



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

GOURIN

par
B. LE GALL

GOURIN

La carte géologique à 1/50 000
GOURIN est recouverte par la coupure
CHÂTEAULIN (N° 73)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Le Faou	Huelgoat	Cerhaix- Plouguez
Châteaulin	GOURIN	Rostrenen
Quimper	Rosporden	Plouay



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

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

par

B. LE GALL

avec la collaboration de :

M. BILLA, P. BOS, J. GARREAU, M. LE GOFFIC, S. PARADIS

1992

Éditions du BRGM – BP 6009 – ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

– *pour la carte* : LE GALL B., GARREAU J. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Gourin** (311) – Orléans : BRGM. Notice explicative par B. LE GALL et coll. (1992), 81 p.

– *pour la notice* : LE GALL B., avec la collaboration de BILLA M., BOS P., GARREAU J., LE GOFFIC M., PARADIS S. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Gourin** (311) – Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par B. LE GALL, J. GARREAU (1988).

© BRGM, 1992. 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 : 2-7159-1311-7

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
APERÇU GÉOMORPHOLOGIQUE	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>BRIOVÉRIEN</i>	12
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	14
<i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET MAGMATIQUES</i>	36
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	43
TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME	45
<i>SIGNIFICATION STRUCTURALE DES DISCORDANCES</i> <i>CARTOGRAPHIQUES INFRACARBONIFÈRES</i>	45
<i>ANALYSE TECTONIQUE</i>	49
<i>MÉTAMORPHISME ET GRANITISATION</i>	55
<i>CALENDRIER TECTONIQUE ET ÉVOLUTION CINÉMATIQUE</i>	57
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	60
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	60
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	64
ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE	72
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	74
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	74
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	75
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	80
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	80
AUTEURS	80
ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES	81

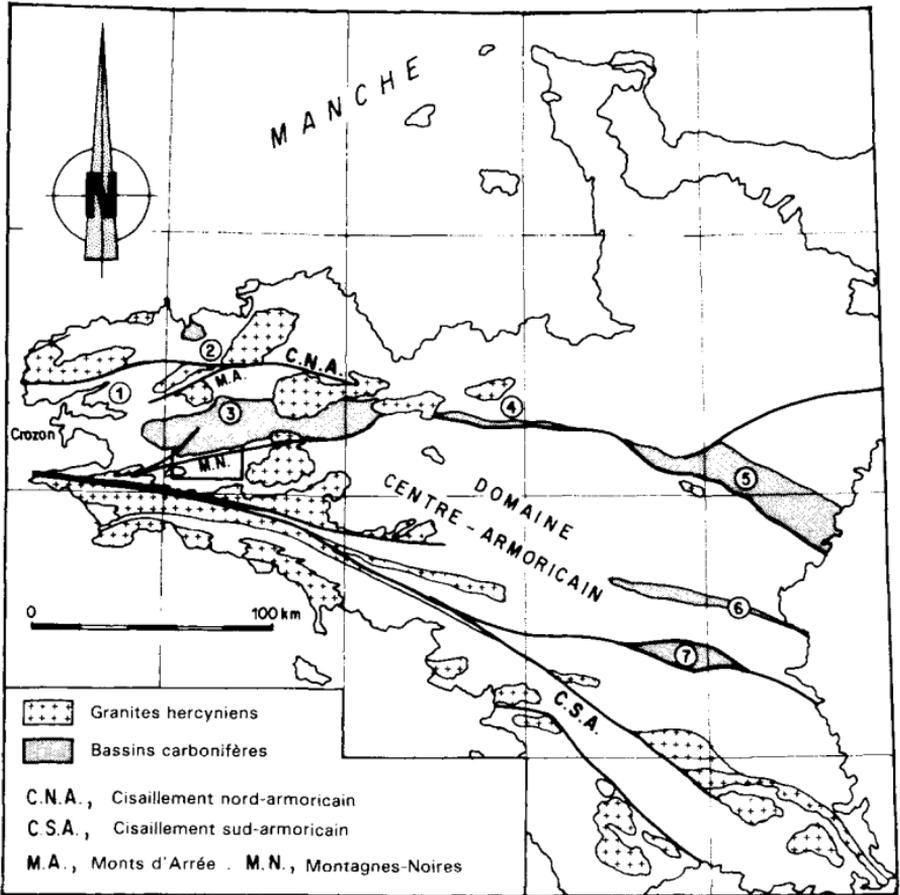
INTRODUCTION

Situé à l'extrémité sud-occidentale du domaine centre-armoricain, aux confins du Finistère et du Morbihan, le territoire couvert par la feuille Gourin est dominé par le relief linéaire des Montagnes-Noires (fig. 1). Cette étroite barrière morphologique, orientée vers N 80° E et armée de formations épimétamorphiques paléozoïques (antéviséennes), sépare le synclinorium carbonifère de Châteaulin, qui occupe la moitié nord de la feuille, d'un domaine briovérien étendu sur sa moitié méridionale. L'organisation structurale de ce secteur, en bandes parallèles orientées au N 80° E, est héritée d'une déformation par cisaillement transcurrent ductile dextre, d'âge fini-carbonifère. La simplicité relative du motif cartographique est cependant localement perturbée à la périphérie des lobes de leucogranites (Landudal, Ménez Gouaillou, Minez Kerguz) qui affleurent, au Sud, dans les micaschistes briovériens, ainsi que dans la région occidentale de Saint-Thois qui prolonge vers le Nord-Est le « bec » de Briec, plus largement développé sur la feuille adjacente Châteaulin. Le métamorphisme syntectonique hercynien de bas grade s'organise également en ceintures orientées parallèlement aux structures cartographiques. Il présente un gradient d'intensité décroissant du Nord au Sud, depuis les schistes ardoisiers du cœur du synclinal de Châteaulin jusqu'aux micaschistes à staurotide de Langolen. Cette zonation métamorphique régulière est toutefois compliquée, dans sa partie médiane, par la bande à chloritoïdes des Montagnes-Noires.

En exposant la quasi-totalité de la succession paléozoïque armoricaine et de son substratum briovérien, le territoire couvert par la feuille Gourin nous a permis de rediscuter certains problèmes de la géologie régionale concernant, par exemple, l'âge de l'ensemble briovérien et des séries rouges anté-aréniennes qui le surmontent, ou encore l'existence d'un épisode de déformation compressive fini-dévorianne (phase bretonne).

Les grands traits géologiques du secteur des Montagnes-Noires figurent déjà sur la carte Châteaulin à 1 80 000 élaborée par C. Barrois (1^{re} édition, 1886), puis modifiée par P. Pruvost et D. Le Maître (2^e édition, 1949). Toutefois, le levé de la feuille Gourin a contribué à améliorer de façon significative ces anciens documents : (1) en précisant les contours cartographiques des diverses unités lithologiques ; (2) en identifiant dans le couloir des Montagnes-Noires une succession lithostratigraphique dévonienne originale ; et (3) en rapportant la structure complexe de Saint-Thois à une déformation polyphasée.

Aucun dépôt méso-cénozoïque n'a été reconnu dans le périmètre de la feuille et seuls quelques placages pelliculaires quaternaires (coulées périglaciaires, alluvions fluviales) recouvrent partiellement le substratum hercynien. Celui-ci est, par contre, souvent masqué par un abondant couvert végétal. Ainsi, les deux vastes aires déprimées qui s'étendent de part et d'autre des Montagnes-Noires représentent des zones à vocation agricole (élevage bovin et aviculture, essentiellement) qui sont largement recouvertes de pâtures et de champs de maïs. Sur les reliefs des Montagnes-Noires subsistent quelques landes d'ajoncs éparses tandis que ses versants ont été récemment reboisés de forêts de résineux (Laz, Toullaëron). Enfin, d'im-



1 - Rade de Brest ; 2 - Bassin de Morlaix ; 3 - Bassin de Châteaulin ; 4 - Ménéz Belair ; 5 - Bassin de Laval ; 6 - Bassin de St-Julien-de-Vouvantes ; 7 - Bassin d'Ancenis

Fig. 1 - Localisation de la feuille Gourin dans le contexte structural armoricain

portantes tourbières (« yeun ») occupent la vaste dépression centrale à l'extrémité orientale de la feuille (Cudel).

En définitive, les conditions du levé géologique de la feuille Gourin sont celles de tout massif ancien pénéplané, revêtu d'un épais manteau d'altération et d'une importante couverture végétale. Ces difficultés d'observation sont particulièrement sensibles dans la dépression briovérienne où les affleurements, rares, ne sont accessibles que dans les chemins creux et les

anciennes exploitations creusées dans le Poudingue de Gourin. Seule l'architecture des trois croupes granitiques de Landudal, du Ménez Gouaillou et du Minez Kerguz, plus dénudées, a pu être relativement bien appréhendée à la faveur des nombreuses carrières qui entament leurs versants. Plus au Nord, dans le synclinorium carbonifère de Châteaulin, ces problèmes s'estompent en partie, grâce aux belles coupes continues que procurent les nombreux méandres de l'Aulne, et les ardoisières exploitées le long de sa bordure sud (Moulin-de-Pont-Mine, Le Rick).

En réalité, la plupart des informations ont été acquises sur les reliefs des Montagnes-Noires où nous avons pu constater, concernant l'expression morphologique des schistes à chloritoïdes, les faits suivants :

- les schistes à chloritoïdes qui ossaturent les chicots ou « roc'hs » se sont toujours révélés dépourvus de macrofaune ;
- tous les échantillons de schistes à chloritoïdes fossilifères proviennent de niveaux occupant actuellement des fonds topographiques.

Une telle correspondance semble témoigner de l'existence d'une relation entre le contenu en matière organique des roches et leur résistance à l'érosion.

Enfin, le tracé définitif des contours géologiques a nécessité l'interprétation de photos aériennes dont l'emploi s'est cependant souvent révélé délicat, notamment dans les séries monotones à lithologie peu contrastée tels que les ensembles grésopélitiques briovériens et carbonifères. Il en résulte une relative incertitude dans le tracé des contacts, stratigraphiques ou tectoniques, dessinés sur la feuille.

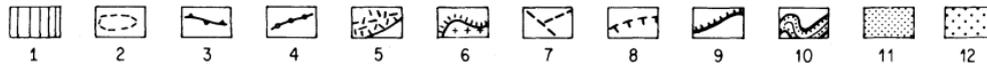
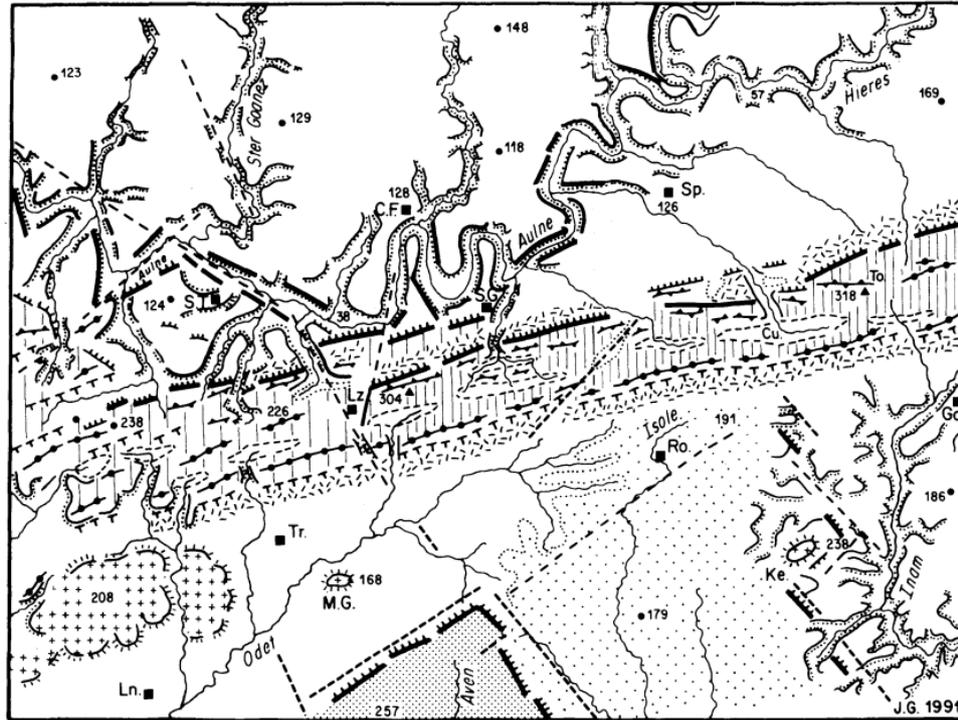
Il faut aussi signaler qu'une vingtaine de sondages carrotés, d'une profondeur moyenne de 250-300 m, ont été réalisés par le BRGM sur la feuille Gourin en vue de prospectifs miniers. Les zones concernées se situent dans les districts minéralisés de Laz-Ménez-Albot-Torhoat, pour les gisements Zn-Pb-Cu, et de Rosmellec pour les indices à Pb-Zn. Malheureusement, la quantité exceptionnelle d'informations profondes ainsi recueillie n'a été que partiellement exploitée (Lagleize, 1981 ; Taillebois, 1987) et elle n'a donc pas permis de contraindre, comme il aurait convenu, la géologie de surface.

APERÇU GÉOMORPHOLOGIQUE

La morphologie de la région couverte par la feuille Gourin est dominée par la ligne de crête des Montagnes-Noires qui constitue une puissante barrière, de 2 km de large environ, s'étendant sur plus de 30 km selon une direction N 80 °E (fig. 2).

Elle est armée par des formations paléozoïques antécarbonifères, en position subverticale, constituées pour l'essentiel d'une alternance de barres quartzitiques et de schistes à chloritoïdes. Elle représente un bel exemple de relief appalachien, culminant à plus de 220 m et dominant les contrées avoisinantes par des commandements de 100 à 150 m. Roc'h ar Wec'hez (260 m) procure le meilleur point de vue de cette morphologie

Fig. 2
Schéma géomorphologique
du territoire couvert par la feuille Gourin
à 1/50000



C.F. : Châteauneuf-du-Faou – Cu. : Cudel – Go. : Gourin – Ke. : Kergus – Ln. : Langolen – Lz. : Laz – M.G. : Ménez Gouaillou
 Ro. : Roudouallec – S.G. : Saint-Goazec – S.T. : Saint Thoïs – To. : Toullaéron – Tr. : Trégourez.

appalachienne, tandis que son profil dissymétrique peut être apprécié au travers des nombreuses vallées subméridiennes qui l'entaillent. On peut ainsi distinguer :

– une crête septentrionale où se succèdent des « roc'hs », ou chicots rocheux, à lames déchiquetées de quartzites et de schistes à chloritoïdes appartenant, pour la plupart, à la Formation de Plougastel (Roc'h an Autrou, 304 m ; Roc'h Toullaëron, 318 m) ;

– une crête méridionale, à croupes convexes appelées « ménez » (Minez Cluon, Ménez an Duc), armée en partie par les quartzites armoricains. D'importants glacis de solifluxion s'accumulent localement aux pieds de son versant sud, entre Trégourez et Gourin.

À l'Ouest de Laz, le modelé topographique évolue et devient plus confus, les crêtes appalachiennes s'estompant au profit d'un relief morcelé, moins élevé, qui culmine à 238 m. Ce contraste morphologique est l'expression superficielle d'une évolution du dispositif structural hercynien qui montre, dans le secteur de Saint-Thois, le basculement de structures précoces transcurrentes, de type « Montagnes-Noires », par des plis plus tardifs déversés au Nord ;

– au Nord du relief linéaire des Montagnes-Noires, la dépression du synclinorium carbonifère de Châteaulin présente une morphologie peu contrastée, aux collines molles n'excédant pas 130 m d'altitude.

Cette région est drainée par le réseau hydrographique de l'Aulne qui y développe de grands méandres encaissés de 50 à 60 m en moyenne. Le cours du fleuve est étroitement guidé par le tracé de failles transverses, obliques par rapport aux structures régionales et parmi lesquelles on peut citer la structure N 120° qui détermine, au niveau de Pont-Pol, le tracé rectiligne de l'Aulne, ainsi que l'accident N 10° qui s'étend de Laz à Châteauneuf-du-Faou et limite brutalement vers l'Ouest le haut niveau d'aplanissement des Montagnes-Noires ;

– au Sud des Montagnes-Noires, le domaine briovérien, à dominante schisteuse au Nord et micaschisteuse au Sud, offre une morphologie plus calme de plateaux en début de dissection (Odet autour de Trégourez, Isole à Roudouallec et Inam à Gourin). Ces plateaux, dénivelés par le jeu de mouvements tectoniques verticaux (hauteurs de Coray), dérivent d'une surface d'aplanissement issue de la pénéplaine posthercynienne et bien conservée autour de Roudouallec (190 m). Vers le Sud, les lobes de leucogranites hercyniens forment des buttes elliptiques assez élevées (Minez Kerguz 238 m, Landudal 206 m, Ménez Gouaillou 168 m), dégagées par l'érosion.

Néotectonique

L'analyse du relief dans les limites de la carte et sur l'ensemble de la Cornouaille méridionale (régions de Quimper, Concarneau et Rorporden) montre l'existence de mouvements verticaux affectant, depuis le début du Cénozoïque, la plate-forme continentale et ses prolongements émergés (plateaux de Cornouaille).

Cette tectonique distensive, échos de la structuration de la marge atlantique, pourrait s'exprimer à l'échelle de la zone d'étude par un système de « blocs basculés » dissymétriques présentant, à leurs extrémités septentrio-

nales, des abrupts et des culminations. Le meilleur exemple en est fourni par le « bloc » triangulaire des hautes terres de Coray dont les aplanissements, situés à 250 m d'altitude en moyenne, dominant, avec des commandements de plus de 50 m, le val de l'Odet au Nord-Ouest et le plateau de Roudouallec au Nord-Est (fig. 2). Il s'abaisse progressivement vers le Sud selon une pente topographique marquée par le cours submériidien de l'Aven.

Les paramètres lithologiques ne rendent pas compte, à eux seuls, de l'origine du « bloc de Coray » qui pourrait, par contre, être rapportée au jeu d'une tectonique distensive contrôlée par un système de failles normales orthogonales N 50° et N 150°, identifiées sur photos aériennes.

Le relèvement récent de la crête nord des Montagnes-Noires pourrait être aussi une manifestation, plus septentrionale, de cette néotectonique. Cette hypothèse est argumentée par la configuration actuelle du réseau hydrographique et, en particulier, par le tracé de l'Aulne qui n'a jamais franchi cette ligne de crêtes. En effet, l'Aulne s'encaisse à Châteauneuf-du-Faou dans un plateau situé entre 125 et 130 m d'altitude, c'est-à-dire 30 à 60 m plus bas que le plateau de Roudouallec au Sud. Au niveau du tronçon Laz-Saint-Goazec, le cours du fleuve vient buter contre le relief des Montagnes-Noires et il repart vers le Nord-Ouest, guidé par l'accident N 120° de Pont-Pol.

L'étude de la fracturation, par examen de photos aériennes, suggère de rapporter la surrection du versant nord des Montagnes-Noires au jeu de failles normales directionnelles, réactivant d'anciennes structures varisques N 80°E. Une cinématique similaire peut être appliquée au versant méridional qui constitue également un escarpement de ligne de faille dégagé par l'érosion.

Dans le contexte régional, le couloir linéaire des Montagnes-Noires peut donc être assimilé à la bordure septentrionale soulevée d'un « bloc » cornouaillais, basculé au Sud, vers la marge atlantique.

DESCRIPTION DES TERRAINS

L'ensemble des formations de la feuille Gourin est agencé en une série de bandes parallèles, orientées au N 80°E et qui, en l'absence de répétition tectonique par plissement ou contact anormal, présentent des âges croissant du Namurien, au Nord, au Briovérien, vers le Sud. Dans le couloir des Montagnes-Noires, la position subverticale des séries paléozoïques antécarbonifères nous a permis d'estimer, cartographiquement, leur épaisseur moyenne. Toutefois, la simplicité relative du motif cartographique masque une structuration assez complexe dans le détail ; en effet, chaque unité présente une déformation interne relativement intense et la plupart des interfaces lithologiques, notamment les contacts interformationnels, ont rejoué en accidents coulissants lors de la compression fini-carbonifère. (Sur la carte n'ont été dessinés que les contacts tectoniques argumentés par des observations de terrain.)

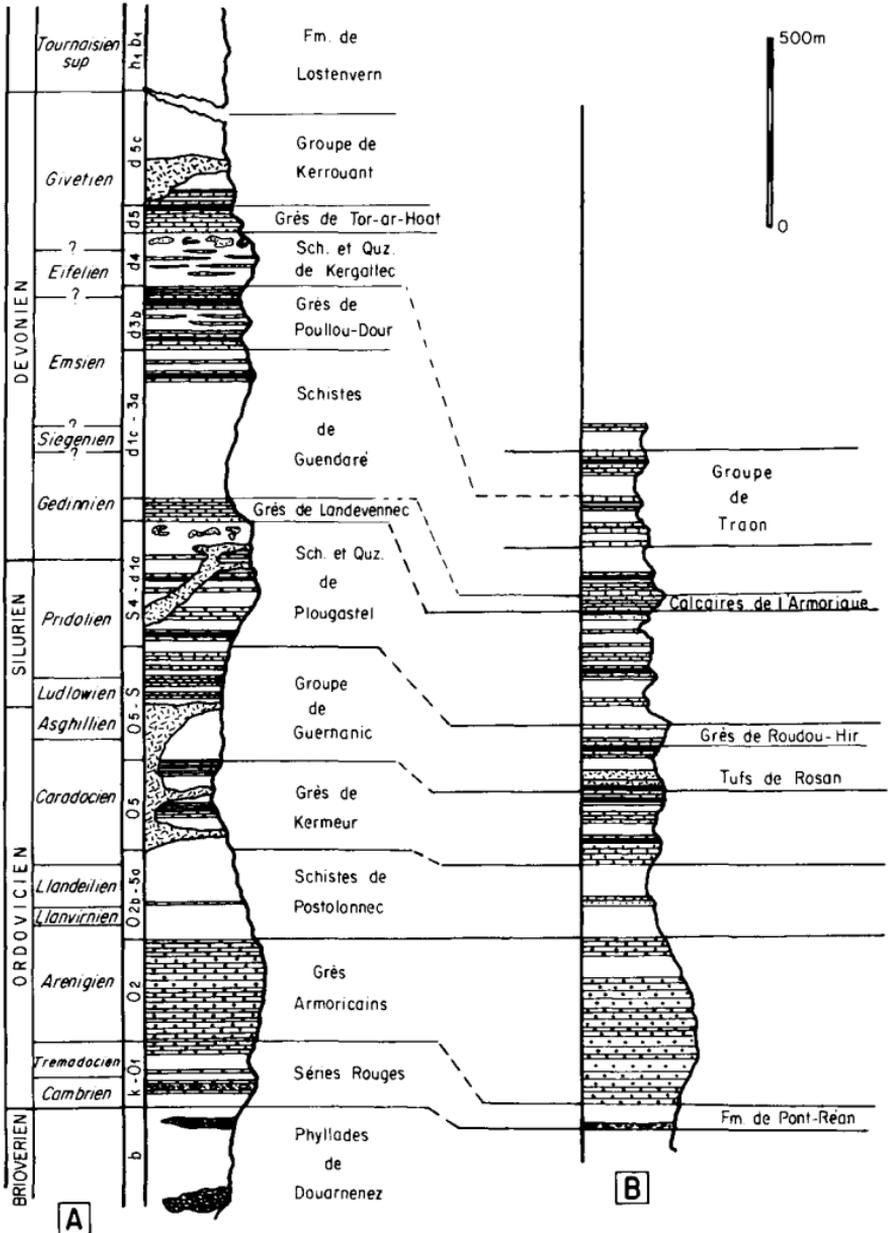


Fig. 3 - Corrélations lithostratigraphiques entre les séries paléozoïques du secteur des Montagnes-Noires (A)

et celles du domaine occidental : presqu'île de Crozon-rade de Brest (B).

Dans la colonne B le Paléozoïque inférieur est du type Crozon-Sud

La succession lithostratigraphique antésiégenienne (Grès de Landévennec inclus) exposée sur la feuille Gourin présente, dans son ensemble, d'étroites analogies avec celle définie plus à l'Ouest en presque île de Crozon et, plus particulièrement, avec celle de l'unité Crozon-Sud (fig. 3) qui se caractérise par des séries rouges cambro-arénigiennes, d'une part, et par un épisode volcanique fini-ordovicien, d'autre part (Darboux et Rolet, 1979). Ces corrélations nous ont amené à désigner certaines formations paléozoïques antésiégeniennes de Gourin par la nomenclature déjà utilisée sur les feuilles Brest, Le Faou et Châteaulin ; cette démarche étant toutefois nuancée par l'existence de divergences significatives de lithofaciès entre certaines séries des deux secteurs.

Les séries postgédiennes de la feuille Gourin présentent, quant à elles, des faciès originaux, atypiques, qui ont nécessité la création d'une nouvelle nomenclature stratigraphique, à usage plus local, dont les diverses séquences ont pu être datées avec précision grâce à la détermination d'assemblages de crinoïdes.

Enfin, à l'exception des micaschistes briovériens occupant l'extrémité sud de la feuille, le métamorphisme régional, de bas grade, n'a pas totalement occulté les structures et paragenèses des roches originelles, ce qui nous autorise à décrire les différentes séries en termes de pétrographies sédimentaire et volcanique.

BRIOVÉRIEN

Le Briovérien de la feuille Gourin correspond au vaste ensemble de schistes et micaschistes situés au Sud du relief des Montagnes-Noires.

Il appartient au Briovérien supérieur postphtanitique, à dominante terrigène, de Bretagne centrale (Le Corre, 1977). Le problème de son attribution stratigraphique (Cambrien ou Protérozoïque supérieur), déjà évoqué par C. Barrois dès 1899, sera traité plus loin, avant d'aborder l'étude de la Formation du Grès armoricain (Arénigien).

En raison des mauvaises conditions d'affleurement, aucune colonne lithologique détaillée de l'ensemble briovérien n'a pu être levée. Toutefois, l'identification de caractères sédimentologiques initiaux nous a permis d'y différencier deux grandes unités que distingue, par ailleurs, une évolution métamorphique contrastée. Il s'agit des micaschistes de Langolen, au Sud (qui seront décrits plus loin dans la rubrique « Formations cristallophylliennes et magmatiques ») et des phyllades de la baie de Douarnenez, au Nord, qui occupent chacun la moitié du territoire briovérien. La nature de leur contact, dont le tracé semble suivre les structures régionales N 80 °E, sera discutée au chapitre « Tectonique et métamorphisme ».

Malgré l'absence d'arguments chronostratigraphiques, l'unité de Langolen est interprétée comme l'ensemble inférieur, compte tenu de la position méridionale qu'elle occupe dans le dispositif tectonique régional. Son appartenance au Briovérien et non pas à un fragment de socle plus ancien (protérozoïque), est fortement suggérée par les convergences de lithofaciès

qu'elle présente avec la Formation de Douarnenez, ainsi que par l'absence de coupure tectono-métamorphique brutale entre ces deux unités.

b. Formation des Phyllades de la baie de Douarnenez. Il s'agit d'un ensemble de séricitoschistes bleuâtres, issus d'une ancienne série terrigène pélitique admettant quelques rares niveaux de grès micacés. En raison d'un taux d'altération très élevé, aucun examen pétrographique des faciès de la Formation de Douarnenez n'a pu être réalisé. Toutefois, ils ont été corrélés avec le stratotype défini plus à l'Ouest en baie de Douarnenez (Barrois, 1886) où J.R. Darboux (1979) les assimile à des dépôts de turbidites.

Outre son caractère plus pélitique, la Formation de Douarnenez se distingue de celle de Langolen par l'intercalation de puissantes passées conglomératiques appartenant au Poudingue de Gourin (description ci-dessous), ainsi que par la présence d'un important cortège filonien basique (voir «Formations cristallophylliennes et magmatiques»).

Poudingue de Gourin (b_[1]). Son identification sur le terrain s'opère par l'observation, à la surface des champs, de galets centimétriques de quartz blanchâtres, très arrondis. La cartographie approximative de ces épandages révèle l'existence de plusieurs bandes discontinues, d'une longueur inférieure au kilomètre et d'une largeur n'excédant pas 50 m.

Elles se concentrent dans la partie sommitale de la Formation de Douarnenez, près du contact avec les séries rouges sus-jacentes. En l'état actuel des connaissances, on ne peut préciser s'il s'agit de plusieurs horizons conglomératiques successifs ou d'un niveau unique, répété tectoniquement.

L'organisation interne du Poudingue de Gourin a pu être partiellement appréhendée dans l'ancienne carrière de Guernangoué, au Nord-Est de Roudouallec, où l'on observe une masse conglomératique homogène, à galets de quartz non jointifs de forme arrondie et de taille centimétrique. Ceux-ci sont emballés dans une matrice argileuse blanchâtre, très altérée, où figurent également quelques fragments de quartzites noirâtres (phtanites ?) ainsi que des clastes argileux identiques à la matrice. L'ensemble des éléments figurés ne matérialisent aucune stratification apparente, pas plus qu'ils ne présentent d'imbrication préférentielle.

Le litage subvertical de la série est souligné par cinq intercalations, décimétriques à métriques, de grès micacés blanchâtres. Ces faciès gréseux se retrouvent également sous forme de masses irrégulières, plurimétriques, disséminées au sein du poudingue et évoquant des figures de glissements synsédimentaires. La cinématique, compressive ou distensive, de ces déformations gravitaires ainsi que leur signification régionale, demeurent actuellement conjecturales.

De tels dépôts conglomératiques, à très grande maturité de composition et de texture, caractérisent l'ensemble des séries terrigènes briovériennes du domaine armoricain oriental où leur origine glaciaire y est classiquement admise (Graindor, 1964). L'étude des poudingues briovériens de la feuille

Gourin n'apporte pas d'éléments nouveaux pour tester ce modèle génétique.

PALÉOZOÏQUE

k-01. **Formation du cap de la Chèvre (Arénigien ?)** (200 à 250 m). Les schistes briovériens sont dominés vers le Nord par une série de grès et schistes verdâtres à choroïdes qui arment en partie les premiers contreforts des Montagnes-Noires et auxquels succèdent, vers le Nord, la puissante Formation du Grès armoricain (Arénigien). Par analogie avec la succession-type établie dans l'unité Crozon-Sud (fig. 3), elle peut être assimilée aux séries rouges de la Formation du cap de la Chèvre dont l'âge arénigien a été récemment proposé (Bonjour et Chauvel, 1988 ; Bonjour et Odin, 1989)*.

Sur la carte Gourin, la Formation du cap de la Chèvre dessine une bande discontinue composée d'une succession de tronçons lenticulaires qui s'amenuisent et disparaissent latéralement aux deux extrémités de la feuille. Une telle lenticulation cartographique, que l'on retrouve dans l'ensemble des séries paléozoïques des Montagnes-Noires, peut être rapportée à un processus tectonique, compte tenu des faits suivants :

- les séquences arénacées du Grès armoricain (Arénigien) et des Grès de Landévennec (Gédinnien) constituent, à l'échelle du domaine centre-armoricain, d'excellents marqueurs lithostratigraphiques d'extension latérale très grande (Guillocheau et Rolet, 1982), pour lesquels une lenticulation d'origine synsédimentaire paraît exclue ;
- l'intervention d'importants mouvements décrochants le long des divers contacts interformationnels paléozoïques, et notamment le long de l'interface séries rouges — Grès armoricain (Roc'h an Ankou), est bien documentée et s'intègre dans le modèle de déformation par cisaillement dextre appliqué à l'ensemble du couloir linéaire des Montagnes-Noires (Darboux et Le Gall, 1988).

Bien que formant l'ossature de la crête sud des Montagnes-Noires, la Formation du cap de la Chèvre affleure très mal. La coupe la plus complète est exposée à Roc'h Toull au Sud de Saint-Goazec, où de nombreux chicots rocheux montrent une série litée, en position verticale, constituée d'une alternance de bancs décimétriques de grès verdâtres et d'interstrates pélitiques intensément schistosées, envahies de chloritoïdes.

Des faciès finement varvés montrent localement de belles figures de dykes gréseux s'injectant, *per descensum*, dans les pélites sous-jacentes.

Vers la base de la série, on observe de nombreuses récurrences du Poudingue de Gourin dont l'extension latérale a été reconnue sur toute la longueur des Montagnes-Noires.

Vers le Nord, les séries rouges du cap de la Chèvre sont couronnées par une puissante barre quartzitique plurimétrique, à décharges congloméra-

*La publication récente de ces nouvelles datations ne nous a pas permis de les intégrer dans la légende et la colonne lithostratigraphique de la carte où figure encore l'âge, classiquement admis, de Cambro-Trémadocien.

tiques de type Gourin (Coat Diner), qui annonce la sédimentation arénacée du Grès armoricain.

L'examen pétrographique des niveaux gréseux révèle leur grande diversité de composition et de maturité. On note toutefois une nette prépondérance des faciès immatures représentés par des wackes à matrice quartzoséricito-chloriteuse, remaniant des clastes hétérométriques de quartz globuleux ou en esquille, ainsi que des feldspaths et plagioclases altérés, des minéraux lourds (tourmaline) et des fragments lithiques (phtanites et quartzites essentiellement).

La granulométrie des wackes varie depuis celle des microbrèches jusqu'à celle des arénites. Les faciès hypermatures correspondent à de véritables quartzites à grains de quartz homométriques, presque jointifs, scellés par une mésostase quartzreuse entièrement recristallisée, à texture granoblastique.

À l'extrémité occidentale de la feuille (Ménez-Kermadec, Kerfinous), la série renferme quelques intercalations volcanogènes, repérées sur le terrain par la présence de « boules » verdâtres très altérées.

En raison de leur indétermination pétrographique et de leur localisation aléatoire, ces niveaux volcanogènes n'ont pas été indiqués sur la carte. Ils pourraient être l'équivalent oriental des horizons cinéritiques identifiés sur la feuille adjacente Châteaulin (Pelhâte *et al.*, à paraître) ou des niveaux volcanoclastiques exposés en presqu'île de Crozon (Bonjour et Chauvel, 1988).

Avant d'entamer l'étude de la Formation du Grès armoricain, on peut maintenant aborder le problème de l'**attribution stratigraphique du Briovérien** qui, depuis C. Barrois (1899), constitue l'une des interrogations classiques de la géologie armoricaine. Longtemps considéré comme partie d'un socle protérozoïque déformé, recouvert en discordance par les dépôts rubéfiés du Paléozoïque basal (Chauvel et Phillipot, 1961 ; Cogné, 1962), le Briovérien a été récemment inclus *pro parte* dans le Paléozoïque inférieur, passant sans discontinuité majeure aux séries rouges arénigiennes (Chantraine *et al.*, 1988) ; la discordance angulaire infra-arénigienne étant alors rapportée à un épisode distensif régional ayant contrôlé l'initiation des bassins ordoviciens armoricains (Ballard *et al.*, 1986).

Les informations recueillies sur la feuille Gourin confortent ces récentes hypothèses. En effet, bien que la nature des relations initiales entre les formations de Douarnenez et du cap de la Chèvre ne soit plus identifiable en raison de leur remobilisation hercynienne, on peut néanmoins noter les faits suivants :

- elles contiennent toutes deux des faciès conglomératiques identiques (Poudingue de Gourin). (On ne peut cependant pas exclure l'hypothèse du lessivage d'un socle conglomératique par des dépôts de couverture.) ;
- elles portent l'empreinte d'une évolution tectono-métamorphique commune (voir ce chapitre).

02. **Formation du Grès armoricain (Arénigien)** (environ 500 m). En contact tectonique au Sud avec les séries rouges, le Grès armoricain correspond à une puissante barre quartzitique subverticale qui arme la première ligne de

crête des Montagnes-Noires. Son allure cartographique lenticulée comprend des zones renflées, d'une épaisseur maximale de 500 m, séparées par des ombilics où les grès peuvent disparaître totalement, la Formation des Schistes de Postolonnec étant alors en contact direct soit avec les séries rouges (Roc'h-Toull), soit avec le Briovérien (Roc'h an Ankou).

La lenticulation présentée par le Grès armoricain sur la feuille Gourin apparaît relativement originale dans le contexte armoricain. Rapportée à un phénomène de dilacération tectonique, elle témoigne de l'intensité de la déformation cisailante hercynienne le long du couloir transcurrent des Montagnes-Noires. Aucun redoublement cartographique de la série le long de contacts anormaux de type « strike-slip duplex » n'a cependant été reconnu.

Malgré son expression morphologique positive, la Formation du Grès armoricain est peu exposée sur la feuille ; sa lithostratigraphie de détail n'a donc pu être appréhendée que dans les trois grandes carrières, toujours en activité, de Minez Cluon, Ménez an Duc et Le Plessis (voir fig. 20, dépliant en fin de notice). On y observe une épaisse série monotone de grès-quartzites blanchâtres, à grain fin, en bancs décimétriques à métriques.

Au microscope, ils montrent une très grande maturité de texture et de composition, exprimée par la prépondérance de grains de quartz jointifs, homométriques, parfois déformés de façon plastique. Le stock des éléments figurés comprend aussi, accessoirement, des minéraux lourds (zircon, rutile), des micas détritiques (muscovites) et de rares feldspaths altérés.

Aucune des figures sédimentaires caractérisant la formation en presque île de Crozon n'a été ici recensée (ripple-marks, « brioches », bilobites, ...), à l'exception de quelques traces de terriers verticaux (tigilites). Ces divergences des lithofaciès soulignent l'originalité des quartzites armoricains des Montagnes-Noires, comme en témoigne également leur caractère massif et homogène qui contraste avec les subdivisions classiques, en deux ou trois membres, opérées sur les faciès plus occidentaux des feuilles Châteaulin et Brest.

Le contact sommital avec la Formation de Postolonnec s'effectue sans complication structurale, mais de manière franche et brutale ; la masse de quartzites armoricains passant, sans faciès de transition, aux schistes de Postolonnec (Clun-Braz, Combout, Placeguen).

O2b-5a. Formation des Schistes de Postolonnec (Llanvirnien—Carado-cien inférieur) (environ 300 m). La base des schistes de Postolonnec succède, sans rupture topographique, aux quartzites armoricains le long du revers septentrional de la première ligne de crête des Montagnes-Noires. La série se prolonge ensuite vers le Nord et occupe le versant sud de la vaste dépression centrale où elle est largement recouverte de dépôts quaternaires. Il en résulte une certaine incertitude sur : (1) le contenu lithostratigraphique de l'ensemble de la formation ; (2) la nature et le tracé de sa limite supérieure avec les grès de Kermeur ; et (3), corrélativement, son épaisseur totale que l'on a estimée à environ 300 m.

Cette formation s'étend sur presque toute la largeur de la feuille, et sa disparition à l'extrémité occidentale des Montagnes-Noires est rapportée, de même que pour la Formation du Grès armoricain, au cisaillement transcurrent hercynien.

Sur la feuille Gourin, la Formation de Postolonnec est représentée par une épaisse série de schistes fins, bleu-noir, fissiles, se débitant aisément selon un plan de clivage ardoisier, en position souvent subverticale. L'existence de ce débit planaire a été, autrefois, mis à profit dans de nombreuses ardoisières, aujourd'hui abandonnées (Kerrouec, Penquerhoet; voir fig. 20). Son développement et sa qualité peuvent cependant varier brutalement en fonction de certains paramètres pétrographiques. Deux types de faciès, d'extension très locale et d'origines distinctes, en sont ainsi pratiquement dépourvus; il s'agit :

— de séquences détritiques plus grossières, cantonnées dans la partie basale de la formation et représentées soit par des siltites micacées à tendance psammitique, soit par des pélites microbréchiques, bioturbées, à clastes millimétriques de quartz (souvent en esquille) et de micas détritiques (muscovites). Ces faciès grossiers peuvent être corrélés avec les séries du Moulin-du-Duc, exposées sur la feuille Châteaulin (Plusquellec, *in* Pelhâte *et al.*, à paraître).

— de faciès à chloritoïdes, plus massifs et d'aspect cristallin. À l'échelle de l'affleurement, l'alternance rapide de faciès à chloritoïdes et de faciès ardoisiers au sein de schistes à granulométrie similaire (Clun-Braz) permet d'envisager, concernant la genèse du chloritoïde, le rôle des paramètres géochimiques.

La Formation de Postolonnec des Montagnes-Noires se démarque du stratotype de la presqu'île de Crozon par l'absence de faciès arénacés. En particulier, le Membre gréseux de Kerarvail n'y est pas représenté et seuls quelques rares bancs de grès décalcifiés apparaissent, disséminés, dans la masse schisteuse (Lann-Marc'h).

D'un point de vue faunistique, les schistes de Postolonnec ont livré une macrofaune nombreuse et diversifiée, comportant des bivalves : *Redonia deshaysi*, *Actinodonta najanroana*, *Dalmanellacea* sp; des brachiopodes : *Cacemia ribeiroi*; des trilobites : *Neseuretus tristani*.

Remarque. La dépression centrale des Montagnes-Noires est occupée par diverses unités lithologiques, encadrées au Sud par la Formation des Schistes de Postolonnec et au Nord par celle des Schistes et quartzites de Plougastel. Compte tenu de la rareté des affleurements, la stratonomie de cet ensemble intermédiaire, situé entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur, demeure très incertaine et, malgré la diversité pétrographique des échantillons récoltés sous forme de « pierres volantes », nous n'y avons distingué que deux grands ensembles cartographiques : la Formation des Grès de Kermeur et le Groupe volcanoclastique de Guernanic. En l'absence de contrôle paléontologique, leur attribution stratigraphique ne repose que sur des corrélations latérales de faciès avec les séries occidentales de l'unité Crozon-Sud.

L'amincissement cartographique de cet ensemble dans la partie occidentale de la feuille, vers la région de Briec (*cf.* carte Châteaulin), pourrait avoir également une origine tectonique.

05. **Formation des Grès de Kermeur (Caradocien)** (200 m environ). Aux schistes de Postolonnec succède vers le Nord une série à dominante arénacée dans laquelle s'intercale un important niveau schisteux. Les deux membres gréseux, dont l'épaisseur minimale cumulée est estimée à 100 m, sont constitués de grès quartzitiques blanchâtres se débitant en minces plaquettes le long de joints pélitiques hypermicacés. Aucune figure sédimentaire n'y a été observée.

Les schistes intermédiaires, de teinte bleuâtre, sont souvent psammitiques et d'aspect fissile ou massif, selon le développement plus ou moins important du chloritoïde. Ils contiennent quelques lits centimétriques à décimétriques de grès-quartzites à cubes de pyrite et à taches d'oxydation étirées selon la direction d'allongement régional.

La base de la série renferme plusieurs niveaux de **tuffites** (vs), de nature indéterminée, et de **tufs kératephyriques** fortement schistosés ($_{t}K^2$) (Ménez-Kermadec). Ils sont associés à un cortège filonien, incluant des lamprophyres et des **diabases** (dolérites probables : Σ^e), assimilable à celui qui recoupe la formation plus à l'Ouest, dans la région du Faou et en presque de Crozon.

05-S. **Groupe de Guernanic (Ashgillien—Ludlowien), nov. nom.** (100 à 500 m). Le terme « Groupe de Guernanic » désigne un ensemble volcanoclastique hétérogène, à dominante arénacée, qui se différencie des grès de Kermeur par un enrichissement notable en interstrates pélitiques.

● Les **séquences arénacées** sont composées de grès grisâtres laminés, en bancs décimétriques à pluridécimétriques. Ce sont des quartzarénites, très matures, à texture polygonale soulignée de grains de quartz jointifs, homométriques. On note aussi la présence, plus discrète, de minéraux lourds (tourmaline) et de muscovites détritiques, colmatés par une matrice phylliteuse très réduite. Les interstrates correspondent soit à des silts bleuâtres, psammitiques, à taches d'oxydation millimétriques, soit à des schistes bleu-noir, cristallins, à chloritoïdes.

● L'existence de plusieurs **niveaux volcanogènes** au sein du Groupe de Guernanic est déduite de la répartition cartographique d'échantillons « volants » (tufs kératephyriques pour l'essentiel : $_{t}K^2$) récoltés sur le terrain (Kernabadic, Toul-ar-C'haz, Saint-Denis, Guernanic). Le stratotype a été défini dans cette dernière localité où l'on peut observer l'unique affleurement de volcanites de la série (voir fig. 20). Il s'agit d'un tuf porphyroïde cisailé dont les clastes de feldspaths, d'allure amygdalaire, sont étirés dans une matrice chloriteuse schistosée.

Le Groupe de Guernanic est recoupé par de nombreux pointements de roches microgrenues basiques, d'aspect doléritique, non figurés sur la carte compte tenu de leur localisation très ponctuelle et aléatoire.

Faute de marqueurs paléontologiques, l'âge du Groupe de Guernanic demeure incertain. Il nous paraît cependant raisonnable de le corrélérer avec les formations de Rosan (Caradocien—Ashgillien) et du ruisseau des Trois-Fontaines (Silurien) qui, sur la feuille Châteaulin, occupent la même position cartographique et présentent des faciès similaires (fig. 3) (Plusquellec, *in* Pelhâte *et al.*, à paraître).

On note enfin que les séries ordovico-siluriennes des Montagnes-Noires sont dépourvues de faciès carbonatés, contrairement au stratotype de la presqu'île de Crozon (Kerforne, 1901). Ces variations latérales de faciès, à polarité E-W, viennent ainsi se superposer au gradient régional N-S qui différencie les deux unités Crozon-Nord—Crozon-Sud (Hamoumi, 1981).

Sur la feuille Gourin, la limite entre le sommet du Groupe de Guernanic et la Formation de Plougastel n'est pas exposée et son tracé a donc été défini, après examen de photos aériennes, le long de la rupture de pente qui limite au Sud la seconde crête des Montagnes-Noires.

S4-d1a. **Formation des Schistes et quartzites de Plougastel (Prégédinnien—Gédinnien)** (200 à 800 m ?). Les schistes et quartzites de Plougastel forment les plus hauts reliefs de la feuille Gourin, culminant à 318 m au Roc'h Toullaëron. Ils constituent l'ossature de la seconde ligne de crête des Montagnes-Noires, puis réapparaissent à l'extrémité occidentale de la carte dans la terminaison anticlinale du pli de Briec. La cartographie que nous proposons pour ce dernier secteur diffère radicalement de celles des auteurs précédents qui accordaient à la Formation de Plougastel une extension bien plus importante, notamment au niveau de la structure complexe de Saint-Thois (voir description de la Formation de Kergallec) (Barrois, 1885 ; Pruvost et Le Maître, 1949 ; Lagleize, 1981). Concernant la bande linéamentaire des Montagnes-Noires, on constate qu'elle présente une lenticulation cartographique très prononcée ainsi qu'un amincissement progressif vers l'Ouest, depuis le bois de Toullaëron (1 500 m à l'affleurement) jusqu'à Ty-Fléhan (200 m environ). Bien que dans un édifice structuré il soit souvent délicat d'apprécier la part respective des processus tectoniques ou sédimentaires dans l'induction de telles variations d'épaisseur, l'observation de nombreux plis de détail dans le secteur de Toullaëron permet d'envisager un redoublement partiel de la Formation de Plougastel par plissement. Compte tenu de ces complications structurales, une épaisseur maximale d'environ 800 m peut être retenue pour les schistes et quartzites de Plougastel du secteur des Montagnes-Noires, ce qui représente deux fois la puissance de la série-type exposée dans la rade de Brest ou en presqu'île de Crozon (fig. 3) (Guillocheau et Rolet, 1982).

Ces variations latérales d'épaisseur ne semblent pas s'accompagner de modifications notables du lithofaciès qui correspond, dans tous les cas de figures, à une succession rythmique, monotone, de schistes à chloritoïdes et de bancs quartzitiques massifs, verdâtres. Selon une étude pétrographique réalisée sur les faciès occidentaux de la rade de Brest, les quartzites de Plougastel montreraient un renouvellement significatif du stock détritique remanié, dominé par des clastes épimétamorphiques, et ils témoigneraient ainsi de l'intervention d'importants bouleversements d'ordre paléogéogra-

phique à la limite Silurien—Dévonien (Pelhâte, in Babin *et al.*, 1979). Dans le secteur des Montagnes-Noires, la Formation de Plougastel semble limitée, à sa base et à son sommet, par deux puissantes barres quartzitiques, de 15 à 20 m d'épaisseur chacune, dont la continuité latérale n'est cependant pas clairement établie. La barre inférieure n'a été identifiée qu'à Cudel, tandis que la barre sommitale l'a été à Toullaëron, Bellevue, Roc'h ar Wec'hez et Kérarmet.

De nombreuses figures de déformations synsédimentaires, de type slump, ont été observées dans les faciès à dominante schisteuse (Saint-Denis) ; leur genèse pourrait être rapportée à un taux de sédimentation très élevé associé à des dépôts proximaux, de type tempestites, en domaine de plate-forme continentale peu profonde (Guillocheau et Rolet, 1982).

Les nombreux niveaux volcanogènes identifiés plus à l'Ouest, dans le secteur de Briec (feuille Châteaulin) (Plusquellec, in Pelhâte *et al.*, à paraître) n'ont pas été reconnus dans les Montagnes-Noires et les nombreux sills lamprophyriques, mis en évidence entre Ty-Pié et Ty-Roué (voir « Formation cristallophylliennes et magmatiques »), ont été attribués, non pas à un épisode magmatique siluro-dévonien, mais à une activité postérieure, infra-carbonifère.

d1a-b. **Formation des Grès de Landévennec (Gédinnien)** (100 à 200 m). La Formation de Landévennec frange de façon presque continue le versant nord de la seconde crête des Montagnes-Noires où elle se marque par une dépression topographique très nette. Sa disparition locale, au Sud de Saint-Goazec et à l'Ouest de Laz, est rapportée à un processus tectonique. Son contact avec la Formation de Plougastel, jamais observé, a été arbitrairement tracé le long de la première rupture de pente.

À l'extrémité occidentale de la carte, la Formation de Landévennec constitue une seconde bande, très étroite, légèrement chevauchante vers le Nord sur les séries dévono-carbonifères du synclinal de Saint-Thois. Cette lame de grès allochtones a été recoupée par les nombreux sondages carottés réalisés par le BRGM dans le district minéralisé de Ménez-Albot (voir fig. 20) (Lagleize, 1981). Enfin, vers le Nord-Ouest, les grès de Landévennec soulignent également la terminaison anticlinale du pli de Briec.

La coupe la plus complète a été réalisée à travers la bande des Montagnes-Noires où la puissance de la série varie entre 100 et 200 m.

La partie basale de la série est exposée au Point-de-Vue, à l'Est de Laz, où l'on observe une puissante barre (15 à 20 m) de grès quartzitiques blanchâtres, en bancs métriques subverticaux, renfermant des niveaux à nodules phosphatés, de taille centimétrique. Quelques articles de crinoïdes (nodales de *Cyclocyclicus*) y ont été récoltés. L'ensemble de ces paramètres lithologiques caractérise le Membre des Grès de Kerdéniel, défini en rade de Brest et en presqu'île de Crozon (fig. 3). Les quartzites de Kerdéniel affleurent également au Sud de Saint-Thois, au lieu-dit La Roche, où ils forment une lame allochtone coincée entre diverses unités du Dévonien moyen et du Carbonifère inférieur (fig. 4).

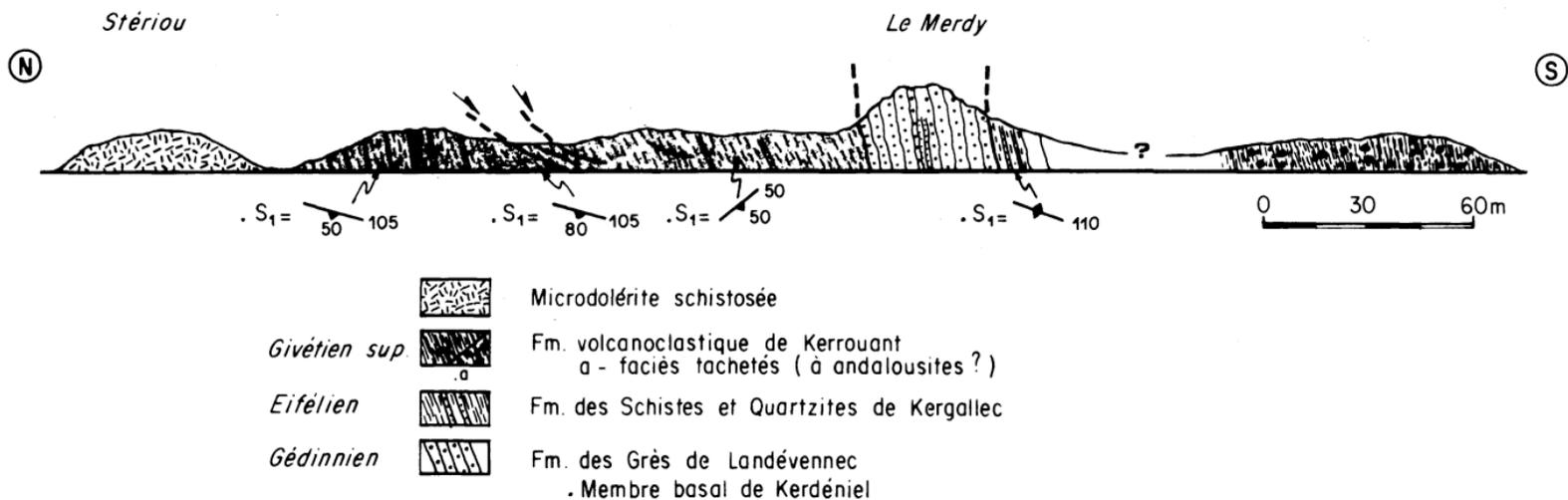


Fig. 4 - Coupe à travers la structure de St-Thois
montrant la position structurale de la lame de quartzites siluro-dévonien de Kerdéniel.

Voir carte de localisation (fig. 20)

Sur la coupe du Point-de-Vue, la dalle quartzitique de Kerdéniel passe au Nord à un ensemble de schistes à chloritoïdes, fossilifères (bivalves), de 10 m de puissance environ. Ceux-ci sont suivis par des grès saccharoïdes jaunâtres, à pigmentations de pyrite et d'oxydes de fer, qui semblent se prolonger sans interruption jusqu'au sommet de la formation. Ces faciès gréseux se caractérisent par une texture de quartzarénites, à grain de quartz monocristallins, jointifs, de taille relativement homogène comprise entre 180 et 250 µm. Bien que généralement globuleux, les quartz peuvent présenter des formes esquilleuses. Cette séquence arénacée renferme aussi des faciès particuliers, d'extension plus limitée, parmi lesquels on peut noter :

- des grès microbréchiques, en bancs décimétriques, remaniant des fragments noirâtres (clastes de shales ou nodules phosphatés), de forme ovoïde, aplatis dans le plan de stratification et étirés selon la direction d'allongement régional (Fornellou) ;
- des quartzarénites rosâtres, criblées de cubes de magnétite de taille homogène (environ 500 µm). La forme automorphe de ces cristaux ainsi que l'existence de queues de cristallisations syncinématiques (à quartz) à leurs extrémités, témoignent de leur caractère synschisteux ; en outre, la répartition cartographique de ces paragenèses à magnétite, dans l'auréole de métamorphisme thermique centrée sur le granite de Landudal (voir fig. 12), nous permet de rapporter leur développement au flux thermique induit par la mise en place de granites syntectoniques dans des séries initialement enrichies en fer.

Il faut enfin signaler que deux autres types de faciès « atypiques » ont été mis en évidence par les sondages du BRGM, dans la lame allochtone de Saint-Thois. Ces faciès, jamais observés en surface, correspondent : (1) à des bancs microconglomératiques à clastes de shales et de grès ; et (2) à des niveaux carbonatés (Lagleize, 1981). Ces derniers pourraient être l'équivalent oriental des calcaires couronnant la série dans le secteur de la rade de Brest (fig. 3).

Sur la feuille Gourin, la Formation de Landévennec a fourni une faune abondante et variée, typique du Gédinnien, comportant des brachiopodes : *Platyorthis monnieri*, *Howellella* cf. *mercurii* ; des rynchonellidés ; des bivalves : *Leiopteria brivatica* ; des crinoïdes : *Diamenocrinus* sp., *Cyclocyclicus* ; sp. et des fragments de tentaculites.

Remarques concernant la succession dévonienne post-Formation de Landévennec. Le long du versant nord des Montagnes-Noires, nous avons pu distinguer, dans la bande de terrain comprise entre la Formation de Landévennec au Sud, et les séries carbonifères du synclinal de Châteaulin au Nord, différents ensembles lithologiques, étagés de l'Emsien supérieur au Givétien terminal, se distinguant nettement de ceux qui constituent la succession-type en rade de Brest (fig. 3) (Babin *et al.*, 1972). Les séries dévoniennes des Montagnes-Noires ne semblent pas se prolonger latéralement sur les feuilles adjacentes. En effet, vers l'Ouest, sur la feuille Châteaulin, les termes dévoniens les plus récents n'atteignent que l'Emsien supérieur (Formation de Guendaré) (Plusquellec, *in* Pelhâte *et al.*, à paraître), tandis que vers l'Est, sur la feuille Rostrenen, l'influence thermique des granites carbonifères contrarie l'identification et la datation des séries dévoniennes.

l'originalité et le caractère local de l'ensemble dévonien des Montagnes-Noires ont donc justifié la création d'une nouvelle nomenclature lithostratigraphique dont les stratotypes figurent sur la fig. 20.

En raison de l'absence de coupes continues et de la grande dispersion des affleurements, ces nouveaux stratotypes n'ont pas pu être définis selon toutes les normes exigées par les commissions stratigraphiques internationales. Ils ont néanmoins été choisis dans les localités qui ont fourni les échantillons les mieux datés et les plus représentatifs d'un point de vue lithologique. Ont ainsi été distingués, de bas en haut, les formations de Guendaré, de Poullou-Dour, de Kergallec et de Tor-ar-Hoat, ainsi que le Groupe de Kerrouant.

On remarque que ces séries dévoniennes présentent une organisation cartographique particulière. En effet, seule la Formation de Guendaré longe de façon continue le flanc nord des Montagnes-Noires, tandis que les autres séries n'affleurent que dans la moitié occidentale de la feuille où leur épaisseur cumulée est estimée à 1 500 m. Vers l'Est, elles se biseautent progressivement « sous » les terrains carbonifères du synclinorium de Châteaulin. L'origine de ce biseautage cartographique est discutée au chapitre « Tectonique et métamorphisme ».

D1c-3a. **Formation des Schistes de Guendaré (Gédinnien supérieur ? — Emsien supérieur)** (500 m environ). La dépression topographique occupée par la Formation de Landévennec est frangée au Nord par une succession de collines au relief mou, constituées de schistes qui se prolongent vers l'Ouest sur la feuille Châteaulin où ils ont été décrits pour la première fois et intégrés dans un ensemble baptisé « Formation de Guendaré » (Plusquellec, *in* Pelhâte *et al.*, à paraître). Il s'agit d'un ensemble, relativement homogène, de schistes gras, bleuâtres, souvent fissiles en raison du faible développement des paragenèses à chloritoïdes. Quelques bancs grauwackeux verdâtres ainsi que des niveaux de schistes micacés, bréchiques, à dragées millimétriques (gréseuses ?) et à horizons d'accumulations fossilifères (brachiopodes et crinoïdes pour l'essentiel), s'intercalent sporadiquement dans la série. Enfin, les faciès tachetés (à andalousites probables) identifiés dans la partie occidentale de la feuille (voir fig. 12) pourraient témoigner de la présence d'une intrusion granitique profonde dans le soubassement du secteur de Saint-Thois.

Les schistes de Guendaré sont très fossilifères ; ils ont livré une riche macrofaune comprenant des tabulés : *Procteria* sp. ; des brachiopodes : *Isorthis* sp., *Nuleospina* sp., *Spirifer arduennensis*, *Stropheodontida* sp. ; des crinoïdes : *Acanthocrinus faouensis*, *Asperocrinus minimus*, *Asperocrinus* cf. *uncitus*, *Botryocrinus* aff. *reunensis*, *Kerdreoletocrinus tuberculatis*, *Laudonomphalus* aff. *tuserosus*, *Paracyclocaudex eodevonicus*. La détermination des assemblages de crinoïdes confère un âge emsien supérieur à la Formation de Guendaré et nous permet ainsi de la corrélérer avec les séries de base du Groupe de Traon en rade de Brest (fig. 3).

En l'état actuel des connaissances, on constate donc que la succession dévonienne des Montagnes-Noires est incomplète, amputée de ses termes Gédinnien supérieur — Emsien inférieur et que, de plus, les séries emsiennes identifiées ne présentent pas le cachet volcanogène qu'on leur connaît

sur le flanc nord du synclinal (Formation de Quenec'h Guen) (Rolet et Thonon, 1979).

d3b. **Formation des Grès de Poullou-Dour (Emsien supérieur), nov. nom.** (150 à 350 m). Dans la moitié occidentale de la carte, les schistes de Guendaré passent au Nord à une série à dominante gréseuse, la Formation de Poullou-Dour (voir fig. 20). Elle a été reconnue le long de la terminaison anticlinale de Briec, sur le flanc nord, déversé et écaillé, du synclinal complexe de Saint-Thois, et enfin le long des Montagnes-Noires, jusqu'à la latitude de Saint-Goazec. Au-delà, vers l'Est, elle disparaît, cachetée par les séquences carbonifères basales, pour ne réapparaître que localement entre Saint-Adrien et Kermariou. La série gréseuse de Poullou-Dour admet un important épisode schisteux intermédiaire qui la scinde en trois membres distincts.

● Les **deux membres gréseux**, inférieur et supérieur, n'ont jamais été observés à l'affleurement ; leur épaisseur paraît sensiblement égale, estimée à environ 50-100 m, tandis que leur lithologie présente de fortes convergences de faciès. Ce sont des grès grossiers, à tendance microbréchique, composés d'une matrice verdâtre emballant de nombreux fragments noirâtres, centimétriques, aplatis et étirés selon l'allongement régional ; il pourrait s'agir soit de clastes de shale (galets mous ?), soit de nodules phosphatés. Ces faciès bréchiques renferment également des niveaux d'accumulations fossilifères où l'on a recensé des brachiopodes : *Strophodontides*, et des crinoïdes : *Pentacauliscus verveurensis*, *Acanthocrinus faouensis*, *Laudonomphalus* aff. *tuserosus*, *Asperocrinus* sp.

Cet assemblage faunistique est caractéristique de l'Emsien supérieur et il confère ainsi à la Formation de Poullou-Dour un âge identique à celui de la Formation de Guendaré.

● Le **membre schisteux** intermédiaire constitue une petite ride topographique médiane d'où émergent des chicots de schistes à chloritoïdes, azoïques, en position subverticale, renfermant de minces lits quartzitiques discontinus. Ces faciès finement lités sont plus largement développés dans la formation sus-jacente de Kergallec.

d4. **Formation des Schistes et quartzites de Kergallec (Eifelien—Givétien inférieur), nov. nom.** (300 m environ). Dans la partie occidentale des Montagnes-Noires, les grès sommitaux de la Formation de Poullou-Dour sont relayés au Nord par un ensemble à dominante schisteuse de 300 à 350 m d'épaisseur environ, la Formation de Kergallec, qui arme une ligne de crête s'étendant en direction, depuis le domaine de Trévarez à l'Est jusqu'à Kergallec vers l'Ouest (voir fig. 20). Sur la base d'arguments cartographiques et paléontologiques, nous proposons également de l'étendre plus au Nord, dans le secteur de Saint-Thois, et d'y inclure la plupart des schistes et quartzites attribués jusqu'alors à la Formation de Plougastel (Barrois, 1885 ; Pruvost et Le Maître, 1949 ; Lagleize, 1981).

La découverte d'une macrofaune de l'Eifelien—Givétien, comportant des brachiopodes : *Productella* sp., *Chonetacea* sp., spiriféridés, et des crinoïdes : *Eutaxocrinus* sp., *Tantalocrinus kergarvanensis*, *Schyschatocrinus* sp.

(gr. *goasquellouensis*), a deux conséquences majeures pour la compréhension de la structure de Saint-Thois :

— elle nous permet de substituer, au modèle structural relativement simple des anciens auteurs, celui d'un dispositif plus complexe comportant des séries du Dévonien inférieur et moyen, plissées et écaillées vers le Nord ;
— elle confère un âge dévonien moyen aux schistes et quartzites à minéralisations Cu-Pb-Zn du district de Ménez-Albot, ce qui implique de reconsidérer l'organisation géométrique et lithostratigraphique de ce gisement métallogénique.

La Formation de Kergallec se compose d'une masse de schistes à chloritoïdes, finement litée, montrant de nombreuses traces de bioturbation. Les lits quartzitiques, discontinus et très irréguliers, sont généralement impliqués dans des déformations synsédimentaires témoignant de mouvements à forte composante verticale (load-cast) ou tangentielle (convolute-bedding, slump).

D'un point de vue dynamique de dépôt, on peut ici rappeler qu'en domaine de plate-forme continentale, la préservation de faciès bioturbés nécessite des milieux marins à faible houle (Reineck, 1977), tandis que l'ensemble des déformations gravitaires observées sont l'indice d'une relative instabilité du milieu de dépôt.

Dans le secteur occidental de Saint-Thois, les schistes à chloritoïdes de Kergallec renferment également des faciès particuliers qui se présentent sous forme d'intercalations de roches noirâtres, très fines, imprégnées de cubes de pyrite et parcourues par de nombreuses veinules verdâtres. Il s'agit de niveaux de chloritites, qui ont déjà fait l'objet d'études pétrographiques et géochimiques et pour lesquelles une origine hydrothermale a été avancée (Taillebois, 1987).

d5. **Formation des Grès de Tor-ar-Hoat (Givétien inférieur ?), nov. nom.** (150-200 m). La succession dévonienne se poursuit vers le Nord par une série gréseuse peu épaisse (150 à 200 m), exposée dans la partie occidentale de la feuille le long d'une mince bande s'étendant depuis Kergaer jusqu'à Ménez-Albot. Elle est doublée, au Nord, par une seconde bande qui souligne la terminaison synclinale de Saint-Thois.

Les grès de Tor-ar-Hoat présentent d'étroites analogies pétrographiques avec les deux membres gréseux de Poullou-Dour ; ils se composent de wackes verdâtres microbréchiques, à lits clairs gréseux, et de grès fins rosâtres, saccharoïdes, à laminations pélitiques discontinues. Leur attribution stratigraphique est relativement incertaine en raison de l'absence de faune déterminante ; seuls quelques brachiopodes du genre *Cyrtospirifer* sp. y ont été échantillonnés. Toutefois, leur localisation cartographique entre la Formation de Kergallec (Eifélien) au Sud, et le Groupe de Kerrouant (Givétien), au Nord, permet de les situer vers la base du Givétien.

d5c. **Groupe de Kerrouant (Givétien), nov. nom.** (400 m environ). La butte de Saint-Thois est ceinturée au Sud-Ouest par une bande de terrains volcanoclastiques qui, depuis les travaux précurseurs de C. Barrois (1885), étaient classiquement intégrés dans un ensemble carbonifère basal bordant au Sud

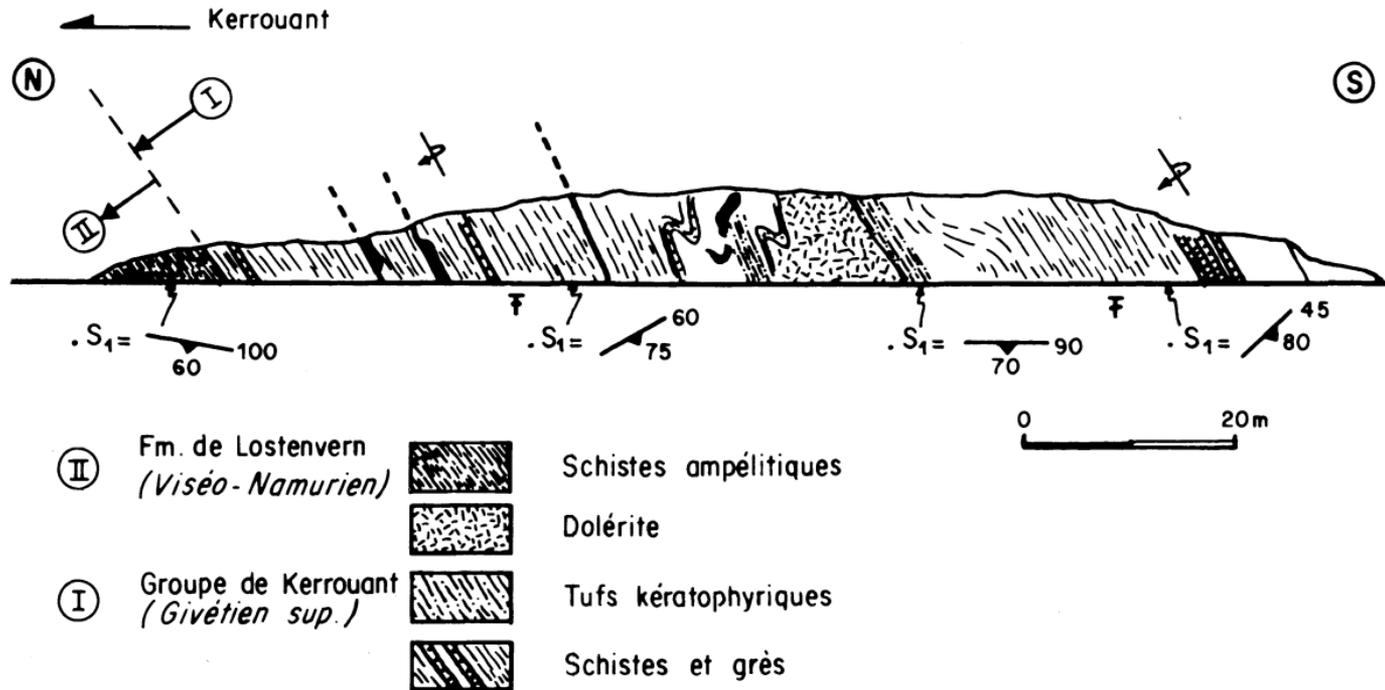


Fig. 5 - Coupe à travers les faciès volcanogènes du Groupe de Kerrouant

Voir carte de localisation (fig. 20). On notera :

- le léger déversement des structures vers le Nord
- le passage normal au Nord avec la Formation de Lostenvern

le synclinal de Château-lin. Une cartographie de détail associée à de nouvelles datations paléontologiques nous ont conduit à y distinguer deux séries distinctes. Il s'agit du Groupe de Kerrouant, daté du Dévonien moyen, et de celui de Saint-Goazec, rapporté au Tournaisien supérieur.

Le Groupe de Kerrouant a été défini au hameau de Kerrouant, à l'Ouest de Saint-Thois (voir fig. 20) où une coupe continue expose, sur 150 m environ, une alternance de termes métasédimentaires et volcaniques en position légèrement déversée vers le Nord (fig. 5).

● Les **séquences sédimentaires**, à dominante pélitique, sont représentées par des schistes et des silts bleuâtres, relativement fissiles malgré le développement du chloritoïde. Des bancs de grès quartzitiques, à pigmentations de pyrite, débutent la série au Sud, puis s'espacent progressivement vers le sommet de la séquence. Ils ont fourni une riche faune du Givétien supérieur, dominée par les crinoïdes : *Arthroacenta* sp., *Eutaxocrinus kergarvansensis*, *Haplocrinites armoricensis*, *Haplocrinites boitardi*, *Laudonomphalus* sp., *Marethocrinus limbatus*, *Paracyclocaudex gluziauwensis*, *Tentalocrinus scutellus*, *Salairocrinus* sp., *Schyscheatocrinus* sp.

● Les **termes volcanoclastiques** comprennent des niveaux de tufs kéra-tophyriques (t_K^2), ainsi que des lits de matériel très fin, verdâtre (chloriteux), schistosé, assimilables à d'anciennes tuffites ou cinérites. L'ensemble de la série est recoupé par plusieurs intrusions doléritiques (Σ^e), plus ou moins schistosées, gisant souvent en sills plurimétriques. (*Il convient ici de souligner que l'âge de ces filons, ainsi que celui des puissantes intrusions identifiées plus au Sud-Est, [Kervern, Kergaer], n'est pas bien contraint et il n'est pas exclu que certains puissent appartenir au complexe tournaisien de Lostenvern.*)

À l'extrémité nord de la coupe, les schistes à chloritoïdes de Kerrouant passent le long d'un contact, supposé normal, à des schistes noirâtres azoïques, sans chloritoïde, que nous intégrons dans la Formation de Lostenvern (Tournaisien). En effet, en l'état actuel des connaissances, la présence du chloritoïde est considérée comme caractéristique des seules formations paléozoïques antévésiennes des Montagnes-Noires.

Dans le contexte armoricain, le Groupe de Kerrouant constitue l'un des rares témoins d'une activité volcanique givétienne, et sa signification géodynamique est d'autant moins comprise que cette période se marque, à l'échelle régionale, par un environnement tectono-sédimentaire relativement calme, dominé par des dépôts carbonatés de type récifal (Guillocheau et Rolet, 1982).

Remarques. Les séquences volcanoclastiques givétiennes de Kerrouant représentent les séries dévoniennes les plus récentes reconnues sur la feuille Gourin. Dans la région de Saint-Thois elles sont directement juxtaposées à la Formation de Lostenvern (Tournaisien) qui se prolonge vers l'Est en cachetant progressivement les séries dévoniennes des Montagnes-Noires. La signification structurale d'un tel dispositif cartographique, ainsi que l'absence de Dévonien supérieur, sont discutées plus loin (« Tectonique et métamorphisme »).

L'étude de cette frange nord des Montagnes-Noires présentait également un autre intérêt en nous permettant d'aborder le problème de l'existence d'une phase de structuration fini-dévonienne (bretonne) à cette extrémité sud-ouest du domaine centre-armoricain.

Au terme de cette étude nous avons pu différencier, au sein des séries carbonifères basales considérées par C. Barrois (1885) comme un vaste complexe filonien, deux unités lithostratigraphiques comprenant : (1) la Formation de Lostenvern, à cachet volcanogène ; et (2) la Formation de Pennanprat, à dominante détritique ; toutes deux constituant le Groupe de Saint-Goazec.

h1b1. Formation de Lostenvern (Tournaisien supérieur), *nov. nom.* (100 à 600 m). La Formation de Lostenvern présente une allure cartographique dissymétrique, s'amincissant progressivement d'Ouest en Est pour disparaître à la latitude de Spézet. La nature de ses relations avec l'ensemble dévonien des Montagnes-Noires a été précisée le long d'une coupe située près du hameau de Lostenvern (voir fig. 20) où nous avons pu, en outre, dater cette série carbonifère basale et procéder à une étude structurale comparative avec l'ensemble dévonien. À ce titre, la coupe de Lostenvern constitue une coupe de référence dont les principales caractéristiques lithostratigraphiques et palynologiques sont décrites ci-dessous.

D'orientation NNW-SSE, perpendiculaire aux structures régionales, la coupe de Lostenvern expose trois unités lithologiques à fort pendage SE, légèrement déversées au Nord-Ouest et comprenant, du Sud vers le Nord (fig. 6) :

- les schistes à chloritoïdes de la Formation de Kergallec (Eifélien) ;
- la Formation de Lostenvern ;
- la Formation de Pennanprat.

Épaisse d'environ 70 m, la Formation de Lostenvern comporte un important **complexe filonien**, à dominante doléritique (ε), recoupé par quelques sillons de microdiorites quartzitiques et dans lequel s'intercalent de rares horizons terrigènes et volcanoclastiques comprenant des tufs, de nature chloriteuse ou rhyolitique, ainsi que des schistes noirâtres qui ont livré un important assemblage palynologique.

Les spores identifiées sont assez nombreuses, faiblement corrodées et assez diversifiées. Les taxons les plus fréquents appartiennent à *Verrucosiporites scoticus*, *Rugospora polyptycha* et, à un degré moindre, à *Punctatisporites glaber*. Sont également représentées les espèces suivantes : *Punctatisporites irrasus*, *Retusotriletes incohatus*, *Pustulatisporites gibberosus*, *Dictyotriletes* sp., *Camptotriletes* cf. *paprothii*, *Lycospora pusilla*, *Densosporites variomarginatus*, *D. triangularis*, *Vallatisporites* sp., *Verrucosiporites malevkensis*, *Lophozonotriletes scurrus*, *L. tuberosus*, *Stenozonotriletes clarus*, *Propriisporites* sp., cf. *Dictyotriletes similis*, *Auroraspora* sp. cf. *A. macra*, *Colastisporites decorus*. Cette association permet d'assigner un âge tournaisien supérieur à la Formation de Lostenvern.

Bien que le contact méridional avec les schistes à chloritoïdes de Kergallec soit masqué par d'épaisses coulées de solifluxion quaternaires, on l'interprète, compte tenu de données régionales, comme une ancienne faille

normale tournaisienne, réactivée en décrochevauchement dextre au cours de la compression fini-carbonifère. On constate de plus, ici, que la succession dévonienne est incomplète, amputée de ses termes givétiens (formations de Tor-ar-Hoat et de Kerrouant).

Quant au contact septentrional avec la Formation de Pennanprat, il est supposé être de nature stratigraphique.

À l'échelle de la feuille, la Formation de Lostenvern présente de fortes variations latérales de faciès, comme en témoigne son épaissement cartographique très net vers l'Ouest où elle atteint jusqu'à 600 m de puissance. Ce gradient s'exprime aussi par :

- une proportion croissante des faciès volcanoclastiques, toujours caractérisés par une granulométrie très fine (shales, tuffites, cinérites,...) ;
- un enrichissement du cortège filonien en termes différenciés (tufs rhyolitiques, microgranites,...).

La coupe du Moulin-à-Papier, au Sud de Saint-Goazec (fig. 7) rend compte de cette évolution en exposant une masse de schistes verdâtres, à granulométries variées, pour lesquels une origine tuffitique ou tuffacée est envisageable.

Les termes les plus grossiers sont représentés par des **tuffites** (vs) microbréchiques, à matrice chloriteuse, riches en fragments de quartz hétérométriques (taille < 500 µm), souvent en esquille. Elles remanient aussi, de façon plus accessoire, des clastes de feldspaths, de plagioclases, d'opagues, de biotites déstabilisées et de fragments lithiques.

Des faciès rubanés à niveaux chloriteux (cinérites ?) et lits microbréchiques à fragments de quartz sont aussi présents.

Les faciès les plus fins correspondent à des roches cryptocristallines quartzofeldspathiques, à texture vacuolaire (tufs rhyolitiques ?) ou à minces lits chloriteux.

Les termes intrusifs y sont rares, uniquement représentés par un sill doléritique

À l'extrémité nord-est de la coupe, les métavolcanites de Lostenvern, fortement pentées au Nord-Est, sont surmontées par les schistes ardoisiers de Pennanprat, le long d'une zone cisailée matérialisant un contact tectonique supposé mineur.

Plus à l'Ouest, dans la région de Saint-Thois, la Formation de Lostenvern est recoupée par de puissantes **intrusions doléritiques** (ε) qui se marquent dans la topographie par des reliefs assez prononcés (Kerohan, Kerongar).

Parmi les termes sédimentaires, peu exposés par ailleurs, ont été reconnus des schistes fins noirâtres, plus ou moins ampélitiques, admettant localement des faciès microbréchiques à dragées quartzo-sériciteuses (Kerdrac'h). Aux pieds de la butte de Torhoat, à Kerguelen, ces schistes renferment une roche massive leucocrate, de deux à trois mètres de puissance (non cartographiée), contenant des reliques de structures ignimbritiques. Parmi celles-ci on reconnaît des figures de fluidalité, caractéristiques de coulées, exprimées ici par des flûtes pluricentimétriques de chlorite, disposées en lits parallèles.

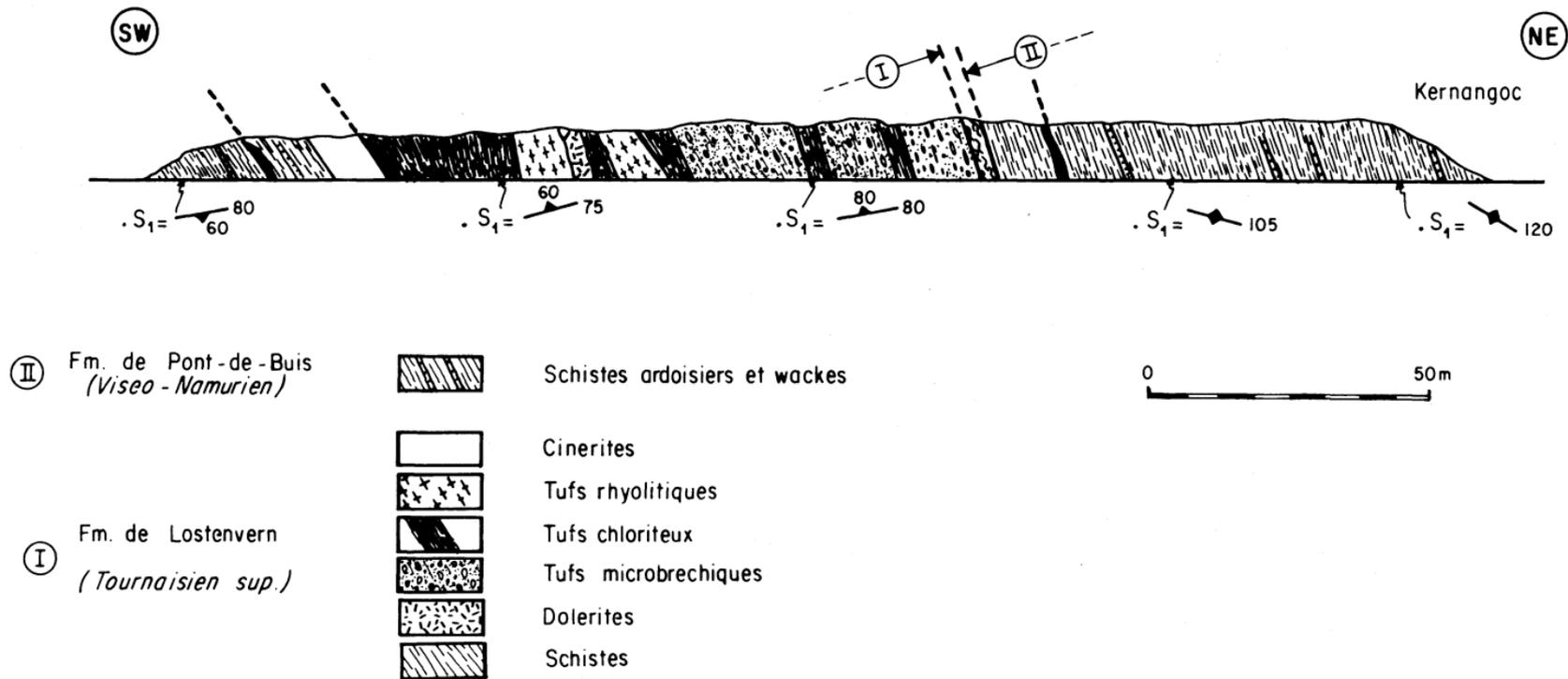


Fig. 7 - Coupe du Moulin-à-Papier exposant les faciès volcanoclastiques de la Formation de Lostenvern

Voir carte de localisation (fig. 20)

Cette ignimbrite, à texture vacuolaire, est ponctuée de taches sombres plurimillimétriques, à sections ovoïdes, aplaties selon un plan parallèle au clivage ardoisier des schistes encaissants. Ces vacuoles sont remplies d'un assemblage de quartz-chlorite organisé en couronnes concentriques frangées d'une mince auréole externe de nature sériciteuse. Elles sont disséminées dans une mésostase siliceuse cryptocristalline à grains de quartz automorphes. Le caractère acide de l'ignimbrite de Torhoat est confirmé par la chimie de ses majeurs (voir annexe) (Lagleize, 1981).

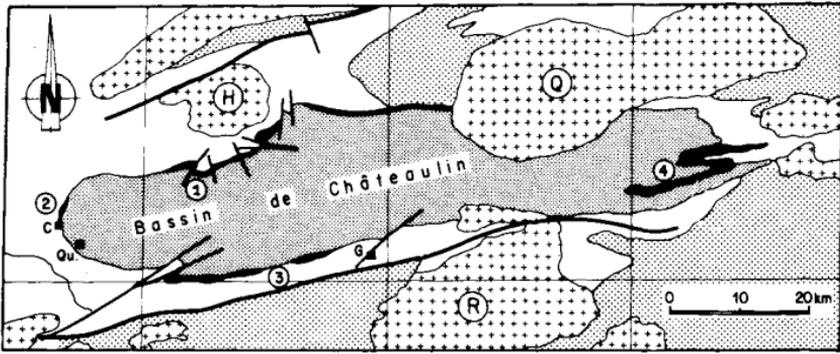
Il faut enfin souligner que notre cartographie du secteur de Saint-Thois nous a amené à étendre les séries tournaisiennes de Lostenvern jusque dans le cœur de l'étroite structure synclinale N 80°, identifiée par C. Barrois dès 1886. Nos observations ne permettent cependant pas d'y confirmer l'existence de paragenèses à chloritoïdes comme cela fut envisagé par certains auteurs à la suite d'interprétations de sondages carottés BRGM (Mat 5 à Ménez-Albot) (Lagleize, 1981).

h1b2. Formation des Schistes zébrés de Pennanprat (Tournaisien supérieur—Viséen inférieur ?), nov. nom. (400 m environ). La Formation de Lostenvern est frangée au Nord, sur presque toute la largeur de la feuille, par une puissante série grésopélimitique dont l'épaisseur, supposée constante, est estimée à environ 400 m.

Sa disparition cartographique à l'Est de Spézet, ainsi que sur le flanc nord du pli anticlinal de Briec, est rapportée au caractère discordant des séquences sus-jacentes de Pont-de-Buis. La Formation de Pennanprat correspond à une série détritique monotone, à dominante pélimitique, qui s'enrichit vers son sommet en passées arénacées. Elle acquiert alors un aspect rythmique que soulignent de petits lits gréseux, souvent micacés et mouchetés de cubes de pyrite. Ces grès présentent une bonne maturité de texture et de composition, constitués pour l'essentiel de clastes de quartz subjointifs et homométriques (taille moyenne d'environ 65 µm) auxquels s'adjoignent accessoirement des plagioclases frais ainsi que des micas détritiques (muscovites et chlorites). Les interstrates pélimitiques sont formées de phyllites syntectoniques (illite-séricite) qui déterminent une schistosité de flux exprimée vers la base de la série par de véritables **faciès ardoisiers** (h1b2(1)).

Au Sud de Saint-Thois, le long de la route menant à la RN 37 (Kerhuil), la Formation de Pennanprat renferme de minces niveaux de **tufs quartz-kérotophyriques** ($_{tt}K^1$), à texture vacuolaire et intensément schistosés, qui pourraient être les derniers témoins de l'épisode volcanique plus largement exprimé dans la Formation de Lostenvern.

Le caractère volcanogène commun aux deux formations (Lostenvern et Pennanprat), ainsi que leur apparente continuité stratigraphique (coupes de Lostenvern et du Moulin-à-Papier), nous ont incité à les regrouper dans un ensemble unique, le Groupe de Saint-Goazec, que nous situons, en l'état actuel des connaissances, dans le Tournaisien supérieur. Il n'est cependant pas exclu que la Formation de Pennanprat puisse s'étendre dans le Viséen inférieur et passer ainsi en continuité avec les premières séquences turbiditiques de la Formation de Pont-de-Buis, datées du Viséen supérieur.



C: Châteaulin - G: Gourin - Qu: Quirivit

A



Granites hercyniens

H - Huelgoat, Q - Quintin, R - Rostrenen



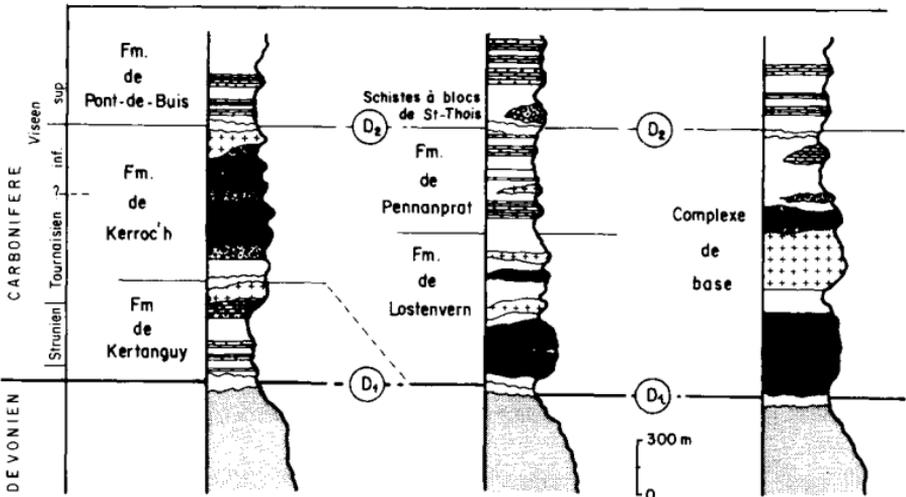
a Caribonifère - a: Complexe volcanique dinantien

1- Secteur d'Huelgoat-Plouyé, 2- Secteur de la Douffine

3- Secteur des Montagnes-Noires, 4- Secteur d'Uzel



Briovérien



B



a Volcanites acides (a) basiques (b)



a Sédiments fins (a) grossiers (b)

Fig. 8 - Distribution cartographique (A) et colonnes lithostratigraphiques (B) des complexes volcano-sédimentaires dinantiens jalonnant la périphérie actuelle du synclinorium de Châteaulin.

B1 d'après Rolet et Thonon (1979), B4 d'après Sagon (1976)

Dans cette hypothèse, la Formation de Pennanprat constituerait l'équivalent méridional de la puissante série volcano-détritique de Kerroc'h exposée sur le flanc nord du bassin de Châteaulin (fig. 8) (Rolet et Thonon, 1979).

Quoi qu'il en soit, les nouvelles datations palynologiques acquises lors de la présente étude fixent un âge maximal tournaisien supérieur aux premiers sédiments terrigènes carbonifères déposés dans la zone des Montagnes-Noires, et elles permettent ainsi de les corrélater avec l'unité lenticulaire des calcaires de Quivrit, identifiée plus à l'Ouest dans le secteur de Châteaulin (fig. 8A) (Plusquellec *et al.*, 1982).

Elles confirment aussi l'extension méridionale de l'importante activité volcanique dinantienne qui a déjà été mise en évidence dans d'autres zones périphériques du synclinorium de Châteaulin (fig. 8) : qu'il s'agisse du « complexe volcanique de base » (anté-Viséen inférieur) dans le secteur oriental (Sagon, 1976), de la Formation de Kertanguy (Tournaisien), le long de son flanc nord (Rolet et Thonon, 1979), ou des rhyolites tournaiso-viséennes de La Douffine, à son extrémité occidentale (Morzadec, 1976).

À une échelle plus vaste, on peut enfin noter des convergences de lithofaciès entre les alternances grésopélimitiques de Pennanprat et les schistes zébrés, d'âge strunien-tournaisien, qui occupent le cœur du bassin carbonifère de Morlaix (fig. 1) (Chantraine *et al.*, 1981).

h2. Formation des Schistes et wackes de Pont-de-Buis (Viséen supérieur-Namurien A) (500-1 000 m ?). La succession paléozoïque de la feuille Gourin est couronnée par la puissante Formation de Pont-de-Buis qui couvre la moitié nord de la carte.

Il s'agit d'alternances grésopélimitiques monotones se succédant selon des rythmes variés et qui s'organisent à l'échelle cartographique en bandes E-W héritées de plis amples déversés au Nord. Celles-ci comprennent, notamment, trois ceintures à dominante pélimitique (fig. 9) dont on ne peut préciser, faute de bons niveaux-repères, s'il s'agit d'un niveau unique replissé ou bien de trois horizons stratigraphiques distincts. Cette incertitude ne nous a pas non plus permis d'évaluer avec précision l'épaisseur de la Formation de Pont-de-Buis qui a été estimée à 500-1 000 m par analogie avec les feuilles adjacentes (Le Faou, Huelgoat).

D'un point de vue lithologique, les interstrates pélimitiques, d'aspect bleu-noir et relativement fines, se débitent selon un excellent clivage ardoisier que détermine le plan de schistosité régionale (S1). L'exploitation ardoisière des schistes de la Formation de Pont-de-Buis, aujourd'hui très ralentie, se concentrait autrefois dans les faciès bordiers du Sud du synclinal de Châteaulin (voir fig. 20 : Keregu, Penn-ar-Roz, Le Rick, La Sapinière).

La pétrographie des faciès arénacés est caractéristique de wackes feldspathiques, à granulométrie homogène (grain moyen estimé à 300-400 µm), dont le stock d'éléments figurés est dominé par des clastes de feldspaths et de plagioclases relativement frais et, dans un moindre mesure, par des quartz en esquille, des muscovites, des chlorites, des minéraux lourds (tourmaline) et des fragments lithiques (grès quartzitiques schistosés, roche

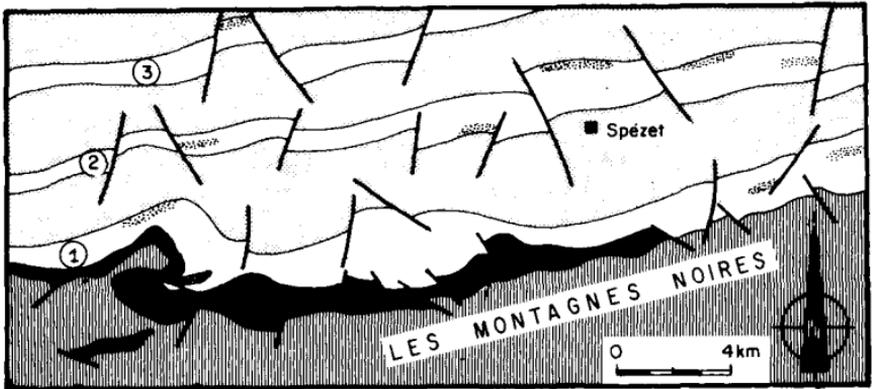
grenue acide). La matrice, recristallisée, est formée de quartz et de micas (séricite-chlorite) syntectoniques soulignant une schistosité assez fruste (S1). Dans le cadran nord-ouest de la feuille, on note la présence de faciès plus matures, représentés par des grès fins blanchâtres, pyriteux et d'aspect saccharoïde, dont les laminations internes dessinent souvent des figures de glissements synsédimentaires de type « convolute-bedding » ou « slumping » (Ty-Blaise, chapelle Sainte-Barbe).

D'une façon générale, les alternances grés-pélitiques de Pont-de-Buis sont relativement pauvres en figures sédimentaires ; elles ont toutefois été rapportées à des dépôts turbiditiques pro-deltaïques (Guillocheau et Rolet, 1982), d'âge viséen supérieur-namurien A (Doubinger et Pelhâte, 1976).

Deux faciès particuliers, d'extension plus localisée, ont pu être identifiés au sein des séquences turbiditiques de Pont-de-Buis. Il s'agit (fig. 9) :

● de **schistes bréchiques** (h2 [2]), à plantes flottées, affleurant épisodiquement le long des trois ceintures pélitiques cartographiées (Kernolen, Pennar-Roz, Keramoal, Kervoualet, Caboussel, Loch-ar-Bic, Kerferz, Coadic).

Ils se composent d'une matrice pélitique noirâtre, d'aspect ampélique, très grossière, à mauvais débit planaire (S1 mal exprimée), emballant des clastes millimétriques de quartz, de plagioclases frais et de biotites chloritisées. Quelques galets de grès décalcifiés ainsi que des fragments de mudstone (galets mous ?) s'y trouvent également remaniés. Ils ne présentent aucune imbrication ou orientation préférentielle ;



Namurien A
Viséen inf.



Fm. de Pont-de-Buis
a - Schistes à blocs de St-Thois
b - Faciès bréchiques
c - Faciès gréseux
d - Faciès pélitiques

Tournaisien sup



Fm. de Lostenvern

Dévonien



Séries des Montagnes-Noires indifférenciées

Fig. 9 - Zonation cartographique des principaux faciès lithologiques du Carbonifère de la feuille Gourin

● de **schistes à blocs** (h2 (3)), identifiés au Sud de Saint-Thois le long de la route menant à la RN 37, intercalés entre les schistes zébrés de Pennanprat au Sud, et les faciès pélitiques de Pont-de-Buis au Nord. Ce sont les « Schistes à blocs de Saint-Thois », épais de 50 m environ, constitués d'une matrice noirâtre graphiteuse emballant des blocs de taille et de nature variées parmi lesquels ont été recensés des silts, des quartzites, des grès et wackes à lits fossilifères (bivalves indéterminés) ainsi que des volcanites leucocrates.

L'âge et la position stratigraphique de la série à blocs de Saint-Thois demeurent relativement imprécis. En effet, bien que la matrice schisteuse ait livré un assemblage de crinoïdes d'âge givétien (*Haplocrinites boitardi*, *Sceleirocrinus* sp.), sa position cartographique nous incite à la situer vers la base de la Formation de Pont-de-Buis et d'en faire ainsi l'équivalent latéral de la brèche carbonatée de Caouennet, d'âge viséen supérieur, identifiée plus à l'Ouest sur la feuille Châteaulin (Plusquellec *et al.*, 1982). Selon cette hypothèse, la faune givétienne des schistes de Saint-Thois serait donc, au même titre que l'ensemble des autres blocs allochtones, remaniée dans les dépôts viséens.

Concernant l'origine de tous ces éléments, diverses données militent en faveur d'une source d'alimentation très locale :

- le parfait état de conservation des macrofaunes givétiennes témoigne d'un temps de transport relativement bref ;
- à l'échelle régionale, le caractère monogénique des diverses séries à blocs disséminées le long du flanc sud du synclinal de Châteaulin suggère qu'elles proviennent du démantèlement d'unités locales exemptes de tout apport d'éléments exotiques.

Ces dépôts chaotiques viséens sont à rapporter, de même que les manifestations volcaniques tournaisiennes et les discordances infracarbonifères, à la mobilité tectonique de la marge méridionale du bassin de Châteaulin au cours du Dinantien. Les modalités de cette tectonique synsédimentaire dinantienne sont discutées plus loin.

FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET MAGMATIQUES

Briovérien

ξ_b. **Micaschistes à staurotide et biotite** (micaschistes de Langolen). En position méridionale, l'unité de Langolen se compose d'un ensemble de micaschistes à biotite et/ou staurotide dérivant d'une ancienne série sédimentaire terrigène à dominante pélitique. Elle renferme quelques niveaux plus grossiers de grès et de wackes ainsi que deux intercalations conglomératiques, de puissance métrique, à galets centimétriques de quartz subarondis (Saint-Yvinet). Ces faciès évoquent le Poudingue de Gourin, largement développé, plus au Nord, dans la Formation de Douarnenez.

Un seul filon hypovolcanique, de nature métadoléritique et fortement cataclaté, y a été identifié (Kermoal). Il pourrait appartenir à l'important complexe intrusif qui s'injecte au Nord dans les phyllades de Douarnenez.

δ ; Σ^e . **Amphibolites et diabases** (Formation de Douarnenez). Les séricitoschistes de la Formation de Douarnenez sont recoupés par un essaim de roches vertes, à texture grenue ou microgrenue, assimilables, dans leur ensemble, à des **diabases** (Σ^e). Malgré une pseudomorphose intense, quelques reliques de paragenèses primaires sont encore identifiables sous la forme de lattes de plagioclases, partiellement damouritisés, enserrant des phénocristaux de feldspaths (albite ?) très altérés. D'anciens ferro-magnésiens (pyroxènes, amphiboles ?), entièrement épigénisés en un assemblage actinote—biotite—chlorite—zoïsite sont également conservés. Lorsque les phases de substitution sont dominées par l'actinote, les roches sont désignées par le terme d'**amphibolites** (δ). La mésostase, souvent réduite, se compose d'un fin feutrage à feldspath—chlorite—épidote et accessoirement quartz. Des structures micropegmatitiques ou granophyriques ont aussi été reconnues. Dans la plupart des cas, les structures magmatiques primaires sont partiellement oblitérées par des déformations associées au cisaillement hercynien. Les déformations les plus communes se marquent par une intense cataclase des phénocristaux, dilacérés et recoupés par un lacis complexe de fractures et de veinules envahies d'oxydes de fer. Plus rarement, les phénocristaux sont déformés de façon plastique et ils acquièrent alors un allongement préférentiel le long de plans de cisaillement, relativement espacés, qui confèrent à la roche un débit planaire, assez fruste. Ces deux styles de déformation, respectivement fragile et ductile, s'excluent mutuellement au sein d'une même roche et on remarque qu'ils se répartissent, à l'échelle régionale, de manière aléatoire, sans esquisser la moindre zonation structurale.

À la périphérie immédiate des leucogranites, les sills de diabase sont cornifiés ; les textures de recuit se marquant soit par la cristallisation statique de biotites très réfringentes et de petite taille, soit par la polygonisation de certains grains de quartz.

En définitive, les diabases briovériennes, à texture intersertale doléritique (δ), présentent des paragenèses de spilites qui, en l'absence de figures typiques de coulées, ont été assimilées à un vaste complexe filonien. Cette hypothèse génétique est confortée par quelques observations structurales qui ont permis de préciser la nature des relations géométriques entre les roches vertes briovériennes et leur encaissant métasédimentaire. Ainsi, à Nouec-Vraz, au Sud de Gourin et à Kerhon, à l'Est de Roudouallec, les schistes briovériens sont injectés par une famille de sills, de puissance métrique et aux épontes nettes, en position subverticale parallèle aux structures (stratification et schistosité confondues) de l'encaissant. Ce type de gisement a été extrapolé à l'ensemble des spilites briovériennes qui, d'après la distribution spatiale des « boules » identifiées à la surface des champs, semblent s'organiser en une multitude de corps relativement étroits, d'une longueur moyenne de 1 à 2 km, orientés parallèlement aux structures régionales. Leur densité augmente sensiblement vers le Nord, dans la zone bordière des Montagnes-Noires et, plus précisément, le long du segment occidental qui frange le granite de Landudal.

L'âge de ce complexe intrusif n'est pas clairement établi. Cependant, la relative homogénéité pétrographique et géochimique des diabases qui le composent (voir annexe) s'oppose à la grande diversité que présente le cortège filonien paléozoïque des Montagnes-Noires et nous permet donc d'envisager raisonnablement un âge briovérien. Le complexe filonien briovérien de la feuille Gourin peut ainsi être corrélé soit avec les laves en « pillow » interstratifiées dans les séries briovériennes de la baie de Douarnenez et datées à 620 ± 20 Ma (méthode Rb-Sr sur roche totale ; Leutwein *et al.*, 1969), soit avec les niveaux volcanoclastiques intercalés dans les formations rouges de la presqu'île de Crozon et rapportés à l'Arénigien (méthode U-Pb ; Bonjour et Odin, 1989).

Il faut enfin signaler qu'au Nord-Est de Roudouallec, à Kerfinous, le Poudingue de Gourin est surmonté, le long d'un contact tectonique faiblement penté au Sud, par une lame de roche basique très altérée que nous interprétons, étant donné sa position structurale, comme un filon syntectonique jalonnant un accident cisailant hercynien.

Paléozoïque

Complexe filonien

L'ensemble paléozoïque antévéséen des Montagnes-Noires est recoupé par un important champ filonien, réparti de façon inhomogène car exclusivement limité à trois formations : celles de Plougastel, de Kerrouant et de Lostenvern.

Trois grandes familles de filons y ont été distinguées sur des critères pétrographiques et géochimiques. Il s'agit de microgranites, de lamprophyres et de dolérites. Les roches filoniennes du Groupe de Guernanic (Ordovicien-Silurien), non figurées sur la carte, ne seront pas décrites en raison de leur localisation trop imprécise (uniquement observées sous forme de « pierres volantes ») et de leur degré d'altération trop avancé.

μγ. Microgranites. De petites intrusions microgranitiques ont été repérées à l'extrémité occidentale de la feuille, au Nord de Ty-Fléchan (Séac'h-Segal, Ruzaden et Kerjaouenned), dans des séries dévoniennes post-Formation de Landévennec. Ce sont des roches leucocrates, à texture porphyrique, présentant une pétrographie relativement homogène. Elles comprennent une mésostase cryptocristalline quartzo-micacée, à microlites de plagioclases, dans laquelle sont disséminés des phénocristaux de quartz, globuleux ou en esquille, parfois affectés de phénomènes de protoclase ; les cristaux sont alors éclatés et colmatés de muscovites. On y observe aussi des lattes de plagioclases subautomorphes, des fantômes d'anciens feldspaths potassiques à macles complexes, ainsi qu'une phase micacée à muscovites, biotites et chlorites. Leur chimisme se caractérise surtout par un enrichissement en potassium et par un déficit relatif en calcium et sodium (voir annexe).

Les filons microgranitiques de Saint-Thois montrent des traces de déformations ductiles, particulièrement évidentes dans leur mésostase qui est souvent affectée par une schistosité de flux à quartz-micas blancs.

La géométrie de ces filons ainsi que la nature de leurs relations avec l'encaissant demeurent indéterminées en raison de leur absence à l'affleurement. Néanmoins, leur distribution cartographique incite à les interpréter comme des intrusions cicatrisant des accidents décrochants associés à la terminaison périantyclinale de Briec. Leur âge de mise en place est également imprécis ; mais leur localisation, à la périphérie de l'auréole thermique induite par une des apophyses du massif de Landudal, autorise à les associer aux granitisations syntectoniques accompagnant la déformation ductile régionale. Leur caractère schistosé conforte un tel modèle.

v. Lamprophyres. Ils ont une répartition cartographique très restreinte, concentrée dans une petite portion de la Formation de Plougastel et dans la région de Saint-Goazec entre Californ et Mel-C'hoat.

La nature de leurs relations avec l'encaissant a pu être précisée sur les coupes de Royal-ar-C'hoat et de Ty-Roué où ils se disposent en sills métriques, subverticaux, injectés parallèlement aux structures (S0 et S1 confondues) des schistes hôtes. Les faciès les plus communs montrent une texture grenue et apparaissent, en lames minces, constitués d'une abondante phase micacée (biotites largement chloritisées), de feldspaths ouralitisés, de minéraux opaques, d'apatite et d'un assemblage interstitiel à quartz-chlorite. Les biotites soulignent parfois des structures polygonales à remplissage de quartz et une seconde génération de biotites est souvent présente. Les textures microgrenues sont plus rares et elles résultent, pour l'essentiel, de la réduction de taille des biotites.

L'âge de mise en place de ce complexe lamprophyrique n'est pas clairement établi ; cependant, la présence de filons similaires, plus au Nord, jusque dans les séries du Tournaisien supérieur (Kervoazec), et leur disparition dans la Formation de Pont-de-Buis (Viséen), autorisent à l'associer au complexe volcanogène de Lostenvern.

La répartition cartographique très remarquable de ce cortège filonien pourrait signifier qu'il occupe, dans le contexte régional, une position structurale particulière, soulignant par exemple la trace d'une discontinuité majeure. Il faut cependant noter que les lamprophyres de la feuille Gourin sont exempts de toute déformation pénétrative.

Conformément aux indications de C. Barrois (1886), trois petits filons ont été figurés dans les schistes et wackes viséens de la Formation de Pont-de-Buis, à Guernandrao, Quénécadec et Le Crann. Aucune trace de ces roches n'a été retrouvée sur le terrain et nous sommes donc amenés à admettre le diagnostic de **kersantites** (v²) proposé par C. Barrois. Concernant l'âge de mise en place de ces filons, on constate qu'ils sont orientés vers N 130°, obliques par rapport aux structures régionales, et qu'ils peuvent donc appartenir au magmatisme fissural posthercynien (permo-triasique), plus largement exprimé dans le secteur de Léon par l'essaim doléritique de Breterc'h et de Molène, d'orientation identique vers N 120° (Bellon *et al.*, 1985).

ε. **Dolérites.** Elles se situent exclusivement dans l'étroite bande de terrains volcanogènes qui bordent au Sud le synclinal de Châteaulin (formations de Kerrouant et de Lostenvern), ce qui leur assigne un âge maximal tournaisien supérieur.

Dans la région de Saint-Thois, les dolérites constituent de puissants sills qui se marquent dans la topographie par des collines massives (Kerrohan, Kerongar). Aucun critère pétrographique ne permet de différencier les dolérites de Kerrouant de celles de Lostenvern. Ce sont, dans la plupart des cas, des roches de teinte bleu-noir, à texture grenue, ayant conservé de nombreuses reliques de paragenèses primaires malgré un degré d'épigénisation avancé. Il s'agit d'anciens clinopyroxènes (de type augite) partiellement ouralitisés et souvent conservés dans une trame de plagioclases en lattes. Cette texture intersertale intéresse également quelques amphiboles de petite taille et des opaques (ilménites pseudomorphosées en leucoxène). La mésostase, réduite, consiste en une trame très fine, à chlorite—calcite—épidote, typique de spilites. Quelques dolérites à texture microgrenue et subophtique ont aussi été reconnues.

L'ensemble du stock doléritique présente de nombreux indices de déformations postmagmatiques. Les plus communes, de type fragile, s'expriment par une intense cataclase des phénocristaux de plagioclases et de clinopyroxènes, morcelés par un réseau de fractures à remplissage chloriteux. Des indices de déformation ductile sont également présents, et ils s'observent de façon préférentielle dans les faciès microgrenus. Ils se marquent soit par une véritable schistosité de flux soulignée de chlorites syncinématiques, soit par des microzones de cisaillement. Si les structures pénétratives peuvent être raisonnablement attribuées au cisaillement hercynien, on ne peut par contre exclure, concernant certaines structures fragiles, une origine plus précoce, en relation par exemple avec des phénomènes hydrothermaux.

Granites hercyniens

Les séries briovériennes sont recoupées par trois intrusions granitiques, aux dimensions réduites et de forme elliptique, alignées selon un axe N 80°E, parallèle aux structures régionales. D'Ouest en Est :

γ¹L ; γ¹. **Leucogranite de Landudal**, qui s'étend largement vers l'Ouest sur la feuille Châteaulin ;

γ¹L. **Leucogranite du Ménez Gouailou**, aux dimensions plus réduites (1 × 1,5 km environ) ;

γ¹K. **Leucogranite du Ménez Kerguz** (3 × 1,5 km), qui se démarque des deux précédents par une orientation au N 50°, légèrement oblique vis-à-vis des structures régionales.

D'autres petits pointements annexes ont également été reconnus à la périphérie du Ménez Gouailou (Ty-Jacq, Ty-Sivinnou, Kerboss). L'étude de ces granites est grandement facilitée par la présence de nombreuses carrières, pour la plupart abandonnées (Parkou Ru, Ty-Nevez, Kernon, Coat, La Motte, ... ; voir fig. 20).

Péetrographie - Géochimie. Les trois massifs granitiques de la feuille Gourin présentent une remarquable homogénéité de lithofaciès ; ce sont des granites leucocrates, à texture isogranulaire, que l'on a cependant scindés en deux ensembles, d'importances très inégales, compte tenu de leur granulométrie. Ont ainsi été distingués :

- des granites à **grain moyen** ($\simeq 1$ mm) qui constituent les faciès les plus communs (γ^1L ; γ^1K) ;
- des granites à **grain fin** ($< 250 \mu\text{m}$), uniquement observés au cœur du massif de Landudal (γ^1).

Ces deux types de granite ont des minéralogies très voisines, dominées par des cristaux, automorphes à subautomorphes de :

- quartz, à extinction roulante très fréquente ;
- feldspaths potassiques, à texture perthitique ;
- plagioclases, relativement frais, à macle complexe (en peigne) ;
- muscovites, en larges plages et à clivages souvent ployés.

Des biotites, de petites taille et fréquemment chloritisées, viennent compléter cette paragenèse en association avec quelques baguettes d'apatite. Seule la proportion de ces minéraux varie sensiblement d'un faciès à l'autre (tableau 1).

	Quartz	Felds. alcalins	Plagioclases	Muscovites	Biotites
Granites à grain fin	25 %	38 %	23 %	7 %	6 %
Granites à grain moyen	30 %	24 %	34 %	8 %	3 %

Tableau 1 – Constitution minéralogique des leucogranites

Les leucogranites de la feuille Gourin ont des compositions chimiques similaires, à tendance potassique et alumineuse (voir annexe), qui témoignent de leur appartenance à un ensemble magmatique unique.

Ce complexe granitique se caractérise également par un cortège filonien relativement restreint. En effet, un seul filon d'**aplite** ($a\gamma$) a été observé le long de la bordure nord-ouest du massif de Landudal (Quénéac'h-Quiric), tandis qu'un seul filon de pegmatite graphique a été identifié dans celui du Ménez Gouaillou. Les filons de **quartz** (Q) sont par contre plus abondants et ils sont, dans le cas du Ménez Gouaillou, souvent porteurs de minéralisations (un seul filon figure sur la carte, oblique vis-à-vis de la bordure sud-est de la coupole de Landudal : Toull-Sabl).

Phénomènes pneumatolytiques et hydrothermaux. Les granites de Landudal et du Ménez Gouaillou montrent de nombreuses évidences de transformations d'origines pneumatolytiques ou hydrothermales parmi lesquelles ont pu être identifiés :

- un phénomène de kaolinisation, d'extension très limitée car uniquement localisé dans l'une des occurrences du granite à grain fin du massif de Landudal (carrière de Kerspern, voir fig. 20). La kaolinisation affecte une zone de 20 m de large environ, limitée par des failles subverticales d'orientation N 20° E ;

— un phénomène de greisenisation, d'extension beaucoup plus importante. En effet, si quelques rares témoins ont été observés sur la bordure sud du massif de Landudal (Bescharles), ce processus est par contre largement développé dans la petite coupole du Ménez Gouaillou, en étroite relation avec un réseau de fissures radiales (Chauris, 1965). Cet auteur y distingue trois grands types de greisens : (1) à muscovite ; (2) à quartz—muscovite—apatite ; et (3) à quartz—muscovite—apatite—mispickel ;

— des minéralisations à béryllium, qui ont fait la célébrité du granite du Ménez Gouaillou, et au sein duquel elles se concrétisent par des cristallisations de béryl et de bertrandite le long de filonnets quartzeux ou micacés, en association avec le mispickel, l'apatite et, plus rarement, la blende, la pyrite et la molybdénite (Chauris et Le Bail, 1959). (Il convient ici de noter l'absence de processus de tourmalinisation.)

La répartition spatiale de l'ensemble des phénomènes hydrothermaux et pneumatolytiques, restreinte au granite du Ménez Gouaillou essentiellement, semble avoir été fortement guidée par le canevas structural (fentes, diaclases,...), la masse du granite étant pratiquement indemne de toute transformation métasomatique. Il faut enfin noter que des prospections géochimiques du BRGM ont mis en évidence de nombreuses concentrations minéralogiques, de type alluvionnaire, le long de la bordure nord des massifs leucogranitiques.

Structure et mécanisme de mise en place. L'architecture de l'ensemble du complexe granitique affleurant sur la feuille Gourin peut être déduite de celle du massif de Landudal pour lequel on dispose du plus grand nombre de contraintes structurales.

Une coupe N-S à travers cette intrusion montre son allure fortement dissymétrique vers le Nord. En effet :

- le long de son flanc nord, très redressé, le contact avec l'encaissant briovérien, ici représenté par les phyllades peu métamorphiques de la Formation de Douarnenez, s'effectue de manière franche et brutale le long d'une surface subverticale, au-delà de laquelle les phyllades sont cornéifiées sur une bande de quelques mètres de large (Gulvain, Moulin-de-l'Abbé, La Motte) ;
- la bordure méridionale du granite est, à l'inverse, intensément tectonisée, impliquée dans une zone de cisaillement tangentiel, faiblement inclinée au Sud-Est, qui affecte également des faciès migmatitiques (**M**) provenant de la fusion des terrains briovériens originels (voir fig. 17, chapitre « Tectonique et métamorphisme »).

L'ensemble de ces structures appartient à une lame granitique allochtone dissymétrique, enracinée au Sud et s'injectant vers le Nord dans l'encaissant briovérien. Le plancher de cette lame de granite pourrait se situer à une profondeur d'environ 5 km, comme semblent l'indiquer les modélisations gravimétriques réalisées sur le massif de Locronan qui prolonge vers l'Ouest le granite de Landudal (Vigneresse, 1978).

Ce modèle cinématique est compatible avec les données de carottages effectués dans le secteur minéralisé de Rosmellec, à l'Est du Minez Kerguz, et qui ont mis en évidence une succession de feuillets granitiques, en posi-

tion subhorizontale, s'intercalant dans l'ensemble briovérien (communication écrite de M. Bonicci).

Concernant l'âge de mise en place de ces leucogranites, l'étude des relations cristallisations—déformation dans l'encaissant (briovérien et paléozoïque) a démontré leur caractère syntectonique et situé leur mise en place lors du cisaillement ductile régional dans un contexte décrochevauchant dextre. Les âges absolus de 298-285 Ma, obtenus par méthode K-Ar sur biotites pour le massif voisin d'Odet-Lestonan (Jouvin, 1986), confirment ce modèle cinématique régional.

Les coupoles leucogranitiques de la carte Gourin, et en particulier celle du Ménez Gouaillou, sont découpées par un réseau de fractures radiales, assez tardives, qui ont guidé la plupart des minéralisations et phénomènes hydrothermaux. Ces fissures semblent elles-mêmes recoupées par un système de diaclases qui débitent les trois massifs en « pelures » concentriques, moulées sur leurs contours respectifs.

Enfin, il faut signaler que la cartographie du métamorphisme thermique associé à la mise en place des leucogranites hercyniens (voir fig. 12) nous a conduit à identifier un « cryptogranite » dans le soubassement du secteur de Saint-Thois. La présence de ce corps intrusif profond, probablement connecté au massif de Landudal, pourrait indiquer l'existence d'une portion de croûte anormale à l'aplomb du secteur de Saint-Thois. Cette anomalie crustale pourrait avoir une origine relativement précoce et elle rendrait ainsi compte de certaines particularités du secteur de Saint-Thois comme par exemple :

- la présence d'un volcanisme acide dans la Formation de Lostenvern (Tournaisien) ;
- l'occurrence d'importantes minéralisations à Cu-Pb-Zn-Fe dans les séries dévoniennes de Ménez-Albot et de Torhoat ;
- l'existence de complications structurales dans l'ensemble dévono-carbonifère.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Il n'a pas été possible de distinguer, dans la zone d'étude, le Pléistocène de l'Holocène. Pour l'essentiel, les formations semblent s'être mises en place au cours du Würm. Dans la vallée de l'Aulne, les dépôts alluviaux, remaniés par le colluvionnement et actuellement accumulés dans les convexités que dessinent les méandres de Landelau et de Châteauneuf-du-Faou, pourraient être attribués à l'interglaciaire Riss-Würm. Des limons argileux, provenant de l'altération sur place de roches-mères de nature schisteuse, peuvent recouvrir sur quelques décimètres les pentes et sommets des collines, notamment sur les hauteurs de Coray et de Leuhan ainsi que sur tout le bas-pays de l'Isole, au Sud de Roudouallec.

Fz. Alluvions fluviales actuelles. Il s'agit de formations alluviales de fond de vallée, composées d'argiles, de sables et de graviers fluviaux. Sur l'Isole, l'Odet, l'Hières et le Ster-Goanez, elles forment de petites plaines alluviales, très étroites, qui portent des prairies humides.

C-F. **Alluvions, colluvions des têtes de vallées.** Ce sont des dépôts de bas de versant et de têtes de vallon dont la composition, argileuse ou arénacée, est fonction de la nature schisteuse, gréseuse ou granitique de la roche-mère.

SA ; SB. **Coulées de solifluxion, à matrice argileuse abondante (SA), à blocs (SB).** Les coulées de solifluxion à **matrice argileuse** dominante (SA), avec délités de schistes ou petits cailloux anguleux de grès, se sont formées principalement sous les climats périglaciaires du Würm et lors d'hivers froids postérieurs. Elles proviennent de la désagrégation (gélifraction) et de l'altération de formations schisteuses.

Les coulées de solifluxion de type head, à **blocs** gélifractés de taille décimétrique à métrique (SB), occupent préférentiellement le versant sud des Montagnes-Noires. Les coulées les plus anciennes remanient des blocs de quartzites hétérométriques, issus de l'érosion du Grès armoricain et emballés dans une matrice argileuse jaunâtre résultant de l'altération des grès feldspathiques. Elles sont surmontées de coulées plus tardives provenant de l'altération des schistes briovériens.

On peut observer, localement, le long de zones broyées jalonnant des failles transverses, d'importantes coulées à blocs, de taille métrique, qui se marquent dans le paysage par des terrains chaotiques recouverts de landes mésophiles à ajoncs.

Sur le versant nord des Montagnes-Noires, les coulées de solifluxion sont encombrées de blocs décimétriques de quartzites et de dalles de schistes compacts.

T. **Tourbes.** Il s'agit de tourbes fossiles datant de l'épisode périglaciaire du Würm. Les gisements, peu étendus, sont restreints à la dépression centrale des Montagnes-Noires. Les plus importants constituent le Yeun Don, au Sud de Laz, le Yeun Jacq, au Sud de Saint-Goazec et le grand Yeun de Cudel, au Nord-Ouest de Gourin. D'autres petits gisements annexes s'observent également dans les bassins de tête des ruisseaux s'écoulant des Montagnes-Noires et installés sur des argiles de solifluxion ; qu'il s'agisse des tourbières de la chapelle Saint-Sébastien, au Sud de Spézet, ainsi que celles des sources de l'Odet en Roudouallec ou du ruisseau de Coat-Quevan, au Nord-Est de Toullaëron.

Seules les tourbes du Yeun de Cudel, autrefois largement exploitées en raison de leur grande épaisseur estimée à 1,50 m environ, figurent sur la carte.

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

L'essentiel des données présentées ci-dessous est extrait de deux notes récentes auxquelles le lecteur pourra se reporter afin de recueillir de plus amples informations (Darboux et Le Gall, 1988 ; Le Gall *et al.*, 1992).

La présence sur la feuille Gourin de la presque totalité de la succession briovérienne et paléozoïque ouest-armoricaine (fig. 3) nous a permis de procéder à une analyse structurale comparée des divers ensembles lithostratigraphiques et de reconsidérer, en particulier, le concept de « phase bretonne » qui sous-entend une structuration majeure synschisteuse et synmétamorphe, fini-dévonienne, antérieure à l'installation du bassin carbonifère de Châteaulin (Darboux *et al.*, 1977 ; Rolet et Thonon, 1979).

SIGNIFICATION STRUCTURALE DES DISCORDANCES CARTOGRAPHIQUES INFRACARBONIFÈRES

Dès 1943, les travaux cartographiques effectués par P. Pruvost et D. Le Maître à la périphérie du synclinorium de Châteaulin démontraient le caractère discordant des séries dinantiennes vis-à-vis des formations dévoniennes. Ce dispositif était ensuite confirmé sur sa terminaison orientale (Sagon, 1976), puis le long de son flanc nord où l'existence de discordances secondaires, intraviséennes, était par ailleurs établie (Rolet et Thonon, 1979). L'étude détaillée du flanc sud nous permet de compléter ce dispositif régional en mettant également en évidence, sur la base d'arguments cartographiques, deux discordances successives (fig. 10) (Le Gall *et al.*, 1992).

Observations

La première discordance (D1) se situe à la base de la Formation de Lostavern (Tournaisien) qui est juxtaposée, le long de sa limite sud, à des séries dévoniennes dont l'âge croît progressivement d'Ouest en Est, du Givétien supérieur (Formation de Kerrouant) au Sud de Saint-Thois, à l'Eifelien (Formation de Kergallec) au Sud de Saint-Goazec, jusqu'au Siégénien-Emsien (Formation de Guendaré) au Sud-Est de Spézet (fig. 10).

La seconde discordance (D2) est marquée par la base de la Formation de Pont-de-Buis (Viséen-Namurien), accolée elle aussi à des séries d'âges variés et croissants vers l'Est. En effet, les faciès viséens jouxtent, au Sud de Saint-Thois, les séquences tournaisiennes de Pennanprat qui se biseautent progressivement vers l'Est, jusqu'à disparaître au Sud-Est de Spézet où la Formation de Pont-de-Buis est alors directement en contact avec les séries dévoniennes des Montagnes-Noires (formations de Poullou-Dour et de Guendaré, d'âge emsien).

On peut ainsi remarquer que les séries dinantiennes qui frangent au Sud le synclinorium de Châteaulin présentent, outre le système de discordances cartographiques mentionné ci-dessus, d'importantes complications d'ordres sédimentologique et structural comportant :

- une lacune, apparente ou réelle, des séries basales carbonifères (Tournaisien inférieur) ; celle-ci semble intéresser également les séquences du Dévonien supérieur (Frasnien—Famennien) ;
- une importante activité volcanique représentée ici, pour l'essentiel, par ses termes intrusifs ;
- des dépôts gravitaires, d'âge probable viséen supérieur, exprimés par le conglomérat de Caouennet (Plusquellec *et al.*, 1982) et par les faciès à blocs de Saint-Thois.

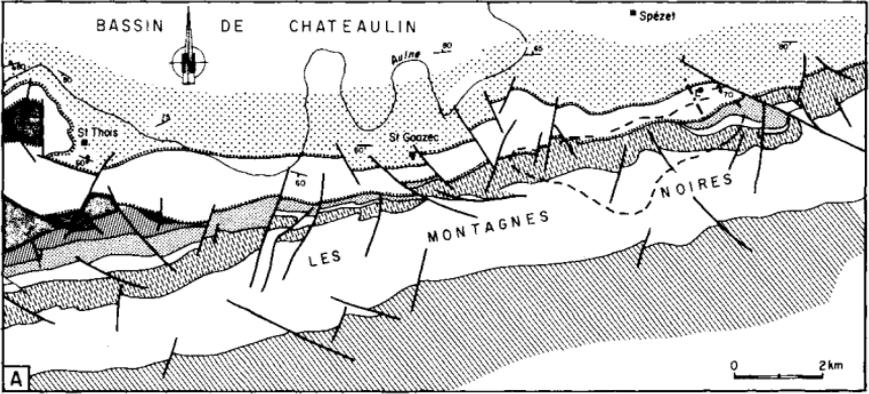
La plupart de ces processus tectono-sédimentaires s'observe également dans les séries dinantiennes exposées sur le flanc nord du synclinal de Châteaulin, ainsi qu'à la périphérie du bassin de Laval (fig. 1) où elles ont été interprétées comme l'indice de phénomènes de surrection et d'abrasion de reliefs, en réponse aux mouvements compressifs « bretons » ; les déformations précoces, fini-dévoniennes, ainsi engendrées étant postérieurement cachetées par des dépôts dinantiens, de type molassique (Rolet et Thonon, 1979 ; Paris *et al.*, 1982). Une seconde interprétation peut cependant être proposée sur la base d'arguments acquis lors de la présente étude et exposés ci-dessous.

Interprétations - Modèle cinématique

Reconstituer le contexte morphostructural dans lequel se sont déroulés les phénomènes synsédimentaires intradinantiens n'est pas chose aisée car, d'une manière générale, l'existence de telles déformations précoces dans un bassin donné n'est significative que du caractère accidenté de sa topographie (pentes, escarpements de failles,...), et elle ne renseigne nullement par contre sur le régime compressif ou distensif des contraintes tectoniques. Cette distinction est d'ailleurs d'autant plus délicate à établir que l'on considère des édifices anciens, déformés, comme les bassins carbonifères armoricains, où les structures initiales ont été partiellement, voire totalement, oblitérées.

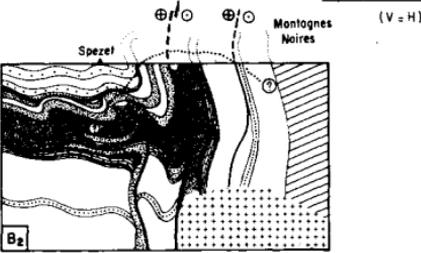
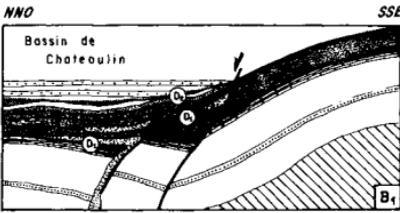
Ces réserves étant exprimées, il nous semble néanmoins pouvoir distinguer, à l'échelle du bassin de Châteaulin, un ensemble cohérent d'arguments sédimentologiques, structuraux et chronologiques qui permettent de situer l'évolution infradinantienne de sa marge sud dans un contexte globalement distensif :

- l'absence de contraste structural entre les formations dévoniennes et carbonifères des Montagnes-Noires nous conduit à remettre en cause, au moins pour ce secteur méridional, l'existence d'une déformation plicative synschisteuse fini-dévonienne (« bretonne ») (Darboux et Le Gall, 1988) (voir *infra*) ;
- les affinités géochimiques du volcanisme dinantien sont relativement homogènes à l'échelle du bassin et semblent, en l'état actuel des connaissances, caractéristiques de tholéiites intraplaques (Maillet, 1977 ; Rolet et Thonon, 1979 ; Taillebois, 1987), mises en place dans un contexte anorogénique (Bébié *et al.*, 1977) ;
- la grande hétérogénéité latérale qui caractérise les séries dinantiennes actuellement exposées le long de la bordure sud du synclinorium de Châ-



- - - Aurèle de métamorphisme thermique
- Couches normales
- - Couches renversées

- | | | |
|----------------------------|--|---------------------------------------|
| Viséen sup. | | Fm. de Pont-de-Buis |
| | | (D ₂) Groupe de St-Goazec |
| Tournaisien sup. | | (D ₁) Fm. de Kerrouant |
| | | Fm. de Tor-ar-Hoat |
| Givétien | | Fm. de Kergallec |
| Eifélien | | Fm. de Poullou-Dour |
| Emsien | | Fm. de Guendaré |
| Paléozoïque anté-Siégénien | | Indifférencié |
| Briovérien | | |



COUPE A-B

- | | | |
|------------------|--|---|
| | | Cryptogranites (type Landudal) |
| | | Limite de l'aurèle de métamorphisme thermique |
| Namurien | | Fm. de Pont-de-Buis |
| Viséen sup. | | (D ₂) Fm. de Pennanprat |
| | | Fm. de Lostenvern |
| Tournaisien sup. | | (D ₁) Fm. de Kergallec |
| Dév. sup. | | Fm. de Poullou-Dour |
| Givétien | | Fm. de Guendaré |
| Eifélien | | Fm. de Landevennec |
| Emsien c | | Fm. de Prougastel |
| Gédinien d | | Fm. de Guernanic |
| Pridoliens | | |
| Pré-Silurien | | |
| Silurien | | |
| Dévonien | | |
| Carbonifère | | |

A : carte structurale détaillée mettant en évidence un système de discordances infra-dinantiennes
 B : coupes interprétatives illustrant (1) le dispositif initial (Dinantien) et (2) l'état final déformé (Carbonifère terminal). La géométrie de l'intrusion granitique est très hypothétique

Fig. 10 - Structure de la bordure méridionale du synclinorium de Châteaulin

teaulin, depuis la zone à carbonates de Châteaulin vers l'Ouest (Calcaires de Quivit), jusqu'au secteur volcanogène Saint-Thois — Lostenvern vers l'Est, peut être rapportée à la morphologie contrastée que devait présenter, dès le Tournaisien, la marge méridionale du bassin. À titre d'hypothèse, on peut raisonnablement envisager, concernant la géométrie de ce dispositif morphostructural, une marge relativement rectiligne, d'orientation moyenne N 80°, découpée par un système de fractures obliques ou transverses limitant de petits compartiments plus ou moins effondrés, tel le paléograbén de Quivit (Plusquellec *et al.*, 1982) ;

— l'inventaire lithologique des blocs ou galets remaniés dans les diverses séries chaotiques qui frangent actuellement le synclinorium de Châteaulin, qu'il s'agisse de conglomérats ou olistostromes d'âge strunien (Formation de Kermerrien ; Rolet, 1982), d'âge viséen inférieur (Formation de Kerroc'h ; Rolet et Thonon, 1979) et d'âge viséen supérieur (formations de Caouennet [Plusquellec *et al.*, 1982], et de Saint-Thois), a permis d'y recenser des témoins de la presque totalité de la succession paléozoïque antécarbonifère ouest-armoricaine auxquels s'adjoignent, dans une moindre mesure, des éléments de nature magmatique (filons et granites). Ceci incite à attribuer une origine locale au stock détritique remanié qui proviendrait, non pas du démantèlement d'un éventuel front de nappes allochtones, mais d'un auto-remaniement *in situ* des assises du bassin et des complexes intrusifs contemporains de la distension. L'exhumation et la remobilisation des termes de base de la succession paléozoïque a donc nécessité le fonctionnement de failles normales synsédimentaires dont les rejets cumulés devaient au moins égaler l'épaisseur totale de la pile sédimentaire paléozoïque, actuellement estimée à environ 3-4 km.

L'ensemble de ces données et hypothèses peut être intégré dans un modèle en distension dans lequel le flanc sud du synclinorium de Châteaulin est assimilé à la marge instable d'un bassin qui subside le long de fractures longitudinales, grossièrement orientées au N 80° (parallèles aux limites actuelles du synclinorium) et découpées par un système d'accidents transverses secondaires. Les failles bordières principales ont pu délimiter un système de blocs, basculés de manière centripète vers le cœur du bassin et dont l'érosion des crêtes a alimenté d'importants dépôts gravitaires (fig. 10 B). Lors de chaque pulsation tectonique, le jeu des failles normales a pu induire l'effondrement des blocs et entraîner, corrélativement, le basculement des séquences syntectoniques ; celles-ci étant ultérieurement recouvertes par des dépôts de comblement. Une telle dynamique sédimentaire aboutit à l'instauration de discordances angulaires (onlap), analogues à celles déduites du motif cartographique actuel (fig. 10 A), et elle rend parfaitement compte du système discordant intradinantien (D2) pour lequel la Formation de Pont-de-Buis représente des séquences turbiditiques de comblement déposées lors du stade de maturité du bassin (Guillocheau et Rolet, 1982). Rappelons que ce dispositif discordant intradinantien (D2) s'est aussi mis en place, plus à l'Est, dans le bassin de Laval, selon des modalités comparables (Louail *et al.*, 1989). Concernant la discordance infradinantienne (D1), nous proposons de rapporter l'absence actuelle de Tournaisien inférieur et de Dévonien supérieur le long du flanc sud du synclinorium de Châteaulin à un simple biseutage stratigraphique (fig. 10 B2) et non pas à une importante lacune sédimentaire d'ampleur régionale. À l'appui de cette

hypothèse on peut noter que dans le secteur de Châteaulin, qui prolonge latéralement vers l'Ouest la zone des Montagnes-Noires, des séries d'âge frasnien (faciès « rade de Brest ») sont présentes sous le contact basal infracarbonifère (Plusquellec, *in* Pelhâte *et al.*, à paraître). D'autre part, il faut rappeler que la série dévonienne est presque complète sur le flanc nord du bassin ainsi que dans la presqu'île de Crozon (fig. 3 ; Morzadec, 1983). Dans la zone d'étude, l'oblitération des séquences marginales syntectoniques a dû être, de plus, accentuée lors du raccourcissement fini-carbonifère, par le chevauchement (faible), vers le Nord, de l'ensemble des Montagnes-Noires le long des failles bordières initiales réactivées en décrochevements dextres (fig. 10 B2) (voir *infra*).

On peut enfin remarquer qu'un modèle structural analogue, en distension, a été récemment appliqué au domaine centre-armoricain oriental pour rendre compte de la mise en place des bassins ordoviciens (Ballard *et al.*, 1986).

Aucun critère géométrique ne permet actuellement de reconstituer l'orientation du champ des contraintes régionales, et notamment celle de l'extension maximale, durant l'initiation du bassin de Châteaulin au cours du Dinantien. Néanmoins, si l'on admet que le dispositif tectono-sédimentaire initial n'a pas été fondamentalement perturbé lors du raccourcissement, alors la polarité E-W actuellement présentée par le système de discordances infradinantiennes pourrait signifier une progradation latérale des séquences syntectoniques vers l'Est, c'est-à-dire parallèlement à l'axe du bassin subsident. Une telle dynamique sédimentaire paraît compatible avec l'intervention d'une composante décrochante le long de cette marge méridionale effondrée, selon un modèle de type « pull-apart » déjà appliqué à l'ensemble du bassin (Rolet, 1984). Les variations rapides du champ des contraintes engendrées par ce type de régime tectonique, pourraient s'être exprimées, à l'échelle du bassin de Châteaulin, par un dispositif morphostructural hétérogène, comme semblent l'indiquer les dynamismes sédimentaires et volcaniques contrastés des deux marges : la bordure nord se caractérisant par une sédimentation détritique grossière (olistostromes, conglomérats) associée à un volcanisme effusif (coulées) acide (Rolet et Thonon, 1979), tandis que la frange sud se distingue, à l'inverse, par des dépôts relativement fins, contemporains d'une activité filonienne basique (fig. 8 B).

ANALYSE TECTONIQUE

L'essentiel des informations structurales a été recueilli sur les chicots rocheux qui hérissent les crêtes des Montagnes-Noires. Ces reliefs sont armés d'alternances de quartzites et de schistes à chloritoïdes, particulièrement propices à l'expression et à l'observation des structures plissées. Leur étude conduit à l'élaboration d'un modèle de déformation qui peut être étendu latéralement, vers le Nord et vers le Sud, en y apportant cependant quelques nuances.

Structuration synschisteuse des Montagnes-Noires

● **Schistosité.** Les niveaux incompetents des alternances métasédimentaires sont affectés par un feuilletage planaire, unique et pénétratif (S1), à quartz, micas blancs, chlorite, le plus souvent subvertical et parallèle à la stratification. À l'échelle régionale, exception faite du secteur occidental de Saint-Thois, ce débit schisteux synmétamorphe est bien réglé et orienté vers N 75 °E (fig. 11 A). Le développement de la schistosité, relayé dans les termes compétents par des phénomènes de boudinage et de dilacération parallèlement au plan de feuilletage, conduit aussi, localement, à la transposition de la stratification.

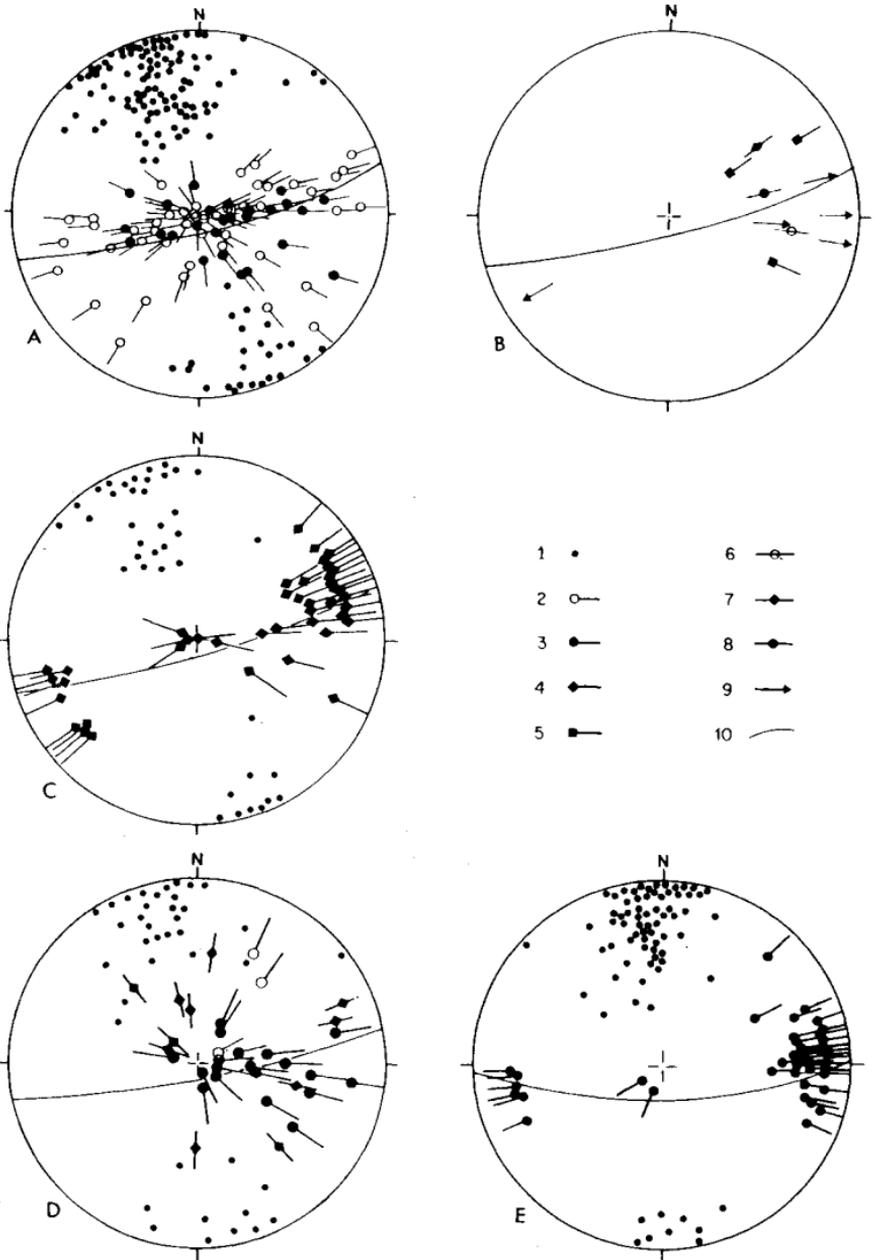
● **Plis.** La schistosité S1 subverticale est plan axial de structures plissées observables à différentes échelles. Il s'agit, le plus généralement, de plis dissymétriques à tendance isoclinale dont les axes, localement courbes, présentent des plongements très dispersés dans le plan de S1 avec toutefois un maximum de fréquence dans une position redressée (fig. 11 A).

● **Linéations.** On peut opposer à la dispersion des axes de plis et de la linéation d'intersection S0/S1, l'attitude plus constante de la direction d'allongement fini L1, qui tend à se regrouper vers un maximum moyennement penté à l'Est (fig. 11 B). Cette direction est matérialisée dans le plan de schistosité par la réorientation et/ou la distorsion de marqueurs antétectoniques (galets, fossiles, taches d'oxydation). À l'échelle microscopique, l'extension s'exprime par une forte anisotropie de texture (fibrosité) ainsi que par la croissance de fibres syntectoniques dans les ombres de pression. Cette linéation d'allongement est fréquemment doublée, notamment dans les faciès les plus fins, par une crénulation.

● **Fentes de tension.** Il en existe de différentes générations, superposées, dont les plus tardives témoignent systématiquement, par l'allongement des fibres de quartz qui les colmatent, d'une extension selon une direction peu pentée à l'Est, subparallèle à la position moyenne de L1. Leur développement successif dans des orientations progressivement variables traduit une variation incrémentale de la direction d'extension (Ramsay et Huber, 1983).

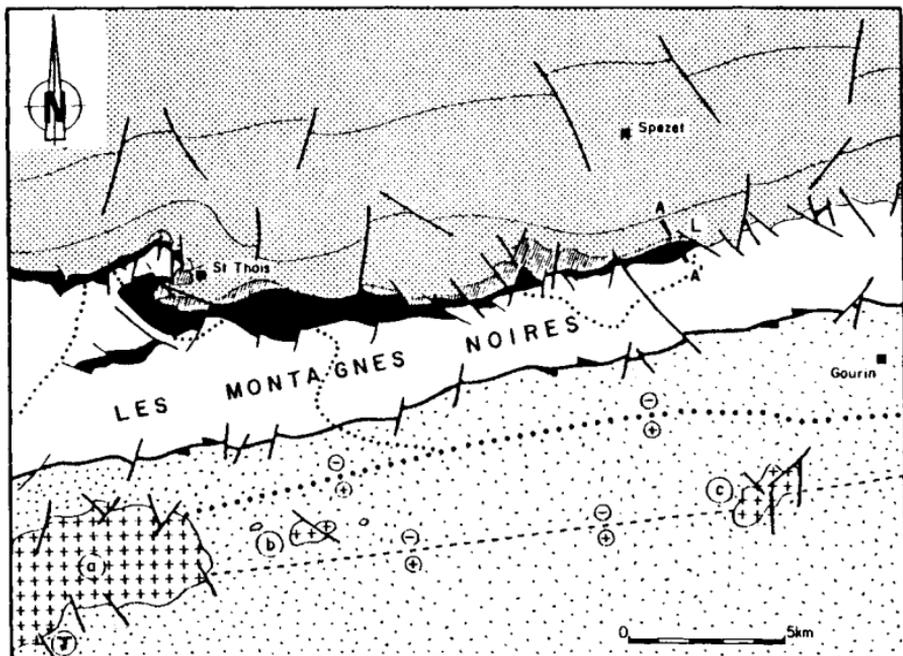
● **Indices de déplacements transcurrents.** Tardivement, les différentes surfaces d'anisotropie, S0 et S1, sont le siège de mouvements décrochants qui se manifestent, notamment au niveau des micro- et mésostructures, par la présence d'enduits de quartz parallèles au feuilletage de la roche et à fibres subhorizontales. À l'échelle cartographique, la lenticulation et la disparition locale de la Formation de Landévennec (100 m environ de grès et quartzites gédinniens) et de la puissante « barre » du Grès armoricain (500 m environ de quartzites arénigiens) (fig. 12), peuvent être mises en relation avec ces mouvements transcurrents et elles témoigneraient ainsi de leur amplitude régionale. Ces déplacements transcurrents doivent s'exprimer préférentiellement le long des zones de découplage que constituent les interfaces lithologiques intrapaléozoïques.

L'ensemble de ces structures peut être justifié par un régime de déformation progressive, non coaxiale, compatible avec l'exercice d'un cisaillement



Canevas de Wulff, hémisphère inférieur. Mesures par rapport au Nord géographique. 1 : polaires à S1; 2 : axes de plis synschisteux; 3 : intersection S0/S1; 4 : linéation minérale; 5 : agrégats pyriteux étirés; 6 : taches d'oxydation; 7 : galets et fragments volcaniques étirés; 8 : fossiles déformés; 9 : fibrosité de la roche; 10 : trace du plan moyen de S1

Fig. 11 - Géométrie des structures synschisteuses
développées dans le Paléozoïque des Montagnes-Noires (A, B),
dans le Briovérien (C) et dans le Carbonifère du bassin de Châteaulin (D, E)



- 
Leucogranites hercyniens
a - Landudal; b - Ménez Gouailou; c - Minez Kergus
- 
Formation des "Schistes de wackes de Pont-de-Buis" : Viséen supérieur-Namurien
- 
Formation des "Schistes zébrés de Pennanprat" } Tournaisien supérieur
- 
Formation de Lostenvern } Tournaisien supérieur
- 
Cambrien-Dévonien moyen (faciès à chloritoïde des Montagnes-Noires)
- 
Briovérien
- 
Auréole de métamorphisme de contact
- 
Isograde de la biotite } ⊕ Apparition
- 
Isograde de la staurotide } ⊖ Disparition
- 
Accidents décrochants majeurs

Fig. 12 - Schéma structural de la carte Gourin à 1/50000
 Localisation de la coupe de Lostenvern (L) et de Trohanet (T)

ductile. Celui-ci s'effectue dans un plan subvertical dont la direction régionale N 80 °E est soulignée par le relief linéamentaire des Montagnes-Noires. La linéation d'allongement à faible plongement E ainsi que les indices de déplacements transcurrents dans S1, sont significatifs d'un mouvement à composante majeure horizontale. La dissymétrie que présente par ailleurs la majorité des structures synschisteuses analysées sur le terrain est caractéristique d'un cisaillement dextre et, dans les zones de flancs, une même indication est procurée par l'obliquité la plus fréquente des plans de S1 sur S0. On attribue à ce cisaillement la simplicité du motif cartographique en bandes parallèles, ainsi que l'édification tardive de la structure postschisteuse régionale de Saint-Thois qui révèle encore une dissymétrie dextre (fig. 12).

Évolution méridienne

Vers le Sud, dans le Briovérien, la schistosité régionale est en général subverticale et d'orientation N 75 °E (fig. 11 C), sauf à la périphérie des lobes granitiques contre lesquels elle se moule (Hanmer et Vignerresse, 1980). Elle porte une intense linéation minérale faiblement pentée à l'Est (fig. 11 C) et que matérialisent des porphyroblastes de staurotide et de biotite. Observés en sections taillées perpendiculairement à S1 et parallèlement à L1 (plan XZ), ces derniers présentent le plus généralement les indices d'une croissance syntectonique en régime de cisaillement parallèle à S1, comme en témoignent l'obliquité de leur structure interne par rapport à la trace de S1, ainsi que la dissymétrie des ombres de pression et des bandes de dissolution qui leur sont associées. Les deux sens de rotation s'expriment cependant dans une même lame mince et, en dépit de la plus grande fréquence des arguments en faveur d'un cisaillement dextre (fig. 13), il convient de ne pas écarter l'hypothèse d'un raccourcissement coaxial ayant entraîné une rotation passive des porphyroblastes, dans un sens ou dans l'autre, en fonction de leur forme et de leur position initiale. La linéation minérale est systématiquement doublée d'une crénulation que l'on associe à l'existence d'une seconde schistosité (S2), assez fruste, de type strain slip et dont les plans sont orientés à 45° environ de la trace de S1. Comme l'a déjà signalé S.K. Hanmer (1979) pour un domaine voisin, le développement de ces microcisaillements (S2) qui accidentent S1 est étroitement contrôlé par la présence des porphyroblastes syntectoniques. La trace sigmoïde de leur structure interne (S1) peut être mise en relation avec les mouvements le long de S2 et atteste finalement du caractère symmétamorphe de cette dernière.

Immédiatement au Nord, dans les faciès de bordure du synclinal carbonifère, un allongement intense est marqué par l'étirement et le tronçonnement de clastes volcaniques mais, contrairement à ce que l'on observe dans les Montagnes-Noires, il se présente ici dispersé et souvent très redressé dans le plan de la schistosité régionale orientée à N 80 °E. Les axes de plis synschisteux et la linéation d'intersection S0/S1 témoignent d'une attitude identique (fig. 11 D). Plus au Nord, vers le cœur du synclinal, l'allongement s'estompe et la linéation d'intersection schistosité/stratification tend à devenir horizontale dans le plan du clivage ardoisier (fig. 11 E). Celui-ci orienté vers N 90 °E, est plan axial de plis très amples d'échelle hectométrique, légèrement déversés et tendant localement à s'écailler vers le Nord.

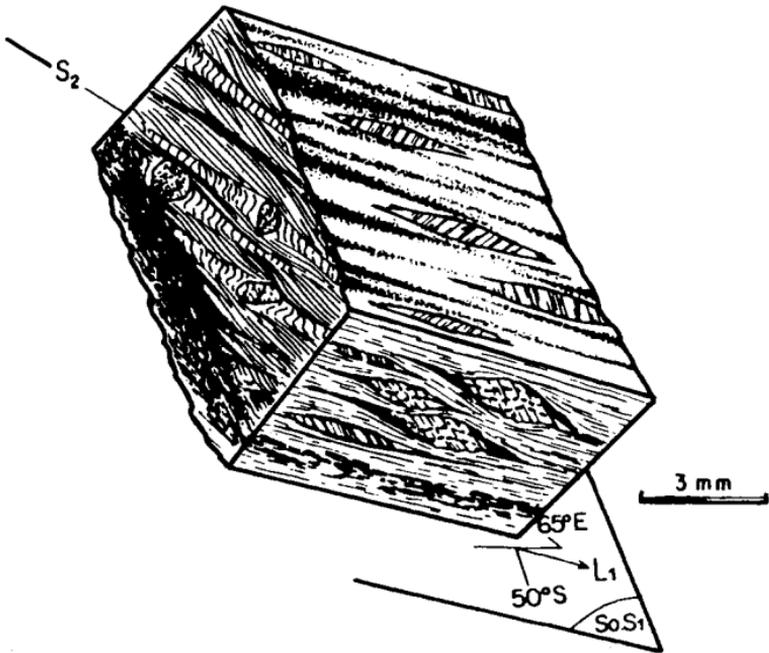


Fig. 13 - Bloc diagramme illustrant la géométrie des marqueurs microstructuraux dans les micaschistes briovériens de Langolen

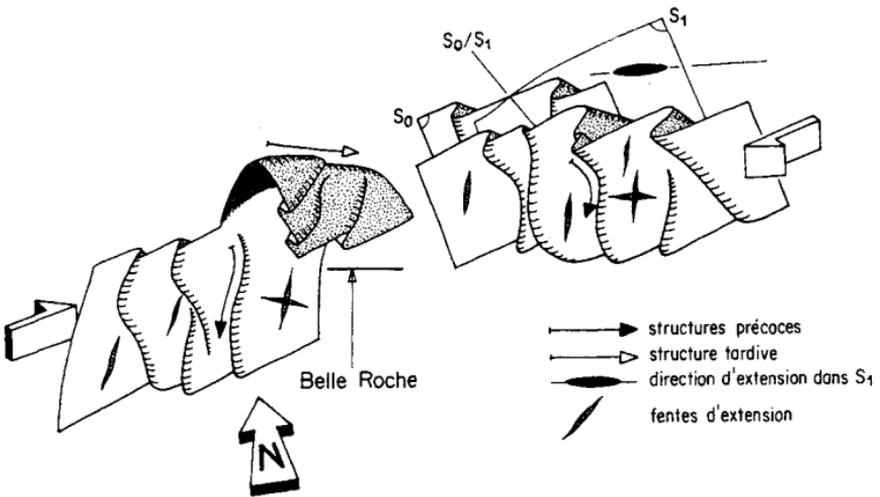


Fig. 14 - Géométrie des plis synschisteux P1S1 dans le Paléozoïque des Montagnes-Noires

Dans le secteur occidental (région de St-Thois), ces plis sont basculés sur les flancs de structures plicatives de seconde génération (affleurement "Belle-Roche")

Bilan

La schistosité synmétamorphe se caractérise, au travers du secteur étudié, par une attitude relativement constante, subverticale dans l'azimut N 75 °E ; néanmoins des exceptions à cette tendance peuvent être décelées :

- dans le Briovérien, aux approches du granite de Landudal, où le plan de schistosité s'adapte aux contours du corps intrusif ;
- dans le Paléozoïque polystructuré du secteur de Saint-Thois, qui porte l'empreinte d'une déformation postschisteuse réorientant les structures précoces. En effet, une cartographie détaillée, combinée à de nouvelles datations paléontologiques, nous ont permis d'y mettre en évidence une vaste structure synclinale d'axe N 80 °E, fortement dissymétrique, dont le cœur carbonifère est chevauché par les séries écaillées du flanc sud. Cette structure tardive se superpose aux déformations ductiles précoces associées au cisaillement dextre des Montagnes-Noires (fig. 14) ;
- dans le Carbonifère, enfin, où l'on peut constater la tendance du plan de schistosité à s'orienter vers N 90 °E dans le cœur du synclinal.

À l'échelle de la région, le type de cette schistosité évolue depuis un clivage ardoisier dans le Carbonifère, vers une foliation métamorphique dans le Briovérien, la continuité de cette évolution étant localement perturbée par l'influence de la lithologie, du taux de déformation et des granites.

L'orientation de la linéation d'allongement dans le plan de la schistosité régionale évolue latéralement du Sud vers le Nord : subhorizontale dans le domaine briovérien, cette linéation présente un faible prolongement E dans les Montagnes-Noires, puis se redresse sur le flanc sud du synclinal carbonifère.

Parallèlement à cette évolution, les axes de plis et la linéation d'intersection schistosité/stratification passent, d'une attitude fréquemment redressée dans les Montagnes-Noires, à des plongements systématiquement faibles au Nord.

MÉTAMORPHISME ET GRANITISATION

La zonation régionale du métamorphisme, parallèlement aux structures cartographiques (fig. 12), est introduite par un gradient croissant du Nord vers le Sud ; ce dispositif est cependant compliqué d'« anomalies » à caractère circonscrit :

- un métamorphisme à chloritoïde localisé dans la bande des Montagnes-Noires ;
- deux zones de schistes tachetés, sécantes aux structures régionales, affectant jusqu'à du Carbonifère inférieur et induites par des leucogranites affleurants ou cachés.

Le métamorphisme régional syntectonique

Les termes les moins évolués correspondent aux formations carbonifères du synclinal de Châteaulin dont les faciès pélitiques ont enregistré une cristallisation orientée de quartz, séricite et chlorite. L'intensité de ce métamor-

phisme croît vers le Sud où l'on atteint successivement, dans le Briovérien au-delà de l'alignement des Montagnes-Noires, la zone à biotite, puis la zone à staurotide (fig. 12).

L'étude des relations cristallisations—déformations entreprise pour ces matériaux met en évidence le caractère essentiellement syncinématique de la blastogenèse, mais ses effets sont toutefois sensibles postérieurement à l'élaboration de S1 (fig. 15). Les marqueurs les plus précoces de cet événement tectono-métamorphique sont conservés dans les porphyroblastes syntectoniques sous la forme de traînées d'inclusions (quartz et opaques) raccordées avec la foliation externe S1. Celle-ci est recoupée tardivement, à l'emporte-pièce, par des lattes de biotite ou de chlorite, sans orientation privilégiée, ainsi que par des staurotides subautomorphes.

MINÉRAUX	PRÉ_	SCHISTOSITÉ	POST_
CHLORITE		-----	
MUSCOVITE		-----	-----
CHLORITOÏDE		-----	-----
BIOTITE		-----	-----
ANDALOUSITE	-----	-----	-----
STAUROTIDE		-----	-----

Fig. 15 - Tableau de la chronologie relative cristallisations/déformations

Il s'agit pour l'essentiel de porphyroblastes syntectoniques dont le développement tend cependant à se prolonger postérieurement à la schistogenèse

Le métamorphisme à chloritoïde

La paragenèse à chloritoïde est restreinte aux formations paléozoïques antécarbonifères (Cambro-Trémadocien à Dévonien moyen) de la bande des Montagnes-Noires ainsi qu'à une lame de Carbonifère inférieur individualisée dans la région de Saint-Thois (Lagleize, 1981). Sa croissance dépasse largement la schistogenèse (fig. 15) mais elle est cependant toujours antérieure à la crénulation régionale.

La répartition très localisée du chloritoïde, au sein du domaine où s'exprime le faciès à quartz—chlorite—muscovite du métamorphisme régional, ainsi que sa disparition rapide vers le Sud, bien avant d'atteindre la zone à staurotide (fig. 12), posent le problème des paramètres qui contrôlent la genèse de ce minéral. J.P. Sagon (1976) a montré que, du point de vue de la chimie des éléments majeurs, tant le Briovérien et le Paléozoïque antédévonien que le Dinantien étaient propices à son développement ; or le chloritoïde ne s'observe jamais ici dans le synclinal carbonifère et rarement dans le Briovérien qui frange les Montagnes-Noires. Le paramètre géochimique ne peut donc rendre compte, à lui seul, de la répartition du chloritoïde pour le secteur considéré.

La coïncidence de la zone à chloritoïde avec la bande des Montagnes-Noires mérite d'être signalée, et peut-être rapprochée de situations identiques

observées dans les monts d'Arrée (Darboux, 1981), le long de la vallée de l'Elorn (Paradis, 1981) et dans le «synclinorium du Menez Bélaïr» (Regnault, 1981) (fig. 1); ces différents domaines linéamentaires armoricains se caractérisent en effet, entre autre, par le développement du chloritoïde et par des indices de déformation en contexte de décrochement ductile. Mais faute d'arguments déterminants en faveur de l'hypothèse d'un contrôle exclusivement structural, ce problème de la répartition du chloritoïde reste ouvert; il pourra être reconsidéré à la lumière d'études en cours, portant notamment sur la géochimie des éléments trace.

L'influence des granites

Les granites intrusifs dans le Briovérien (Landudal, Menez Gouailou et Minez Kerguz) appartiennent à la ceinture de leucogranites hercyniens associés à la branche nord du cisaillement sud-armoricain et dont le caractère syntectonique a été précisé par S.K. Hanmer *et al.* (1980). Ils affleurent au sein des micaschistes à biotite et staurotide selon un axe parallèle aux structures régionales (fig. 12). Plus au Nord, leur présence en profondeur est indiquée par l'observation de faciès tachetés dans les formations paléozoïques des Montagnes-Noires où ils affectent jusqu'à du Carbonifère inférieur (fig. 6 et 12). Les cristallisations imputables à l'effet thermique des granites (andalousites) encadrent la schistogenèse et traduisent le caractère syntectonique de ces intrusions (fig. 15). Dans les faciès tachetés les plus externes des auréoles (Carbonifère), les porphyroblastes sont précoces vis-à-vis de la déformation synschisteuse, alors que, vers le Sud à proximité des granites (Briovérien), où métamorphisme régional et métamorphisme de contact sont indissociables, la blastèse dépasse largement le développement de la schistosité. Ce dispositif évoque un centrage et un resserrement progressif de l'effet thermique autour des diapirs granitiques pendant leur ascension syntectonique.

CALENDRIER TECTONIQUE ET ÉVOLUTION CINÉMATIQUE

L'analyse structurale ne permet pas d'envisager l'intervention de tectoniques et métamorphismes superposés, et l'on considère au contraire que la schistosité régionale synmétamorphe est unique et qu'elle évolue latéralement en fonction des conditions thermodynamiques. L'étude des relations cristallisations-déformations dans l'auréole du granite de Landudal atteste par ailleurs de la contemporanéité de l'intrusion et de la déformation synmétamorphe, tandis que le développement de cette auréole jusque dans le Carbonifère inférieur de la bordure sud du synclinal de Châteaulin fixe l'âge maximal tournaisien supérieur de cette déformation. En l'absence d'arguments structuraux ou lithostratigraphiques témoignant d'une discontinuité majeure intracarbonifère, les données précédentes démontrent donc que la structuration hercynienne affectant ce secteur est postérieure au comblement du bassin carbonifère (post-Viséen). Cette conclusion est en accord avec les datations radiométriques obtenues dans le prolongement occidental immédiat du granite de Landudal, à propos du massif leucogranitique d'Odet-Lestonan. En effet, l'application de la méthode K-Ar sur biotites a livré, pour ce granite syntectonique et les micaschistes briovériens de son enveloppe, des âges variant de 298 à 285 Ma (Jouvin, 1986). Reportées sur l'échelle des temps paléozoïques de G.S. Odin et N.H. Gale (1982), ces données nouvelles situent l'épisode tectono-métamorphique régional au Carbonifère terminal (Stéphanien).

Cette déformation régionale unique, mais d'expression différenciée selon les secteurs, détermine une zonation structurale du domaine étudié (fig. 16). Les structures de type Montagnes-Noires, les plus caractéristiques d'une déformation non coaxiale, sont rapportées au fonctionnement d'un cisaillement ductile transcurent qui borde vers le Sud l'aire carbonifère. Le faible plongement de la linéation d'extension L1, parallèle aux stries de glissement, témoigne pour cet accident d'un déplacement à composante horizontale prépondérante, et les critères de sens de mouvement analysés ici sont en faveur d'un cisaillement dextre. Vers le Nord, dans les formations basales du Carbonifère, le fort plongement de la linéation d'extension est, lui, significatif d'un mouvement à composante verticale essentielle. Une telle évolution méridienne peut être justifiée par un dispositif de type décrochevauchement (Brun et Burg, 1982) associant ici les effets d'un décrochement dextre et d'un chevauchement vers le Nord. Vers le Sud, dans le Briovérien où la linéation L1 plonge faiblement à l'Est, ce modèle est en outre complété par l'expression locale d'un cisaillement tangentiel à vergence W, mis en évidence au toit du granite syntectonique de Landudal. La géométrie et la cinématique de ce cisaillement ont été définies sur la coupe du château de Trohanet, à l'Ouest de Langolen, où les faciès de bordure du granite sont impliqués dans un empilement de feuillets cisailés, faiblement pentés au Sud-Est (fig. 17). L'orientation relative des plans S (foliation) et C (cisaillement) indique une composante cisailante vers le Nord-Ouest, parallèle à une linéation d'allongement nettement exprimée. L'observation de faciès analogues plus au Nord, au cœur du massif, semble indiquer que la surface d'érosion actuelle correspond approximativement au toit cisailé du granite de Landudal.

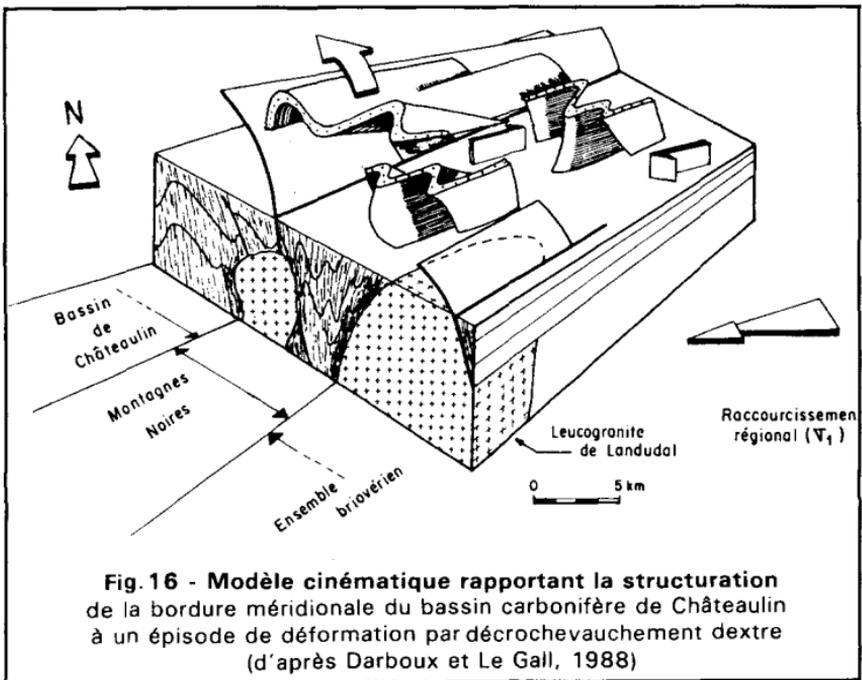
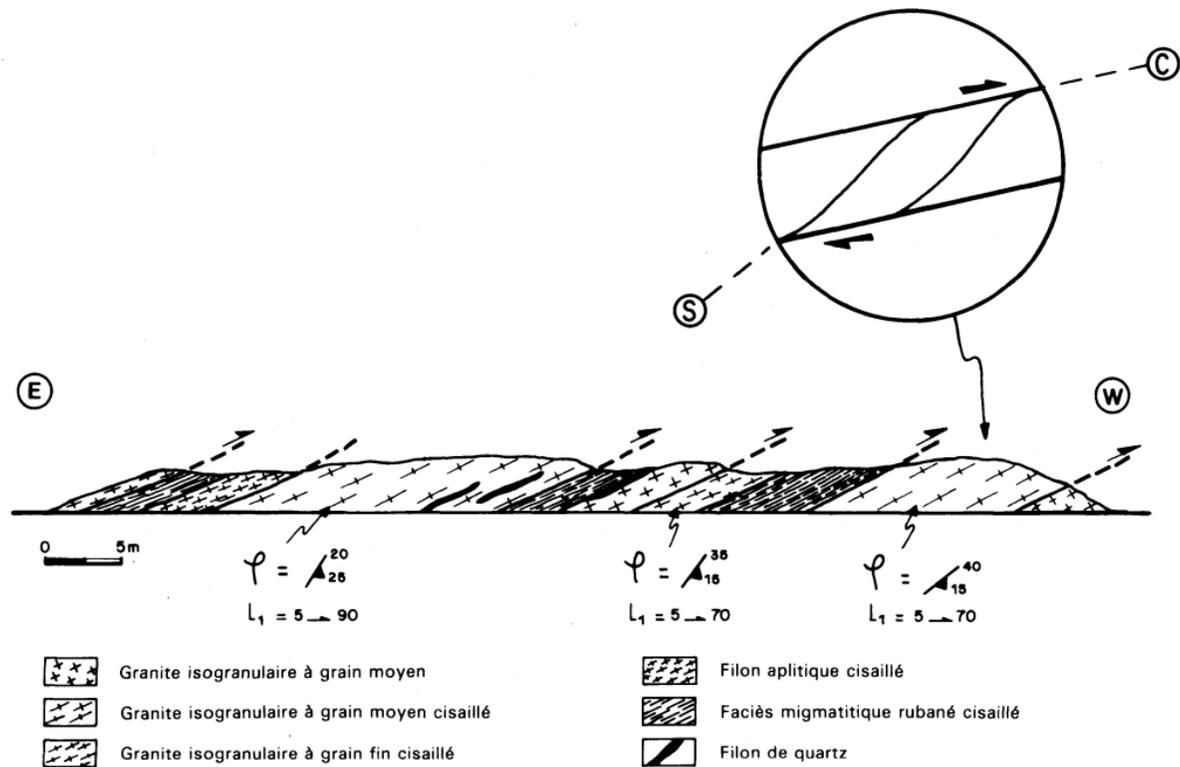


Fig. 16 - Modèle cinématique rapportant la structuration de la bordure méridionale du bassin carbonifère de Châteaulin à un épisode de déformation par décrochevauchement dextre (d'après Darboux et Le Gall, 1988)



**Fig. 17 - Coupe à travers la bordure méridionale cisailée
 du leucogranite syntectonique de Landudal**

Voir localisation (fig. 20)

D'autre part, l'alignement de sa bordure méridionale cisailée et du contact infrabriovérien (Langolen—Douarnenez) permet d'envisager, concernant ce dernier, qu'il s'agit d'une ancienne discontinuité de socle, réactivée lors du raccourcissement varisque puis injectée par des leucogranites syntectoniques (fig. 12) ; l'orientation vers N 80° de cet accident étant alors propice, de même que pour le couloir cisailant des Montagnes-Noires, à l'expression d'une cinématique en décrochevauchement dextre.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Pluviométrie

Le Finistère doit son climat particulier à sa position de façade à l'Ouest du continent européen et à sa latitude moyenne de 48°N. Les perturbations atlantiques s'y succèdent irrégulièrement, entraînant des précipitations abondantes et fréquentes, comme en témoigne le nombre élevé de jours (178 par an) où la quantité d'eau est supérieure à 0,1 mm (Coray).

La morphologie de la région de Gourin modifie considérablement les précipitations ; les courbes isohyètes (d'égale pluviométrie) calquent assez bien les courbes de niveau et elles se resserrent sur les Montagnes-Noires où elles atteignent 1 300 mm par an (fig. 18).

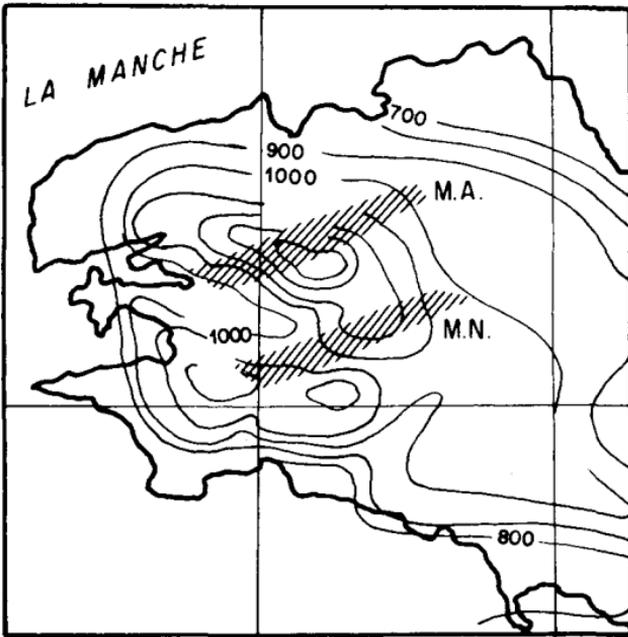
Les précipitations efficaces, correspondant à la totalité de l'eau de pluie qui ruisselle et s'infiltré dans le sol, participent aux ressources renouvelables et elles pourraient localement atteindre des valeurs de 500 mm par an (fig. 19).

Eaux souterraines

Le régime hydrogéologique de la région couverte par la feuille résulte de la combinaison de deux composantes.

● **L'hydrogéologie de subsurface** (0-10 m). Elle concerne des petites unités aquifères stockées dans les altérites ou la partie la plus sommitale de la roche décomprimée. Sa « productivité » naturelle (considérée ici comme le relargage réel de l'eau qu'elles ont emmagasinée), dépend spécifiquement de la géométrie mais aussi de la lithologie. Preuve en est la capacité qu'elles ont à injecter un débit que l'on appelle « soutien », s'opposant à l'étiage total des cours d'eau quand le ruissellement vrai de surface est égal ou proche de zéro. Aux deux extrêmes, l'on comparera le soutien correct par la coiffe du granite, mais quasi nul par celle de schistes. Aussi, les débits d'étiage sont-ils importants sur un bassin granitique (1,6 à 4 l/s ramené au kilomètre carré de bassin-versant), mais insignifiants sur bassin schisteux, voire même gréseux (0 à 0,7 l/s et par kilomètre carré de bassin).

De tels débits suffisent à l'alimentation en eau de la plupart des communes de la région (tabl. 2). Seule la commune de Châteauneuf-du-Faou est entièrement alimentée par les eaux de surface, avec une prise sur l'Aulne.



 Couloirs transcurrents M.A. Monts d'Arrée
M.N. Montagnes-Noires

Fig. 18 - Hauteurs moyennes annuelles des précipitations
(en mm) calculées sur la période 1951-1980
(Direction météorologique nationale)

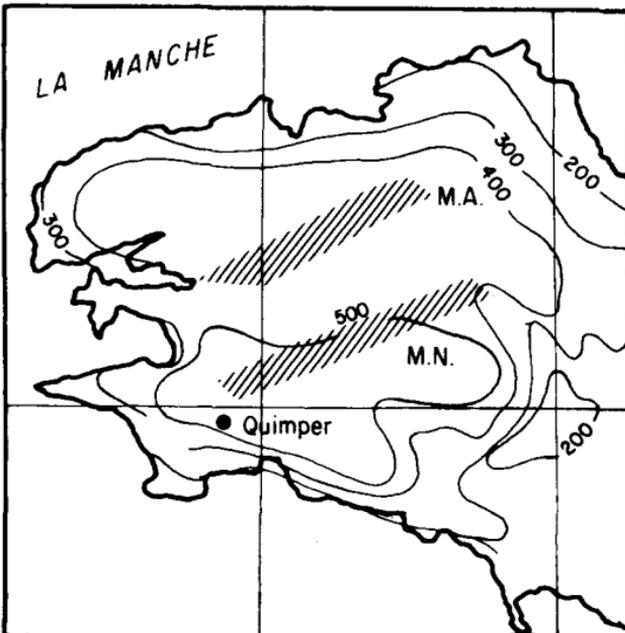


Fig. 19 - Hauteurs moyennes annuelles des précipitations efficaces
(en mm) calculées sur la période 1946-1976 (documents BRGM, 1981).
Même légende que fig. 18

● **L'hydrogéologie spécifique au milieu fissuré.** Il s'agit d'un réseau conducteur orienté, anisotrope et inhomogène, de joints ouverts d'origine purement mécanique. Suivant leur dimension on distingue :

– un réseau de microfissures d'ordre métrique à décamétrique, associées aux plans de diacase, de stratification et de schistosité, qui découpent irrégulièrement le réservoir (10 à 40 m de profondeur) ;

– un réseau de macrofissures, de dimension hectométrique à kilométrique, superposées aux grands accidents directionnels à composante essentiellement décrochante. Ce réseau de fissures, décelable par l'analyse photo-interprétative, se prolonge en profondeur où il détermine, entre 30 et 150 m, un milieu fissuré, discontinu. Son exploitation se fait par forage.

Dans le secteur concerné, peu de forages ont été dénombrés par le BRGM lors du recensement établi en 1988 (tabl. 3 ; Carn, 1988). Dans la plupart des cas, leur réalisation n'a été précédée ni d'étude préalable, ni de pompage d'essai. Leur profondeur moyenne est d'environ 50 m, excepté dans les granites où ils atteignent plus de 100 m (tabl. 2).

Les débits instantanés obtenus en début de forage sont faibles, de l'ordre de 5 m³/h et ils ne sont, de plus, représentatifs que de la perméabilité locale de la roche forée et non pas des débits exploitables.

La relation étroite existant entre la productivité des ouvrages et le réseau de fracturation met en exergue le rôle de drain joué par les accidents NNE et SSE dans les séries paléozoïques, et par les structures N 160° dans l'ensemble briovérien.

Tableau 2 - Consommation annuelle en eau des communes situées sur la feuille.

COMMUNES	CAPTAGES	Consommation annuelle en 1989 (en m ³)	CONTEXTE GÉOLOGIQUE
CORAY	Kerraic Kerrossignol	248 000	Briovérien "
LEULIAN	Ty ar Galan Moustoir	54 000	Briovérien "
EDERN	Kervennou Goulitquer Nevez	204 000 55 000	Briovérien " Grès de Landevennec/ Schistes de Guendaré
LANGOLEN	Parc Yan + forage	61 000	Granite de Langolen
TREGOUREZ	Kerforch Kernevez	40 000 65 000	Groupe de Guernanic Granite de Langolen
ST-THOIS	Moguerou Houibou	32 000	S. et qz. de Kergallec Grès de Tor-ar-Hoat
LAZ	Poulou Ler	52 000	Schistes de Guendaré
ST-GOAZEC	La Reine	21 000	Grès de Landevennec/ Schistes de Guendaré
SPEZET	St-Thudec	178 000	Schistes de Guendaré
	Magoarou CNP St-Adrien	21 000	" S. et qz. de Plougastel Schistes de Guendaré
ST-HIERNIN	Coadou + forage Coat Cren	184 000	Schistes de Guendaré S. et qz. de Plougastel
LENNON	Goas Coliou	hors service	S. et wackes de Pt.-de-Buis

Tableau 3 - Profondeur et débit des principaux forages réalisés sur la feuille.

COMMUNES	Profondeur (m)	Débit instantané m ³ /h	Contexte géologique
Langolen	106	9	Granite
Coray	44	4	Briovérien
St-Goazec	35	5	Paléozoïque
»	40	4	»
St-Hernin	55	6	Paléozoïque
»	65	17	»
Trégourez	54	10	Briovérien
Roudouallec	57	6	Briovérien
Gourin	69	3	Briovérien
	42	3,6	»
	28	0	»

Tableau 4 - Qualités physico-chimiques des eaux d'AEP (1990)

COMM.	CAPT.	cond.	Ph.	M.O.	T.H.	T.A.G.	NH ₄ -	NO ₂ -	NO ₃ -	Cl-	SO ₄ -	Fe
Langolen	Parc Yan	225	4,9	1,1	6,5	0,5	ND	ND	57	28	11	ND
	(Kéréderm forage)	250	4,8	1,25	6,5	0,5	ND	ND	63	32	13	0,03
Coray	Kerraic	185	5,5	0,95	4,5	0,84	ND	ND	34	23	11	ND
	Kerrossignol	155	5,2	0,75	4	0,49	ND	ND	27	21	11	ND
Trégourez	Kerforch	105	5,2	0,55	2	0,55	ND	ND	4	25	4	ND
	Kernevez	220	5,1	0,45	6	0,7	ND	ND	56	32	5	ND
Lennon	Goas Coliou	250	5,5	0,85	6,5	1,3	0	0	60	34	8	0,01
	Houibou	125	4,7	0,45	3	0,25	ND	ND	25	21	1	ND
St-Thois	Moguerou	140	5	0,25	3	0,5	0	0	27	21	3	0
	Roch an Dol	100	4,6	0,2	2	0,5	ND	ND	19	20	ND	ND
Leuhan	Ty ar Galan	170	5,2	0,55	5	0,55	ND	0,03	32	20	15	0,03
	Moustoir	105	5,4	0,45	2,5	0,75	ND	ND	17	20	ND	ND
Laz	Poulou Ler	145	5,2	0,6	3	0,45	ND	ND	23	23	9	ND
St-Goazec	La Reine	125	5,1	1,5	3,5	2,5	0	0,01	3	18	1	ND
	CNP	70	5,2	0,2	1	0,45	ND	ND	1	18	ND	ND
Spézet	St-Thudec	125	5,5	0,3	3,5	1,4	ND	ND	17	20	ND	ND
	Magoadou	160	5,2	0,35	4,5	0,8	ND	ND	40	25	ND	ND
Landealeu	St-Adrien	75	5,1	0,35	1	0,45	ND	ND	7	14	ND	ND
St-Hernin	Coadou	85	5	0,4	1	0,3	ND	ND	7	16	ND	ND
	Coat Cren	150	5,1	1,1	3,5	0,35	ND	ND	40	21	ND	ND
Edern	Kervennou	205	5,1	0,7	5,0	1,8	ND	ND	49	23	5	0,01
	Goultiquer	180	6,4	0,90	5	1,85	ND	ND	37	21	2	0,01
	Nevez	100	4,7	1,05	5	3,05	ND	ND	17	16	ND	0,01

M.O. : matières organiques ; T.A.G. : titre alcalimétrique complet ;

T.H. : titre hydrotimétrique

Qualité

D'une manière générale, les paramètres géochimiques des eaux souterraines dépendent directement de la lithologie des terrains traversés. Concernant les eaux de la feuille, on remarque qu'elles sont (tabl. 4) :

- acides (agressives) dans les grès (ph = 4,8), les granites (ph = 5,5) et les schistes (ph = 6,5) ;
- peu minéralisées (douces) dans les grès ($\varphi = 800$ à 500), les granites ($\varphi = 500$ à 100) et les schistes ($\varphi = 300$ à 200) ;
- pauvres en carbonates comme l'indique leur titre alcalimétrique très faible (TH > 1° dans les grès, TH compris entre 2 et 6° dans les granites et les schistes).

D'un point de vue bactériologique, ces eaux sont très vulnérables car, provenant d'aires souvent superficielles, elles peuvent contenir des germes pathogènes.

Leur concentration en azote, exprimée notamment sous la forme de nitrates NO₃⁻, est faible à moyenne (de 1 à 50 mg/l, voir tabl. 4) et elle est à mettre en relation avec le caractère peu intensif de l'activité agricole dans la région des Montagnes-Noires.

Exploitation industrielle

Depuis 1967, la société Isabelle exploite une source naturelle située sur la commune de Saint-Goazec, le long du versant nord de la seconde ligne de crête des Montagnes-Noires, au niveau du contact entre les grès de Landévennec et les schistes de Guendaré (la production annuelle est d'environ 30 millions de bouteilles).

Il s'agit d'une eau de très bonne qualité, peu minéralisée, très agressive, avec des teneurs très faibles en nitrates (< 5 mg/l).

SUBSTANCES MINÉRALES

Minéralisations

Les gîtes métallifères de la feuille Gourin sont d'un nombre assez limité ; aucun indice minéralisé ou ancienne exploitation n'étaient connus avant les travaux de prospection menés par le BRGM et la SNEA(P) sur la bordure sud du bassin de Châteaulin.

Minéralisations sulfurées stratiformes

Elles sont cantonnées dans les séries dévoniennes du secteur de Saint-Thois où elles ont été découvertes vers 1960 par un syndicat de recherche BRGM-SNEA(P). Les deux principaux indices, à zinc dominant, se situent à Ménez-Albot et Torhoat.

● **Ménez-Albot** (5-4002). Une série de sondages a mis en évidence un faisceau minéralisé en pyrite, sphalérite et dans une moindre mesure en galène. La minéralisation, dont les meilleurs indices sont de 2 % de Zn sur 15 m avec deux passages riches à 7 % de Zn, se présente sous la forme de sulfures gisant, soit disséminés, soit en rubans polymétalliques antéschisteux, dans une gangue chloriteuse ; l'ensemble étant porté par un horizon stratiforme. Parfois, des réseaux de type stockwerk ont été observés (Formation de Landévennec), sans que leur origine puisse permettre d'identifier une zone d'alimentation.

● **Torhoat** (1-4001). Les sondages, implantés sur trois anomalies lourdes soulignées en géochimie, ont tous recoupé des minéralisations sulfurées essentiellement sécantes, à sphalérite prépondérante associée à pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, galène, traces de cuivre gris et localement traces d'arsenopyrite, cobaltite et or. La meilleure intersection est représentée par des passées de sulfures massifs de 1,50 m de puissance et atteignant des concentrations de 12,7 % en Pb-Zn. La minéralisation existe aussi de façon plus disséminée dans des faciès fortement marqués par des phénomènes hydrothermaux (chloritisation, carbonatation).

Les minéralisations sulfurées de Ménez-Albot et de Torhoat se situent dans des séries détritiques du Dévonien moyen, caractérisées par une granulométrie fine (alternances de schistes à chloritoïdes et de grès clairs) et par un faible héritage volcanique (Formation de Kergallec pour l'essentiel). Elles semblent s'être mises en place dans un contexte de plate-forme épicontinentale relativement instable, perturbée par des déformations synsédimentaires synchrones d'un volcanisme effusif acide et de processus hydrothermaux (silicification, chloritisation, carbonatation).

Deux autres indices ont fait l'objet de sondages carottés.

● **Laz** (6-4002). La minéralisation correspond à une zone silicifiée à pyrite, sphalérite et galène disséminées, située dans un niveau de schistes noirs à intercalations volcanogènes (1 m à 1,4 % de Pb + Zn).

● **Lost-an-Enez** (2-4001). Deux sondages carottés croisés ont été réalisés pour recouper l'aval-pendage d'un impact minéralisé (5,5 % Zn et 1 % Pb) mis en évidence par des sondages destructifs. Ils ont traversé une alternance de schistes noirs et de tuffites blanches très altérées, à pyrite et sphalérite disséminées, mais sans recouper de minéralisation conséquente.

Filons hydrothermaux à Pb-Zn-Ag

Ce second type de minéralisations a été reconnu par le BRGM dans le cadre de l'Inventaire des ressources minières du territoire métropolitain. Elles se situent exclusivement dans l'ensemble briovérien, à proximité immédiate du leucogranite du Minez Kerguz.

● **Rosmellec** (8-4001). Cet indice a été mis en évidence par géophysique (PS, VLF), géochimie et sondages dans une série schisteuse appartenant à la Formation de Douarnenez. La zone minéralisée se situe à environ 1 km à l'Est de l'intrusion du Minez Kerguz. D'orientation N-S et en position très redressée (pendage moyen de 70° vers l'Est), elle se développe de manière sécante dans une série argilo-silteuse, à intercalations de schistes noirâtres chloriteux, recoupée par des dykes basiques (microdiorite quartzique). La minéralisation est portée par de petits passages quartzeux à sulfures (sphalérite et galène) et par deux « nerfs » décimétriques de sphalérite et de galène submassive. Dans le détail, elle présente un aspect bréchique, intervenant sous la forme de sphalérite, localement tapissée de galène et de pyrite, qui englobe des fragments de séricite, de quartz et de schistes. La zone la plus minéralisée correspond à un niveau de 0,80 m de puissance montrant des teneurs de l'ordre de 8,9 % pour le zinc, de 1,2 % pour le plomb et de 154 g/t pour l'argent. Les caractéristiques de cet indice sont comparables à celles de Kerhuo, situé sur la feuille adjacente Rostrenen, à environ 4 km vers le Nord-Est.

● **Kerjégou**. Cet indice a été repéré par l'existence d'une anomalie géochimique Pb-As dans une série homogène de schistes sériciteux appartenant à la Formation de Langolen et situés dans le prolongement sud-ouest du granite du Minez Kerguz. La structure minéralisée, longue d'environ 2 km et orientée au NNE-SSW, est dominée par un réseau de fissures à quartz, pyrite, sphalérite, arsénopyrite et galène. Des faciès bréchiques à minéralisations sulfurées sont également présents. Les meilleurs résultats obtenus en sondage correspondent à des teneurs de 1,8 % Zn et 0,5 % Pb sur une puissance de 3 m, ainsi qu'à des taux de 0,1 % As et 1 g/t Au sur une épaisseur de 9 m.

Formations pneumatolytiques et hydrothermales

Ce type de minéralisations ne concerne que les leucogranites hercyniens ; il est commenté au chapitre « Description des terrains ».

Grès à rutile et zircon

● **Folléou** (5-4001). Une seule occurrence de grès à rutile et zircon a été reconnue sur le territoire de la feuille ; elle se situe dans les quartzites aréni-giens de la Formation du Grès armoricain. Ce type de minéralisations existe sur l'ensemble du Massif armoricain où il est classiquement interprété comme des placers littoraux résultant de l'érosion de terrains précambriens et accumulés sur les hauts de plages. Ces concentrations minérales caractérisent surtout la partie supérieure du Grès armoricain. Le gîte de Folléou ne présente pas d'intérêt économique.

Or

La prospection par batée alluvionnaire, menée par le BRGM, montre certaines zones de concentration dont l'origine exacte demeure jusqu'à présent relativement mal définie. Les travaux d'évaluation menés sur les flats alluviaux de l'Odet et de l'Inam ont révélé des taux de concentration assez faibles, qui ôtent tout intérêt économique à ce type de placers.

Matériaux de carrières

Sur le territoire de la feuille, plusieurs formations ont donné lieu à une activité extractive d'intérêt économique parfois important. Le rayon d'utilisation des matériaux ainsi extraits était très variable :

- les granulats « tout-venant » issus du Poudingue de Gourin, et la tourbe extraite pendant la dernière guerre, n'avaient qu'une utilisation locale ;
- les granulats de concassage provenant du Grès armoricain ainsi que les pierres de taille du massif granitique de Landudal étaient exportés à travers le département ;
- enfin, les ardoises exploitées soit en bordure sud du synclinal carbonifère de Châteaulin (Formation de Pont-de-Buis), soit le long des Montagnes-Noires (Formation de Postolonnec) étaient exportées à travers toute la région.

La localisation de l'ensemble des carrières, anciennes ou actuelles, est indiquée sur la figure 20 (en dépliant).

Granulats

● **Matériaux tout-venant.** Le Poudingue de Gourin, constitué de galets de quartz centimétriques emballés dans une matrice argileuse très altérée, représente un matériau facilement exploitable qui a autrefois fourni un granulats propice à l'empierrement. Son exploitation s'effectuait dans au moins quatre grandes carrières localisées au pied des Montagnes-Noires, dans le secteur de Roudouallec ; il s'agit des anciennes carrières de Lesvéguen (Leuhan), de Kersunis (Laz), de Mendy (Saint-Goazec) et de Keransquer (Roudouallec).

● **Granulats de concassage.** Les faciès les plus favorables à l'obtention de granulats de concassage pour les chantiers routiers ou les bétons se situent dans la Formation du Grès armoricain. En effet, ces quartzites fournissent des produits présentant une très bonne résistance à l'usure (coefficient de résistance à l'usure Micro-Deval sous eau inférieur à 10) et une assez bonne résistance aux chocs (coefficient de résistance au choc Los-Angeles descendant jusqu'à 15). Ils présentent par contre une forte abrasivité. L'exploitation des quartzites armoricains est grandement facilitée par leur architecture très régulière en bancs subverticaux, ainsi que par la présence de nombreux plans de diaclase. Ces derniers ont cependant guidé des phénomènes d'oxydation dont le développement nuit à la qualité de la roche. Celle-ci est également amoindrie le long de zones broyées qui recoupent localement les gisements. Enfin, dans la partie superficielle des carrières, les quartzites altérés peuvent être contaminés, sur quelques mètres d'épaisseur, par du kaolin.

Trois grandes carrières sont actuellement en activité. Elles sont localisées sur la bordure sud de la première crête des Montagnes-Noires et correspondent, d'Ouest en Est, à celles du Plessis (Laz), du Ménez an Duc et du Minez Cluon (Gourin). La carrière du Plessis dispose d'un gisement exploitable très étendu qui la situe parmi les principales carrières du Finistère ; 70 % de sa production entrent dans les deux meilleures classes de qualité de granu-

lats. Sa production est limitée par sa position excentrée par rapport aux zones de consommation. Les autres carrières ont fermé en raison de la concurrence.

Granite

Les granites de Gourin ont été exploités dans plus d'une douzaine de carrières situées, pour la plupart, dans la partie centrale du massif de Landudal. Le massif du Ménez Gouaillou a également été exploité dans deux carrières principales. La granulométrie relativement fine de ces leucogranites, associée à leur caractère homogène et à leur couleur beige ou grise selon leur degré d'oxydation, en faisaient, depuis le début des années 1970, un matériau bien adapté aux besoins de la consommation traditionnelle ; qu'il s'agisse de pierres de taille ou de matériaux d'empierrement.

Seuls les faciès non déformés, épargnés par les cisaillements hercyniens, ont été exploités. Ceux-ci montrent un délitage en bancs décimétriques à métriques et une fracturation verticale de densité souvent inférieure à celle observée dans les massifs de la région de Quimper. Ainsi, l'espacement entre joints verticaux peut atteindre 15 m dans la carrière dite du Lochou au Sud de Boullaouic. L'éloignement de ce gisement par rapport aux centres de consommation a freiné son exploitation qui est restée le fait d'artisans travaillant parfois seuls. Toutes les exploitations sont actuellement arrêtées.

Ardoise

La feuille Gourin recouvre près de la moitié du linéaire de la bordure sud du bassin de Châteaulin qui a été une des principales zones ardoisières de Bretagne. Cette zone s'étend sur environ 60 km, depuis Châteaulin à l'Ouest jusqu'à Paule à l'Est, et elle est complétée vers le Sud par le petit bassin ardoisier des Montagnes-Noires, entièrement situé sur le territoire de la commune de Gourin.

● **Ardoisières du bassin de Châteaulin.** L'industrie ardoisière du bassin de Châteaulin est très ancienne puisqu'elle remonte au 15^e siècle. Elle a débuté autour de la ville de Châteaulin puis elle s'est progressivement déplacée vers l'Est, grâce à l'amélioration des moyens de communication (construction de routes et canalisation de l'Aulne). C'est cependant durant la seconde moitié du 19^e siècle que cette industrie va connaître son plein essor, pour ensuite décliner vers le début de la seconde guerre mondiale. Après 1960, seules ont survécu des exploitations artisanales d'ardoises rustiques sur des sites anciens ou nouveaux (Le Vern). Un travail récent de dépouillement d'archives a permis de recenser de façon assez exhaustive l'ensemble des sites d'extraction ayant existé (Le Berre, 1989), complétant ainsi des études plus anciennes (Chantraine, 1971 ; Herrouin, 1972). Certaines caractéristiques de ces ardoisières sont indiquées sur les tableaux 5 (types de travaux, période d'activité) et 6 (nombre d'ouvriers, tonnages).

Les 46 anciennes ardoisières recensées sur la frange sud du bassin de Châteaulin se répartissent de la façon suivante au sein des deux séries lithostratigraphiques différenciées :

– Formation de Pont-de-Buis	39
faciès de schistes dominants	16
faciès commun	23
– Formation de Pennanprat	4

Il est à remarquer que l'activité extractive a été moins importante dans le secteur médian Spézet–Châteauneuf-du-Faou que dans les secteurs de Châteaulin–Pleyben à l'Ouest, ou de Saint-Hernin–Plévin à l'Est, et ceci explique le manque de documents historiques concernant cette région.

D'un point de vue lithologique, les niveaux de schistes fissiles peuvent atteindre quelques dizaines de mètres de puissance (50 m maximum) et renfermer des veines ardoisières d'épaisseur métrique (2 veines de 8 et 9 m au Rick). Cette épaisseur est localement doublée dans des charnières de pli (20 m à La Haie-Du). Des lits gréseux, dénommés « kailhs » (*) par les exploitants, sont toujours inclus dans la veine ardoisière. De 1 mm à 1 cm d'épaisseur, ils permettent de suivre la veine sur des distances de plusieurs centaines de mètres. Une densité trop grande de « kailhs » peut rendre la veine inexploitable.

Les caractéristiques structurales des matériaux sont également déterminantes pour leur qualité ardoisière « intrinsèque ». On constate ainsi que la plupart des exploitations se situent dans une zone où les plis sont légèrement déversés vers le Nord et présentent une schistosité de plan axial très redressée, parallèle à la stratification. Ce parallélisme favorise la qualité du débit ardoisier, non perturbé par la linéation d'intersection S0/S1. Cette qualité est cependant localement atténuée par l'existence d'une linéation de crénulation qui marque la direction d'allongement régional (voir chapitre « Tectonique et métamorphisme »). La densité de la fracturation, souvent très oblique par rapport aux structures plicatives, constitue également un élément prépondérant dans l'exploitabilité des veines. Celle-ci est de plus amoindrie par la continuité relativement faible des niveaux ardoisiers qui sont plissés et décalés par des accidents décrochants. Par ailleurs, la présence de pyrite, en cristaux de taille supérieure à celle du grain de l'ardoise, peut également stériliser une veine potentielle (La Haie-Du). Deux types d'ardoises ont été produites à partir des schistes de Pont-de-Buis :

- des ardoises fines, de teinte bleue et d'épaisseur comprise entre 2,5 et 3,5 mm, constituent un matériau traditionnel ;
- des ardoises dites rustiques, de couleur mélangées (bleu, gris, vert, ocre) et d'épaisseur comprise entre 6 et 10 mm. Ces dernières résultent de l'oxydation de la tranche superficielle des gisements sur une épaisseur variable qui peut atteindre 30 m. Leur production s'est développée après 1960 lorsque la mévente des ardoises fines bleues « bretonnes » a provoqué la fermeture des entreprises.

* se prononce « caille ».

COMMUNES	Nom de l'ardoisière	Type de travaux			Période d'activité		
		Ciel ouvert	Souter -rain	Ardoise rustique	1840 1880	1880 1960	1960 1989 (date de fermeture)
PLEYBEN	1 Marroz-Cozien (b)	X	?		X		
	2 Feunteunigou (b)	X	?		X		
	3 Ar-Gosguer (b)	X	?		X		
	4 Suliac (b)	X	?		X		
	5 Perroz (b)	X	?	X	X		X
	6 Coat-Riou (b)	X	?		X		
	7 Kercouarnec (b)	X	?		X		
GOUEZEC	8 Kéradenec (b)	X	?		X		
	9 Kervengant (a)						
	10 Kerzreïnac (a)						
LENNON	11 Néonec (d)	X	X		X	X ⁽¹⁹³⁷⁾	
	12 Kermorvan (c,d)	X	X		X	X	
	13 Kerroux (d)	X			X		
	14 Sterborn (b)	X			X		
	15 Bodoa (d)	X			X		
	16 Néolennou (d)	X			X		
	17 Kermargon (a)						
SAINT-THOIS	18 Kerprimel (c)	X			X		
LAZ	19 Pont-Pol Ty-Glaz (b)	X			X		
CHÂTEAUNEUF-DU-FAOU	20 Keriégu (b)	X			X		
	21 Penn-ar-Stang (b)	X			X		
	22 Kerliou (c)	X			X	X	
	23 Ménez-Lannic (b)	X	?		X		
SAINT-GOAZEC	24 Le Rick (c)	X	X		X	X ⁽¹⁹⁴⁹⁾	X ⁽¹⁹⁶⁵⁻¹⁹⁷⁸⁾
	25 Kernangoc (c)	X	X		X	X ⁽¹⁹¹²⁾	
	26 Kermorvan (c)	X	X		X	X ⁽¹⁹³³⁾	
	27 Roz-Ar-Moal (b)	X			X		
	28 Prat Trévily (b)	X	X		X	X ⁽¹⁸⁸⁷⁾	
	29 Rosalvez (b)	X	X		X		
SPLEZET	30 Parc Ty Bechec (b)	X			X		
	31 Reun-ar-Bleïz (b)	X			X		
	32 Kerzaffrec (a)						
	33 Kerniou (a)						
	34 Pont-Triffen (b)	X	X		X	X	
	35 L'Isle	X	?				
	36 Rest-Goaler (b)	X	?		X		
	37 Bois-Garin (c,d)	X	X	X	X	X ⁽¹⁹²⁴⁾	X ⁽¹⁹⁸⁰⁾
	38 Le Vern (c,d)	X		X			X ^(1989?)
	39 Rest-ar-Ménez (b)	X			X		
	40 Goden (a)						
	41 Kerguigner-La Sapinière (a)	X	?			X	
	42 Le Stang (a)						
CLEDEN-POHER	43 Le Ster (c,d)	X	X			X ⁽¹⁹⁰⁵⁾	
SAINT-HERNIN	44 La Haie-Du (b)	X	X		X	X	
	45 Caroff (a)						
	46 Kerladien-Coadic (b,d)			X			

Tableau 5 - Quelques données concernant les ardoisières exploitées le long de la bordure sud du synclinal carbonifère de Châteaulin

Chaque carrière est localisée sur la carte de la figure 20 par le numéro de gauche, tandis que la lettre de droite indique le degré de précision concernant sa localisation :

- a - très mal connue, seulement signalée par les cartes géologiques (1/80 000) ;
- b - peu connue, abandonnée à la fin du 19^e siècle. Repérée dans les archives départementales ;
- c - connue par les dossiers des archives de la DRIRE, exploitée aux 19^e et 20^e siècles ;
- d - localisation imprécise.

Dans le bassin de Châteaulin, la mauvaise qualité des affleurements, ainsi que l'importance du recouvrement d'altération, ont nécessité l'ouverture d'exploitations à flanc de coteau, et principalement le long de grandes vallées entaillées par les rivières (Aulne). La disposition redressée des veines, leur faible largeur et l'absence de maîtrise foncière suffisante, ont cependant conduit les exploitants à prolonger les fouilles jusqu'à 40 m de profondeur (Néonec, Kernangoc, Pont-Triffen), voire 80 m au Rick, et le plus souvent à passer en souterrain à partir de la fouille ou d'un puits. Le nombre de chambres souterraines exploitées soit « en descendant », soit « en remontant », n'a cependant jamais été très important : au maximum 7 au Rick, 6 à Kermorvan (Lennon).

Tableau 6 - Données chiffrées relatives aux principales ardoisières exploitées le long de la bordure sud du synclinal carbonifère de Châteaulin.

Carrière	Nombre maximum d'ouvriers	Production d'ardoises/an en tonnes	Année
Néonec (n° 11)	10	200 000	1935
Kermorvan (n° 12)	18	700 000	1926
Kerliou (n° 22)	66		1906
Le Rick (n° 24)	170	7 000 000 (2 000 à 2 500)	1914
Pont-Triffen (n° 34)	18	170 000	1925
La Haie-Du (n° 44)	30	600 000	1937

● **Ardoisières de Gourin.** La Formation des Schistes de Postolonnec, équivalente des « Schistes d'Angers » à l'Est du Massif armoricain, n'a été exploitée que dans de petites ardoisières cantonnées à l'extrémité orientale de la feuille.

La technique utilisée consistait à creuser des chambres montantes à partir d'un niveau de base atteint par un puits creusé au préalable, ou par une descendrière. En fin d'extraction, les vides subsistants n'avaient donc que quelques mètres au-dessus des remblais accumulés. Toutes sont actuellement noyées. Les « attrails » ou déblais des ateliers de fendage constituent, de nos jours, de petits terrils sur le versant nord de la crête méridionale des Montagnes-Noires.

Le gisement ardoisier ordovicien de Gourin est constitué par une bande de schistes d'environ 32 m de puissance comportant deux veines exploitées : la veine sud (8 m d'épaisseur) et la veine nord (10 m), séparées par environ 14 m de schistes stériles. La veine nord est de bonne qualité dans toutes les carrières : il s'agit d'ardoises fines et dures, de bonne fissilité, et à pyrite peu abondante. La veine sud présente, au mur, 4 m environ de schiste bien fissile avec peu de pyrite et, au toit, environ 5 à 6 m de schiste très riche en pyrite sous forme de « fleurs ».

Le district ardoisier de Gourin comprenait une dizaine d'exploitations correspondant, d'Est en Ouest :

— aux ardoisières des Montagnes-Noires, exploitées par une filiale de la Commission des ardoisières d'Angers, et comprenant le centre de Minez Ty-Oulin (1) (le plus ancien puits) et le centre de Malanchape (2) (une des-

cenderie de 225 jusqu'à — 108 m avec 6 doubles chambres exploitées sur 6 niveaux soit sur 53 m de haut, et un puits de 208 m fermé en 1961 en raison de la réduction de la veine) ;

- aux ardoisières de Guernanic (3), avec un puits circulaire de 105 m ;
- aux ardoisières de Penquerhoët (4), avec un puits-bouteille de 62 m ;
- aux ardoisières de Sainte-Barbe (5), avec un puits de 78 m ouvert à l'extrémité d'une tranchée-couloir ouverte à flanc de coteau ;
- aux ardoisières de Lannuon (6), avec 2 puits dont un de 102 m ;
- aux ardoisières de Kerrouec (7), avec un puits de 115 m ;
- aux ardoisières de Bellevue (8), avec une descenderie.

Les ardoisières du secteur de Gourin ont connu une activité maximale entre la fin du siècle dernier et les années 1930, certaines d'entre elles se perdant jusque vers 1956-1960 (2, 3, 6, 7).

Tourbe

La tourbe a été exploitée pendant la guerre 1939-45 comme combustible dans deux sites décrits dans l'Atlas des tourbières françaises (1949). Le gisement dit de Ménez-Cam en Spézet, correspondant au grand Yeun de Cudel cité dans la description des terrains quaternaires, est situé dans la dépression centrale des Montagnes-Noires. La cuvette tourbeuse couvre une cinquantaine d'hectares. La formation de tourbe mousseuse noire, parfois très pure, parfois sableuse, avec plusieurs parties très glaiseuses en bordure et au centre, a une épaisseur irrégulière (0,50 à 2,50 m), la moyenne étant de 1,30 m. Le cubage a été estimé à 650 000 m³ en 1943. Elle a été exploitée de 1942 à 1945 par la Société métallurgique d'Hennebont et des Dunes, pour son personnel.

Le gisement de Kermarc'h (commune de Tournh), hameau sis 2 km à l'Est de Coray, est situé près de la source de l'Aven. D'une superficie de 3 ha, il comporte une tourbe noire d'épaisseur moyenne de 1 m et dont les réserves ont été évaluées à environ 30 000 m³ à l'époque de l'inventaire. Il a été exploité de 1941 jusqu'au-delà de 1943.

L'Atlas des tourbières cite encore une zone de marais tourbeux près des sources de l'Odet à Coat-Plencoat en Saint-Goazec, au Nord-Ouest de Roudouallec (épaisseur moyenne 1 m sur 2 ha) et des poches tourbeuses à Bigut et La Gilâne, au Sud-Est de Laz, qui correspondent probablement au Yeun Don évoqué au chapitre « Formations superficielles ». Les autres tourbières citées dans ce chapitre n'ont pas été recensées.

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

Bordée au Nord par le cours sinueux de l'Aulne, la région des Montagnes-Noires semble avoir connu une occupation humaine assez tardive puisque, jusqu'à présent, il n'a pas été trouvé de traces antérieures au Néolithique moyen armoricain.

À partir de cette époque, les Montagnes-Noires deviennent une zone privilégiée en ce qui concerne l'implantation de mégalithes, encore faut-il

garder à l'esprit que l'on ne peut raisonner que sur les monuments conservés et connus. En effet, combien de sites ont disparu par érosion naturelle ou par l'action de l'homme, surtout dans les zones cultivables.

La plupart des menhirs se localisent de part et d'autre de la ligne de crête et présentent deux types de gisement. Ils apparaissent soit groupés en petits alignements tels ceux de Kermez et Kersunis à Laz, Trimen, Croaz-an-Teurec et Merdy à Saint-Goazec, de Bois-le-Duc à Spézet, de Guernangoué à Roudouallec ; soit isolés comme ceux de Notre-Dame-des-Portes à Châteauneuf-du-Faou, de Kerbiguet-Lann à Gourin et celui tout proche du petit Moustoir à Roudouallec.

Si aucune trace d'habitat néolithique n'est actuellement connue, des sépultures (dolmens, allées couvertes,...) témoignent cependant d'une occupation humaine assez importante. Les vestiges les plus anciens, observés à Ty-Floc'h (Saint-Thois), comprennent des dolmens à couloirs, sous cairn, attribuables à la culture chasséenne (Néolithique moyen) ; ce type de monument, fréquent sur la côte, est beaucoup plus rare dans l'intérieur des terres.

D'autres dolmens ou allées couvertes existent à Saint-Goazec (Keregou, Guernevez, Lost-an-Enez, Castel-Ruffel), à Spézet (Kerbasquet), à Gourin (Minez Kerguz, Minguionnet).

Les découvertes du Bronze ancien sont très rares dans cette région. Par contre, au Bronze moyen et final, l'occupation du territoire est totale. On y a découvert des dépôts de fondeurs et colporteurs à Saint-Thois, Gouézec, Laz, Pleyben et Roudouallec, tandis qu'une trentaine de tumulus, datant pour la plupart du Bronze moyen, y ont été répertoriés. Des ouvrages de même âge et présentant une répartition et un mode de groupement identiques, gisent en plus grand nombre, plus au Nord, dans la région des monts d'Arrée. Une prospection systématique permettrait sans doute de compléter la carte archéologique de ces sépultures. En plus des tumulus isolés de Croaz-Lesneven (Châteauneuf-du-Faou), Kervrec'h (Coray), Croaz-Kervern (Gouézec) Goarem-ar-Reun (Laz), Ty-Louet et Sant-Belec (Leuhan), Prat-Trevilly (Saint-Goazec), Steraon et Goarem-Kersugal (Saint-Thois), Crénorien (Scaër), Kerfers et Reun-ar-Bleiz (Spézet), Kerloret (Trégourez), il convient de noter des associations par 2, 3 ou 4 tumulus, attestant de l'usage de certains points privilégiés comme nécropoles : Koad-Broc'hed à Châteauneuf-du-Faou, Kervella à Edern, Kerhorre à Saint-Hernin et Kergallec à Saint-Thois.

L'association de tumulus et de sépultures en coffres témoigne vraisemblablement d'une certaine stratification sociale qui se manifeste jusque dans les rites funéraires ; tel est le cas à Rosvegouen en Gouézec et à Kergallec en Saint-Thois. D'autres cimetières de coffres sont connus à Kerdrein et au Bourg de Saint-Goazec, à Kergreac'h en Trégourez et à Loc'h-ar-Big en Saint-Hernin. Parfois on constate une pérennisation d'un site à usage de nécropole. Ainsi le secteur de Ménez-Banal—Penfoul en Landeleau a livré des tombes en coffres de l'âge du bronze et des sépultures à incinérations hallstatiennes.

Il semble donc que dès le premier âge du fer (Hallstatt), un artisanat lié à la présence de minerai de fer se soit développé dans cette région et ait perduré jusqu'aux temps modernes comme l'atteste la présence, çà et là, de scories de fer provenant de bas fourneaux. L'érection des stèles de Landeleau date également de l'âge du fer. Toutefois, la rareté de ces vestiges sur la feuille Gourin s'explique par celle d'affleurements de granites qui, traditionnellement, en constituent le matériau exclusif.

Certaines fermes indigènes de la Tène ne nous sont connues que par la découverte de souterrains comme à Rubiou en Spézet ou à Kerhuel Conaour en Gourin.

Il est probable que certains sites de hauteur ou naturellement défendus aient servi, dès cette époque, de lieux de retranchements. Cependant, leur date d'édification ainsi que l'âge des diverses occupations ultérieures demeurent aujourd'hui incertaines en l'absence de sondages ou de fouilles approfondies. Ils pourraient témoigner, de même que le dépôt monétaire de Châteauneuf-du-Faou, d'une certaine période d'instabilité précédant la conquête romaine. Les retranchements les plus importants se situent à CastelRuffel (Saint-Goazec), à Castel-Vouden (Roudouallec), à Laz et à Spézet.

Peu d'informations sont actuellement disponibles sur l'activité humaine du début de l'ère chrétienne. Quelques établissements gallo-romains ne sont connus que par l'observation sporadique de fragments de tuiles ou d'objets mobiliers (Le Moustoir et Cozty à Châteauneuf-du-Faou, Pen-ar-Prat et Bois-Garin à Spézet), ainsi que par la découverte d'une cachette de monnaies de quelque 12 000 pièces du 3^e siècle à Plonévez-du-Faou, et de fragments d'une statue à l'anguipède au Buzudic, en Landudal.

Il faut attendre le deuxième millénaire pour voir s'édifier des mottes castrales sur les bords de l'Aulne, à La Roche en Cleden-Poher, ou à proximité des rives de l'Odet, à La Motte en Langolen, à Kerfaro et La Motte en Trégourez, à Kerdavid et Treinval en Coray.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des informations géologiques complémentaires, et notamment des itinéraires, dans le **Guide géologique régional : Bretagne**, par S. Durand (1977), Paris : Masson édit., 208 p. ; *itinéraire 9a* : le synclinerium de Châteaulin.

On pourra aussi consulter l'inventaire minéralogique de la France : le Finistère (29), par R. Pierrot, L. Chauris et C. Laforêt, Orléans : BRGM édit.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BABIN C. et coll. (1972) — Le Dévonien du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIV, p. 94-109.

BABIN C. et coll. (1979) — La coupe de Porz-ar-Vouden (Pridoli de la presqu'île de Crozon), Massif armoricain, France. Lithologie et biostratigraphie. *Paleontographica*, 164, 1-3, p. 52-84.

BALLARD J.F., BRUN J.P., DURAND J. (1986) — La discordance Briovérien—Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, p. 1327-1332.

BARROIS C. (1885) — Légende de la feuille de Châteaulin. *Ann. Soc. géol. Nord*, XII, p. 49-65.

BARROIS C. (1886) — Aperçu de la structure géologique du Finistère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XIV, p. 655-665.

BEBIEN J., FLOYD P.A., JUTEAU T., ROCCI G., SAGON J.P. (1977) — Le volcanisme dévono-dinantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. In : « La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale », coll. intern. CNRS, Rennes, 243. Paris : CNRS édit., p. 275-291.

BELLON H. et coll. (1985) — Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, p. 297-302.

BONJOUR J.L., CHAUVEL J.J. (1988) — Un exemple de sédimentation initiale dans un bassin paléozoïque : étude pétrographique et géochimique de l'Ordovicien inférieur de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, p. 81-91.

BONJOUR J.L., ODIN G.S. (1989) — Recherches sur les volcanoclastites des séries rouges initiales en presqu'île de Crozon : premier âge radiométrique de l'Arenig. *Géologie de la France*, 4, p. 3-8.

BRUN J.P., BURG J.P. (1982) — Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, p. 319-332.

CARN A. (1988, 1990) — Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Cartes de synthèse et documents annexes. Département du Finistère (1988) ; département du Morbihan (1990). Orléans : BRGM édit.

CHANTRAINE J. (1973) — Ardoisières du Finistère. Rap. inédit BRGM 73 SGN 096 BPL, 116 p.

CHANTRAINE J., CABANIS B., DADET P., HERROUIN Y. (1981) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Morlaix (240). Orléans : BRGM, 46 p. Carte géologique par J. Chantraine *et al.* (1981).

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., COGNÉ J. (1988) — Signification du Briovérien et de son soubassement en Bretagne centrale. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, p. 765-770.

CHAURIS L. (1965) — Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. BRGM*, 31, 217 p.

CHAURIS L., LE BAIL F. (1959) — Contribution à l'étude des indices métallifères du Massif armoricain. Le massif de granulite du Ménez Gouailou en Coray (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, p. 1-17.

CHAUVEL J.J., PHILIPPOT A. (1961) — Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes, trois carrières démonstratives. *Bull. Soc., géol. minéral. Bretagne*, 1, p. 1-7.

COGNÉ J. (1962) — Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, IV, p. 413-430.

DARBOUX J.R. (1973) — Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, Rennes, 170 p.

DARBOUX J.R. (1981) — Caractérisation du régime cisailant de la déformation hercynienne dans les monts d'Arrée (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 292, p. 1497-1500.

DARBOUX J.R., GRAVELLE M., PELHÂTE A., ROLET J. (1977) — L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre-armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 284, p. 1151-1554.

DARBOUX J.R., LE GALL B. (1988) — Les Montagnes-Noires : cisaillement bordier méridional du bassin carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France). Caractéristiques structurales et métamorphiques. *Geodynamica Acta*, 2, p. 121-133.

DARBOUX J.R., ROLET J. (1979) — Mise en évidence d'unités hercyniennes différenciées dans le domaine centre-armoricain occidental. Rapprochement ? Recouvrement ? 7^e R.A.S.T., Lyon, p. 143.

DIRECTION DES MINES (1949) — Les tourbières françaises. Paris : Imprimerie nationale.

DOUBINGER J., PELHÂTE A. (1976) — Nouvelles observations sur l'âge des schistes de Châteaulin (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283, p. 467-470.

GRAINDOR M.J. (1964) — Les tillites antécambriennes de Normandie. *Geol. Rund.*, 54, p. 61-81.

GUIGUES J. (1978) — Histoire de la découverte des gisements de plomb-zinc-cuivre armoricains. Méthodologie de la prospection. *Chron. rech. min.*, 445, p. 11-32.

GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982) — La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, p. 45-62.

HAMOUMI N. (1981) — Analyse sédimentologique des formations de l'Ordovicien supérieur en presqu'île de Crozon (Massif armoricain). Comparaison des coupes du Veryarc'h et de l'Aber Kerglentin. Thèse 3^e cycle, Brest, 224 p.

HANMER S.K. (1979) — The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 1-9.

HANMER S.K., VIGNERESSE J.L. (1980) — Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne : exemple des massifs leucogranitiques syntectoniques de Locronan et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXII, p. 193-202.

HERROUIN Y. (1970) — Ardoisières du Morbihan. Rap. inédit BRGM 70 SGN 250 BPL.

JOUVIN F. (1986) — Étude du contrôle structural et des conditions pression-température lors de la mise en place d'un leucogranite en contexte de collision : exemple du massif d'Odet-Lestonan (Finistère). D.E.A., Brest, 142 p.

KERFORNE F. (1901) — Étude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon. Thèse, Paris.

LAGLEIZE D. (1981) — Cadre géologique et géologie de la minéralisation sulfurée stratiforme à zinc, plomb, cuivre de Ménez-Albot, Finistère, France. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 104 p.

LE BERRE P. (1989) — Les ardoisières de la bordure sud du bassin de Châteaulin. Synthèse documentaire. Rap. inédit BRGM 89 SGN 647 GEO (confidentiel).

LE CORRE C. (1977) — Le Briovérien de Bretagne centrale. Essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, 1, 3, p. 219-254.

LE GALL B., LOBOZIAK S., LE HÉRISSE A. (1992) — Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une marge de bassin réactivée en contexte décrochevauchant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, I, p. 13-26.

LEUTWEIN F. et coll. (1969) — Principaux résultats de mesures géochronologiques dans le Nord-Ouest de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, p. 2552-2555.

LOUAIL J., MORZADEC P., LE HERISSÉ A., BROSSÉ R., MOGUEDET G., ÉTIENNE H. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Flèche (392). Orléans: BRGM, 38 p. Carte géologique par J. Louail *et al.* (1988).

MAILLET P. (1977) — Étude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif armoricain. Implications géotectoniques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 134 p.

MORZADEC P. (1976) — Le Dévonien et le Carbonifère du flanc nord du synclinorium de Châteaulin (Massif armoricain) : une coupe le long de la voie express Brest—Quimper. *Bull. BRGM*, 2, p. 39-48.

MORZADEC P. (1983) — Le Dévonien (Emsien—Famennien) de la rade de Brest (Massif armoricain). Lithologie, cartographie, stratigraphie, paléogéographie. *Géologie de la France* (2), 4, p. 269-310.

ODIN G.S., GALE N.H. (1982) — Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 453-456.

PARADIS S. (1981) — Le métamorphisme hercynien dans le domaine centre-armoricain occidental : essai de caractérisation par l'étude des phyllites des formations grésopélitiques. Thèse 3^e cycle, Brest, 195 p.

PARIS F., LE HERISSÉ A., PELHÂTE A., WEYANT M. (1982) — Les formations carbonifères et la phase bretonne dans le synclinorium du Ménez Belair : essai de synthèse. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, p. 19-33.

PELHATE A., PLUSQUELLEC Y., ROLET J. (à paraître) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaulin (310). Orléans: BRGM.

PLUSQUELLEC Y., PELHÂTE A., ROLET J., WEYANT M. (1982) — Découverte de calcaire Tournaisien supérieur et de conglomérats (Viséen supérieur probable) près de la bordure occidentale du bassin de Châteaulin (Massif armoricain, France). Intérêt stratigraphique et tectonique. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, 2, p. 1-17.

PRUVOST P., LE MAÎTRE D. (1943) — Observations sur la région orientale du bassin de Châteaulin. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XLIV, 212, p. 81-94.

PRUVOST P., LE MAÎTRE D. (1949) — Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Châteaulin.

RAMSEY J.G., HUBER M.I. (1983) — The techniques of modern structural geology, 1. Academic Press, London, 322 p.

REGNAULT S. (1981) – Stratigraphie et structure du Paléozoïque dans le Menez Belair occidental (synclinalorium médian armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 13, 1, 105 p.

REINECK H.E. (1977) – Natural indicators of energy level in recent sediments: the application of ichnology to a coastal engineering problem. In T.P. Crimes and J.C. Happer: «Trace Fossil». *Geol. J.*, sp. issue, 9.

ROLET J. (1982) – Présence d'olistolites de toutes tailles dans la Formation de Kermerrien (Strunien), manifestation tardive de l'activité orogénique bretonne (bordure septentrionale du bassin de Châteaulin, région du Huelgoat, Finistère). 107^e Congr. nat. soc. sav., Brest, 2, p. 59-69.

ROLET J. (1984) – Grabens losangiques (pull-apart) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain. *Ann. Soc. géol. Nord*, CIII, p. 209-220.

ROLET J., THONON P. (1979) – Mise en évidence de trois complexes volcano-détritiques d'âges dévonien inférieur à moyen, strunien et viséen inférieur sur la bordure nord du bassin de Châteaulin. Implications paléogéographiques et tectoniques. *Bull. BRGM*, 4, p. 303-315.

SAGON J.P. (1976) – Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Châteaulin (Massif armoricain) : stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. Thèse État, Paris VI, 671 p.

TAILLEBOIS E. (1987) – Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouezec–St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc sud du bassin de Châteaulin. Thèse 3^e cycle, Rennes, 203 p.

VIGNERESSE J.L. (1978) – Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse, Rennes, 91 p.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Brest*, par L. Chauris et coll. (1979).

Feuille *Le Faou*, par C. Babin et coll. (1981).

Feuille *Douarnenez*, par L. Chauris et coll. (1974).

Feuille *Carhaix-Plouguer*, par J.P. Sagon. (1982).

Feuille *Huelgoat*, par C. Castaing et coll. (1982).

Feuille *Mortaix*, par J. Chantraine et coll. (1981).

Feuille *Châteaulin*, par A. Pelhâte et coll. (à paraître).

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Châteaulin*, 1^{re} édition (1886) et 2^e édition (1949), par C. Barrois.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES

La macrofaune paléozoïque a été déterminée par Jean LE MENN, maître-assistant à l'université de Bretagne occidentale (pour les crinoïdes) et Rémy GOURVENNEC, chargé de recherches CNRS à l'U.B.O. (pour les brachiopodes).

Les déterminations palynologiques ont été réalisées par Alain LE HERISSÉ, chargé de recherches CNRS à l'U.B.O. et Stanislas LOBOZIAK, chargé de recherches CNRS à Lille.

L'examen pétrographique des roches volcaniques a bénéficié des conseils et critiques de Michel GRAVELLE, et de Pierre THONON, professeurs à l'U.B.O.

Les analyses chimiques des roches éruptives ont été effectuées à l'U.B.O. par Joseph COTTEN, ingénieur U.B.O.

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 à l'agence régionale Bretagne, 14, avenue Sergent-Maginot, 35000 Rennes, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La rédaction de cette notice a été réalisée, pour l'essentiel, par Bernard LE GALL, chargé de recherches CNRS, université de Bretagne occidentale (U.B.O.). Cependant, certains chapitres ont été rédigés par des collaborateurs dont la participation est définie comme suit :

- géomorphologie, néotectonique et description des formations superficielles : Jacques GARREAU, maître-assistant à l'U.B.O. ;
- hydrogéologie : Sophie PARADIS, géologue contractuelle U.B.O. ;
- minéralisations : Mario BILLA, géologue BRGM-DAM, Nantes ;
- substances utiles : Patrice BOS, géologue BRGM-AGE, Rennes ;
- archéologie préhistorique et historique : Michel LE GOFFIC, archéologue départemental, Quimper.

ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES

	Leucogranites		Amphibolites brioveriennes			Complexe de Lostenvern				
	Landudal	Ménez Gouaillou				Dolérites			Micro-granite	Lave ignimbrétique
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	70,50	72,70	49,00	48,60	46,50	46,80	46,50	48,40	72,50	58,75
Al ₂ O ₃	15,78	15,55	14,33	14,06	13,70	13,76	13,26	13,88	16,40	11,45
Fe ₂ O ₃	0,86	0,70	12,90	13,30	14,73	14,73	15,08	14,00	1,04	21,56
FeO	—	0,42	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,01	—	0,20	0,21	0,25	0,21	0,20	0,19	—	0,39
MgO	0,27	0,40	6,21	6,21	6,88	5,90	7,88	7,20	0,23	2,56
CaO	0,56	0,95	10,20	9,63	10,63	9,00	6,62	6,34	0,13	—
Na ₂ O	3,70	2,95	2,12	2,45	2,68	3,90	3,54	4,52	0,49	—
K ₂ O	5,10	3,95	0,26	0,48	0,31	0,11	0,29	0,02	3,86	0,01
TiO ₂	0,22	0,50	2,57	2,81	2,30	3,05	3,12	2,59	0,14	0,89
P ₂ O ₅	0,35	0,21	0,25	0,25	0,10	0,40	0,35	0,40	—	0,15
P. Feu	1,28	1,44	1,58	1,15	1,89	2,16	3,70	3,06	2,92	3,97
Total	98,63	99,77	99,62	99,15	99,97	100,02	100,54	100,60	97,71	99,73

1 - Carrière de Coat-La Motte. 2 - Carrière du Ménez Gouaillou 3. - Le Stang. 4 - Kergall. 5 - Kernevez. 6 - Guivao. 7 - Trebern. 8 - Kerven. 9 - Seac'h-Segal. 10 - Kerguelen
 — Les analyses 1.3.4.5.6.7.8.9. ont été effectuées au laboratoire de géochimie de l'université de Bretagne occidentale (J. Cotten).
 — Les analyses 2. et 10. sont extraites de Chauris et Le Bail (1959) et Lagleize (1981), respectivement.

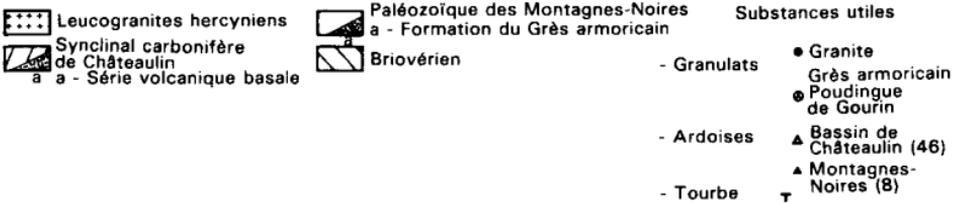
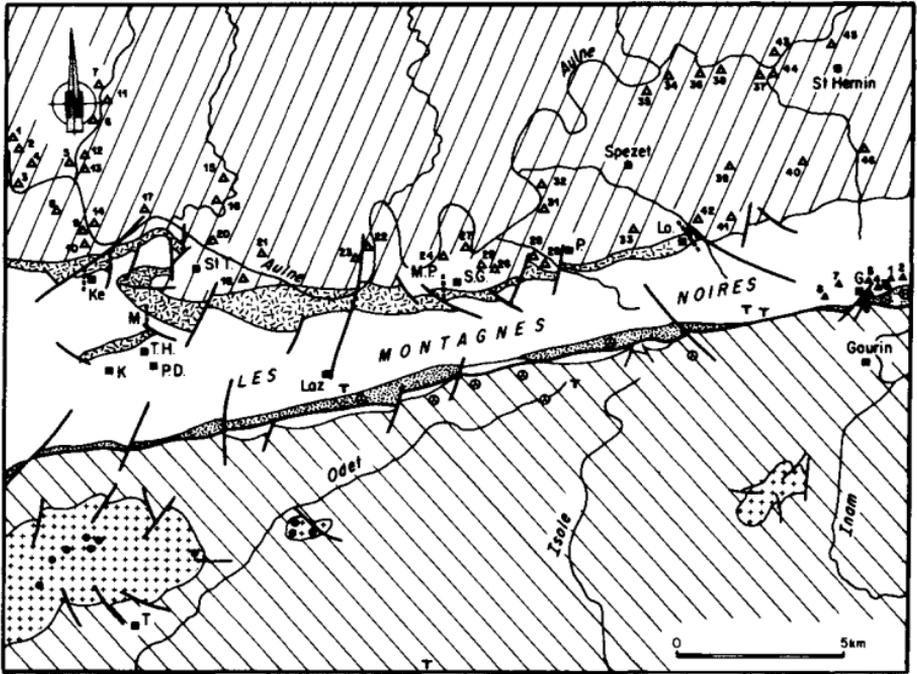


Fig. 20 - Carte de localisation où sont indiqués :

- les nouveaux statotypes des formations de la feuille Gourin : G - Guernanic ; K - Kergallec ; Ke - Kerrouant ; Ker - Kerguz ; La - Langolen ; Lo - Lostenvern ; P - Pennanprat ; PD - Pouliou-Dour ; SG - St-Goazec ; ST - St-Thois ; Th - Tor-ar-Hoat
- les principales coupes décrites dans la notice : Ke - Kerrouant ; Lo - Lostenvern ; M - Merdy ; MP - Moulin-à-Papier ; T - Trohanet
- les principales carrières