologique par J. CHANTRAINE et al. (1985).
- BARDY P., LEFORT J.-P. (1987) - Structure et stratigraphie des formations antémésozoïques du golfe normando-breton d'après l'interprétation des données sismiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 304, II, p. 997-1000.
- BARKER F. (1979).- Trondhjemitite: definition, environment and hypotheses of origin. In F. BARKER Ed., Trondhjemites, dacites and related rocks. *Developments in Petrology*, Amsterdam, 6, p. 1-11.
- BARRAT J.-A. (1986) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du Domaine nord-armoricain : géochimie de l'intrusion de Saint-Quay. *Hercynica*, II, 2, p. 125-133.
- BARRAT J.-A. (1986) - Pétrologie des intrusions basiques tardi-cadomiennes des régions de Saint-Brieuc et de Guingamp. Rapport inédit.
- BARROIS C. (1896) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 1^{ère} édition, Service des Mines, Paris ; notice : 6 p.
- BARROIS C. (1897) - L'extension du limon quaternaire en Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, XXVI, p. 33-44.
- BARROIS C. (1899) - Brioverian system in sketch of the geology of Central Brittany - *Proc. Geol. Ass.*, XVI, p. 101-132.
- BARROIS C. (1900) - Excursions en France : Bretagne. VIII^e Congrès géologique international, notice des excursions, VII, p. 1-36.
- BARROIS C. (1905) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Morlaix, 1^{ère} édition.
- BARROIS C. (1908) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Tréguier (42).
- BARROIS C. (1909) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Lannion (41).

- BAULIG H. (1933) - À propos du relief armoricain et de l'origine des lœss bretons. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, Paris, 67, p. 51-55
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JÉGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, (1), p. 31-42.
- BEURRIER M., BLÈS J.-L., GROS Y., LOZES J., MAROT A. (1979) - Étude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin : pétrographie, géochimie et fracturation. *Bull. BRGM, Fr.*, Section 4, p. 317-336.
- BIGOT B., MONNIER J.-L. (1987) - Stratigraphie et sédimentologie des lœss récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude de Sable-d'Or-les-Pins et Pot Lazo (Côtes-du-Nord, France). *Bull. Ass. fr. étude quaternaire, n.s.*, n° 29, p. 27-36.
- BITRI A., BRUN J.-P., CHANTRAINE J., GUENNOC P., MARQUIS G., MARTHELOT J.-M., PERRIN J., PIVOT F., TOURNERIE B., TRUFFERT C. (1997) - Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne nord (France) : sismique réflexion verticale et sondage magnétotellurique (projet Géofrance 3D - Armor). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 325, p. 171-177.
- BITRI A., BRUN J.-P., TRUFFERT C., GUENNOC P. - Deep seismic imaging of the cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics*, sp. issue (soumis).
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse Univ. Rennes, *Mémoires Géoscience Rennes*, 86, 352 p.
- BRIARD J. (1994) - Les Tumulus d'Armorique. Picard édit., Paris, 304 p.
- BRIARD J., MONNIER J.-L. (1976) - Tumulus armoricains de l'Âge du Bronze et couverture lœssique weichsélienne. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, (C) VIII-1/2, p. 75-88.
- BROWN M. (1978) - The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the Saint-Malo region, Armorican Massif, France. *Precambrian Research*, 6, p. 1-21.
- BROWN M. (1979) - The petrogenesis of the Saint-Malo migmatite belt, Armorican Massif, with particular reference to the diatexites. *Neues Jarhb. Mineral. Abhandlungen* 135, p. 48-74.
- BROWN M. (1995) - The late precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France) : distorsion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Géologie de la France*, 1995, (3), p. 3-4.
- BRUN J.-P. (1975) - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le Massif de Saint-Malo (Massif armoricain), analyse de la déformation. Thèse 3^e cycle, Rennes, 99 p.
- BRUN J.-P. (1992) - Discussion on the timing and kinematics of Cadomian deformation (Northern Brittany). *J. Geol. Soc. London*, 149, p. 151-155.

- BRUN J.-P., BALÉ P. (1990) - Cadomian tectonics in Northern Brittany. *In* R.S D'LEMONS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny » *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, p. 95-114.
- BRUN J.-P., BALLARD J.-F., LE CORRE C. (1991) - Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold belt of Central Brittany (France) : field evidence and computer models. *J. Struct. Geol.*, 13, p. 419-429.
- BRUN J.P., GUENNOC P., TRUFFERT C., VAIRON J. - Cadomian tectonics in Northern Brittany : a contribution of 3D modelling on a crustal scale. *Tectonophysics*, sp. issue (soumis).
- CABANIS B. (1986) - Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Thèse Univ. Paris, Mém. Sci. Terre, Univ. P. et M. Curie, 690 p.
- 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 ». *Geol. Soc. Spec. Publ.* 33, p. 525-539.
- CALVEZ J.-Y., VIDAL P. (1978) - Two billion years old relicts in the Hercynian Belt of Western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 395-399.
- CARN A. (1988) - Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées, recherche des critères locaux d'implantation des forages, Département des Côtes-d'Armor. Rapport BRGM, R35067 BRE 4S/92.
- CARRON J.P., LE GUEN DE KERNEIZON M., NACHIT H. (1994) - Variscan granites from Brittany. *In* Pre-Mesozoic Geology in France and related areas, Keppie J.D. Ed., Springer-Verlag, p. 231-239.
- CAUVIN C., GALDEANO A., ÉGAL E., POZZI J.P., TRUFFERT C. - Magnetic modelling in the French Cadomian belt (Northern Armorican Massif) - (Armor Project, GeoFrance 3D Programm). *Tectonophysics* (soumis).
- CHANTRAINE J. (1966) - Étude géologique du Briovérien à l'Ouest de Saint-Brieuc. Thèse 3^e cycle, Paris.
- CHANTRAINE J., CHAURIS L., HERROUIN Y., HIRBEC Y., BEURRIER M., CASTAING C. avec la collaboration de PINNA P., BOS P. (1984) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Belle-Isle-en-Terre (241). Orléans : BRGM. Notice explicative par BAMBIER et al., (1984), 64 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France) - *Bull. Soc. géol. Fr.*, IV, 5, p. 815-829.

- CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE GOFF E., BALLÈVRE M., GUENNOC P. - The Cadomian active margin. *Tectonophysics*, sp. issue (soumis).
- CHATEAUNEUF J.-J. (1980) - Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris. *Mém. BRGM*, Orléans, BRGM édit, 116, 357 p.
- CHAURIS L. (1969) - Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 268, p. 2859-2861.
- CHAURIS L. (1970) - Silicification et kaolinitisation hydrothermales entre Moustéru et Saint-Julien (Côtes-du-Nord). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 8, p. 292-293.
- CHAURIS L. (1971) - Les recherches récentes sur le Grès armoricain (skiddavien) dans le Nord-Ouest de la Bretagne. In « Colloque Ordovicien-Silurien » (Brest, septembre 1971). *Mém. BRGM*, n° 73, p. 213-221.
- CHAURIS L., GUIGUES J., MOUSSU R., WALTER J. (1964) - Observations préliminaires sur les gisements stannowolframifères associés au granite du Leslay (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 258, p. 5499-5502.
- CHAURIS L., GARREAU J. (1990) - Typologie des gisements de fer du district de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-d'Armor, France). *Chronique de la Recherche Minière*, Orléans, BRGM édit., 501, p. 23-31.
- CHAURIS L., LULZAC Y., GERMAIN C. (1990) - Différenciation granitique et minéralisation dans le pluton polyphasé de Quintin (Massif armoricain). *Géologie de la France*, n° 2, p. 3-9.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A. (1998) - Geochronology of polygenetic monazite constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: implications for Pb behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- 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.*, I, 1, p. 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.*, IV, 3, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Coll. Intern. CNRS, Paris, n° 192 - Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 236, p. 193-218.
- COGNÉ J., SAGON J.-P. (1976) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 3^e édition, Orléans, BRGM.
- DABARD M.-P. (1997) - Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la Chaîne cadomienne. Genèse et signification géodynamique - Exemple du segment armoricain. Thèse Univ. Rennes - Document BRGM, 266 p.

- DALLMEYER R.D., STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S. (1991a) - Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the baie de Saint-Brieuc (North Brittany), France : evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Canad J. Earth Sci.*, 28, p. 762-773.
- DALLMEYER R.D., D'LEMONS R.S., STRACHAN R.A., MUELLER P.A. (1991b) - Tectonothermal chronology of early Cadomian arc development in Guernsey and Sark, Channel Islands. *J. Geol. Soc., London*, 148, p. 691-702.
- DAUTEIL O., DURAND J., BRUN J.-P. (1987) - Arguments en faveur de décrochements synchrones du dépôt des séries rouges d'Erquy-Fréhel. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 304, sér. II, p. 83-88.
- DAVIS D.W. (1982) - Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Can. J. Earth Sci.*, 19, p. 2141-2149.
- DEFANT M.J., DRUMMOND M.S. (1990) - Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature G.B.*, 347, p. 662-665.
- DENIS E. (1988) - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale. Thèse Univ. Rennes - Mém. et Doc. CAESS 18, 223 p.
- DENIZOT G. (1937) - Cycle pliocène et surface topographique anté-quadernaire sur le sol français. *Bull. Ass. Géogr. Français*, Paris, 106, p. 82-91.
- DEPAGNE J., LIMASSET J.C. (1975) - Substances utiles de Bretagne. Rapport BRGM 75 SGN 246 BPL, Orléans, 48 p.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, IV, 5, p. 801-814.
- D'LEMONS R.S., BROWN M., STRACHAN R.A. (1992) - Granite magma-generation and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. London*, 149, p. 487-490.
- D'LEMONS R.S., BROWN M. (1993) - Sm-Nd isotope characteristics of late Cadomian granite magmatism in northern France and the Channel Islands. *Geol. Mag.*, 130, p. 797-804.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In R.S. D'lemons R.A., Strachan C.G. Topley (eds) : « The cadomian orogeny ». *Geol. Soc. Spec. Publ.* n° 51, p. 115-131.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Univ. Rennes. *Mém. Soc. géol. minéral., Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.
- DURAND S., ESTÉOULE-CHOUX J. (1974) - Les temps post-hercyniens. In J. DEBELMAS, Géologie de la France. 1 : Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. Doin édit., Paris, vol. 1, p. 154-159.

- ÉGAL E., GUENOC P., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D., LEBRET P., HALLÉGOUET B. (1996a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pontrieux - Étables-sur-Mer (204). Orléans : BRGM. Notice explicative par E. ÉGAL et al., 194 p.
- ÉGAL E., GUERROT C., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D., CHANTRAINE J. (1996b) - The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany. In « Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic ». Geol Soc. Amer. Sp. Publ. 304, p. 218-318.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 14, 319 p.
- FABRIES J., CONQUÉRÉ F., ARNAUD G. (1984) - The mafic silicates in the Saint-Quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion : crystallisation conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Mineral.*, 107, p. 715-736.
- FOURCY E. (DE) (1844) - Carte géologique des Côtes-du-Nord. Paris, imp. De Fain et Thanot, 172 p., 4 cartes.
- GALDÉANO A., ASFIRANE F., TRUFFERT C., ÉGAL E., DEBEGLIA N. - The aeromagnetic map of the French Cadomian belt. *Tectonophysics*, sp. issue (soumis).
- GIOT P.-R., MONNIER J.-L. (1972) - Chronologie relative des plages anciennes, des industries des limons et des sols fossiles associés du Nord de la Bretagne septentrionale. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 274, p. 2288-2290.
- GIOT P.-R., MONNIER J.-L. (1973) - Dépôts du Riss et du Riss-Würm en Bretagne, In « Le Quaternaire. Géodynamique, stratigraphie et environnement. Travaux français récents ». 9^e INQUA Christchurch, suppl. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, 36, p. 55-56.
- GIOT P.-R., MONNIER J.-L. (1976) - Les civilisations du Paléolithique en Armorique. In H. de Lumley : « La préhistoire française ». IX^e UISPP (Nice), CNRS édit., t. 1, p. 944-946, 1094-1097, 1311-1314.
- GIOT P.-R., L'HELGOUACH, MONNIER J.-L. (1979) - Préhistoire de la Bretagne, Ouest-France édit., 249 p.
- GIOT P.-R., BRIARD J., PAPE L. (1994) - Protohistoire de Bretagne. Ouest-France édit., Rennes (sous presse).
- GRAINDOR M.-J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 211 p.
- GRANDJEAN G., GUENOC P., RECQ M., ANDRÉO P. - Refraction/wide angle reflection investigation of the Cadomian crust between Northern Brittany and the Channel Islands. *Tectonophysics*, Sp. issue (soumis).
- GRAVIOU P. (1984) - Pétrogenèse des magmas calco-alkalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse Univ. Rennes, 236 p. (inédit).

- GRAVIOU P. (1992) - Reconnaissance d'une suture majeure au sein de la Chaîne cadomienne. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 315, p. 1799-1802.
- 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, p. 1-13.
- GRAVIOU P., AUVRAY B. (1990) - Late Precambrian M-type granitoid genesis in the Cadomian belt of NW France. In R.S D'LEMONS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, p. 231-244.
- GROS Y., LIMASSET O., BOURGEUIL B. (1984) - La Bretagne méridionale au Cénozoïque, Rapport BRGM SGR/PLA84-27, Orléans, 80 p.
- GUERROT C., PEUCAT J.-J. (1990) - U-Pb geochronology of the Late Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. In R.S D'LEMONS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : " The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, p. 13-26.
- GUILLET P., BOUCHEZ J.-L., VIGNERESSE J.-L. (1985) - Le complexe granitique de Plouaret (Bretagne) : mise en évidence structurale et gravimétrique de diapos emboîtées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 503-513.
- HALLÉGOUËT B., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1977) - Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bull. Ass. Géogr. Français*, Paris, 441, p. 81-89.
- HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1980) - Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne, In Chaline J. : « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes », Colloque Dijon (1978), *supp. Bull. Ass. Fr. Etude Quaternaire*, Paris, n.s. 1, pp. 211-225.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la baie de Saint-Brieuc. Apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 29, p. 119-126.
- HALLOT E. (1988) - Magmatisme cadomien nord-armoricain. Exemple du massif gabbro-dioritique de Plouvara. Squiffiec. DEA, Rennes, 66 p. (inédit).
- HALLOT E. (1993) - Injection dans les réservoirs magmatiques - Contraintes pétrologiques (massifs de Fort-La Latte et de Saint-Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. Thèse Univ. Rennes - Mém. Géosciences Rennes 49, 281 p.
- HÉBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Thèse Univ. Rennes ; Doc. BRGM 228, 355 p.

- HÉBERT R. (1995) - Evidence for multiple high-T metamorphism and regional migmatization within the Cadomian belt of northern Brittany, France. *J. Geol. Soc. London* 152, p. 213-216.
- HÉBERT R., BALLEVRE M. (1993) - Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern Brittany (France) : constraints on low-pressure metamorphism. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 164, n° 2, p. 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.*, 316, p. 395-401.
- HÉBERT R., LE GOFF É., BALLÈVE M. (1997) - Évolution métamorphique des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp (Massif armoricain) : implications géodynamiques pour l'orogène cadomien. *Géologie de la France*, 1, p. 3-22.
- HERROUIN Y. (1972) - Ressources du sous-sol des Côtes-du-Nord (1^{ère} partie). Ardoises, argiles pour matériaux et céramiques. Rapport BRGM 72 SGN 042 BPL, Orléans, 2 atlas : 64 p. et 82 p.
- HERROUIN Y. (1973) - Ressources du sous-sol des Côtes-du-Nord (3^e partie). Sables et graviers continentaux ; recherches de matériaux d'enrochement dans les Côtes-du-Nord ; compléments à l'inventaire des argiles et des matériaux pour céramiques des Côtes-du-Nord-Kaolin et feldspath. Rapport BRGM 73 SGN 011, Orléans, 3 vol. : 29 p., 13 p., 23 p.
- HIRBEC Y. (1979) - Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif Armoricain. Thèse 3^e cycle, Rennes.
- HUON R. (1944) - Sur quelques traits du relief aux environs de Saint-Brieuc. In « Chroniques géographiques des Pays celtés ». *Annales de Bretagne*, Rennes, LI, p. 108-113.
- JEANNETTE D. (1972) - Analyse tectonique de formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse d'État, Strasbourg. *Sci. Geol. Strasbourg*, mém. 36, 175 p.
- JEANNETTE D., COGNÉ J. (1968) - Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 266, p. 2211-2214.
- JOLY F., BESSAC-GIRAUDET J., VUILLECOT C. (1987) - Carte géomorphologique de la France à 1/1 000 000 (quart Nord-Ouest). G.I.P. Reclus édit., Montpellier, notice : 38 p.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France). Thèse d'État, Brest, 319 p.

- KERFORNE F. (1920) - Contribution à l'étude des minerais de fer du département des Côtes-du-Nord. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 1-4, p. 292-332.
- KROGH T.E. (1973) - A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p. 485-494.
- KROGH T.E. (1982) - Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 637-649.
- LAHAYE Y., BLAIS S., AUVRAY B., RUFFET G. (1995) - Le volcanisme fissural paléozoïque du Domaine nord-armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, n° 5, p. 601-612.
- LASNIER B. (1970) - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du Massif des Maures (France). Nantes, 297 p.
- LAUTRIDOU J.-P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'État, Géographie, Université Caen, Groupe Seine édit., 908 p.
- LEFORT J.-P. (1975) - Le socle péri-armoricain. Étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse d'État, Rennes. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 130 (1977), 68 p.
- LEFORT J.-P., AÏFA T. (1996) - Origin and structuration of the North Armorican dyke swarm. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, II, 323, p. 981-986.
- LEES G.J., ROACH R.A., SHUFFLEBOTHAM M.M., GRIFFITHS N.H. (1987) - Upper Proterozoic basaltic volcanism in the Northern Massif Armorican, France. In « Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites ». *Geol. Soc. Spec. Publ.* 33, p. 503-523.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, Orléans, 1-3, p. 219-254.
- LE GALL J., BARRAT J.-A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardicadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géologie de la France*, 1, p. 3-22.
- LE GOFF E., ÉGAL 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.*, 319, p. 231-238.
- LE MOUËL J.-L. (1969) - Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse, Paris, 154 p.
- LUDWIG (1997) - ISOPLOT a plotting and regression program for radiogenic isotope data., version 2.92. U.S. Geological Survey Open-File Report 91-445.

- MARTIN H. (1977) - Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de Saint-Malo (Massif armoricain). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse Doctorat 3^e cycle, Univ. Rennes, 95 p.
- MARTIN H. (1980) - Comportement de quelques éléments traces au cours de l'anatexie ; exemple du massif de Saint-Malo (Bretagne, France). *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 927-941.
- MEYNIER A. (1942) - Plate-forme d'érosion dans les pays hercyniens de l'Europe de l'Ouest. Chronique géographique des Pays celtes, *Annales de Bretagne*, Rennes, 1942, p. 2-4.
- MILON Y. (1929) - Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 189, p. 1004-1005.
- MILON Y. (1933) - Les enveloppes de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Somm. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 1-5, p. 9-13.
- MILON Y. (1937) - Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *C. R. Somm. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 3-4, p. 3-6.
- MONNIER J.-L. (1974) - Les dépôts pléistocènes de la région de Saint-Brieuc. Stratigraphie et préhistoire. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, (C) VI, p. 43-62.
- MONNIER J.-L. (1980) - Le paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Travaux lab. anthrop. préhist. protohist. et Quat. armoricain, Rennes, 607 p.
- MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1982) - Formations périglaciaires et formations marines, stratigraphie des sols, biostratigraphie et industries du Pléistocène du littoral breton. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 12, p. 185-194.
- MONNIER J.-L., BIGOT B. (1987) - Stratigraphie des dépôts pléistocènes du Nord de la Bretagne (France). Les formations de Port-Morvan et de la Haute-Ville. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 30, p. 93-104.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n° 17, 208 p.
- MULOT B. (1971) - Atlas guide des gîtes et indices du département des Côtes-du-Nord, fasc. 8, BRGM SGN, Orléans, inédit.
- PARIS F., JÉGOUZO P. (1976) - La bordure Mancellia - synclinorium médian armoricain: une limite géotechnique majeure de l'édifice armoricain. *Réunion Annuelle Sci. Terre (Soc. géol. France ed.)* II, 317.
- PARRISH R.R. (1987) - An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.)*, 66, p. 99-102.
- PERROUD H., AUVRAY B., BONHOMET N., MACE J., VAN DER VOO R. (1986) - Paleomagnetism and K-Ar dating of Lower Carboniferous dolerites dykes from northern Brittany. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 87, p. 143-154.

- PEUCAT J.-J. (1986) - Behaviour of Rb-Sr whole-rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the Saint-Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc. London*, 143, p. 875-886.
- PEUCAT J.-J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.* 4, p. 349-356.
- PEUCAT J.-J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNÉ J., CORNICHE J. (1981) - Late Proterozoic zircon age from a basic-ultrabasic complex : a possible cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe. *Geology*, 9, p. 169-173.
- PEUCAT J.-J., AUVRAY B., HIRBEC Y., CALVEZ J.-Y. (1984) - Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif armoricain : géochronologie Rb-Sr. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 1365-1373.
- PLIHON G. (1974) - Les formations meubles sur les granites de Bonnemain et de Quintin (Massif armoricain). Arènes, arènes remaniées et limons. Thèse 3^e cycle, Géologie, Univ. Rennes, 138 p.
- PLUSQUELLEC Y. (1968) - Découverte d'un *Cervus elaphus* Linné dans le Trieux (Côtes-du-Nord). *Penn Ar Bed*, Rennes, 54, p. 305-307.
- POWER G.M., BREWER T.S., BROWN M., GIBBONS W. (1990) - Late Precambrian foliated complexes of the Channel Islands and La Hague : early Cadomian plutonism. In R.S D'LEMONS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, p. 215-229.
- PRUVOST P., WATERLOT G. (1941) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 2^e édition, Service des Mines, Paris. Notice : 6 p.
- RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983a) - Le domaine interne de la Chaîne cadomienne dans le Massif armoricain : étude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en baie de Saint-Brieuc. *Doc. BRGM n° 66*, (1983), 31 p.
- RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983b) - 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.*, XXV, 4, p. 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 R.S D'LEMONS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, p. 81-94.
- REYNAUD J. (1848) - Mémoire sur les embouchures de la rivière de Pontrioux. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, p. 218.

- ROACH R.A., LEES G.J., SHUFFLEBOTHAM M.M. (1990) - Brioverian volcanism and Cadomian tectonics, baie de Saint-Brieuc, Brittany : stages in the evolution of a late precambrian ensialic basin. *In* R.S D'LEMOIS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, p. 41-67.
- ROLET J., GRESSELIN F., JEGARZO D., LEDRU P., WYNS R. (1994) - Intracontinental hercynian events in the Armorican Massif. *In* "Pre-Meozoic Geology in France and related arcas", J.D. Keppic (Ed.), Springer-Verlag Berlin, p. 195-219.
- RYAN P.D., ROACH R.A. (1975) - The Brioverian-Pentevrian boundary at Palus plage (Armorican Massif, France). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (C), VII, (1), p. 1-20.
- SAGON J.-P. (1976) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Quintin (278). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Sagon (1977), 43 p.
- SHUFFLEBOTHAM M.M. (1986) - The Fort La Latte complex : late Pentevrian plutonism in Penthièvre, Brittany. *Conference of the Ussher Society*, p. 344-351.
- SHUFFLEBOTHAM M.M. (1989) - Geochemistry and Geotectonic interpretation of the Penthièvre crystalline massif, Northern Brittany, France. *Precambrian Research*, 45, p. 247-261.
- SHUFFLEBOTHAM M.M. (1990) - The geology of the Penthièvre crystalline massif : a reappraisal of the type. Pentevrian arca, northern Brittany. *In* R.S D'LEMOIS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 51, p. 27-39.
- SOMMÉ J., PAEPE R., LAUTRIDOU J.-P. (1980) - Principes, méthodes et système de la stratigraphie du Quaternaire dans le Nord-Ouest de la France et la Belgique. *In* Chaline J. : « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes ». Colloque Dijon (1978), *supp. Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 1, p. 148-162.
- STACEY J.S., KRAMERS J.D. (1975) - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 207-221.
- STRACHAN R.A., TRELOAR P.J., BROWN M., D'LEMOIS R.S. (1989) - Cadomian terrane tectonics and magmatism in the Armorican Massif. *J. Geol. Soc. London*, 146, p. 423-426.
- STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990) - Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. *In* R.S D'LEMOIS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, p. 133-150.
- STRACHAN R.A., BROWN M., DALLMEYER R.D., D'LEMOIS R.S. (1992) - Discussion of the timing and kinematics of Cadomian deformation (Northern Brittany) : reply. *J. Geol. Soc. London*, 149, p. 151-155.

- STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S., DALLMEYER R.D. (1996) - Neoproterozoic evolution of an active plate margin : North Armorican Massif, France. In "Avalonian and Related Peri - Gondwanan Terranes of the Circum - North Atlantic". Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 304, p. 319-332.
- TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français. In « Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement : travaux français récents ». IX^e congrès international INQUA, Christchurch, Comité National Français de l'INQUA, Paris, p. 114-135.
- THIEBLEMONT D., ÉGAL E., CHANTRAINE J. (1996) - Révision du volcanisme cadomien dans l'Est du Trégor (Bretagne nord). *Géologie de la France*, 4, p. 3-21.
- TRIBE I.R., STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S. (1996) - Neoproterozoic shear zone tectonics within the Icartian basement of Guernsey and Sark, Channel Islands. *Geol. Mag.*, 133, 2, p. 177-192.
- TRUFFERT C., ÉGAL É., LE GOFF E., GUENNOC P. - From 2.5D gravity modelling to structural geometry understanding - the North-Brittany Cadomian active margin. *Tectonophysics*, Sp. issue (soumis).
- VAN VLIET-LANOË B. (1988) - Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse d'Etat, Univ. Paris I, Editec édit., Caen, 2 vol., 854 p.
- VASSEUR G. (1881) - Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Thèse Univ. Paris, 432 p.
- VELDE D. (1970) - Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, XII, 5, p. 843-855.
- VERDIER P. (1968) - Étude pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion, Côtes-du-Nord, Finistère). Thèse Univ. Strasbourg, 51 p. (inédit).
- VIDAL PH., DEUTSCH S., MARTINEAU F., COGNÉ J. (1974) - Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 279, sér. D, p. 631-634.
- VIDAL PH., AUVRAY B., CHARLOT R., COGNÉ J. (1981) - Precadomian relicts in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the Western and Central European Cadomian - Hercynian Belt. *Precambrian Research*, 14, p. 1-20.
- VILLEY M., MAROT A., CASTAING C., BEURRIER M., DADET P., HERROUIN Y., SAGON K.-P., WEECKSTEEN G., BLES J.-L., LOZES J., GROS Y. (1982) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Carhaix-Plouguer (277). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Villey et al. (1982), 52 p.

WATTS M.J., WILLIAMS G.D. (1979) - Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *J. Struc. Geol.*, 1, p. 323-332.

WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-42.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Le lecteur pourra examiner les collections de lames minces de roches du socle au BRGM-Orléans (contacter E. Égal et/ou É. Le Goff, 3, avenue Claude Guillemin, Orléans-La Source, 45060 Orléans cedex 2). La Banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille Guingamp, et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional de Bretagne (Centre d'affaires Le Bignon, 4b, rue du Bignon, 35000 Rennes), soit au BRGM, Maison de la Géologie (77, rue Claude Bernard, 75005 Paris).

Les informations concernant le chapitre « Gîtes et indices minéraux » proviennent des archives minières du BRGM, consultables au Service géologique régional des Pays-de-la Loire (285, rue Louis de Broglie, BP 92342, 44323 Nantes cedex 3).

AUTEURS

La part incombant aux différents auteurs de la notice se répartit comme suit :

- Introduction : E. ÉGAL.
- Description des terrains : E. ÉGAL et É. LE GOFF (socle), P. LEBRET et B. HALLÉGOUËT (formations superficielles), avec la collaboration de C. GUERROT, A. COCHERIE pour les résultats géochronologiques sur le socle.
- Corrélations géologie-géophysique : E. ÉGAL.
- Conditions de formation des entités géologiques : E. ÉGAL et É. LE GOFF.
- Évolution tectono-métamorphique : E. ÉGAL et É. LE GOFF.
- Synthèse géodynamique régionale : E. ÉGAL et É. LE GOFF.

– Géodynamique récente : P. LEBRET.

– Géologie de l'environnement : J. CHANTRAINE (Gîtes et indices minéraux), A. CARN (Ressources en eau), P. LEBRET (Occupation du sol, Géotechnique, Substances utiles).

– Documentation complémentaire : J.-L. MONNIER, P.-R. GIOT, H. MORZADEC et P. LEBRET (Préhistoire et archéologie).

Remerciements : Les auteurs remercient : J.-A. BARRAT (Université de Poitiers, Géochimie), A. COCHERIE (BRGM, Géochronologie), C. GUERROT (BRGM, Géochronologie), M. MONTIGNY (IPG, Strasbourg, Géochronologie), D. THIÉBLEMONT (BRGM, Géochimie) et C. TRUFFERT (BRGM, Géophysique) pour leur collaboration ; MM. CHEVASSU, LEMASSON et YARDIN du CETE de l'Ouest (Saint-Brieuc) et M. MARJOLET du Service départemental de l'agriculture et de l'environnement (SDAE) des Côtes-d'Armor (Saint-Brieuc) pour leur accueil et leur aide à la réalisation de cette carte.

Les analyses ont été effectuées au BRGM par J. CUBIZOLLES (granulométries), C. GILLES (microsonde), P. JÉZÉQUEL (minéraux lourds), J.-C. PESTAILLE (lames minces) et F. PILLARD (diffractométrie des RX).

Présentation au CCGF : 18 juin 1998.

Acceptation de la carte et de la notice : 11 décembre 1998.

Impression de la carte : 1999.

Impression de la notice : 1999.

ANNEXES

ANNEXE I

Ech.	1192	27	117	193	213	317	1184
SiO ₂	64,54	48,5	47,22	44,19	53,68	51,60	52,32
TiO ₂	0,84	2,30	2,09	3,00	1,06	1,25	2,32
Al ₂ O ₃	15,73	15,00	14,82	13,11	15,02	15,45	13,36
Fe ₂ O ₃ (t)	7,11	13,93	14,02	19,07	10,07	10,51	15,11
MnO	0,05	0,22	0,20	0,24	0,17	0,16	0,18
MgO	2,38	5,23	6,83	6,15	6,27	5,83	3,27
CaO	1,17	10,58	11,98	9,94	7,31	7,91	7,53
Na ₂ O	2,82	3,23	2,23	2,17	5,14	4,13	4,09
K ₂ O	3,45	0,46	0,27	0,57	0,40	1,09	0,92
P ₂ O ₅	0,08	0,24	0,08	0,24	0,11	0,14	0,33
PF	1,65	0,79	0,61	1,02	1,06	1,85	0,83
Rb	124	8	12	14	7	27	36
Ba	696	41	35	114	107	213	138
Th	13,2	0,3	0,2	1,2	1,6	1,7	2,8
U	3,4	0,3	-0,1	0,4	0,5	0,5	1
Ta	0,3	0,3	0,1	0,3	0,3	0,3	0,6
Nb	17	3,8	2,2	5	4,9	5,4	10,8
Sr	188	125	103	146	222	181	160
Hf	3,8	2,9	0,7	1,7	1,6	2	3,7
Zr	198	141	25	74	88	93	183
Co	16	40	37	54	37	30	30
Cr	100	91	46	-10	105	216	-10
Ni	56	40	39	20	37	45	20
La	31,6	6,2	2,2	7,3	8,4	12,2	13,8
Ce	60,9	17,2	6,9	16,6	16	18,1	35,5
Nd	28,3	17,2	9,2	12,4	13	18,4	26,6
Sm	5,6	5,6	3,6	3,7	3,7	5,2	7,4
Eu	0,8	1,8	1,2	1,3	1,1	1,5	2
Gd	4,2	6,4	4,4	4,1	4,1	5,4	7,6
Tb	0,5	1,2	0,9	0,8	0,7	0,9	1,4
Dy	2,8	7,7	6,3	4,6	4,1	5,9	8,2
Er	1,3	4,7	4	2,7	2,5	3,5	5,1
Yb	1,2	4,2	3,8	2,5	2,4	3,1	4,7
Lu	0,2	0,6	0,6	0,4	0,3	0,5	0,7
Y	14,9	41,4	38,1	26	28,4	34,1	48,7
Ho	0,5	1,6	1,4	0,9	0,9	1,1	1,7
Tm	0,2	0,7	0,6	0,4	0,4	0,5	0,7

Tableau A1 - Analyses chimiques de migmatites (1192), d'amphibolites incluses dans les migmatites (27, 117) et d'amphibolites (193, 213, 317, 1184) provenant de la Formation de Lanvollon

	Amphibole			Plagioclase			Ilménite	Sphère
SiO ₂	46	46	47	55,97	57,00	55,04	0,00	30,48
TiO ₂	1	1	1	0,00	0,00	0,03	52,78	38,47
Al ₂ O ₃	10	10	10	27,06	27,27	27,99	0,02	0,96
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00
FeO	13	13	13	0,17	0,08	0,16	42,34	0,19
MnO	0	0	0	0,00	0,02	0,02	3,33	0,00
MgO	12	12	12	0,01	0,00	0,02	0,16	0,02
CaO	12	12	12	9,44	9,14	10,20	0,04	28,41
Na ₂ O	1	1	1	6,17	6,44	5,87	0,00	0,02
K ₂ O	0	0	0	0,06	0,06	0,02	0,00	0,00
TOTAL	95	95	96	98,89	100,01	99,39	98,67	98,55
Si	6,815	6,854	6,931	2,543	2,556	2,495	0,000	1,005
Ti	0,113	0,108	0,132	0,000	0,000	0,000	0,000	0,962
Al	1,774	1,800	1,746	1,449	1,442	1,496	1,010	0,037
Cr	0,007	0,000	0,011	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ₂	1,665	1,628	1,587	0,006	0,003	0,006	0,901	0,005
Mn	0,029	0,040	0,013	0,000	0,001	0,001	0,072	0,000
Mg	2,615	2,614	2,561	0,000	0,000	0,001	0,006	0,001
Ca	1,949	0,877	1,869	0,459	0,439	0,495	0,001	1,004
Ma	0,365	0,358	0,353	0,543	0,560	0,516	0,000	0,001
K	0,061	0,072	0,066	0,003	0,003	0,001	0,000	0,000
TOTAL	15,393	15,351	15,269	5,003	5,004	5,012	1,990	3,015

Tableau A2 - Analyses à la microsonde représentatives de l'amphibole de Guingamp. Assemblage plagioclase, amphibole, quartz, ilménite, sphère

	Amphibole			Pyroxène			Plagioclase		
							b	c	b
SiO ₂	48,00	48,00	48,00	52,65	52,72	53,06	56,89	55,41	54,93
TiO ₂	0,00	0,00	1,00	0,08	0,02	0,12	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	8,00	8,00	8,00	0,80	0,82	0,75	27,29	27,98	28,35
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,09	0,12	0,06	0,00
FeO	13,00	13,00	13,00	9,16	9,43	9,05	0,27	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,31	0,22	0,32	0,00	0,00	0,02
MgO	13,00	13,00	13,00	12,94	12,82	13,02	0,03	0,00	0,00
CUO	12,00	12,00	0,00	24,17	24,08	24,76	9,34	9,97	10,66
Na ₂ O	1,00	1,00	12,00	0,35	0,34	0,31	7,87	6,94	6,84
K ₂ O	0,00	0,00	1,00	0,00	0,01	24,76	0,05	0,01	0,05
TOTAL	97,00	97,00	98,00	100,50	100,46	101,48	101,86	100,38	100,92
Si	7,058	7,051	7,074	1,935	1,938	1,934	2,469	2,443	2,418
Ti	0,053	0,046	0,076	0,002	0,006	0,003	0,000	0,000	0,000
Al	1,444	1,426	1,406	0,035	0,035	0,032	1,396	1,454	1,470
Cr	0,023	1,013	0,000	0,001	0,000	0,002	0,004	0,002	0,003
Fe2	1,640	1,638	1,614	0,253	0,261	0,248	0,009	0,000	0,000
Mn	0,014	0,025	0,036	0,009	0,007	0,010	0,000	0,000	0,006
Mg	2,795	2,886	2,845	0,709	0,703	0,707	0,002	0,000	0,000
Ca	1,965	1,944	1,931	0,952	0,949	0,967	0,434	0,4712	0,503
Na	0,303	0,291	0,303	0,019	0,018	0,017	0,509	0,4563	0,449
K	0,026	0,020	0,025	0,000	0,000	0,000	0,003	0,008	0,002
TOTAL	15,320	15,339	15,311	3,917	3,913	3,921	4,827	4,828	4,846
Wo				49,47	49,44	50,04			
En				36,86	36,60	36,60			
FS				13,67	13,95	13,36			
Ab							53,80	49,16	47,04
An							45,88	50,76	52,69
Gr							0,32	0,09	0,27

Tableau A3 - Analyses à la microsonde représentatives de l'amphibole plagioclase, clinopyroxène, quartz et sphène (provenance Saint-Péver)

ANNEXE 4A

Majeurs (%)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,42	52,21	52,24	53,91	52,83	66,51	66,63
Al ₂ O ₃	17,03	16,70	13,15	18,60	17,13	13,87	14,37
Fe ₂ O ₃	8,93	7,57	11,41	6,33	8,83	5,42	4,68
MnO	0,15	0,13	0,16	0,12	0,16	0,08	0,07
MgO	7,11	7,09	10,28	5,72	4,76	1,93	1,44
CaO	9,41	8,94	7,07	10,23	7,20	3,81	4,22
Na ₂ O	3,10	2,76	2,26	2,89	3,03	4,22	5,12
K ₂ O	0,21	0,76	0,75	0,73	1,62	0,28	0,30
TiO ₂	1,29	1,13	0,50	0,50	1,43	0,66	0,73
P ₂ O ₅	0,30	0,31	0,06	0,07	0,36	0,30	0,20
P.F.	0,64	1,18	1,31	1,16	1,60	1,83	1,46
TOTAL	99,59	98,78	99,19	100,26	98,95	98,91	99,22

Traces (ppm)

Ba	1,37	135	168	178	424	107	95
Co	51	49	72	61	45	42	21
Cr	381	302	468	223	126	62	54
Cu	17	44	< 10	53	31	< 10	< 10
Ni	56	130	285	48	50	21	12
Sr	273	287	310	305	477	250	363
V	226	136	107	325	250	95	97
Rb	< 10	25	16	30	61	14	< 10

Tableau A4a - Analyses chimiques des gabbros et diorites de l'intrusion de Péder nec

Nature et origine des échantillons :

- 1 : gabbro à quartz (P9), E Le Manaty (Ménez Bré)
- 2 : gabbro à quartz (P18a), N Ménez Bré
- 3 : gabbro à quartz et à gros grain (P18t), N. Menez Bré
- 4 : gabbro-diorite (P8), E croix de Rivoalan (cote 166)
- 5 : gabbro-diorite (P21), E Le Ruchant
- 6 : diorite quartzique (P26), La Ville Neuve
- 7 : diorite quartzique (P12), Kerrivoalan.

Les échantillons 6 et 7 sont partiellement mylonitisés.

N.B. : les dosages ont été réalisés au CRPG sur des poudres porphyrisées à l'aide de billes en carbure de tungstène.

ANNEXE 4B

Majeurs (%)

SiO ₂	55,40	55,77	54,30	67,07
Al ₂ O ₃	17,53	18,94	18,98	15,86
Fe ₂ O ₃	9,18	7,56	8,34	4,62
MnO	0,18	0,16	0,19	0,07
MgO	3,40	2,94	3,25	1,53
CaO	5,96	5,32	3,25	1,53
Na ₂ O	3,78	4,16	4,28	4,56
K ₂ O	1,50	2,15	2,70	2,78
TiO ₂	1,10	1,08	1,24	0,61
P ₂ O ₅	0,37	0,30	0,30	0,28
P.F.	1,97	1,98	1,88	1,61
TOTAL	100,37	100,36	100,71	100,52

Traces (ppm)

Ba	450	680	760	691
Co	23	22	20	22
Cr	35	36	23	44
Cu	< 10	14	< 10	< 10
Ni	35	25	< 10	< 10
Sr	385	410	341	222
V	191	141	181	69
Rb	53	96	93	71

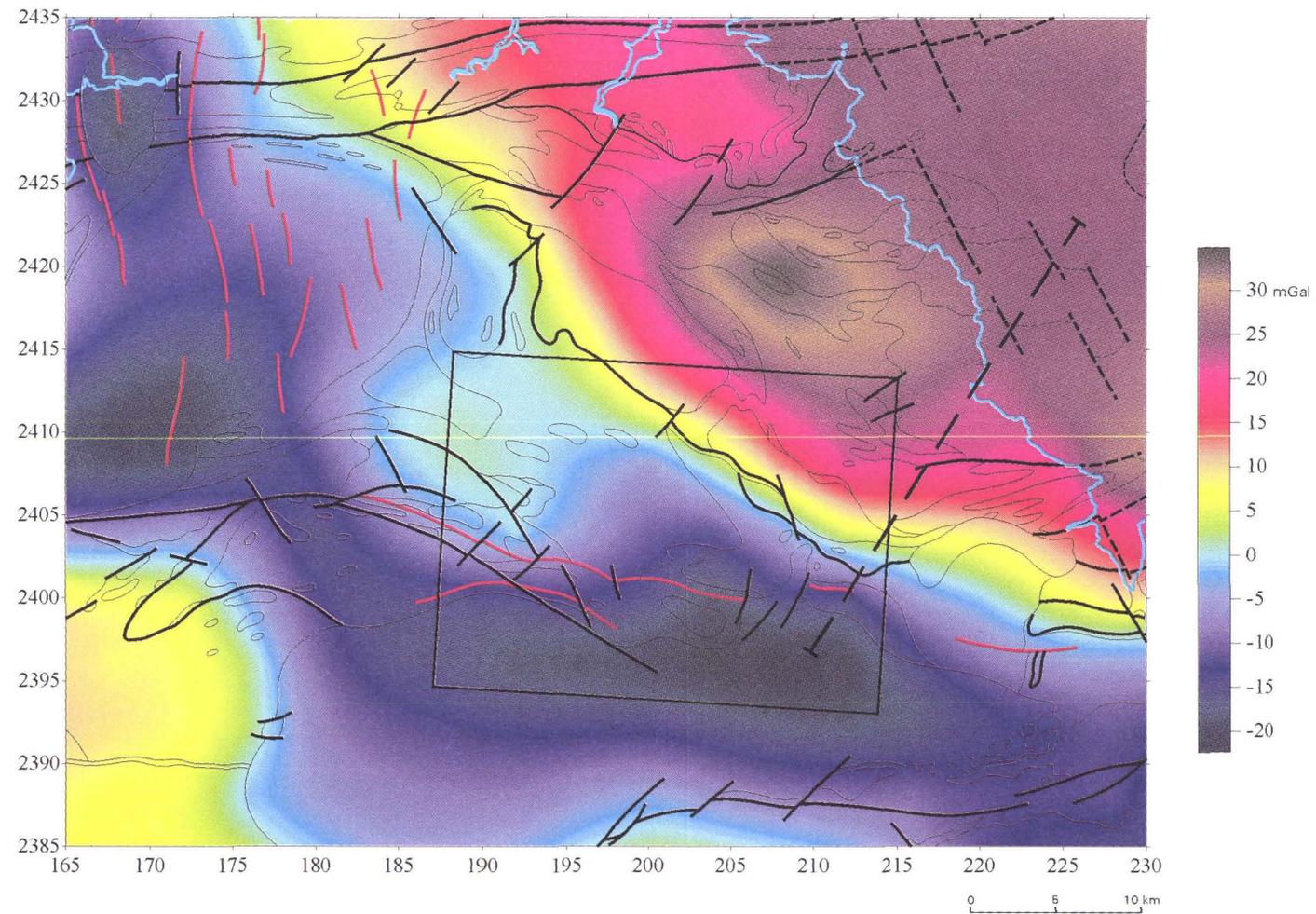
Tableau A4b - Analyses chimiques du matériel dioritique de l'intrusion de Moustéru

Nature et origine des échantillons :

- 1 : diorite (M1) ; W Cornambual
- 2 : diorite (M5) ; Le Cheval Blanc
- 3 : diorite (M6) ; W Le Brugou (N 787)
- 4 : granodiorite (M7) ; Le Moulin de l'Isle.

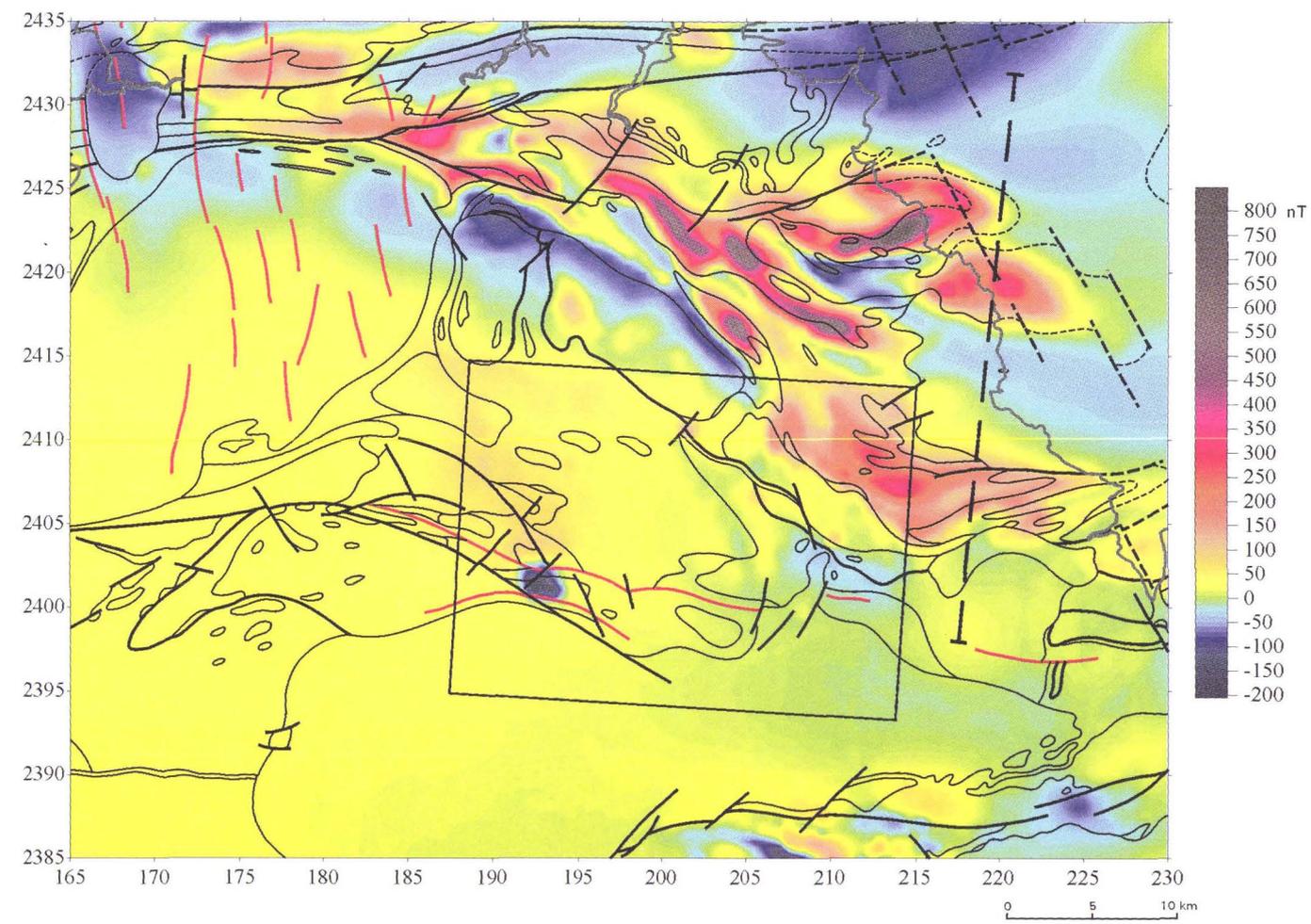
N.B. : les dosages ont été réalisés au CRPG sur des poudres porphyrisées à l'aide de billes en carbure de tungstène.

ANNEXE 5 - ANOMALIE DE BOUGUER



— Localisation du profil gravimétrique de la figure 3 — Limite de la feuille Guingamp à 1/50 000 — Filon de quartz

ANNEXE 6 - ANOMALIE DU CHAMP TOTAL RÉDUIT AU PÔLE



— Localisation du profil magnétique de la figure 4 — Limite de la feuille Guingamp à 1/50 000 — Filon de quartz

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Echelle 1/50 000





GUINGAMP

La carte géologique à 1/50 000
GUINGAMP est recouverte par
la coupure SAINT-BRIEUC (N° 59)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Lannion	Pontrieux-Étables-sur-Mer	
Belle-Isle-en-Terre	GUINGAMP	Saint-Brieuc
Carhaix-Plouguer	Quintin	Moncontour