



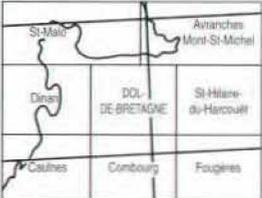
**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

DOL-DE-BRETAGNE

par
S. BOGDANOFF, M. JULIEN

DOL-DE-BRETAGNE

La carte géologique à 1/50 000
DOL-DE-BRETAGNE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : DINAN (N° 60)
à l'est : AVRANCHES (N° 61)



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DE LA POSTE ET DES TÉLÉCOMMUNICATIONS
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
DOL-DE-BRETAGNE À 1/50 000**

par

S. BOGDANOFF, M. JULIEN

**avec la collaboration de
R.L. LAFOND, A. CARN, M. VAGINAY**

1996

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : BOGDANOFF S., JOURDAN C., LAFOND R.L. (1997) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Dol-de-Bretagne (246). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Bogdanoff, M. Julien, avec la collaboration de R.L. Lafond, A. Carn, M. Vaginay (1996), 47 p.

– *pour la notice* : BOGDANOFF S., JULIEN M., avec la collaboration de LAFOND R.L., CARN A., VAGINAY M. (1996) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dol-de-Bretagne (246). Orléans : BRGM, 47 p. Carte géologique par S. Bogdanoff, C. Jourdan, R.L. Lafond (1997).

© BRGM 1996. 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 : 2-7159-1246-3

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : BRIOVÉRIEN</i>	7
Briovérien supérieur peu ou pas métamorphique	9
Briovérien supérieur métamorphique	10
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	11
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	19
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	20
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	21
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	24
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	32
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	32
<i>CARRIÈRES</i>	39
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	40
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	40
<i>DESCRIPTION D'ITINÉRAIRES</i>	41
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	42
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	47
AUTEURS	47

INTRODUCTION

La feuille Dol-de-Bretagne couvre un domaine situé dans la zone septentrionale du département de l'Ille-et-Vilaine. Elle recouvre également l'extrémité sud-ouest du département de la Manche. On se trouverait donc à cheval sur la limite entre la Bretagne et la Normandie. Immédiatement au Nord de la feuille Dol se situe la vaste baie du Mont-Saint-Michel.

Géologiquement parlant, on peut distinguer trois unités sur cette feuille :

- les schistes du Briovérien supérieur couvrant environ la moitié de la surface ;
- deux granitoïdes cadomiens recoupant les schistes briovériens dans lesquels ils développent une auréole thermique : au Sud, la granodiorite de Bonnemain, au Nord la granodiorite de Saint-Broladre–Saint-Marcan.

Aux granitoïdes s'ajoutent trois petits massifs de leucogranite, Dol au Nord, le Rocher-Toc à l'Est et Tremblay au Sud-Est ;

- le marais récent de Dol, occupant le Nord de la feuille.

D'une manière générale, les reliefs sont modestes. Le point culminant atteint environ 110 m à l'Est de la granodiorite de Bonnemain qui forme, dans sa partie orientale, un relief bien visible dans le paysage, relief accusé par le creusement du Couesnon. Ce batholite, dont le sommet constitue un petit plateau en légère pente vers l'Ouest, présente, de manière peu accentuée mais nette, une topographie de relief en creux, caractéristique de nombreux granites. La granodiorite de Saint-Broladre, de forme à peu près elliptique en plan, constitue également un relief dans le paysage, moins élevé (88 m) que celui de Bonnemain. Cependant, cette dernière donne une impression de relief plus vigoureux ; cela tient à ce qu'elle est bordée au Nord par le marais de Dol qui ne dépasse guère 4 à 5 m d'altitude dans cette zone et, pour le reste de son pourtour, par les schistes et grès briovériens, roches assez tendres, facilement entamées et déblayées par l'érosion.

Le Briovérien est façonné en collines arrondies parcourues par d'assez nombreuses rivières et fleuves côtiers tels le Couesnon, à l'Est, qui se jette au Nord dans la baie du Mont-Saint-Michel ou encore le Guyoult qui, à l'Ouest, arrose Dol.

Enfin, la partie septentrionale de la feuille est occupée par l'ancien marais de Dol, zone très plate et très basse, 4 à 5 m d'altitude en moyenne, d'où émerge en quelque sorte la butte de Mont-Dol, petit massif de granite atteignant la cote de 61 m. L'ancien marais de Dol se prolonge dans sa partie orientale par une vallée qui se rétrécit progressivement vers le Sud et dans laquelle coule aujourd'hui le Couesnon.

Le climat de la région est océanique et tempéré. Les précipitations, qui peuvent atteindre 600 à 800 mm par an, sont assez régulièrement réparties sur l'année. La direction des vents dominants se tient dans un

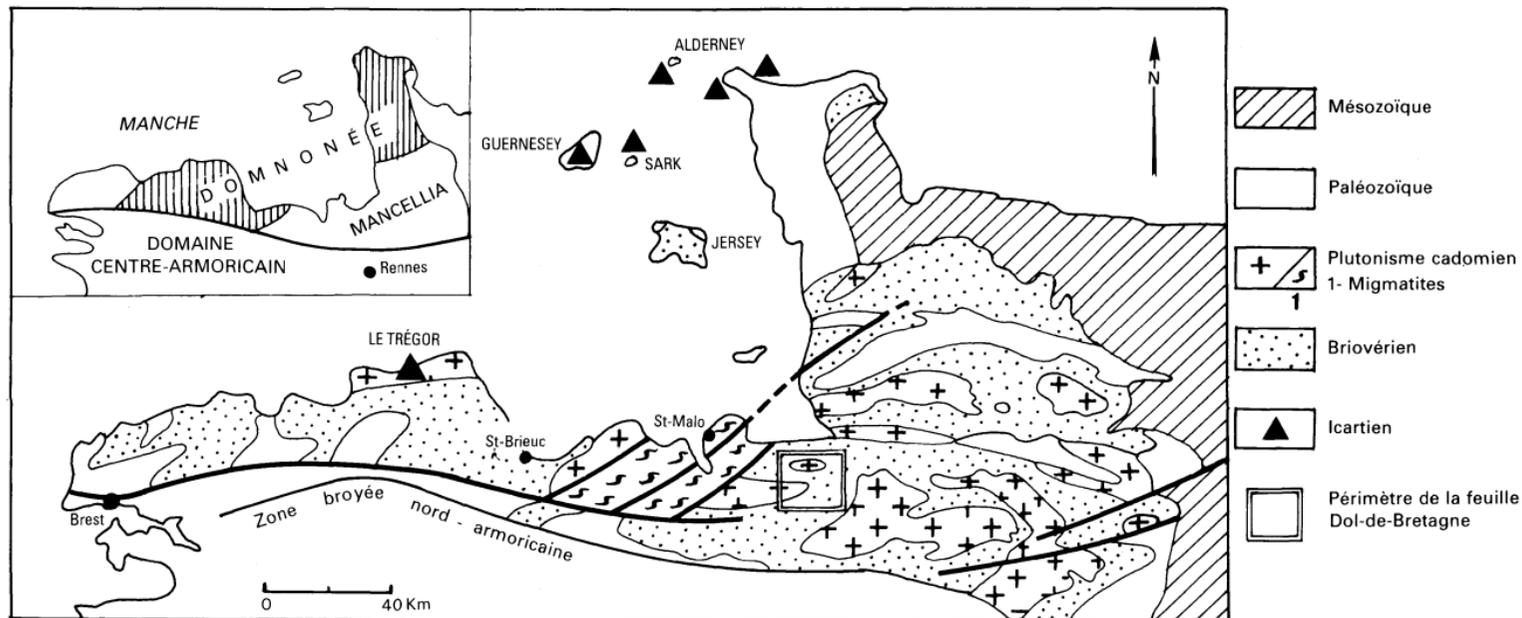


Fig. 1 - La feuille Dol-de-Bretagne dans le contexte géologique nord-armoricain

secteur s'ouvrant du Sud-Ouest au Nord-Ouest. Quant aux températures, leur amplitude annuelle oscille entre 2 et 20 °C.

DESCRIPTION DES TERRAINS

Les terrains affleurant sur la feuille Dol-de-Bretagne font partie d'un ensemble plus vaste, près de 12 000 km², appelé Mancellia et qui s'étend sur les confins de la Bretagne et de la Normandie (Pruvost, 1949 ; Doré, 1969 ; fig. 1). La Mancellia, dont la forme générale rappelle celle d'un triangle, est limitée au Sud par la « zone broyée nord-armoricaine », au Nord-Ouest par la faille Granville-Cancale et à l'Est par les couches transgressives du Cambrien inférieur puis du Mésozoïque du bassin de Paris. La Mancellia est constituée par le Briovérien, qui couvre en Bretagne de vastes surfaces et qui est un ensemble sédimentaire volcano-détritique puis détritique, recoupé dans ce domaine par de nombreux granitoïdes constituant le batholite mancennien.

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : BRIOVÉRIEN

Le terme de Briovérien est dû à C. Barrois (1899) d'après le nom celte de la ville de Saint-Lô : *Briovera*. Il désigne un ensemble épais de terrains supracrustaux peu ou pas métamorphiques, datés du Protérozoïque supérieur, dans lesquels s'intercalent des volcanites, des phtanites, des conglomérats, etc., sans que dans la Mancellia on observe le substratum sur lequel il s'est déposé. Cependant, ce substratum, c'est-à-dire le socle antébriovérien (icartien), est représenté par des orthogneiss datés à 2 Ga, connus au Nord d'une ligne joignant le Trégor en Bretagne du Nord, à la pointe de La Hague à l'extrémité ouest du Cotentin, en passant par les îles anglo-normandes (Auvray, 1979 ; Chantraine *et al.*, 1988). Le Briovérien, recouvert en discordance par le Cambrien fossilifère (Bigot, 1890, 1925 ; Doré, 1969, 1985), correspond au Protérozoïque supérieur ou Vendien.

Les microorganismes phytoplanctoniques du Briovérien nord-armoricain découverts et étudiés par J.J. Chauvel et J.W. Schopf (1978) puis par G. Choubert *et al.* (1982), confirment son attribution au Protérozoïque de l'Europe du Nord mais ne permettent pas de le subdiviser stratigraphiquement. Le Briovérien est par ailleurs très pauvre en fossiles, à l'exception des terriers de vers du type *Planolites* (Dissler *et al.*, 1988) et d'une microflore décrite par C. Mansuy (1983), qui permettraient de proposer un âge protérozoïque supérieur. L'extrême rareté des fossiles rend en conséquence indispensable le recours aux âges radiométriques et aux remaniements sédimentaires de lithologies caractéristiques, telles les phtanites ou les volcanites (Le Corre, 1977 ; Dupret, 1988a, b ; Dissler *et al.*, 1988).

Le Briovérien se divise en Briovérien inférieur et supérieur. Pour la description sommaire qui va suivre nous ferons appel au Briovérien de Bretagne du Nord (ou domaine domnonéen) et à celui de la Mancellia.

• Le **groupe inférieur** comprend à sa base plusieurs formations volcaniques d'affinité tholéiitique mises en place dans un régime de subduction (Le Gall *et al.*, 1986 ; Chantraine *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990), auxquelles font suite des roches sédimentaires du type siltites et grès dans lesquelles s'intercalent des phtanites, calcaires, grès tuffacés et schistes rubanés (Doré, 1969).

Le groupe inférieur contient à sa base, en Bretagne du Nord (baie de Saint-Brieuc), un poudingue dit de Cesson (Barrois, 1895 ; Cogné, 1959) à galets d'orthogneiss datés à 667 ± 4 Ma et 656 ± 5 Ma. Dans cette même région, la diorite foliée de Coëtmieux-Fort-la-Latte, qui recoupe la formation la plus récente du groupe inférieur et sur laquelle le groupe supérieur repose en discordance, a livré un âge de 593 ± 15 Ma (Guerrot *et al.*, 1989). Il convient de préciser que l'équivalence chronologique entre les sédiments à phtanites de la Bretagne et ceux de Normandie, bien que vraisemblable, reste hypothétique. En Normandie (Mancellia), on ne connaît pas l'équivalent du poudingue de Cesson ; cependant, le groupe inférieur est recoupé par la granodiorite de Coutances dont l'âge est 584 ± 4 Ma (Guerrot *et al.*, 1989 ; Guerrot et Peucat, 1990), âge obtenu par U/Pb sur zircons ; cette granodiorite métamorphise thermiquement le groupe inférieur, alors que le groupe supérieur est indemne de ce réchauffement.

Le groupe inférieur du Briovérien se situe entre 656 et 593 Ma, soit une durée de 65 Ma environ.

• Le **groupe supérieur** débute par des conglomérats et des diamictites autrefois interprétées comme des tilloïdes, les « tillites de Granville », auxquels succède une série terrigène épaisse. Celle-ci, riche en turbidites, à caractère flysch (Dangeard *et al.*, 1961), remanie les dépôts antérieurs, en particulier les phtanites (Garlan, 1985). Dans la partie supérieure du groupe se situent les spilites tholéiitiques à laves en coussins de Vassy, puis les ignimbrites de Saint-Germain-le-Gaillard incluses dans la Formation de la Laize qui est un flysch schisto-grauwackeux.

Le groupe supérieur est recoupé par le batholite mancennien dans lequel la granodiorite de Vire a fourni un âge de 540 ± 10 Ma (U/Pb sur monazite ; Pasteels et Doré, 1982). Le groupe est en contact anormal sur la diorite de Coutances (comm. orale J. Chantraine), qui métamorphise seulement les formations du groupe inférieur. La diorite est datée de 584 ± 4 Ma (U/Pb sur zircons ; Guerrot *et al.*, 1989). Le Briovérien supérieur se situe donc chronologiquement entre 584 Ma et 540 Ma (granodiorite de Vire), soit une durée de 44 Ma (Guerrot et Peucat, 1990).

La signification et l'interprétation géodynamique du Briovérien mancennien seront présentées dans le chapitre « Synthèse géodynamique ».

Briovérien supérieur peu ou pas métamorphique

Le Briovérien affleure assez mal sur la feuille Dol-de-Bretagne. Les affleurements longs de plusieurs mètres ne sont pas monnaie courante, à l'exception des zones où ont été effectués des travaux routiers ou bien des fouilles pour la construction de bâtiments. Il convient cependant de ne pas trop attendre pour observer les affleurements récents : passé deux ou trois ans, la roche perd une bonne partie de sa cohésion ; cependant, une fois altérée elle se transforme en un sol à la couleur brun verdâtre caractéristique.

À l'intérieur du périmètre de la feuille, seul apparaît le Briovérien supérieur : il contient des lithoclastes visibles au microscope, parmi lesquels on reconnaît des phtanites remaniés.

b2SG. **Alternances silto-grauwackeuses.** Le groupe supérieur est représenté ici par une sédimentation détritique terrigène contenant des turbidites à caractère « flysch » (Dangeard *et al.*, 1961 ; Garlan, 1985). Celles-ci se présentent sous la forme d'alternances régulières de grès grauwackeux et de siltites dans lesquelles s'intercalent parfois des niveaux d'argilites et plus rarement de graphite. Ces alternances sont de dimensions moyennes métriques à centimétriques. L'épaisseur de cette formation, difficile à préciser faute de repères lithologiques, pourrait dépasser deux à trois mille mètres.

• Les **grès grauwackeux**, immatures, de couleur grise à gris verdâtre, à patine beige ou marron clair, forment des bancs massifs pouvant atteindre deux mètres d'épaisseur. Ils contiennent de nombreux grains : quartz anguleux et mal classé, feldspath potassique, plagioclase en quantité nettement moindre, mica rare, tous ces minéraux étant enrobés par une matrice riche en quartz et en phyllites. On note aussi des fragments de roches sédimentaires telles que les phtanites qui se présentent sous forme de clastes de la taille du millimètre en moyenne, finement lités, noirâtres, anguleux et contenant de minuscules grains de quartz. Les clastes de phtanites sont souvent allongés parallèlement à la stratification de la roche hôte et figurent parmi les lithoclastes les plus nombreux. Quelquefois, on observe des grains millimétriques arrondis qui pourraient être des grains de roche magmatique acide (granite ou rhyolite?) ; on y dénombre le quartz, le plagioclase et peut-être le feldspath potassique. On trouve enfin des fragments arrondis ou allongés submillimétriques, constitués par des grains de quartz, qui sont comparables aux microquartzites décrits par T. Garlan (1985).

D'une manière générale, il semblerait que les bancs de grauwackes augmentent en épaisseur et en nombre vers la partie nord-est de la carte. Parfois, des structures sédimentaires telles que granoclasses ou figures de charge (load casts) ont pu être observées, mais elles sont trop peu nombreuses pour que leurs indications soient significatives.

• Les **siltites**, de teinte verdâtre, sont massives ou finement litées : on voit de fins lits de quartz alterner avec de fins lits phylliteux. Au micro-

scope, elles sont constituées par des minéraux dont le grain est très fin : quartz anguleux détritique, quelques rares plagioclases. La chlorite et l'illite sont abondantes et constituent la matrice.

• Les **argillites**, de couleur noire ou gris foncé, sont assez rares et s'observent de préférence autour de la ville de Pontorson. Elles se débitent en fins feuillets très peu résistants ; elles contiennent l'illite, la chlorite et le quartz en petits grains très fins, auxquels s'ajoute un peu de pyrite. Plus ou moins associés aux argillites, on observe de rares et minces niveaux enrichis en graphite.

Le Briovérien de cette feuille n'a montré jusqu'à présent aucune intercalation lithologique particulière telle que roches volcaniques acides ou basiques, calcaires ou phtanites ou encore conglomérats que l'on connaît dans le Briovérien inférieur, et pas davantage les diamictites du Briovérien supérieur. En revanche, si l'on prend en considération la nature des lithoclastes (phtanites, microquartzites) et l'âge radiométrique des granitoïdes cadomiens de Bonnemain et de Saint-Broladre qui le recourent (540 Ma en moyenne, cf. *infra*) il est possible d'attribuer la formation décrite ici au Briovérien supérieur mancellien. On peut rapprocher celle-ci de la Formation du Thar attribuée à ce même étage par F. Doré et qui affleure autour de Granville (Doré *et al.*, 1987).

Briovérien supérieur métamorphique

Deux auréoles, chacune constituée par des schistes tachetés et des cornéennes, développées dans le Briovérien supérieur, entourent les granitoïdes de Bonnemain et de Saint-Broladre. Dans la partie occidentale de la zone séparant les deux massifs, les deux auréoles sont jointives. Il convient de préciser que l'établissement de la jonction repose en grande partie sur les « volantes » que l'on peut recueillir dans les champs, alors que son absence dans la zone orientale est établie à partir d'affleurements, en nombre limité cependant. À l'Est de la granodiorite de Bonnemain, l'auréole s'étend largement en entourant le leucogranite du Tremblay puis passe en continuité à celle du granite de Fougères affleurant sur la feuille voisine Saint-Hilaire-du-Harcouët (Dadet *et al.*, 1983).

b2S. **Schistes tachetés à cordiérite et biotite.** La partie externe de l'auréole de métamorphisme de contact, c'est-à-dire les schistes tachetés, se caractérise par l'apparition, en particulier dans les niveaux silteux, de chlorites souvent automorphes pouvant atteindre quelques millimètres puis, vers l'intérieur, de biotite verte. Ensuite apparaît la cordiérite en baguettes ou en nodules millimétriques noirâtres de plus en plus nombreux à mesure qu'on se rapproche du batholite, les niveaux silteux étant souvent plus riches en ce minéral que les niveaux grauwackeux. La muscovite n'est pas rare lorsqu'on se trouve proche des cornéennes.

À l'intérieur de l'auréole des schistes tachetés, la reconnaissance de la nature initiale de la roche ne pose pas de problèmes particuliers.

b2k. Cornéennes à cordiérite et biotite. Les cornéennes jouxtant les granodiorites, moins épaisses que les schistes tachetés, sont des roches denses cristallisées sous l'effet de l'intrusion, parfois à patine rougeâtre et qui contiennent en abondance la cordiérite, la muscovite de rétro-morphose de ce minéral, la biotite brune, parfois la chlorite et la tourmaline.

La dureté de ces roches, supérieure à celle des schistes tachetés, détermine une sorte de glacis montant vers les granodiorites, glacis dont la partie basse coïncide fréquemment avec la limite intérieure de la zone des schistes tachetés. À son sommet, le glacis se raccorde à une zone à peu près horizontale de 100 à 200 m de large, sensiblement centrée sur la limite granodiorite/encaissant. Le glacis se distingue d'autant mieux dans la morphologie que l'érosion a été forte, comme on peut le constater dans la partie orientale du granitoïde de Bonnemain.

Il est à noter que la stratification des cornéennes reste souvent visible (bancs de grauwackes et de siltites), même si elle a tendance à s'estomper lorsque l'on se trouve près de l'intrusion.

À l'échelle de l'affleurement, les minéraux du métamorphisme semblent suivre la stratification. En revanche, à l'échelle de la carte, les auréoles des granitoïdes de Bonnemain et de Saint-Broladre-Saint-Marc recoupent clairement cette surface ainsi que la schistosité, l'une et l'autre le plus souvent redressées et dirigées en moyenne N50-N60. Cette constatation démontre à notre sens le caractère post-cinématique de l'intrusion des granodiorites. Toutefois, l'encaissant a vraisemblablement subi une déformation synchrone de l'intrusion des granitoïdes : la stratification du Briovérien proche du contact oriental du massif de Bonnemain est souvent subparallèle à la limite du batholite et non pas orientée N50, orientation moyenne de cette surface (cf. « Évolution tectono-métamorphique »). Quant à l'intrusion du massif de Saint-Broladre, elle semble peu modifier l'orientation de la stratification, ce qui signifierait une mise en place plus « tranquille ».

ROCHES PLUTONIQUES

Les granitoïdes cadomiens occupent plus de la moitié de la surface des terrains anciens affleurant sur la feuille Dol. Ils font partie, rappelons-le, du vaste batholite mancellien (plus de 10 000 km²) qui se développe plus à l'Est et qui est représenté par plus d'une vingtaine de massifs de dimensions variables, allant de quelques kilomètres jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres carrés. Pourtant, la plupart de ces massifs se classent en quatre types pétrographiques principaux, présentés dans l'ordre de leur volume décroissant :

– la granodiorite grise à biotite et cordiérite de type Vire ;

- la granodiorite blanche à biotite de type Louvigné-du-Désert ;
- la granodiorite bleue de type Lanhélin, représentée dans le seul massif de Bonnemain ;
- les leucogranites, petits volumes répartis dans tout le batholite, quoique plus nombreux à l'Ouest et au Sud.

Les granodiorites sont en conséquence les roches les plus représentées au sein du batholite.

Leucogranites

Trois petits massifs circonscrits affleurent à l'intérieur du périmètre de la feuille : les leucogranites de Tremblay au Sud-Est, du Rocher-Toc au centre-Est, de Mont-Dol au Nord-Ouest.

γ^{1-2} . **Leucogranite de Tremblay.** Situé au Sud-Est de la granodiorite de Bonnemain et mesurant à peine 3 km d'Est en Ouest et 1,5 km du Nord au Sud, il se présente comme un granite blanc lorsqu'il est frais, à grain moyen, de texture équante. On distingue à l'œil nu la muscovite plus abondante que la biotite et parfois la tourmaline.

L'étude pétrographique et l'analyse modale sont donnés par M. Jonin (1981) : quartz 35 %, feldspath potassique 24 %, albite 32 %, muscovite 5-7 %, biotite chloritisée 1-2 %, tourmaline 0,9 %, andalousite, apatite, zircon. Il est donc possible de classer la roche comme un leucogranite alcalin potassique.

Un certain nombre de filons d'aplite et de pegmatite, dont l'épaisseur dépasse rarement 10 cm, sont intrusifs dans le leucogranite. Leur composition minéralogique est la suivante : quartz, feldspath potassique, albite, muscovite et tourmaline abondantes, apatite et opaques accessoires.

Le leucogranite du Tremblay est entouré par une auréole de métamorphisme thermique qui se confond avec celle du massif de Bonnemain. Il ne semble pas qu'il y ait de différence fondamentale de nature entre chacune d'entre elles.

γ^{1-2} . **Leucogranite du Rocher-Toc.** Il est situé dans la partie nord-est de la granodiorite de Bonnemain, au Sud du village de Trans. Il constitue deux pointements voisins qui recoupent la granodiorite, ici de teinte grise. La roche, bien observable dans la carrière située à l'Ouest du lieu-dit, se présente comme une roche de grain moyen, isogranulaire, très blanche lorsqu'elle est fraîche, jaunâtre lorsqu'elle est altérée.

Étude pétrographique et analyse modale (Jonin, 1981) : quartz 34 %, feldspath potassique perthitique 31 %, albite 28 %, muscovite 3 % environ, biotite chloritisée, andalousite, cordiérite et grenat rares en nodules

de 1 à 2 cm ; zircon, tourmaline en veines et orbicules pluricentimétriques et opaques accessoires. C'est un leucogranite alcalin potassique.

γ^{1-2} . **Leucogranite de Mont-Dol**. Ce petit massif, qui culmine à l'altitude de 61 m, est isolé au milieu de l'ancien marais quaternaire de Dol. La roche est gris clair à blanchâtre à l'état frais, gris sale à la patine. Équigranulaires à grain moyen en général, les feldspaths et la muscovite montrent parfois une légère tendance porphyroïde. La composition minéralogique est la suivante : quartz, 34 %, feldspath potassique perthitique 28 %, plagioclases 30 %, muscovite 4-5 %, biotite (rare), biotite chloritisée et chlorite. La roche est un leucogranite calco-alcalin monzonitique.

L'étude géochronologique des leucogranites décrits ci-dessus sera présentée plus loin avec celle concernant les autres massifs intrusifs de la feuille.

Granodiorites

Deux massifs affleurent sur la feuille Dol :

- au Sud, la granodiorite de Bonnemain, très allongée selon la direction E-W et qui occupe pratiquement la moitié méridionale de la coupure. Ce massif, dont on peut observer la terminaison orientale, affleure environ pour la moitié de sa surface sur la feuille Dol. L'autre partie se prolonge à l'Ouest sur la feuille Dinan et, au Sud, le massif déborde légèrement sur la feuille Combourg. Si celui-ci détermine un relief net dans sa partie orientale, il descend en pente douce vers l'Ouest où topographiquement on le distingue moins bien de son encaissant, en particulier sur sa bordure nord-occidentale ;
- au Nord, la granodiorite de Saint-Broladre–Saint-Marcen est un petit massif de forme elliptique allongé selon la direction E-W. Topographiquement, il est en net relief par rapport au Briovérien et son sommet se présente comme un plateau assez faiblement ondulé.

Les granodiorites de Saint-Broladre et de Bonnemain sont intrusives dans les alternances silto-grauwackeuses du Briovérien supérieur qu'elles métamorphisent thermiquement.

γ^{1-2} . **Granodiorite à biotite et cordiérite (Saint-Broladre–Saint-Marcen)**. Ce massif isolé est situé au Nord du massif de Bonnemain. La roche est de couleur grise à l'état frais, rosée à la patine, de grain moyen. La cordiérite se présente en petits amas de 1 à 2 mm de diamètre. On observe parfois, près de la limite septentrionale, le développement d'une tendance porphyroïde, les cristaux étant des plagioclases automorphes.

La granodiorite de Saint-Broladre est celle qui semble la plus altérable des granodiorites présentes sur la carte. En effet, les affleure-

ments sont rares et, en dehors de la zone de bordure, ils se présentent le plus souvent sous forme d'une arène grise légèrement rosée.

La granodiorite de Saint-Broladre est du type granodiorite de Vire, Elle est intrusive dans les grauwackes et siltites briovériennes dans lesquelles elle développe une auréole thermique plus étroite que celle entourant le massif de Bonnemain. Sa bordure septentrionale constitua manifestement au Quaternaire (Flandrien), une falaise donnant sur la mer lorsque celle-ci n'était pas encore remplacée par les atterrissements qui ont constitué le marais de Dol.

La composition minéralogique est la suivante : quartz 27 %, feldspath potassique perthitique 11 %, plagioclase zoné 42 %, biotite 17 %, muscovite rare, biotite chloritisée, chlorite et cordiérite 1 % ; apatite, zircon et opaques accessoires.

Composition chimique moyenne sur neuf analyses (BRGM) : $\text{SiO}_2 = 69,71$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,82$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} = 3,86$; $\text{MnO} = 0,06$; $\text{MgO} = 1,22$; $\text{CaO} = 0,91$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,87$; $\text{K}_2\text{O} = 4,21$; $\text{TiO}_2 = 0,55$; $\text{PF} = 1,26$.

Massif de Bonnemain

Ce massif se subdivise en trois parties (Jonin, 1981) :

- à l'Ouest, une granodiorite bleue du type Lanhélin, du nom d'une localité située sur la feuille occidentale voisine Dinan, sur le territoire de laquelle de grandes carrières sont encore en activité ;
- au centre, une granodiorite grise à biotite et cordiérite, très proche du type principal du granite mancellien, le granite de Vire ;
- à la périphérie de la granodiorite grise et localisée à l'Est du massif, la granodiorite blanche à biotite, correspondant au type Louvigné-du-Désert du batholite mancellien.

γ^4 Ba. **Granodiorite bleue à biotite, type Lanhélin.** La roche est bleu foncé, à grain moyen, isogranulaire. On y observe parfois une fluidalité magmatique orientée E-W qui correspond au débit naturel de la roche appelée « feuille » par les carriers ; cette fluidalité est surtout visible dans les carrières en activité sur la feuille Dinan. En ce qui concerne la feuille Dol où l'altération de la granodiorite peut atteindre près d'une dizaine de mètres d'épaisseur, on devine parfois plus qu'on ne l'observe l'orientation magmatique, comme l'avait déjà remarquée M. Jonin (1981). La granodiorite bleue se reconnaît toutefois sans trop de peine grâce à sa couleur qui persiste malgré la mauvaise qualité des affleurements.

Étude pétrographique et composition modale : quartz 26 %, microcline perthitique quadrillé 17 %, qui donne la couleur bleue à la roche, plagioclase parfois zoné (An 29-32) 44 %, assez souvent automorphe ou subautomorphe, biotite rarement chloritisée 16 %, muscovite secondaire rare ; apatite et zircon accessoires. Une étude des minéraux lourds

(BRGM, inédit) montre la présence de pyrite, ilménite, pyrrhotite, grenat, monazite, tourmaline et épidote. La composition modale situe la roche dans le champ des granodiorites (Streckeisen, 1976). Les minéraux de la granodiorite présentent une cataclase de faible intensité, montrant que la déformation subie par la roche est tardive.

Composition chimique (Jonin 1981): $\text{SiO}_2 = 69,75$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,45$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,60$; $\text{FeO} = 2,55$; $\text{MgO} = 0,96$; $\text{CaO} = 1,68$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,60$; $\text{K}_2\text{O} = 3,89$; $\text{TiO}_2 = 0,52$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,20$; $\text{MnO} = 0,05$; $\text{PF} = 0,54$.

Le cortège filonien est peu développé et peu fréquent. On distingue des pegmatites et des aplites dont la composition minéralogique est la suivante : quartz, plagioclase en proportions variables, microcline, biotite plus ou moins chloritisée, muscovite et tourmaline. Comme pour la granodiorite hôte, une cataclase légère affecte les minéraux du cortège, indiquant clairement le développement très tardif de celle-ci.

Les enclaves que contient la granodiorite bleue seront décrites plus loin, dans le paragraphe faisant suite à la description des granodiorites.

γ^4_{Bb} . **Granodiorite grise à biotite et cordiérite, type Vire.** Cette roche, située à l'Est de la granodiorite bleue, constitue la partie centrale de l'extrémité orientale du massif de Bonnemain. Isogranulaire, à grain moyen, de texture monzonitique, de couleur grise à l'état frais, altérée elle prend un aspect « poivre et sel » caractéristique. La cordiérite qui la caractérise est souvent reconnaissable à l'œil nu sous forme de prismes noirâtres de 1 à 2 mm de diamètre.

D'après M. Jonin (1981), la roche est en tous points comparable à la granodiorite de Vire. Elle présente la composition minéralogique et modale suivante : quartz 30 %, feldspath potassique perthitique 10 %, plagioclase souvent zoné (An 29-33) 39 %, biotite 17 %, cordiérite souvent pinnitisée 2 %, muscovite 1 %, myrmékite ; apatite, zircon et opaques accessoires.

Composition chimique (Jonin 1981): $\text{SiO}_2 = 66,20$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,80$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,55$; $\text{FeO} = 4,20$; $\text{MgO} = 3,10$; $\text{CaO} = 2,10$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,10$; $\text{K}_2\text{O} = 3,30$; $\text{TiO}_2 = 0,65$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,35$; $\text{MnO} = 0,05$; $\text{PF} = 0,60$.

Les filons acides recoupant la granodiorite grise sont rares. Ce sont des aplites à quartz, feldspath potassique, plagioclase, muscovite et tourmaline.

Le passage de la granodiorite bleue à la granodiorite grise n'a pas été observé. Cependant, on peut estimer que celui-ci s'effectue selon une zone assez large dans laquelle la roche présente des caractères mixtes relevant de chaque granodiorite. En effet, dans cette zone, la couleur de la roche est de couleur bleue, la cataclase semble moins développée, la cordiérite y est présente et la texture est à tendance monzonitique. Ces caractères amènent M. Jonin (1981) à considérer la granodiorite bleue comme un faciès cataclasé de la granodiorite grise. On pourrait penser

à une montée de magma, granodioritique ou autre, encore mobile, se produisant sous la future granodiorite bleue, dont la partie apicale est déjà cristallisée.

$\gamma^4 Bc$. **Granodiorite blanche à biotite, type Louvigné.** Elle est disposée à la périphérie de la granodiorite grise et affleure dans la partie orientale du massif de Bonnemain. C'est une roche très claire, isogranulaire de grain moyen, dépourvue de cordiérite. Pour M. Jonin (1981), « la roche correspond au type Louvigné-du-Désert décrit dans le massif voisin de Louvigné-Gorron », situé à l'Est du massif de Bonnemain.

Composition minéralogique et analyse modale : quartz 28 %, feldspath potassique perthitique 20 %, plagioclase subautomorphe souvent zoné (An 36-37 au cœur, An 8-11 à la périphérie) 39%, biotite parfois chloritisée 11 %, muscovite 0,1 % ; apatite et zircon accessoires. D'après l'étude des minéraux lourds menée par le BRGM, s'y ajoutent la pyrite, la magnétite et l'ilménite.

Composition chimique (Jonin, 1981) : $SiO_2 = 70,50$; $Al_2O_3 = 13,40$; $Fe_2O_3 = 0,95$; $FeO = 2,70$; $MgO = 2,05$; $CaO = 1,50$; $Na_2O = 3,45$; $K_2O = 3,60$; $TiO_2 = 0,45$; $P_2O_5 = 0,35$; $MnO = 0,05$; $PF = 0,55$.

La granodiorite blanche est pauvre en filons aplitiques ou pegmatitiques dont l'épaisseur n'excède pas 20 à 30 cm. Leur composition minéralogique est la suivante : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et muscovite, apatite et sulfures.

Enclaves

Les enclaves des granitoïdes permettent, comme l'a montré J. Didier (1973), de fournir de bons arguments concernant la pétrogenèse des magmas granitiques. Ainsi, en règle générale cet auteur distingue trois types d'enclaves dans les granites : les enclaves de cornéennes, les enclaves surmicacées et les enclaves microgrenues. Ces trois types sont présents dans les granodiorites de la feuille Dol (Jonin, 1981), leur dimension moyenne variant de quelques centimètres à quelques décimètres. Cependant, c'est dans la granodiorite de type Vire (faciès gris) que les enclaves sont les plus nombreuses.

Les premières ressemblent fortement aux cornéennes situées à la périphérie du massif. De petite taille, à grain fin, elles présentent des contours anguleux à contact net. Composition minéralogique : quartz, plagioclase, biotite, auxquels s'ajoutent andalousite, cordiérite et sillimanite, parfois le feldspath potassique et le corindon. Accessoires : apatite, zircon, tourmaline et opaques.

Les secondes, les enclaves surmicacées, sont relativement fréquentes dans le faciès gris. La composition minéralogique est la suivante : plagioclase, biotite et mica blanc qui sont les constituants principaux ;

viennent ensuite sillimanite, cordiérite et corindon. Quartz et feldspath potassique sont parfois présents.

Les troisièmes, les enclaves microgrenues, se divisent en microdiorites quartziques et en microgabbros. La composition minéralogique des microdiorites, de forme souvent ovoïde et à bords nets, est comparable à celle de la granodiorite encaissante, exception faite du feldspath potassique pratiquement absent. Les microgabbros, de forme variable, à texture doléritique, contiennent quartz, plagioclase (An 53), biotite plus ou moins chloritisée, amphibole incolore, apatite, zircon et opaques.

En conclusion, pour M. Jonin (1981), la présence de ces trois types d'enclaves permet d'avancer les conclusions suivantes :

- les enclaves de cornéennes représentent l'assimilation incomplète du Briovérien supérieur métamorphisé thermiquement ;
- les enclaves surmicacées sont interprétées comme des restites de la source, c'est-à-dire le Briovérien non métamorphique, suggérant ainsi une origine crustale des granodiorites ;
- les enclaves microdioritiques seraient cogénères des granodiorites. Quant aux microgabbros, ils attesteraient de la présence d'un magma basique différent de celui qui a conduit aux granodiorites manceliennes.

Géochimie

Les éléments majeurs des granodiorites montrent des variations d'un massif à l'autre, mais ce sont des variations faibles et, d'une manière générale, les massifs sont homogènes de ce point de vue. Les granodiorites sont des roches peralumineuses ($A/CNK > 1,20$) à corindon normatif élevé ($3,27 \pm 1,64 \%$), potassiques ($K_2O/Na_2O > 1,20$) et riches en ferromagnésiens.

Les éléments traces montrent que les roches sont plus riches en éléments compatibles (Ni, Co,...) qu'en éléments incompatibles (Rb, Ta,...) par rapport aux granitoïdes hercyniens voisins de même type (Georget, 1986). Quant aux spectres des terres rares, ceux obtenus par A. Autran *et al.* (1983) sont très proches de ceux de M. Jonin et caractérisés par un faible fractionnement (LaN/YbN). Le mécanisme de fractionnement magmatique serait, d'après M. Jonin (1981) et Y. Georget (1986), la cristallisation fractionnée montrée par le diagramme log compatible Co vs log incompatible Rb. Le taux de fractionnement serait peu élevé et de l'ordre de 20 %.

La valeur du rapport initial du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) suggérerait que les granodiorites ne sont pas le résultat de la fusion du socle mais de roches volcanoclastiques (Vidal *et al.*, 1981) ou de granulites de basse pression du Briovérien inférieur dont le protolite serait un shale (Georget, 1986 ; Dupret *et al.*, 1990).

Origine

Les granodiorites de Bonnemain et de Saint-Broladre-Saint-Marcain ainsi que les leucogranites, constituent la partie occidentale du grand batholite mancellien. Les granitoïdes de la feuille Dol, comme le batholite, présentent un certain nombre de caractères qui permettent de leur attribuer une origine crustale (Hameurt, 1973 ; Jonin, 1981 ; Didier *et al.*, 1982 ; Autran *et al.*, 1983 ; Graviou *et al.*, 1988) si l'on se base sur les critères suivants : (1) leur caractère peralumineux, (2) la présence de muscovite et de cordiérite, le caractère alumineux de la biotite (M. Jonin), (3) les contraintes isotopiques (voir ci-dessus), (4) les enclaves constituées par l'encaissant sédimentaire, (5) les intrusions de leucogranites, et (6) la minéralisation en étain-wolfram (Montbelleux au Sud du batholite). Il en est de même pour les leucogranites dont l'origine crustale est assez clairement établie (Jonin, 1981 ; rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de 0.716 ± 0.002).

Les enclaves de roches basiques (microgabbros et microdiorites quartziques), les petits massifs de gabbros de Brée et d'Ernée (à l'Ouest de la feuille Dol), peuvent cependant être considérés comme les témoins d'une contribution d'un magma basique (Jonin, 1981 ; Autran *et al.*, 1983). Leur possible participation à la fusion de la croûte qui est à l'origine du magma du batholite mancellien, a été envisagée (Graviou et Auvray, 1985 ; Brown et D'Lemos, 1991).

Type d'association magmatique

Le volume de l'ensemble des massifs, la présence de faciès de bordure dans la partie externe des massifs orientaux (bordures figées), le caractère alumineux des roches et des biotites, la présence constante d'enclaves, l'affinité calco-alkaline de la plupart des massifs, la faible différenciation magmatique, incitent M. Jonin (1981) à regrouper les différents massifs en un seul batholite, le batholite mancellien. Celui-ci, ainsi que les granodiorites affleurant sur la feuille Dol-de-Bretagne, font partie de l'association magmatique alumino-potassique de type Guéret, comme le montre le chimisme des biotites (Jonin, 1981 ; Chèvremont *et al.*, 1988), la présence de cordiérite et le caractère alumineux très net de ces roches (Jonin, 1981).

Géochronologie

Les premières études géochronologiques concernant les granitoïdes de la feuille Dol ont été menées par F. Leutwein *et al.* (1968) qui ont proposé les résultats suivants : l'âge de la biotite de la granodiorite bleue serait de 490 ± 30 Ma (K/Ar) et celui de l'orthose 415 ± 10 Ma (K/Ar). Le leucogranite du Tremblay fournirait un âge de 500-550 Ma, la biotite 515 ± 15 Ma (Rb/Sr) ; la granodiorite grise de l'Est du massif, 550-500 Ma (Rb/Sr).

M. Jonin et P. Vidal en 1975 proposent à leur tour les âges suivants : la granodiorite bleue aurait un âge de 504 ± 15 Ma, les granodiorites grise, blanche et la granodiorite de Saint-Broladre un âge de 617 ± 12 Ma ; les leucogranites de Dol, de Tremblay et du Rocher-Toc sont datés à 525 ± 6 Ma. Tous ces âges sont obtenus par Rb/Sr sur roche totale.

Si l'on passe cette fois à l'ensemble du batholite mancellien, P. Pasteels et F. Doré (1982) proposent un âge de 540 ± 10 Ma sur monazite par U/Pb, A. Autran *et al.* (1983) un âge de 521 ± 11 Ma (données non publiées de R. Charlot). Pour les granitoïdes de type Vire (granodiorite grise), P. Graviou *et al.* (1988) proposent un âge moyen de mise en place de 551 ± 28 Ma (par Rb/Sr), tout en estimant que l'âge de 540 ± 10 Ma proposé par P. Pasteels et F. Doré serait « le plus fiable et le plus précis à ce jour pour le batholite mancellien ».

ROCHES FILONIENNES

ε. **Dolérite.** De nombreux filons de dolérite recoupent les granodiorites de Bonnemain, de Saint-Broladre et le Briovérien qui les sépare, leur orientation étant en général méridienne ou NNW, plus rarement NNE. À l'état frais, la roche est tenace, de couleur vert foncé, à grain fin. Altérée, elle prend une teinte rouille et forme des boules caractéristiques qui se désquament en écailles d'oignon. Les filons sont pratiquement absents de la partie du Briovérien qui borde la limite orientale de la feuille, vraisemblablement pour raison de compétence : les granodiorites et le Briovérien métamorphisé thermiquement sont moins ductiles que le Briovérien peu ou pas métamorphique.

Le microscope montre une structure doléritique : des lattes de plagioclase basique (labrador), plus ou moins décussées, sont associées à un pyroxène (augite) souvent remplacé par une amphibole verte ou bleu-vert, ou encore par l'épidote et la biotite, cette dernière pouvant à son tour être chloritisée. On observe de nombreux opaques.

Les dolérites pourraient être considérées comme exprimant une extension E-W qui serait tardi-cadomienne. Cependant, les mesures radiométriques (K/Ar) de F. Leutwein *et al.* (1972), indiquent des âges s'échelonnant entre 379 ± 10 et 350 ± 10 Ma (Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur). L'extension ne serait donc pas tardi-cadomienne, mais varisque. Précisons cependant que les échantillons pour l'analyse radiométrique ont été prélevés dans les régions de Dinard et de Dinan, en dehors de la carte, au Nord-Ouest de la zone décrite ici.

Q. **Quartz.** Les filons de quartz sont dans la plupart des cas d'un blanc laiteux ou blanc-jaune et montrent parfois un rubanement marron à noir dû aux oxydes de fer, ou encore une texture bréchique. Ils se situent dans la granodiorite de Bonnemain ou dans son auréole thermique. Verticaux ou fortement redressés, ils peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et leur orientation en azimuth est voisine de celle des filons

de dolérites, soit N-S à NNW-SSE. Ils sont cependant nettement moins nombreux.

Comme pour les dolérites, les filons de quartz n'ont pas été observés dans la zone briovérienne orientale, pour des raisons vraisemblablement identiques (voir ci-dessus). Un certain nombre d'entre eux ont été exploités pour l'empierrement : il ne subsiste plus aujourd'hui que des tranchées à bords verticaux, plus ou moins comblées ou remplies d'eau (Ouest de Vieux-Vieil).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Ny. Sables weichséliens. Ce sont des sables périglaciaires datés du Würm, équivalent du Weichsélien (Lautridou, 1985). Ils sont bien classés, fins, généralement peu épais. À leur base, on observe des dépôts cryoclastiques de pente (heads). Les sables font partie de la zone normande des sables de couverture et contiennent du quartz, du grenat et de l'amphibole (Lautridou, 1985, 1991).

Œy. Lœss weichséliens. Les lœss, sédiments éoliens, sont appelés aussi « limons à doublets » à cause de leur agencement en rubans centimétriques superposés. Jaunes à brun-jaune, ils ont une épaisseur qui ne dépasse pas 4 m (Lautridou, 1985 ; Lebret et Lautridou, 1991). Lorsque les coupes sont favorables, on constate qu'ils colmatent une paléotopographie. Ils ne sont pas carbonatés et contiennent principalement du quartz, de l'illite, de la kaolinite, de la vermiculite et de la chlorite. Le feldspath est présent en petites quantités, la muscovite est rare ; la proportion de sable fin ne dépasse pas 15 %. Les minéraux lourds sont l'épidote et l'amphibole (Lautridou, *ibid.*).

Fz. Alluvions fluviatiles récentes. D'assez nombreux cours d'eau parcourent la région de Dol. Les alluvions limoneux et limono-sableux, plus grossiers à leur base, sont en général peu épais (1 à 3 m), sauf dans les vallées du Couesnon à l'Est et du Guyoult, à l'Ouest.

LM-Tz. Limons humifères et tourbes (« marais noir »). Épais d'une quinzaine de mètres, le « marais noir » (Phliponneau, 1956 ; Verger, 1968 ; Desdoigts 1970) est constitué par une alternance de sables intertidaux, de tange (silt calcaire), et de un à quatre niveaux tourbeux supratidaux, d'épaisseur métrique à décimétrique. Ils se sont déposés pendant la transgression flandrienne débutant entre 9 800 et 8 200 ans avant l'actuel (Delibrias et Morzadec-Kerfourn, 1975).

Les tourbes, déposées à l'arrière d'un cordon littoral, augmentent d'épaisseur vers le continent (partie interne du marais). La présence de tourbe, corps plus compressible que la tange seule, a eu pour conséquence un tassement abaissant le niveau du marais noir de deux à trois mètres au plus par rapport à celui du marais blanc (Morzadec-Kerfourn, 1975).

FMz. **Tangue (« marais blanc »)**. La tangue, de couleur gris clair ou gris plus foncé, est un sédiment silto-calcaire particulier au golfe normand-breton, épais de 10 à 15 m en moyenne. Elle est organisée en lits millimétriques et centimétriques alternativement grossiers à la base, puis de plus en plus fins vers le haut, parfois perturbés par des remaniements. On distingue deux fractions : la première, minérale, à quartz, micas et minéraux lourds ; la seconde, bioclastique, le calcaire provenant de coquilles de mollusques, de foraminifères, d'ostracodes, etc. (Larsonneur *et al.*, 1989). La tangue, à cause de sa richesse en calcaire, a longtemps été exploitée pour l'amendement des terres acides de l'arrière-pays.

FMz-Fz. **Tangue et alluvions fluviatiles récentes**. Les formations sédimentaires de la vallée du Couesnon sont constituées par une alternance d'alluvions fluviatiles et de tangue, celle-ci majoritaire, déposée par le jeu des marées qui ont pénétré à l'intérieur des terres probablement jusqu'à Antrain (Prigent *et al.*, 1983).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La structure actuelle du Briovérien supérieur affleurant dans le périmètre de la feuille Dol est la conséquence de l'édification de la chaîne cadomienne (de *Cadomo*, nom latin de Caen). Cependant, il y a un contraste assez net de la déformation au sens large si l'on compare la Domnonée à la Mancellia ; dans ce dernier domaine, la déformation est modérée et tardive. Quant à l'orogénèse varisque, au contraire de ce qui s'observe plus au Nord en Normandie, elle ne semble avoir ici que des effets mineurs.

Orogenèse cadomienne

Le principal effet observable est le basculement de la stratification S0 dont la direction est généralement N60-N70 et l'inclinaison 60 à 80° vers le NNW ou le SSE, comme le montre le stéréogramme de la figure 2. La stratification est accompagnée par une schistosité S1, fréquemment du type flux dans les siltites, de type fracture dans les grauwackes. Bien que dans la plupart des cas son azimuth corresponde sensiblement à celui de la stratification, la schistosité ne lui est pas toujours strictement parallèle et fait parfois en plan, avec cette surface, un angle pouvant atteindre au plus 10°. Peut-être la schistosité S1 est-elle pour une part d'acquisition tardive par rapport à la déformation. Aucune charnière synforme ou antiforme n'a été observée ; cependant, les terrains normands proches d'âge briovérien supérieur, situés au Nord-Est de la carte dans la direction de S0 et S1, nous indiquent que la nature et l'orientation des structures y sont pratiquement les mêmes que celles de la région de Dol, et qu'elles résultent d'une seule phase de plissement dont l'axe est dirigé N60-N70° (Doré *et al.*, 1987 ; Dupret *et al.*, 1990). Le basculement des couches et la schistosité seraient bien ici la conséquence d'un plissement.

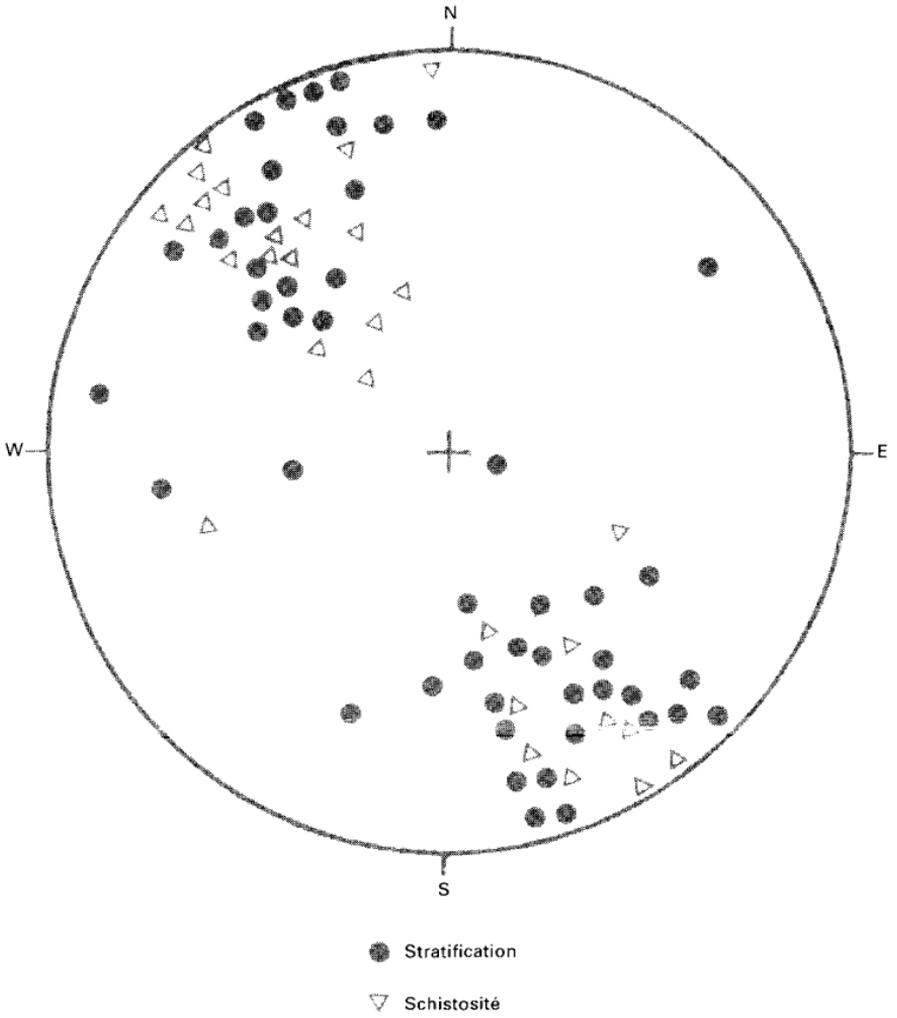


Fig. 2 - Structures du Briovérien supérieur
Canevas de Wulff, hémisphère inférieur

Deux types de linéations ont pu être observés dans le Briovérien supérieur de Dol : (1) la classique et fréquente linéation d'intersection S0/S1 ; et (2) une linéation d'étirement inclinée de 40 à 60° en moyenne vers le Sud-Est. Il est toutefois délicat, compte tenu des conditions d'affleurement et de la rareté de cette dernière, de statuer sur la signification de cette structure : linéation précoce basculée par le plissement ou linéation synchrone de celui-ci, exprimant l'étirement de la matière vers le haut comme cela est fréquent dans la zone externe des chaînes de collision (« down dip lineation ») ?

Les minéraux qui ont cristallisé dans la schistosité S1 sont l'illite et la chlorite, indiquant la faible intensité du métamorphisme régional, ici l'anchizone. Le motif structural décrit ici est en accord avec les travaux des auteurs portant sur la Mancellia située au Nord et au Nord-Est de la feuille Dol (Garlan, 1985 ; Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990). D'une manière plus générale, en Mancellia, l'intensité du plissement et de la schistosité décroissent depuis l'accident de Granville au Nord, en direction du Maine vers le Sud et le Sud-Est (Dupret et Le Gall, 1984).

En résumé, la stratification S0 et la schistosité S1 sont la conséquence d'un plissement dont l'axe est orienté N60-N70°, conséquence d'une compression orientée approximativement NW-SE.

Stratification et schistosité sont disposées obliquement par rapport à l'allongement du massif granodioritique de Bonnemain. La schistosité n'est pas agencée en un dôme qu'on pourrait considérer comme la surface-enveloppe du pluton, ce qui est bien visible sur le stéréogramme et sur la carte. Ces documents montrent aussi que la stratification à proximité même de la limite granodiorite/Briovérien est orientée d'une manière différente de l'orientation régionale. On peut donc penser que l'intrusion granodioritique constitue la cause première de cette « perturbation » locale. Mais si l'on tient compte de l'obliquité de l'auréole thermométamorphique et de l'allongement du pluton par rapport à l'orientation régionale de la schistosité et de la stratification, il paraît vraisemblable que celui-ci s'est mis en place dans un Briovérien supérieur déjà plissé et schistosé.

Dans le périmètre de la feuille orientale voisine Saint-Hilaire-du-Harcouët, P. Dadet *et al.* (1983) sont arrivés à la conclusion que l'intrusion de la granodiorite de Fougères était synchrone du développement de la schistosité dans le Briovérien supérieur encaissant. Il y aurait donc, avec la proposition précédente, une contradiction qui pourrait n'être qu'apparente. L'âge de mise en place des massifs granodioritiques constituant le batholite mancennien ne serait pas le même partout, ou encore la granodiorite de Fougères, intrusive au voisinage du front de la schistosité S1 synchrone du plissement, développerait dans l'encaissant sa propre schistosité.

Enfin, il n'a pas été possible de trouver des indices tectoniques ou métamorphiques en faveur d'une éventuelle existence de charriages ou d'écaillages précédant la tectonique pllicative observable aujourd'hui

sur la feuille Dol. Peut-être faudrait-il étudier en détail la signification du rubanement observable dans le Briovérien supérieur, qui pourrait être *pro parte* un litage tectonique.

Orogenèse varisque

Dans le périmètre de la feuille Dol, les marqueurs tectoniques principaux de celle-ci sont représentés par la fracturation approximativement méridienne soulignée fréquemment par les filons de dolérite, ces derniers étant datés par F. Leutwein *et al.* (1972) de la phase bretonne (limite Dévonien/Carbonifère). Cette fracturation indiquerait que la paléo-contrainte principale était orientée, à cette époque, sensiblement selon une direction N-S.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE

HISTOIRE GÉOLOGIQUE LOCALE

Les unités géologiques de la feuille Dol ne peuvent rendre compte que très partiellement de l'histoire géologique de la Domnonée et de la Mancellia, qui sont les deux grandes zones structurales cadomiennes du Nord du Massif armoricain peu touchées par l'orogenèse varisque. La région de Dol fait partie de la Mancellia dont l'évolution s'étend sur 110 Ma environ, entre 650 et 540 Ma (Guerrot et Peucat, 1990).

La région de Dol ne montre qu'une partie de cette évolution. Seul en effet y affleure le Briovérien supérieur dont la base, non visible, est datée approximativement à 580 Ma, âge qui est aussi celui de l'intrusion de la diorite de Coutances. Le sommet, daté de 540 Ma, correspond à l'intrusion des massifs constituant le batholite mancélien. Rappelons que 540 Ma est l'âge estimé de la limite entre le Protérozoïque et le Paléozoïque.

L'histoire proprement dite des formations de la feuille Dol débute par les dépôts terrigènes du Briovérien supérieur ayant pour origine *pro parte* l'érosion du Briovérien inférieur. Le premier est constitué par des grauwackes et des siltites qui alternent pour constituer un ensemble de type flysch, au sein duquel il n'a été découvert aucune intercalation lithologique différente, telles que calcaires ou quartzites.

Le flysch a été déformé lors de l'orogenèse cadomienne par un plissement synschisteux générateur du redressement de la stratification maintenant pentée fortement, en règle générale soit vers le NNW, soit vers le SSE. Il n'est pas possible, dans le périmètre de la feuille Dol, de postuler que le flysch ait été charrié antérieurement au plissement cadomien. Postérieurement à l'épisode plicatif qui, pour P. Dadet *et al.*, (1985) et D. Rabu *et al.* (1990) serait consécutif à la montée du batholite mancélien, se mettent en place les granodiorites de Bonnemain et de Saint-Broladre vers 540 Ma, puis les leucogranites (Mont-Dol, Rocher-Toc, Tremblay) vers 525 Ma. Lorsque ces intrusions recoupent le Brio-

vérien déjà structuré, elles le métamorphisent thermiquement et, pour les granodiorites, le déforment de manière modérée et localisée. Ces dernières sont, comme on l'a vu ci-dessus, des plutons d'origine crustale qui seraient issus de la fusion de roches volcanoclastiques ou métamorphiques du Briovérien inférieur.

La transformation de la chaîne en pénéplaine marque la fin du cycle cadomien. Sur celle-ci vont transgresser en forte discordance les dépôts du Cambrien inférieur, représentés par les conglomérats et les arkoses pourprés (« Poudingues pourprés » des anciens auteurs). La discordance et les dépôts ne sont pas visibles sur la feuille Dol, mais sur la feuille voisine, plus septentrionale, Granville à 1/50 000.

L'orogénèse varisque est représentée par l'intrusion des filons de dolérite. Leur intrusion est consécutive à une extension E-W à WSW-ENE qui serait à rattacher à la phase bretonne (limite Dévonien/Carbonifère). Les filons basiques de Dol représentent la principale manifestation de cette orogénèse à laquelle il faut virtuellement adjoindre des failles sans dolérites qui sont difficiles à dater avec précision.

Postérieurement, il s'installe dans la région de Dol une longue période de stabilité et d'émersion qui va durer jusqu'au Quaternaire. L'essentiel des dépôts de cette ère sont continentaux et datent du Weichsélien (Wurmien), période régressive. Ils sont constitués par des sables de couverture, des lœss, des limons de marécages. La période suivante, le Flandrien, est une période d'incursions marines débutant vers - 9 000 ans environ qui, par pulsations successives et irrégulières entrecoupées de régressions, amèneront le dépôt de tangles et de tangles tourbeuses qui contribueront largement au colmatage de la baie du Mont-Saint-Michel. Cette action se poursuit actuellement et on lui doit la perte progressive du caractère insulaire du mont (Migniot, 1983; Larssonneur *et al.*, 1989).

INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Si l'on repasse à un point de vue plus général, plusieurs interprétations géodynamiques récentes ont été proposées par les auteurs, concernant l'évolution cadomienne de l'ensemble Domnonée-Mancellia. Nous les présentons ci-dessous.

Modèle de E. Dissler *et al.* (1988)

Cette interprétation (fig 3) concerne principalement la région qui s'étend entre le Nord du Cotentin et le Maine. Bien que les repères stratigraphiques soient rares et les âges radiométriques en nombre insuffisant, les marqueurs géochimiques permettent d'envisager une succession d'arcs et de bassins semblables à l'actuel archipel des Mariannes. Il est ainsi proposé l'évolution suivante.

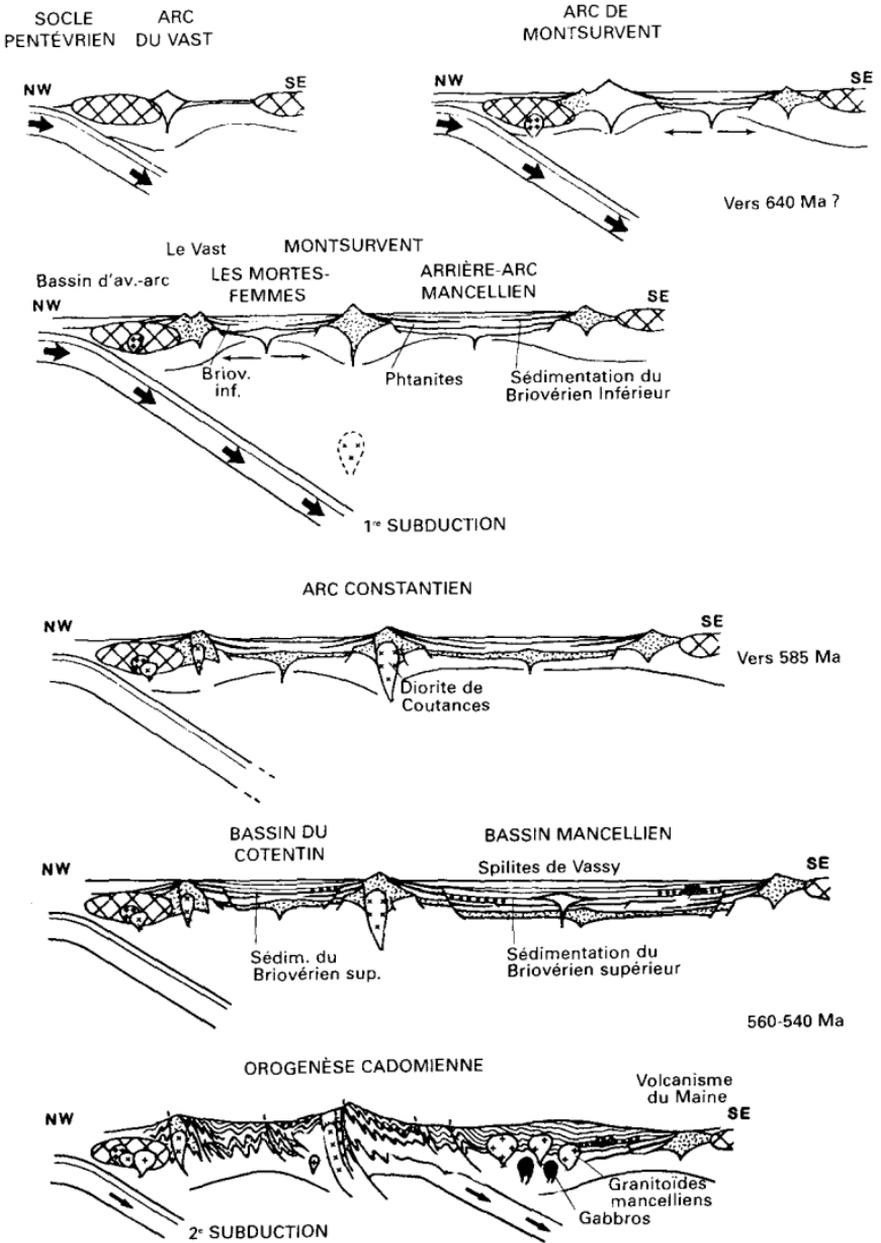


Fig. 3 - Interprétation géodynamique :
modèle de E. Dissler *et al.* (1988)

Pendant le Briovérien inférieur et en partant du Nord, il se crée tout d'abord à la marge du socle pentévrien et au Sud de l'océan Celtique, l'arc insulaire primitif ou frontal, dit du Vast, qui se développe au-dessus d'un plan de subduction plongeant vers le Sud-Est. L'arc est constitué par des basaltes, des andésites et par de rares termes acides d'affinité tholéiitique compressive. Au Sud se constitue un bassin marginal d'arrière-arc dans lequel s'épanchent des basaltes tholéiitiques à cachet de Morb de type N (distensifs), non contaminés par l'influence de la subduction. La compression reprend et il s'édifie au Sud du bassin marginal un second arc insulaire interne, l'arc de Montsurvent, dans lequel les andésites, qui ont une place prépondérante (nombreuses pyroclastiques), présentent une affinité tholéiitique compressive.

Une seconde structure distensive se crée, le bassin intra-arc des Mortes-Femmes séparant l'arc du Vast au Nord-Ouest et celui de Montsurvent au Sud-Est, ce dernier comprenant basaltes spilitiques tholéiitiques, rhyolites subordonnées et tufs.

Pendant le Briovérien inférieur on distinguerait donc, du Nord-Ouest au Sud-Est : l'océan, un bassin d'avant-arc, un arc frontal dit du Vast, le bassin intra-arc des Mortes-Femmes, un arc interne (Montsurvent), et enfin un bassin d'arrière arc, le bassin Mancellien. Dans les trois bassins se dépose le Briovérien inférieur sous forme d'une sédimentation détritique fine à phanites. Au sein des deux arcs se mettent en place divers plutons d'affinité calco-alcaline parmi lesquels, dans l'arc interne de Montsurvent, la diorite de Coutances. Datée à 584 Ma, celle-ci en accompagne la surrection, pour former l'arc constantien.

Pendant le Briovérien supérieur, les bassins situés de part et d'autre de l'arc constantien seront progressivement comblés par la sédimentation de type flysch (turbidites). C'est dans le bassin mancillien orienté NE-SW, situé au Sud de l'arc, que sont les mieux connus les témoins de cette sédimentation qui remanie les sédiments du Briovérien inférieur. La partie nord du bassin (flanc sud de l'arc constantien) est frangée par une série de cônes sous-marins alimentés par des turbidites proximales puis distales. Plus au Sud, le centre du bassin reçoit des dépôts fins de plaine abyssale. La sédimentation du bord sud est représentée par des conglomérats associés à des pélites. Pendant la période de sédimentation, il se produit une distension limitée que concrétisent les spilites de Vassy à débit en coussin et à caractères de tholéiites océaniques.

La période de sédimentation est suivie par l'orogénèse cadomienne dont la vergence, en particulier les charriages, est dirigée vers le NNW. L'activité magmatique, représentée par les granitoïdes mancilliens (540 Ma), se déplace vers le Sud en relation avec le développement d'une nouvelle zone de subduction située au Sud de l'arc constantien et inclinée vers le Sud-Est. Celle-ci pourrait expliquer les magmatismes, granodioritique et gabbroïque subordonné, de la Mancellia, tous deux d'affinité calco-alcaline. Elle pourrait expliquer aussi la genèse des andésites basaltiques et des ignimbrites cambriennes post-orogéniques du Maine.

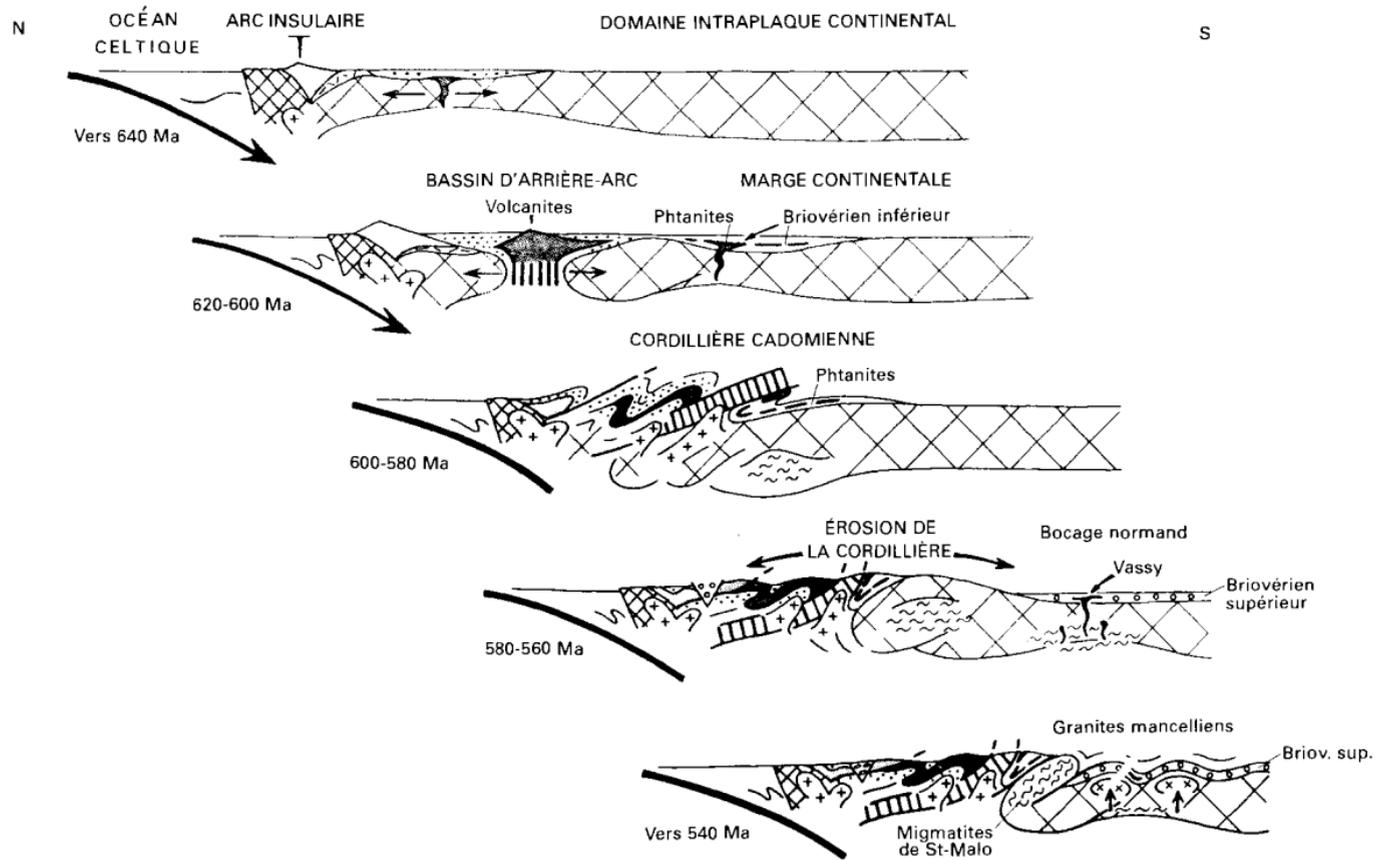


Fig. 4 - Interprétation géodynamique : modèle de J. Chantaine *et al.* (1988, 1994)

Pendant cette période, la zone de subduction septentrionale, fonctionnelle comme on l'a vu pendant le Briovérien inférieur, est à nouveau activée. On associe à cette dernière, entre autres, les granites de Jersey et Guernesey précédés de la venue de gabbro-diorites (570 et 490 Ma; Adams, 1976), les ignimbrites du Trégor (547 Ma; Auvray, 1979) ainsi que les andésites calco-alkalines de Jersey.

En résumé, ce modèle propose deux subductions successives et leur cortège magmatique, toutes deux dirigées vers le Sud-Est. La première est active pendant le Briovérien inférieur (660-580 Ma environ), la seconde pendant le Briovérien supérieur (580-540 Ma environ), alors que la première est réactivée. La tectonique, les charriages dirigés vers le NNW, prennent place pendant le Briovérien supérieur.

Modèle de J. Chantraine *et al.* (1988, 1994)

La seconde interprétation (fig 4), concerne la partie de l'orogène cadomien qui se trouve à l'Ouest du Cotentin, plus particulièrement la partie orientale du domaine domnonéen et le domaine mancellien. Elle fait également appel à une subduction de vergence méridionale, mais qui est unique. Les auteurs proposent les étapes suivantes.

Vers 640 Ma (Briovérien inférieur), en même temps que s'effectue la subduction de vergence méridionale, il se développe au Sud de l'océan Celtique un arc insulaire sur la marge continentale active, avec émission de laves acides puis basaltiques à caractère calco-alkalin. Ensuite, il se constitue, entre 620 et 600 Ma, au Sud de l'arc précédent, un bassin d'arrière-arc marqué par un fort développement de volcanites à caractère andésitique océanique et de dépôts volcano-détritiques turbiditiques. Plus au Sud encore, sur la marge continentale de ce bassin, se déposent des sédiments terrigènes où s'intercalent des phanites associés à des volcanites tholéitiques à caractère distensif.

Entre 600 et 580 Ma, le dispositif se bloque sous l'effet de la collision entre un continent nordique et la marge pentévrienne. La conséquence en est l'édification de la cordillère cadomienne, limitée aujourd'hui au Sud-Est par la suture majeure baie de la Fresnaye-Coutances, dont le charriage vers le Sud entraîne la fermeture du bassin marginal et l'obduction de la croûte de ce dernier sur le bassin à phanites. Il est difficile toutefois de mettre en évidence un ou plusieurs charriages de grande amplitude, mais le jeu plus ou moins simultané de charriages d'amplitude moyenne et de décrochements senestres expliquerait la forme en arc de la chaîne consécutivement à une convergence oblique (Balé, 1986).

Aux alentours de 540 Ma, suite au surépaississement qu'entraînaient les charriages et l'obduction (Cogné et Wright, 1980), l'anatexie crustale se développe dans la marge continentale. Elle est représentée par les migmatites de Saint-Malo et de Guingamp (Brun et Martin, 1978) respectivement datées à 540 ± 5 Ma (Peucat, 1982) et à 542 ± 7 Ma (Andriamarofahatra et La Boisse, 1988), puis par les granitoïdes du

batholite de la Mancellia (540 Ma). Ces derniers sont intrusifs dans les sédiments du Briovérien supérieur qui furent alimentés par l'érosion de la cordillère constituée en partie par le Briovérien inférieur ; la structuration des sédiments du Briovérien supérieur étant consécutive à la migration vers le Sud de l'orogénèse cadomienne impliquant la Mancellia puis la Bretagne centrale.

En résumé, une subduction-collision de vergence sud-est se déroulant pendant le Briovérien inférieur entre 640 et 580 Ma, entraîne le télescopage d'un arc volcanique, d'un bassin d'arrière-arc à phanites intercalés, pour aboutir à une cordillère. Ensuite, au Briovérien supérieur, l'érosion de la cordillère formera les sédiments à phanites remaniés qui se déposeront sur la marge continentale stable dans laquelle se développeront les anatexites de Saint-Malo et de Guingamp, puis le Batholite mancellien.

Il apparaît ainsi, selon les deux modèles brièvement résumés, des ressemblances et des différences assez sensibles dans l'évolution géodynamique de la chaîne cadomienne en Normandie et en Bretagne du Nord-Est.

Parmi les ressemblances on relève une subduction de même vergence, en rapport avec la fermeture de l'océan Celtique situé au Nord du Cotentin et de la Bretagne du Nord-Est. Le matériel majoritairement briovérien qui va être impliqué dans le processus se divise en deux grandes catégories : les volcanites des futurs arcs et les sédiments des bassins. La plupart des auteurs reconnaissent dans les sédiments deux ensembles, un Briovérien inférieur volcano-détritique dans lequel s'intercalent des phanites et le Briovérien supérieur terrigène dans lequel les phanites sont remaniés. À partir de ces constatations, les différences apparaissent :

- pendant le Briovérien inférieur, le volcanisme est calco-alcalin dans l'arc insulaire en Bretagne, tholéiitique distensif ou compressif dans le reste du dispositif en Bretagne et en Normandie. À la fin du Briovérien inférieur, en Normandie, le magmatisme est calco-alcalin (diorite de Coutances) ;
- les sédiments d'âge briovérien inférieur et supérieur se sont déposés dans le même bassin pour E. Dissler *et al.*, alors que pour J. Chantraine *et al.*, le Briovérien inférieur s'est déposé dans une zone située au Nord du bassin dans lequel sédimentera le Briovérien supérieur.

Concernant la période orogénique, la différence est considérable :

- en Normandie, l'orogénèse est à vergence NNE. Elle est synchrone de la deuxième subduction à vergence SSE et se situe au Briovérien supérieur. Celle-ci expliquerait la mise en place du batholite mancellien et des gabbros calco-alcalins associés. En même temps est réactivée la subduction septentrionale, de vergence méridionale, qui s'est développée au Briovérien inférieur sans collision continentale ;
- en Bretagne, l'orogénèse se situe au Briovérien inférieur. Elle est de vergence méridionale et se manifeste par la collision de l'arc par un

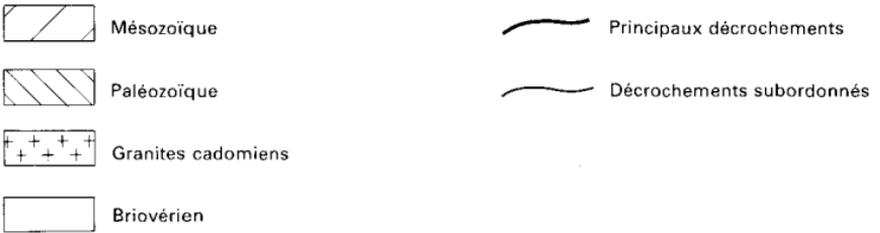
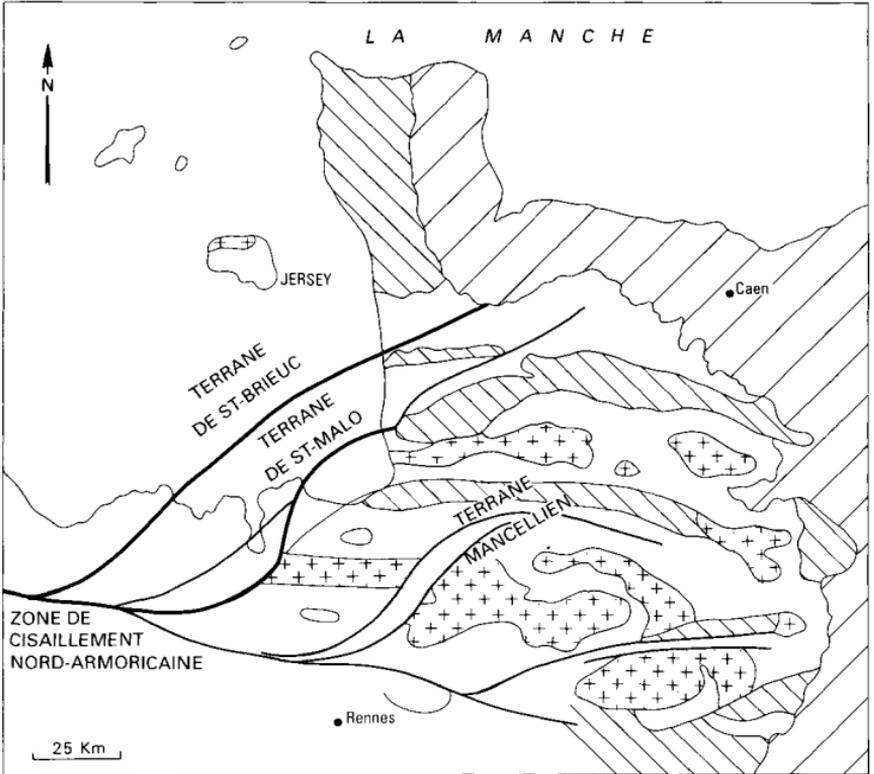


Fig. 5 - Interprétation géodynamique :
modèle de M. Brown *et al.* (1990)

continent situé plus au Nord et par l'obduction du bassin d'arrière-arc sur la marge continentale. Au Briovérien supérieur, la déformation gagne le domaine intraplaque (Mancellia) avec anatexie et montée du batholite mancellien.

On perçoit donc les différences essentielles des deux modèles proposés ci-dessus pour interpréter l'évolution de la chaîne cadomienne : l'orogénèse se tient à des périodes différentes, le sens de vergence est différent.

Modèle de M. Brown *et al.* (1990)

Dans ce modèle, la déformation principale est représentée par de grands décrochements transpressifs senestres, sigmoïdes en plan, orientés grossièrement SW-NE, matérialisant le collage (vers 540 Ma) de blocs ou « terranes ». Ces mouvements sont consécutifs à une subduction cadomienne dont le plan, incliné vers le Sud ou le Sud-Ouest, était oblique à l'allongement de la chaîne en formation, ce qui expliquerait les grands décrochements sigmoïdes (Brown *et al.*, 1990 ; Treloar et Strachan, 1990).

Ces auteurs sont ainsi amenés à distinguer du Nord-Ouest au Sud-Est (fig. 5) : les terranes de Saint-Brieuc, de Saint-Malo puis de la Mancellia, constitués par les anciens arcs, arrière-arcs, et les bassins marginaux déjà décrits par la plupart des auteurs cités dans cette notice. Quant aux décrochements principaux limitant les terranes, ce sont : au Nord, la zone de cisaillement de La Fresnaye correspondant à la suture majeure proposée par J. Chantraine *et al.* (1988, 1994) puis, au Sud, la zone de cisaillement de Cancale correspondant étroitement à la faille Cancale-Granville. D'autres décrochements, de sens de décalage identique mais subordonnés, découpent à leur tour les terranes.

Pour en revenir à la feuille Dol, il convient de préciser que l'extrémité orientale du massif de Bonnemain serait, d'après ce modèle, prise en écharpe par l'un des décrochements mineurs. Sans refuser cette éventualité, on peut remarquer que les observations de terrain ne semblent pas être en accord avec cette proposition.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Cadre géologique

Les formations géologiques qui couvrent la feuille Dol-de-Bretagne sont essentiellement des formations de socle constituées de schistes et grès briovériens dans lesquels se sont mis en place des granites intrusifs. En réchauffant l'encaissant, ces derniers ont provoqué des auréoles de métamorphisme de contact (cornéennes et schistes tachetés).

Le comblement de la baie du Mont-Saint-Michel par des alluvions tourbeuses (et tourbes) et/ou des alluvions marines, s'est effectué à l'époque actuelle et s'étend jusqu'à Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine. Il a fait reculer la ligne de côte jusqu'à 10 km au Nord.

Présentation des aquifères bretons de socle

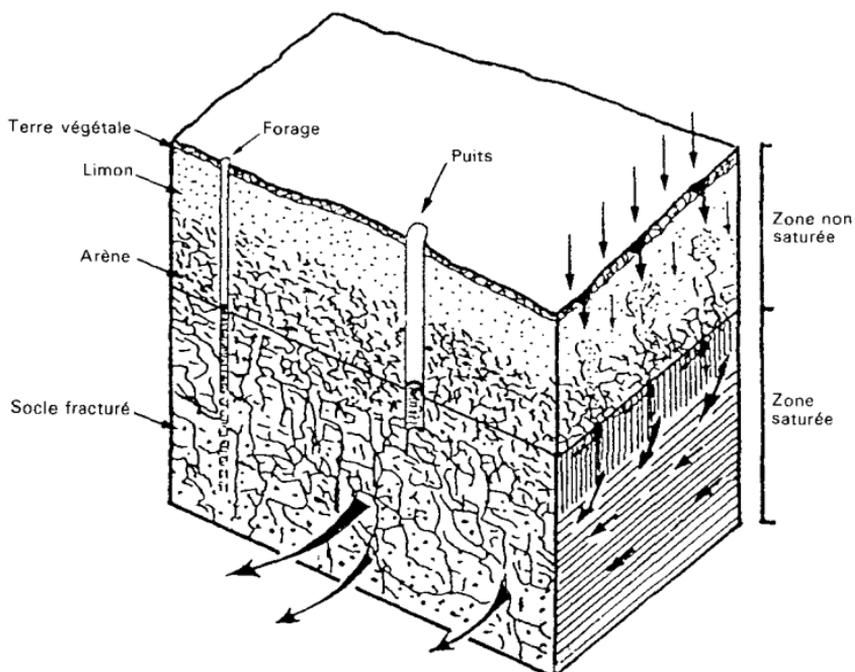
Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés. Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et directionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle (fig. 6).

Celui-ci est toujours d'extension limitée autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 15 % de la pluie, dépendant de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains,... Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares et peut être indépendante du bassin-versant topographique.

L'eau de pluie qui s'infiltré participe tout d'abord à la recharge de la réserve utile en eau du sous-sol (évaluée à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale à travers le milieu non saturé du sous-sol, à une vitesse de l'ordre de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine) et participe à sa recharge. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche : sources, rivière, captage, forage.

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné reste long, de l'ordre de 10 à 30 ans selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltré et rejoint la nappe. Il s'agit là de « valeurs moyennes » ; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

Cette lenteur des transits de l'eau au sein des réservoirs aquifères souterrains présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des pratiques agricoles de la ou des



le milieu poreux



le milieu fissuré

Fig. 6 - Schéma de constitution d'un aquifère en milieu de socle

décennies précédentes. Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Dispositifs de captage

Puits

Traditionnellement, les dispositifs de captage s'adressant à ces formations de socle sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur (tabl. 1) :

- soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe. Les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques mètres cubes par 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 potables sont établies à partir de ce type d'ouvrage et les débits journaliers sont de l'ordre de 90 à 250 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

- aux variations saisonnières, maximum de débit en hiver et minimum en automne, et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée) ;
- et à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides.

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 qu'ils obtiennent sont souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais sont suffisants pour répondre aux besoins.

● **Forages de socle : résultats connus.** On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 128 forages implantés sur le territoire de la feuille de Dol-de-Bretagne. Les caractéristiques de 119 d'entre eux sont résumées dans le tableau 2. La profondeur moyenne des ouvrages est 43 m (valeurs extrêmes : 15 et 105 m) et le débit instantané de 8,8 m³/h (valeurs extrêmes : 0,2 et 53 m³/h). Il est possible d'établir une relation entre débit et nature lithologique des terrains traversés (Carn, 1992) :

- les cornéennes apparaissent comme les formations géologiques les plus intéressantes en ce qui concerne l'eau souterraine. Cette constatation est valable dans les autres secteurs du Massif armoricain ;
- les schistes et grès briovériens donnent encore des débits satisfaisants pour des ouvrages, en moyenne, moins profonds ;
- les granites, malgré un approfondissement significatif des ouvrages, ont des résultats médiocres.

Commune	Lieu-dit	N° BSS	Caractéristiques			Volume journalier m ³ /jour	Géologie
			Nbr	Profondeur (m)	Diamètre (m)		
Bagger-Morvan (35)	Pigeard Vaudoré	246-1-4	1			} 110	Cornéennes
		246-1-5	3				
Bazouges-la-Pérouse (35)	Forêt de Villectartier	246-7-7	4			160 à 600	Granite
Bonnemain (35)	Le Temple	246-5-2	1	4	4	40	Granite
Noyal-sous-Bazouges (35)	Fontenay	246-6-8	1	3,5	2,5	40 à 100	Arène et granite

Tableau 1 - Puits utilisés comme captages d'adduction d'eau potable (A.E.P.)

Formation géologique	Moyenne des débits (m ³ /h)	Moyenne des profondeurs (m)	Nombre de forages
Cornéennes	13,6	41	21
Schistes et grès briovériens	9,7	33	43
Granite	5,4	50	55

Tableau 2 - Forages du socle

• **Débit instantané et débit d'exploitation.** Il faut distinguer le *débit instantané* d'un forage (qui est le 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 inférieur au débit instantané.

Le débit susceptible d'être fourni par un forage donné lors de son exploitation peut être limité essentiellement par quatre types de paramètres, intervenant à des échelles différentes et dont l'importance relative, variable selon les conditions locales, définit une hiérarchie des contraintes qui imposent la limitation finale :

– le *forage lui-même* constitue, dans un certain nombre de cas, la limitation principale, compte tenu de la façon dont il est réalisé, équipé, développé, du pourcentage de vides que présente sa partie crépinée, de son diamètre,... un forage donné n'est capable de produire dans de bonnes conditions qu'un certain débit, qui peut-être inférieur aux possibilités de l'aquifère traversé.

Si le forage est exploité au-delà de sa capacité «mécanique» (débit critique), s'il n'est pas entretenu, il peut se dégrader et se trouver colmaté en quelques années. Dans un tel cas, dont des exemples sont connus en Bretagne, la non-pérennité du débit produit est indépendante de l'aquifère et de ses ressources (exploitables ou naturelles); elle est due à une mauvaise conception et une mauvaise utilisation de l'outil forage ;

– les *caractéristiques hydrodynamiques ponctuelles*. La transmissivité de l'aquifère aux environs immédiats du forage et les possibilités de rabattement qui y existent, imposent un débit maximum ne pouvant être dépassé, quelles que soient les dimensions du système. Le débit instantané obtenu en fin de foration est une image de ce débit maximum de production, fonction de caractéristiques ponctuelles de l'aquifère capté ;

– les *dimensions de l'aquifère*. Pour des débits plus importants, les réflexions multiples, sur les parois du «couloir fissuré», de l'onde de décompression engendrée par le pompage, constituent le plus souvent la limitation prépondérante, conduisant à exploiter le forage à un débit très inférieur au débit instantané qu'il a fourni au moment de sa réalisation, ou à un débit voisin de ce débit instantané, mais de façon discontinue (temps de pompage séparés par des arrêts permettant à la nappe de retrouver un niveau de pression suffisant).

Il convient de rappeler que les dimensions physiques de l'aquifère ne sont pas seules en jeu. La vitesse de propagation de l'onde de décompression est fonction du paramètre diffusivité (rapport du coefficient d'emmagasinement à la transmissivité). Un pompage d'essai de durée suffisante permet d'identifier les effets de limites et de définir le débit qui reste possible ;

– le *renouvellement des ressources*. Indépendamment des limitations évoquées ci-dessus comme des autres contraintes qui peuvent devoir être prises en compte (contraintes économiques, manque à gagner admissible pour le réseau hydrographique, voisinage d'autres forages,...), les précipitations efficaces n'apportent annuellement qu'un

volume fini à la recharge des nappes. Dans la mesure où la conception du forage, la transmissivité des horizons aquifères et la distance aux limites permettant des débits d'exploitations importants, ceux-ci ne seront pérennes que s'ils n'excèdent pas cette capacité de renouvellement. Une approche de la valeur des ressources naturelles peut être réalisée, à l'échelle des bassins-versants (sens hydrographique du terme), à partir des historiques de précipitations et de débits des cours d'eau.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité et le reste à l'exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son 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, l'eau est caractérisée par une minéralisation assez faible (résistivité : 4 000 à 6 000 ohm/cm) et une agressivité marquée : la teneur en CO₂ 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.

Des exceptions sont connues à cette composition moyenne, mais la règle générale en Bretagne pour les eaux souterraines est l'agressivité et la faible minéralisation. En outre, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut rendre un traitement indispensable.

Dénitrification naturelle en sous-sol

Cependant, cette présence de fer est généralement 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, 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. Quelle qu'en soit la longueur, la durée de vie de ces phénomènes est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions mais laisse le délai nécessaire pour agir. L'eau épuisée, si elle est riche en fer ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas mais il entraîne des problèmes de précipités dans le forage 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, micaschistes) que d'autres (granites en général).

CARRIÈRES

Il existe de nombreuses carrières à l'intérieur du périmètre de la feuille Dol-de-Bretagne. La plupart d'entre elles ont servi à la construction des hameaux et villages proches. Elles sont souvent de ce fait peu importantes. Dans la plupart des cas, elles sont manifestement inexploitées depuis longtemps et généralement comblées. À côté de celles-ci, on trouve un nombre limité de carrières de quelque importance, soit abandonnées soit en exploitation.

Carrières abandonnées

Massif de Bonnemain. Granodiorite bleue : les Saudraies (NNW de Bonnemain). Granodiorite grise : la Tassée (Nord-Est de Tréméheuc), la Guerche (Sud-Est de Broualan), les Greffins (Nord-Est de Bazouges), la Perrière (Ouest d'Antrain). Granodiorite blanche : La Fontenelle, la Hourgaudière, (Nord-Ouest d'Antrain), Villemanaise (Est de Bazouges-la-Pérouse), Cucé (Nord-Est de Bazouges).

Granodiorite de Saint-Broladre : la Croix-Rouge (Sud de Roz-sur-Couesnon).

Leucogranite de Tremblay : l'Écu (Nord de Tremblay), Grand Bois du Pontavis, trois carrières au Nord-Ouest de Tremblay. *Leucogranite du Rocher-Toc* (Sud-Est de Trans). *Leucogranite de Mont-Dol* (Est de Mont-Dol).

Auréole de métamorphisme de contact. Granodiorite de Bonnemain : Bel-Air (Est de Trans), Ville-Jean (Sud-Est d'Épiniac). Granodiorite de Saint-Broladre : Roz-sur-Couesnon, Colombel (Nord de Saint-Marcen), la Poultière (Ouest de Roz), Val-Bidon (Est de Saint-Broladre). Leucogranite de Mont-Dol : Sud de Mont-Dol.

Briovérien supérieur : la Rigaudière (Nord de Pontorson), la Corcane (Est de Beauvoir).

Filons de quartz : Villée (ESE de Trans), Vieux-Viel (Sud-Est de Pleine-Fougères).

Carrière en exploitation

Auréole de métamorphisme de contact de la granodiorite de Saint-Broladre : la Rivière (Nord-Ouest du massif). L'excavation, assez vaste, résulte de la réunion de deux anciennes carrières.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Occupation humaine

Le secteur géographique couvert par la feuille Dol-de-Bretagne touche le territoire de trente-et-une communes dans le Nord de l'Ille-et-Vilaine. Durant de nombreuses années, hormis le gisement de Mont-Dol, le département a été considéré comme un désert archéologique pour les périodes préhistoriques. Ce n'étaient pas les quelques mégalithes connus, disséminés sur le territoire départemental, qui pouvaient soutenir la comparaison avec le reste du secteur armoricain.

Des études récentes, des campagnes de prospection diachroniques, orchestrées par le Service national d'archéologie, ont mis en évidence de nombreux indices archéologiques répartis sur le territoire concerné. Aujourd'hui, nous constatons une concentration de l'habitat et des lieux domestiques dans les vallées irriguées, alors que les points les plus élevés révèlent la présence de quelques monuments mégalithiques ou structures fortifiées. L'Ille-et-Vilaine, à l'image des départements voisins, révèle des traces d'occupation dont l'organisation spatiale et chronologique écarte définitivement le qualificatif de « désert archéologique ».

Les empreintes d'occupation les plus anciennes remontent au Paléolithique moyen. Cette période n'est connue que par quelques découvertes de surface. Le Néolithique, mieux réparti sur le secteur étudié, est matérialisé par la présence de mégalithes. Des menhirs, dolmens et allées couvertes viennent marquer le paysage des communes de Baguer-Morvan, Bazouges-la-Pérouse, Cuguen, Noyal-sous-Bazouges, Saint-Marcen, Sougeal et Meillac. Sur les sept menhirs isolés, quelques-uns dressent leur masse monolithique sur les sommets d'une topographie au relief peu tourmenté. Celui du Champ-Dolent sur la commune de Dol-de-Bretagne, par sa hauteur de 9 m et son volume, dépasse ses congénères. Malgré des christianisations successives, ce mégalithe a su traverser le temps sans trop de dommages. Nous notons la présence d'un groupe de pierres dressées sur la commune de Saint-Broladre. Les traces d'industries lithiques dénoncent çà et là une présence humaine. Les monuments funéraires de Baguer-Morvan confirment une sédentarisation sur le secteur.

Quelques indices de surface et la présence d'une stèle témoignent d'une occupation protohistorique des lieux. En effet, la découverte d'un mobilier de l'âge du bronze sur la commune de Trans, la collecte de céramiques de l'âge du fer sur des sites de surface, affirment une pérennité de l'occupation de ce territoire.

Il faudra attendre la période gallo-romaine pour constater une augmentation de la densité des sites archéologiques, visibles par repérages aériens ou par prospection pédestre. Les traces laissées au sol marquent

de façon précise le lieu et parfois le type de construction. D'apparence moins anarchique, la répartition de ces vestiges s'organise en relation avec un réseau de voies de communication encore visible dans le parcellaire.

La période médiévale est représentée par divers vestiges tels que des mottes castrales. De nombreuses empreintes d'enclos jalonnent toute la période historique.

Aménagement historique du paysage

Le secteur de Mont-Dol se présente comme une plaine basse, très humide, coincée entre la digue de front de mer qui barre le fond de la baie du Mont-Saint-Michel et les premiers contreforts du pays de Dol-de-Bretagne allant de Saint-Broladre à Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine. Cette vaste plaine en culture récente se présente comme un paysage ouvert quadrillé par un système de canaux. Au Sud de la ligne décrite, une topographie bocagère liée à la polyculture fait place peu à peu au remodelage des remembrements. Le terrain peu vallonné présente des terres agraires assez riches, souvent en surexploitation.

Le lecteur intéressé par l'histoire récente du marais de Dol (depuis le début de l'Holocène) pourra se reporter à la notice explicative de la feuille à 1/50 000 Baie du Mont-Saint-Michel (à paraître) où ces points sont développés.

DESCRIPTION D'ITINÉRAIRES

Avant de décrire brièvement les différents itinéraires, il est préférable de rappeler que les conditions de fraîcheur des affleurements peuvent se dégrader rapidement en l'espace de trois ou quatre ans sous les effets conjugués des intempéries, des méthodes de fauchage de l'herbe du bas-côté des routes, et de la plus ou moins grande résistance des roches à ces actions.

On peut observer dans de bonnes conditions les schistes tachetés et les cornéennes dans les talus de la nouvelle route de Dol à Pontorson, à l'Ouest de cette dernière ville, dans la partie de la chaussée qui monte vers la granodiorite de Saint-Broladre. On y observe également la limite schistes briovériens/granodiorite ainsi que la granodiorite sur une assez grande longueur, non loin du sommet de la côte.

En ce qui concerne les granodiorites constituant le massif de Bonne-main, les affleurements sont rarement en bon état. Cependant, quelques carrières permettent d'observer ces roches dans des conditions acceptables. Citons :

– La granodiorite bleue, en dehors de la feuille Dol, vers Lanhélin au-delà de la limite ouest de la carte : la carrière Hignard au Sud-Ouest du bourg (suivre la D.78), où l'on observera la granodiorite bleue, des enclaves et des filons sécants de dolérite ;

- la granodiorite grise est visible dans une carrière abandonnée près du hameau de la Perrière. Pour l'atteindre, prendre la D. 155 depuis Dol en direction d'Antrain, traverser la forêt de Villecartier et rejoindre le hameau en prenant une route située à gauche, 1 km après la sortie sud de la forêt ;
- la granodiorite blanche est visible non loin du village de La Fontenelle, au hameau de la Porte à côté duquel est située la carrière de la Hourgaudière. Pour y parvenir, emprunter toujours la D. 155 vers le Sud-Est jusqu'au carrefour de La Fontenelle et prendre à gauche ;
- le leucogranite de Tremblay s'observera au Nord-Ouest de la localité de même nom, en suivant la route qui mène à la ferme des Noyers. À gauche de la route, il existe deux carrières abandonnées facilement accessibles ;
- quant au leucogranite du Rocher-Toc, il est situé à deux kilomètres au Sud-Est de Trans, sur la D. 155. On l'atteint facilement par un chemin carrossable tracé jusqu'à l'entrée de la carrière située à l'Ouest du lieu-dit.

Il sera profitable, si l'on s'intéresse à la région, de consulter également les **guides géologiques régionaux** édités par Masson et intitulés : **Bretagne** par S. Durand, H. Lardeux et collaborateurs (1985), et **Normandie et Maine** par F. Doré et collaborateurs (1987) .

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.J.D. (1976) – Geochronology of the Channel islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 233-250.
- 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), IV, 2, p. 279-287.
- AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.Y., COCHERIE A., FOUILLAC A.M., ROSSI P. (1983) – Caractérisation des granitoïdes du batholite mancellien, implications métallogéniques. Colloque ATP « Géochimie et métallogénie » (Bonas, 16-17 juin 1983), p. 20-35 (inédit).
- AUVRAY B. (1979) – Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse État, Rennes, 680 p.
- BALÉ P. (1986) – Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement, chevauchement : champs de déformation et modélisation expérimentale. Thèse doct. univ. Rennes, 361 p.
- BARROIS C. (1895) – Sur les poudingues de Cesson (Côtes-du-Nord) *Ann. Soc. géol. Nord*, XXIII, p. 26-29.
- BARROIS C. (1899) – Brioverian system in sketch of the geology of central Brittany. *Proc. Geol. Assoc.*, XVI, p. 101-132.
- BIGOT A. (1890) – L'Archéen et le Cambrien dans le Nord du massif breton et leurs équivalents dans le Pays de Galles. *Mém. Soc. sci. nat. math. Cherbourg*, 27, 202 p.

- BIGOT A. (1925) – Sur la présence de Trilobites et d'Archaeocyatidés dans les couches cambriennes des environs de Carteret (Manche). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 180, D, p. 1237-1239.
- BROWN M., D'LEMONS R.S. (1991) – The Cadomian granites of Mancelia, north-east Armorican Massif of France : relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Res.*, 51, p. 393-427.
- BROWN M., POWER G.M., TOPLEY C.G., D'LEMONS R.S. (1990) – Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : «The Cadomian orogeny». *Geological Society*, Spec. Publ. n°51, p. 181-213.
- BRUN J.P., MARTIN J. (1984) – Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution dynamique d'un dôme migmatitique : le massif de Saint-Malo (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XX, 1, p. 91-101.
- CARN A. (1992) – Département des Côtes-d'Armor : mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton, analyse des données recensées, recherche des critères locaux d'implantation des forages d'eau. Région Bretagne, ministère de l'industrie et de l'aménagement du territoire. Rapp. BRGM R 35067 BRE 4S/92.
- 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.* (8), IV, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., AUVRAY B. CHAUVEL J.J., RABU D. (1994) – The Cadomian Orogeny in the Armorican Massif. Conclusions. In J.D. Keppie (ed.): «Pre-Mesozoic geology in France and related areas». Berlin : Springer-Verlag, p. 126-128.
- CHAUVEL J.J., SCHOPF J.W. (1978) – Late Precambrian microfossils from Brioverian cherts and limestones of Brittany and Normandy, France. *Nature*, 275, 2681, p. 640-642.
- CHÈVREMONT P., GAGNY C., LA ROCHE H. (de), PUPIN J.P., ROSSI P. (1988) – Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Documents BRGM, n° 152, 61 p.
- CHUBERT G., FAURE-MURET A., TIMOFEIEV B.V. (1982) – L'âge des tillites (tilloïdes) de Granville (Normandie). 9^e réun. ann. sci. Terre, Paris, p. 139.
- COGNÉ J. (1959). – Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien dans la baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 7, p. 112-118.
- COGNÉ J., WRIGHT A. E. (1980). – L'orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation géodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale. In : «Colloque Géologie de l'Europe», 26^e congr. géol. intern., Paris, p. 29-55.
- DADET P. (coord.), LAUTRIDOU J.P., BEURRIER M. LE MÉTOUR J. (1983)– Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Lautridou, P. Dadet, M. Beurrier (1984), 26 p.

- DANGEARD L., DORÉ F., JUIGNET P. (1961) – Le Briovérien de Basse-Normandie (étage de la Laize), série à turbidites, a tous les caractères d'un flysch. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.* (2), 4, p. 251-261.
- DELIBRIAS G., MORZADÉC-KERFOURN M.T. (1975) – Évolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien. *Bull. Assoc. fr. étude Quaternaire*, 2, p. 59-70.
- DESDOIGTS J. Y. (1970) – Le marais de Dol occidental. Étude géomorphologique. *Mém. lab. géomorph.* Dinard, 18, 236 p.
- DIDIER J. (1973) – Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. *In* : « Development in Petrology, 3 ». Amsterdam : Elsevier, 393 p.
- DIDIER J., DUTHOU J.L., LAMEYRE J. (1982) – Mantle and crustal granites. Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geoth. Res.*, 14, p. 125-132.
- 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.* (8), IV, 5, p. 801-814.
- DORÉ F. (1969) – Les formations cambriennes en Normandie. Thèse État, Caen, 790 p.
- DORÉ F. (1985) – Premières méduses et premières faunes à squelette dans le Massif armoricain. EUG biennial meeting, Strasbourg. *Terra Cognita*, 5, 2-3, p. 237.
- DORÉ F., DUPRET L., LAUTRIDOU J.P., JONIN M., HOMMERIL P. (1987) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Granville (172). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Doré, L. Dupret, J.P. Lautridou, P. Hommeril (1988), 55 p.
- DUPRET L. (1988a) – The Proterozoic of northeastern Armorican Massif. *In* V. Zoubeck (ed.) : « Precambrian in younger fold belts ». Vol. 1, Precambrian in the Variscan belt. New York : Wiley, p. 444-461.
- DUPRET L. (1988b) – Le Protérozoïque du Massif armoricain nord-oriental (Normandie et Maine). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 110-111. p. 75-100.
- DUPRET L., LE GALL J. (1984) – Intensité et superposition des schistogénèses cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10^e réün. ann. sci. Terre, Bordeaux, p. 200.
- 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'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geological Society, Spec. Publ.* n° 51, p. 115-131.
- GARLAN T. (1985) – Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, Caen, 166 p.
- GEORGET Y. (1986) – Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif armoricain : pétrologie et géochimie. *Mém. docum. Centre armoricain ét. struct. socles*, Rennes, 9, 250 p.
- GRAVIOU P., AUVRAY B. (1985) – Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér. 2, n° 5.

- 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, p. 1-13.
- GUERROT C., PEUCAT J.J. (1990) – U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. In R.S. D’Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : «The Cadomian orogeny». *Geological Society, Spec. Publ.* n° 51, p. 13-26.
- GUERROT C., PEUCAT J.J., DUPRET L. (1989) – Données nouvelles sur l’âge du système Briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, II, p. 89-92.
- HAMEURT J. (1973) – Le Briovérien inférieur et la limite Briovérien-Pentévrien : problèmes actuels. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, V, 1, p. 31-36.
- JONIN M. (1981) – Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France) ; étude pétrographique et géochimique. Thèse État, Brest, 319 p.
- JONIN M., VIDAL P. (1975) – Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia (Massif armoricain). *Canad. J. Earth Sci.*, 12, 6, p. 920-927.
- LARSONNEUR C., AUFFRET J.P., CALINE B., GRUET Y., LAUTRIDOU J.P., L’HOMER A., MORZADEC M.T., MIGNIOT M., NIKODIC J., SORNIN J.M., TEISSIER B. (1989) – La baie du Mont-Saint-Michel. Un modèle de sédimentation en zone tempérée. *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, 64 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) – Le cycle périglaciaire en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse État, Caen, 908 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1991) – Les sables weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z. Geomorph. N.E.*, 90, p. 123-130.
- LEBRET P., LAUTRIDOU J.P. (1991) – The læss of West Europe. *Geo-Journal*, 24, 2, p. 151-156.
- LE CORRE C. (1977) – Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, 2, 1, 3, p. 219-254.
- LE GALL J., DISSLER E., DUPRET L. (1986) – Signification géodynamique des volcanismes briovériens dans le Nord-Est du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, p. 1587-1592.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMAN J.L. (1968) – Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sci. de la Terre*, Nancy, 11, 84 p.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMAN J.L. (1972) – Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. Contribution à leur étude géochronologique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275, D, p. 1327-1330.
- MANSUY C. (1983) – Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition stratigraphique, affinités biologiques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 108 p.

- MIGNIOT C. (1983) – La baie du Mont-Saint-Michel. Étude du maintien d'un environnement maritime. *Géochronique*, 1, p. 13-17.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1975) – Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique des dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 17, 208 p.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) – Age of the Vire-Carolles granite. In G.S. Odin (ed.): « Numerical dating in stratigraphy ». Chichester : Wiley & Sons, p. 784-790.
- PEUCAT J.J. (1982) – Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie et dans le Massif armoricain (thèse État, Rennes). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 28, 158 p.
- PHILIPONNEAU M. (1956) – Contribution à l'étude du golfe normano-breton et de la baie du Mont-Saint-Michel. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 303 p.
- PRIGENT D., VISET L., MORZADEC-KERFOURN M.T., LAUTRIDOU J.P. (1983) – Human occupation of the submerged coast of the « Massif Armoricain » and post glacial level changes. In P.M. Masters, N.C. Flemming (eds) : « Quaternary coastlines and marine archaeology ». New York : Academic Press, 12 p.
- PRUVOST P. (1949) – Les mers et les terres en Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, 7, p. 345-362.
- 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'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geological Society, Spec. Publ. n° 51*, p. 81-94.
- STRECKEISEN A. (1976) – To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p. 1-33.
- TRELOAR P.J., STRACHAN R.A. (1990) – Cadomian strike-slip tectonics in NE Brittany. In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geological Society, Spec. Publ. n° 51*, p. 151-168.
- VIDAL P., CHARLOT R., COGNÉ J. (1981) – Precadomian relics in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the western and central European Cadomian - Hercynian belt. *Precambrian Res.*, 14, p. 1-20.
- VERGER F. (1968) – Marais et wadden du littoral français. Bordeaux : Biscaye édit., 544 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Dinan* (n° 60), 1^{re}, 2^e et 3^e éd. (Barrois, 1892, 1940, 1964).

Feuille *Avranches* (n° 61). 1^{re} édition (Potier et Lapparent, 1882); 2^e éd. (Matte, Potier et Lapparent, 1942); 3^e éd. (Graindor et Roblot, 1970).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Bretagne, centre d'affaires Le Bignon, 4 bis, rue du Bignon, 35000 Rennes, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Serge BOGDANOFF, maître de conférences et Myriam JULIEN, ingénieur d'étude, tous deux à l'université Paris-Sud (Orsay); avec la collaboration de Robert-Louis LAFOND, professeur à l'École pratique des hautes études, pour les formations superficielles, Anne CARN, ingénieur géologue au BRGM, pour les ressources en eau et M. VAGINAY, conservateur régional, pour l'archéologie.

Remerciements : Les auteurs remercient le personnel de la DDE (subdivision de Dol-de-Bretagne) qui leur a aimablement communiqué la carte géologique à 1/20 000 de la nouvelle route Pontorson-Dol, dressée par le CETE de Rouen.

Présentation au CCGF : 17 juin 1993.

Acceptation de la carte et de la notice : 16 octobre 1995.

Impression de la carte : 1997.

Impression de la notice : décembre 1996.

