

## La région de Huelgoat (Finistère central) dans le contexte géodynamique armoricain\*

C. Castaing<sup>(1)</sup>, J. Rolet<sup>(2)</sup>, P. Chevremont<sup>(1)</sup>, J.Y. Le Calvez<sup>(1)</sup>, P. Thonon<sup>(2)</sup>,

*Mots-clés : Ordovicien, Silurien, Dévonien, Orogénie hercynienne (Phase bretonne), Cisaillement, Granite, Bassin décrochement, Tectonique cassante, Convergence plaque, Finistère (Région Huelgoat)*

### Résumé

A l'occasion de la mise au point de la carte géologique Huelgoat à 1/50 000, cette publication retrace l'évolution géologique de la région, en intégrant les événements observés dans un contexte plus global, au niveau du domaine centre armoricain occidental, durant la période calédonono-varisque.

Après une période en distension, correspondant à l'installation de bassins de plate-forme ordovico-dévonien, mais troublée par l'existence de paléorifts et de possibles événements tectoniques calédoniens, l'orogénèse bretonne tardi-dévonienne structure le domaine.

C'est dans un régime tectonique cisailant dextre, découlant de la convergence des plaques Armorique et Aquitaine, que les sédiments ordovico-dévonien acquièrent leur structure polyphasée symmétamorphe, que les granites médio-armoricain (type Huelgoat) se mettent en place, et que, en surface, commencent à s'ouvrir les grands bassins carbonifères (type Châteaulin), grâce au fonctionnement de grands cisaillements crustaux.

L'ultime serrage varisque namuro-westphalien structure ces bassins, au détriment des domaines déjà déformés lors de la phase bretonne. La première phase cassante tardi-hercynienne confirme la direction de raccourcissement NW-SE perpétuée depuis la phase bretonne, puis à la fin du Paléozoïque, un nouveau régime de contraintes engendre une compression N-S.

### Introduction

La région étudiée, couverte par la carte géologique à 1/50 000 de Huelgoat, et ses alentours, fait partie du domaine centre armoricain occidental. Celui-ci est séparé des domaines sud et nord armoricain par des accidents tectoniques majeurs que sont les cisaillements nord et sud-armoricain.

<sup>(1)</sup> BRGM, Service géologique national BP 6009 Orléans cedex

\*Manuscrit déposé en novembre 1985 et accepté en février 1987

### Abstract

This paper traces the geologic evolution of the area covered by the recently completed 1/50 000 scale Huelgoat geologic map, placing the events interpreted there in the broader context of the western central Armorican domain during the Caledonian to Variscan periods.

During the Ordovician and Devonian platform basins were formed showed the influence of paleorifts. They were possibly affected by Caledonian events and were then deformed during the Bretonian phase of the Variscan orogeny.

The Ordovician-Devonian sedimentary rocks underwent polyphase deformation and metamorphism in a dextral-shear tectonic regime resulting from the convergence of the Armorican and Aquitaine plates. The middle Armorican granites (Huelgoat type) were emplaced under the same regime, and the great Carboniferous basins of the Châteaulin type began to open due to large shear movements in the crust.

During the Namurian and Westphalian later Variscan compression super-imposed further deformation upon the rocks already deformed during the Bretonian phase. The first late Hercynian phase of brittle deformation continued the northwest-southeast shortening that had existed since the Bretonian phase, but at the end of the Paleozoic a new stress regime resulted in north-south compression.

L'histoire orogénique principale du domaine centre armoricain occidental s'inscrit durant le cycle varisque et principalement durant les événements de la phase bretonne compris entre 345 et 330 MA.

<sup>(2)</sup> Univ de Bretagne occidentale., Laboratoire de géologie structurale' GIS 410012 "Océanologie et Géodynamique" RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain" 6, avenue Le Gorgeu. 29287 Brest cedex

Cette phase tectonique peut être interprétée, soit comme la conséquence d'un changement important dans les mécanismes de collision entre les plaques supposées Aquitaine et Armorique (R. Wyns, J. Chantraine, 1984), collision ayant débuté au Dévonien en créant plus au sud la cordillère orogénique ligérienne, soit comme la fin de l'histoire périalantique éohercynienne (J. Rolet *et al.*, 1984).

Dans le premier modèle, à partir du Dévonien supérieur, le mouvement relatif entre les deux plaques prend une direction NW-SE, induisant des coulissages dextres le long de l'accident sud-armoricain et un début de plongement de la plaque Aquitaine sous la plaque Armorique au niveau de la faille des Landes de Lanvaux, faille ayant déjà fonctionné en important cisaillement senestre au cours de la phase ligérienne antérieure (J.P. Cogné *et al.*, 1983).

Dans le second modèle, le stade de collision atteint dès le Dévonien inférieur et aboutissant à une fusion crustale importante (migmatites à 375 MA de la Cordillère ligérienne), va se perpétuer à la fin du Dévonien par un surépaississement crustal en régime d'hypercollision (sous-charriage du Léon) et fermeture complète des zones encore océanisées (obduction du Lizard). A ce stade (phase bretonne) vont s'individualiser de grands décollements à vergence Est-Sud-Est dans la couverture sédimentaire ouest-armoricaine, accompagnés ou suivis par des accidents transcurrents dextres, initiés sur les rampes latérales des chevauchements.

Quel que soit le mécanisme invoqué, ces phénomènes vont entraîner la surrection du domaine centre armoricain occidental, avec formation de cisaillements intracrustaux étroitement liés aux déformations tectono-métamorphiques, et avec mise en place de massifs granitiques alumineux et ouverture de grands bassins carbonifères entre les branches de ces cisaillements dextres.

Ces mécanismes s'exercent sur un domaine non déformé antérieurement, à sédimentation ordovico-dévonienne de plate-forme à peu près continue jusqu'au Faménien avec une possibilité de discordance au Givétien dans le synclinal de Bolazec. Ce domaine peut être perturbé par l'apparition de rifts locaux à volcanisme tholéitique intraplaque, dans des structures distensives d'ampleur limitée, à l'Ordovicien supérieur et au Dévonien inférieur notamment.

Le domaine centre armoricain est donc constitué, avant les événements de l'orogénèse bretonne, d'une couverture paléozoïque (Ordovicien à Dévonien supérieur) faiblement métamorphique (anchi à épizone peu profonde), reposant sur le Briovérien (Éocambrien?) de Bretagne centrale, lui-même peu structuré et faiblement métamorphique. Le soubassement de cet édifice est inconnu actuellement et fait l'objet d'un projet de sondage profond (Programme de Géologie Profonde de la France). On peut toutefois remarquer son comportement stable ("cratonique") durant les événements tectoniques bretons et hercyniens, car ce sont essentiellement ses bordures, notamment occidentales qui sont le plus violemment affectées.

---

## De l'Ordovicien au Dévonien supérieur, l'évolution tectono-sédimentaire de la plate-forme stable du domaine centre armoricain occidental

---

La succession des terrains paléozoïques antécarbonifères correspond à une série marine émaillée de quelques traces d'émergence au niveau des Grès armoricains et des formations dévoniennes. Des influences de marées se marquent dans les caractéristiques sédimentologiques des dépôts et le développement d'un litage oblique de vagues au sommet de certaines strates traduit l'influence proche de l'action de la houle (F. Guillocheau, J. Rolet, 1982).

### I.1- La période ordovicienne

Les formations ordoviciennes du domaine centre armoricain occidental correspondent à l'histoire sédimentaire complète d'un bassin de plate-forme intra-cratonique, proche du type saharien (J. Durand, *et al.* 1984).

Cette histoire compte trois stades d'évolution avec :

-un stade d'initiation, à taux élevé de sédimentation correspondant à la sédimentation des Grès armoricains;

-un stade de maturité, pendant lequel la faible subsidence entraîne une grande homogénéité verticale et latérale des faciès se traduisant par le dépôt des schistes llanvirno-caradociens;

-un stade d'abandon correspondant aux formations caradociennes et ashgilliennes plus gréseuses. Ce stade, marquant la phase de régression du bassin, se termine par les manifestations de la glaciation fin-ordovicienne.

L'originalité des Grès armoricains réside surtout dans leur milieu de sédimentation défini comme une plate-forme sous-aquatique peu profonde.

Le Llanvirnien schisteux correspond à la période la plus stable du bassin, puis jusqu'à la fin de l'Ordovicien, la "progradation" de venues sableuses semble s'effectuer à partir du nord, entrecoupées par deux épisodes de phosphatisation correspondant à l'arrêt de la sédimentation terrigène.

A la fin de l'Ordovicien, la sédimentation de la région de Crozon témoigne d'interactions climatiques, volcaniques et tectoniques, traduisant un climat glaciaire et un régime tectonique distensif à l'origine d'un volcanisme à affinité tholéitique.

Les manifestations plutoniques de la même période s'expriment par des *trondhjémites* et *tonalites* datées de l'Ordovicien (J.J. Peucat *et al.*, 1978; Vidal, 1980) encadrant le bassin central armoricain (orthogneiss de Brest, Lampaul, Plougouven, Bourbriac, Lamballe, Douarnenez, Quimper, Quimperlé, Lanvaux, Plouguenast, Eréac).

Cette ceinture, actuellement orthogneissique devait jalonner grossièrement la limite entre les zones internes (ligériennes) et les zones externes (à future structuration bretonne) du domaine centre armoricain (fig.1). Dans ces dernières, elle semblera être impliquée dans les grands chevauchements d'âge dévonien supérieur (J. Rolet, 1985).

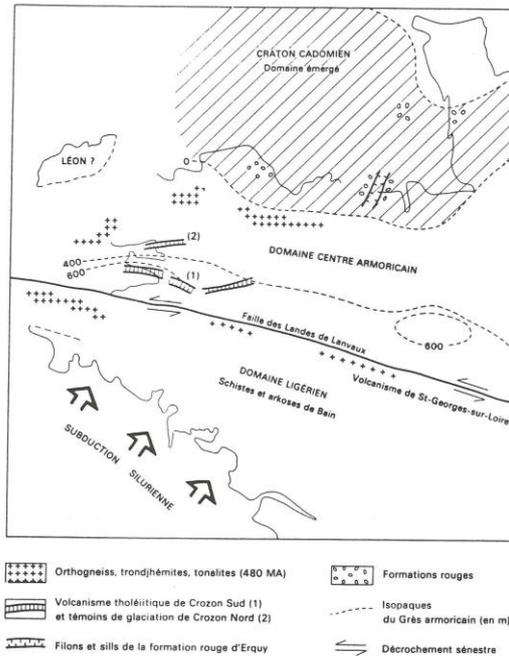


Fig.1.- La Bretagne de l'Ordovicien au Silurien

## I.2- La période fini-silurienne

Après un épisode régressif ampéliteux silurien presque toujours incomplet, la formation fini-silurienne (Pridoli) des schistes et quartzites de Plougastel témoigne d'un taux de sédimentation anormalement élevé (350m d'épaisseur en 5 MA). Elle constitue un élément original de la succession paléozoïque anté-carbonifère et fait l'objet d'interprétations contradictoires : flyschs, turbidites, dépôts peu profonds, milieu instable etc. La présence de microlitages obliques de vagues plaident en faveur d'un milieu de dépôt peu profond, peu différent de la plate-forme sous-jacente, avec peut-être une région source émergée au nord (F. Guillocheau, J. Rolet, 1982). De toute manière, cette formation inaugure une reprise de la sédimentation qui va se poursuivre pendant tout le Dévonien et sera ponctuée par des épisodes distensifs locaux (volcanisme de Lohuec et gisements stratiformes Zn-Pb de Bodennec).

## I.3- La période dévonienne

Le domaine centre armoricain occidental présente une série dévonienne continue depuis le Gédinnien jusqu'au Famménien, bien qu'une discordance soit possible au Givétien dans le synclinal de Bolazec. Cette série enregistre les contre-coups de nombreux événements tectoniques annonçant la phase bretonne. C'est pour cette raison que le Dévonien correspond à la succession de plusieurs bassins sédimentaires emboîtés les uns dans les autres (F. Guillocheau, 1984). Nous avons été amenés à différencier, après le dépôt des Grès de Landévenec gédinniens correspondant à une sédimentation calme de plate-forme en distension, plusieurs domaines sédimentaires difficilement corrélables (fig.2). Le domaine de Brasparts-Rade de Brest à l'ouest-sud-ouest du granite de Huelgoat, les domaines des Monts d'Arrée et de Saint-Ambroise-Fréau à l'est-nord-est de ce granite et le petit domaine de Quenech Guen au sud.

Dans ces différents domaines, sauf pour celui de Quenech Guen, la sédimentation correspond encore à une sédimentation de plate-forme avec alternances de shales à nodules "silico-alumineux" et de grès calcareux.

Ce régime de plate-forme est perturbé (région de Saint-Ambroise-Fréau, Lohuec, Bolazec) par la mise en place, dans une série alors plus condensée et néritique, d'un complexe volcanique et volcano-détritique hétérogène exprimé principalement par des spilites à affinités non orogéniques. En effet, l'étude des éléments en traces (B. Cabanis *et al.*, 1982), permet de montrer les similitudes entre ce paléovolcanisme actuel, du contexte Afars-Mer Rouge, site de rift et celui, avec début d'océanisation.

Ces manifestations magmatiques existent au niveau de toute la Bretagne du Nord-Ouest (métabasites du Foz, séries volcano-sédimentaires de Porte aux Moines et Menez-Albot, amphibolites de Plestin et de Morlaix), et bien qu'en contextes variés et probablement diachrones, montrent la permanence d'un régime distensif dans l'avant-pays éohercynien (fig.3). En Mancellia et au niveau du socle du bassin de Paris, le champ doléritique filonien et la création de la Grande anomalie magnétique seraient à rattacher respectivement à ce même régime distensif.

Cette distension dévonienne est accompagnée en Bretagne centrale par un microcompartimentage en horsts et grabens à saumures, à l'origine de la plupart des amas sulfurés volcano-sédimentaires : Bodennec, Porte-aux-Moines, Menez-Albot (M. Kerjean et J. Rolet, 1984). Des associations semblables, amas sulfurés-volcanisme, se retrouvent à différentes époques du Dévonien dans une bonne partie de l'Europe : Massif armoricain, Massif central, Cornouaille, Massif rhénan, Harz, Silésie, Donetz, etc.

Le domaine de Saint-Ambroise-Fréau caractérise une zone paléozoïque qui se trouve actuellement en contact anormal, vers le nord-est, avec l'antiforme de Plourach (J. Rolet et J. Deunff, 1982) et qui

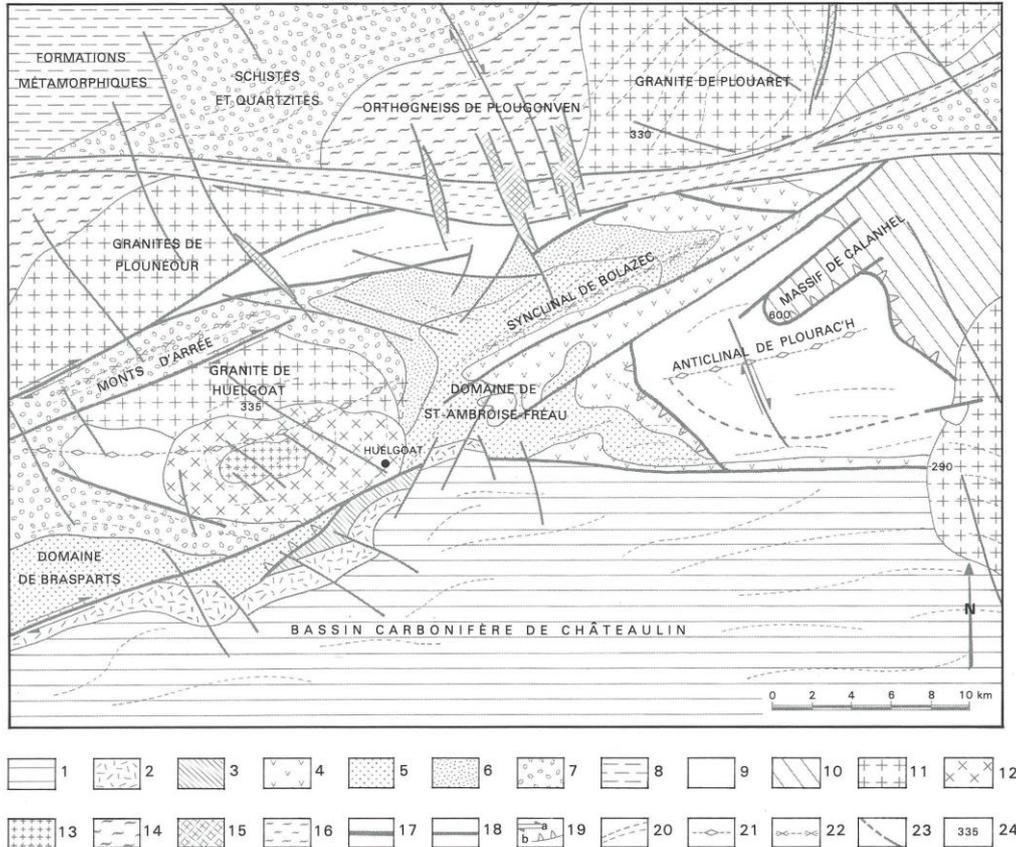


Fig. 2. - Schéma structural de la région de Huelgoat

1- Carbonifère. 2- Formations volcaniques et volcano-sédimentaires du domaine de Brasparts-Châteaulin. 3- Formations sédimentaires et volcano-sédimentaires du domaine de Quenech Guen. 4- Formations volcaniques, hypovolcaniques et volcano-sédimentaires du domaine de Sait-Ambroise-Fréau, Bolazec. 5- Dévonien. 6- Niveaux inférieurs du Dévonien. 7-

Ordovicien à Siluro-dévonien 8- Formations métamorphiques du Léon 9- Briovérien 10- Briovérien à structuration cadomienne 11- Granites de la Feuillée, Plouneour, Plouaret et Quintin. 12- Granite de Huelgoat. 13- Granite de Cloître. 14- Orthogneiss. 15- Cataclasites. 16- Cisaillement ductile nord-armoricain. 17- Décrochements. 18- Failles. 19 - a) mouvements décrochants, b) mouvements tangentiels. 20- Structures planaires. 21- Anticlinal 22- Synclinal. 23- Axe des granites cadomiens 24- Age absolu en millions d'années.

pourrait représenter pour partie la couverture siluro-dévonienne décollée au Dévonien supérieur de l'unité de Crozon sud (J. Rolet, 1985).

Au Dévonien moyen, la distension va atteindre localement l'océanisation avec l'ouverture du petit océan du Lizard au niveau de la Manche actuelle (J. Rolet, *et al.* 1984) et du rift supposé être à l'origine de l'anomalie magnétique du bassin de Paris (A. Autran *et al.* 1986; C. Castaing *et al.* 1984; C. Castaing et A.M. Hottin, 1985); océans et rift rapidement refermés et suturés.

Ces mécanismes distensifs, présents au niveau du domaine centre armoricain occidental, en arrière de l'orogène principal ligérien situé au sud pourraient être liés aux coulissages intraplaques sénestres importants, existant le long de la grande faille des Landes de Lanvaux, durant le Siluro-Dévonien (H.

Diot, J.L. Bouchez, J. Blaise, R. Wyns et J. Chantraine, 1984).

Outre ces répercussions d'ordre distensif, la sédimentation enregistre parfois d'autres échos tectoniques montrant une certaine instabilité de la plate-forme, comme c'est le cas pour le domaine de Quenech Guen (J. Rolet et P. Thonon, 1979).

Cette série à tuffites, conglomérats, grès feldspathiques et quartzitiques, contraste avec les niveaux habituels du Dévonien inférieur et moyen, et la nature de son contact inférieur paraît être tectonique. En outre, la sédimentation remanie des éléments allant jusqu'au Dévonien moyen. Ceci suggère, pendant cette période dévonienne, la possibilité de glissements synsédimentaires importants, à mettre en parallèle avec la crise sédimentaire de l'Emsien de la rade de Brest (J.

Deunff *et al.* 1984) et le bassin à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (M. Dubreuil et D. Vachard, 1982). Il faut également envisager la présence d'un

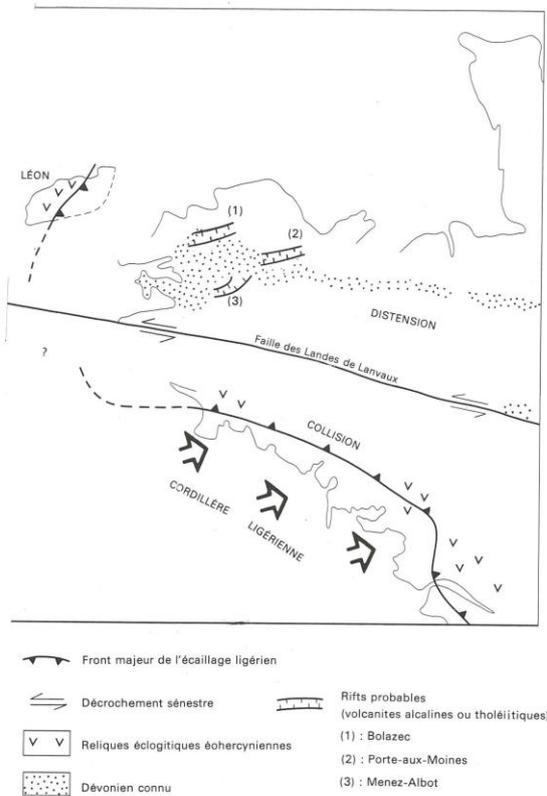


Fig. 3. - La Bretagne au Dévonien inférieur et moyen

volcanisme acide important et l'existence de reliefs suffisants à l'origine des conglomérats.

Le Dévonien supérieur du domaine de Saint-Ambroise -Fréau (Y. Herrouin *et al.* 1977) se caractérise également par son aspect volcano-sédimentaire à volcanisme rhyodacitique et, compte-tenu de l'absence systématique de faune et flore givétiennes dans les formations de ce domaine et de la disharmonie structurale existant au niveau du synclinal de Bolazec, il est possible de penser à l'existence d'une discordance probable de ce Dévonien supérieur ; discordance annonçant les événements de l'orogénèse bretonne.

En résumé, au niveau du Domaine centre armoricain occidental, s'instaure un régime sédimentaire dont la dynamique demeure inchangée, sans grandes ruptures dans les milieux de sédimentation, durant tout le Paléozoïque antécarbonifère. Ce bassin antécarbonifère va subir la tectogenèse bretonne et laisser la place à un bassin beaucoup plus instable, en discordance sur le précédent et pour lequel le contrôle structural apparaîtra beaucoup plus nettement.

## Du Dévonien supérieur à la fin du Carbonifère, le rôle de la tectonique cisailante dans l'orogénèse bretonne

A partir du Dévonien supérieur, et si l'on prend en compte le premier modèle (R. Wyls et J. Chantraine, 1984), le mouvement relatif entre les supposées plaques Aquitaine et Armorique, jusque là sénestre, devient dextre par suite d'une réorientation de la contrainte principale en direction NW-SE. La plaque Aquitaine, coulissant le long de l'accident sud-armoricain, affronte la plaque Armorique au niveau des Landes de Lanvaux avec sous charriage vers le nord du bloc aquitain (fig. 4).

C'est le début, avec la phase bretonne (J. Rolet, 1982), de l'orogénèse hercynienne au sens strict qui va se poursuivre pendant tout le Carbonifère par l'établissement d'un régime tectonique cisailant dextre dans l'ensemble du Massif armoricain. C'est dans ce contexte cisailant que les sédiments ordovico-dévonien acquièrent leur structure polyphasée symmétamorphe, que les granites médio-armoricains (Huelgoat, Plounéour, Pontivy, Lizio) se mettent en place du fait des surépaisseurs de croûte continentale et probablement de la fusion crustale du Léon, et que, en surface, commencent à s'ouvrir les grands bassins carbonifères (Châteaulin, Laval, Ancenis) grâce au fonctionnement de grands cisaillements crustaux; bassins dont le contenu sera lui-même déformé au Namuro-westphalien.

### 2.1. Les déformations souples de la série ordovico-dévonienne

L'architecture des formations paléozoïques anté-carbonifères résulte d'une superposition de structures (plis, schistosités) dont il est possible, dans la région des Monts d'Arrée, d'envisager une élaboration progressive à partir d'un régime de déformation général en cisaillement ductile dextre, synschisteux et symmétamorphe (J.R. Darboux et M. Gravelle, 1982; J.R. Darboux, 1984). Dans d'autres secteurs comme la rade de Brest, les structures souples peuvent être contemporaines de cisaillements tangentiels à vergence sud-est.

Dans le détail, cette structuration bretonne débutant au tardi-Famménien, comprend deux phases de plis synschisteux en climat épizonal (J.R. Darboux, 1981), contemporain de la mise en place des granites médio-armoricains dont celui de Huelgoat (M. Barrière *et al.*, 1983).

Le métamorphisme général apparaît synchrone des premiers plis couchés tandis que les relations déformations - métamorphisme de contact, montrent que les intrusions des granites de Plounéour et Huelgoat sont contemporaines de la deuxième phase (M. Barrière *et al.*, 1977; J.R. Darboux, 1981).

Cette deuxième phase est la mieux exprimée dans le secteur couvert par la carte Huelgoat à 1/50 000; elle induit la structuration à l'échelle cartographique,

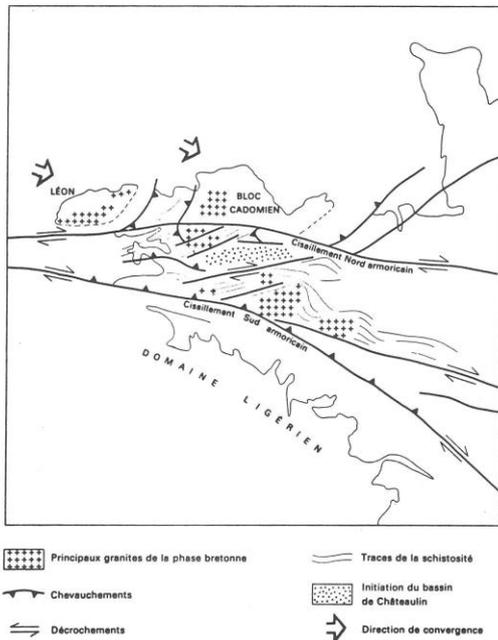


Fig.4.-La Bretagne du Fini-dévonien au début du Carbonifère

correspondant au synclinorium des Monts d'Arrée, à l'axe anticlinal dans lequel perce le pluton de Huelgoat, et au synclinal de Buelhars-Bolazec (fig.2).

Cette structuration est synchrone de la formation d'un réseau de décrochements dextres de directions N 50 à N 110°E (J. Rolet, 1984), situés de part et d'autre des Monts d'Arrée, au sud du granite de Huelgoat et de l'anticlinal de Plourac'h, et au niveau du cisaillement fondamental nord-armoricain (fig.2).

Les études microtectoniques montrent, qu'à la schistosité générale élaborée pendant les deux phases majeures de déformations, peut se surimposer une crénulation épisodique est oblique sur la schistosité de flux antérieure, et au fur et à mesure que l'on monte dans la série dévonienne depuis les schistes et quartzites de Plougastel jusqu'au Dévonien du Domaine de Brasparts, cet épisode semble s'intensifier et avoir des effets structurants de plus en plus importants.

**2.2. La mise en place du massif granitique de Huelgoat**

C'est dans un laps de temps très court, du Famménien au Strunien, que se forment l'essentiel du cortège filonien synorogénique du domaine de Brasparts-Rade de Brest et la première génération d'intrusions monzogranitiques et granodioritiques auxquelles appartient le massif de Huelgoat (M. Barrière *et al.* 1983).

**a) Pétrographie**

Ce massif est constitué de trois unités concentriques (fig.5), du centre vers la périphérie : le granite du Clôître, le granite de Huelgoat s.s. et le granite de la Feuillée (F. Conquéré, 1969; Y. Georget, 1983, C. Castaing *et al.* 1983). Des leucogranites et quelques filons basiques recoupent la partie centrale du massif.

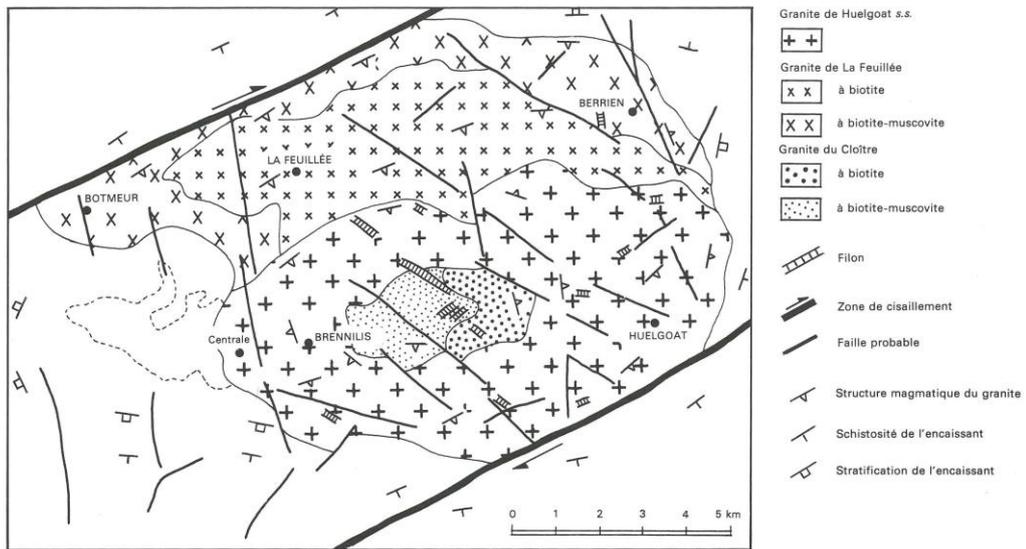


Fig.5.-Structures magmatiques du granite de Huelgoat en relation avec son encaissant

Le granite du Cloître est un monzogranite moyennement à finement grenu évoluant d'est en ouest, d'un pôle mésocrate à biotite dominante à un pôle leucocrate à muscovite dominante et tourmaline. Le granite de Huelgoat s.s. correspond à un monzogranite porphyroïde à biotite et cordiérite, montrant une légère différenciation centrifuge et une forte hydrothermalisation dans sa partie occidentale. Le granite de La Feuillée est constitué d'un monzogranite à gros grain, évoluant de façon centrifuge, d'un pôle mésocrate à biotite dominante à un pôle leucocrate à muscovite.

**b) Géochimie**

L'ensemble de ces granites possède un caractère alumineux (C. Castaing *et al.* 1983; Y. Georget, 1983; Y. Georget et Capdevilla, 1984) se traduisant par une biotite riche en aluminium ( $Al_2O_3 > 18,6\%$ ) et, géochimiquement par une valeur supérieure à 10 du paramètre multicatationique A (fig.6a). La figure 6 montre que le granite de Huelgoat s.s. évolue avec

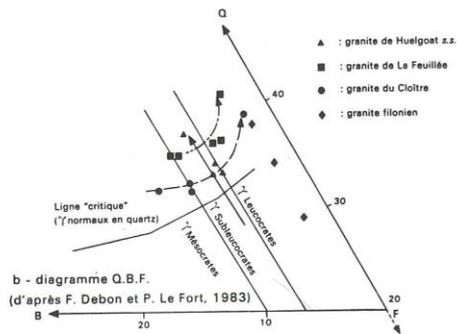
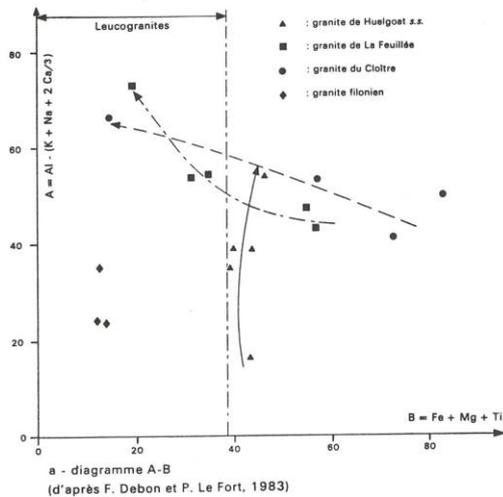


Fig.6.-Diagrammes géochimiques des différents faciès du granite de Huelgoat

des paramètres A et Q fortement croissants et un paramètre B constant, alors que les granites de La Feuillée et du Cloître évoluent avec des paramètres A et Q faiblement croissants et un paramètre B fortement décroissant.

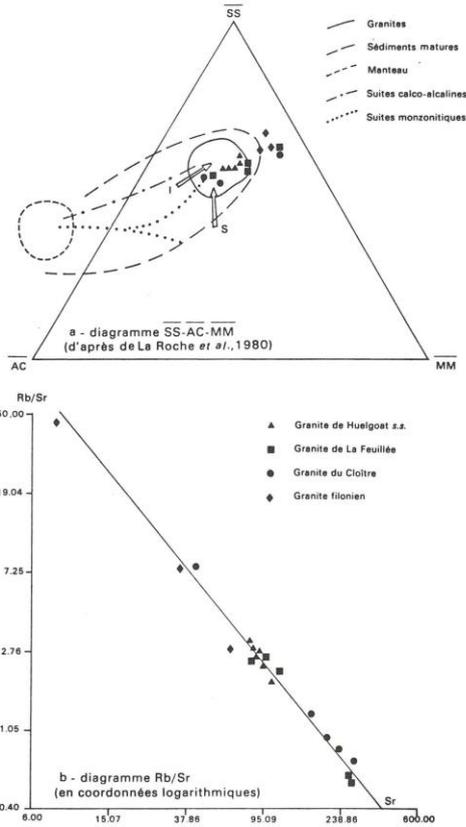


Fig.7.-Diagrammes géochimiques des différents faciès du granite de Huelgoat

La figure 7 souligne le lien de consanguinité existant entre les différentes unités granitiques. Dans le diagramme triangulaire SS-AC-MM (fig.7a) de La Roche *et al.* (1980), la suite granitique de Huelgoat apparaît comme dérivant de la fusion partielle de métasédiments de type grauwaacke.

Dans le diagramme binaire Rb/Sr en fonction de Sr, en coordonnées logarithmiques (fig.7b), tous les échantillons sont très proches de la droite de régression. Ceci paraît dénoter un certain lien génétique au niveau de la source, mais les champs des différentes unités granitiques ne se recouvrent que partiellement et possèdent des orientations légèrement différentes, ce qui nous a incité à construire une isochrone Rb/ Sr pour chacune de ces unités.

**c) Géochronologie**

J.J. Peucat *et al.* (1979) ont obtenu, par la méthode Rb/Sr, un âge de  $336 \pm 13$  MA pour le granite de Huelgoat. L'isochrone est établie à partir de sept échantillons représentant les trois principaux faciès du granite (granites du Cloître, de La Feuillée et de Huelgoat s.s.).

Une nouvelle étude, toujours par la méthode Rb/Sr sur roches totales, a été effectuée sur un plus grand nombre d'échantillons (granite du Cloître : quatre

Tableau n° 1		Rb concentrations	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *
Granite de La Feuillée	1	236.5	106.3	6.46	0.73778 ± 25
	2	137.6	270.8	1.47	0.71364 ± 33
	3	139.6	260.4	1.55	0.71391 ± 45
	4	235.0	91.9	7.42	0.74263 ± 52
Granite du Cloître	5	191.2	287.5	1.93	0.71520 ± 22
	6	199.9	159.7	3.63	0.72367 ± 27
	7	178.0	230.1	2.24	0.71696 ± 27
	8	176.1	184.7	2.76	0.71969 ± 34
Granite de Huelgoat	9	232.0	78.8	8.55	0.74761 ± 38
	10	232.2	78.7	8.57	0.74692 ± 29
	11	213.7	78.6	7.90	0.74496 ± 45
	12	230.9	83.4	8.05	0.74623 ± 43
	13	227.6	73.7	8.97	0.74914 ± 15

\* erreur à  $2\sigma$  ( $\times 10^{-6}$ ). Valeur du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenue durant cette étude sur le standard NBS 987 =  $0.710\,282 \pm 0.000031$  ( $2\sigma$ )

Tabl.1. (moyenne de 6 analyses).

échantillons; granite de La Feuillée: quatre échantillons; granite de Huelgoat s.s. : cinq échantillons). Les résultats analytiques sont reportés sur le tableau 1. Dans un diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$  (fig.8) les points analytiques définissent une droite dont la pente correspond à un âge de  $342 \pm 6$  MA ( $2\sigma$ ) avec un rapport isotopique initial du strontium de  $0,7062 \pm 0,0006$  ( $2\sigma$ ). Le MSWD est de 2,41 (l'isochrone est calculée en prenant une erreur standard de  $3 \cdot 10^{-4}$  pour  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et 1,5 % sur  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Cet âge confirme et précise l'âge de  $336 \pm 13$  MA préalablement obtenu par J.J. Peucat *et al.* (1979).

De plus, le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial (0,7062) est compatible avec une origine du magma granitique par fusion de matériaux de type grauwakeux, mais cela n'exclut pas une contamination possible de produits de fusion par des magmas basiques à rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bas.

Pris individuellement les granites du Cloître et de La Feuillée définissent chacun une isochrone (fig.8 a et b). Les âges et les rapports isotopiques initiaux sont identiques dans la limite des erreurs. Ces isochrones ont été obtenues en prenant une erreur comparable à l'incertitude analytique, de  $5 \cdot 10^{-5}$  ( $2\sigma$ ) sur le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Par contre si l'on détermine une droite de régression à travers les points analytiques des deux faciès, on n'obtient pas une isochrone. Ceci tendrait à prouver qu'il existe entre chaque faciès des différences, sans doute minimes, mais significatives, soit dans l'âge de mise en place, soit dans la signature isotopique du Sr de la source. Cette hypothèse mériterait d'être vérifiée.

#### d) Géodynamique

Le massif granitique de Huelgoat provient donc de la fusion partielle de matériaux source d'origine sédimentaire, dû au surépaississement crustal engendré par le plongement et le blocage de la plaque Aquitaine sous la plaque Armorique et par le sous-charriage du Léon sous le Domaine centre armoricain (fig.4). A partir du magma anatectique ainsi formé, vont s'individualiser :

- le granite de la Feuillée
- le granite de Huelgoat s.s., légèrement postérieur au précédent car sécant sur sa pétro-structure,
- le granite du Cloître pouvant être considéré comme une enclave témoin d'un granite subcontemporain à celui de La Feuillée.

Les intrusions diapiriques vont s'effectuer dans un contexte tectonique en régime cisaillant dextre, se traduisant par la déformation de la bordure nord-nord-ouest du granite de La Feuillée, caractérisée par une cataclase importante et un étirement des minéraux parallèlement au contact avec la structure des Monts d'Arrée. Cette cataclase est exprimée dans tout le granite de La Feuillée avec un gradient croissant du sud vers le nord.

Les structures magmatiques primaires montrent une orientation générale N  $70^\circ$  dans le granite de La Feuillée, par contre elles épousent globalement les contours des granites de Huelgoat s.s. et du Cloître (fig.5). Cet agencement hélicoïdal central, passant en continuité avec les schistosités de l'encaissant, est un argument supplémentaire d'une mise en place syntectonique, synchrone de la déformation régionale (J.P. Brun, J.Pons, 1981).

L'organisation spatiale de ces structures d'écoulement magmatique résulte de l'effet conjugué des contraintes régionales et de celles engendrées

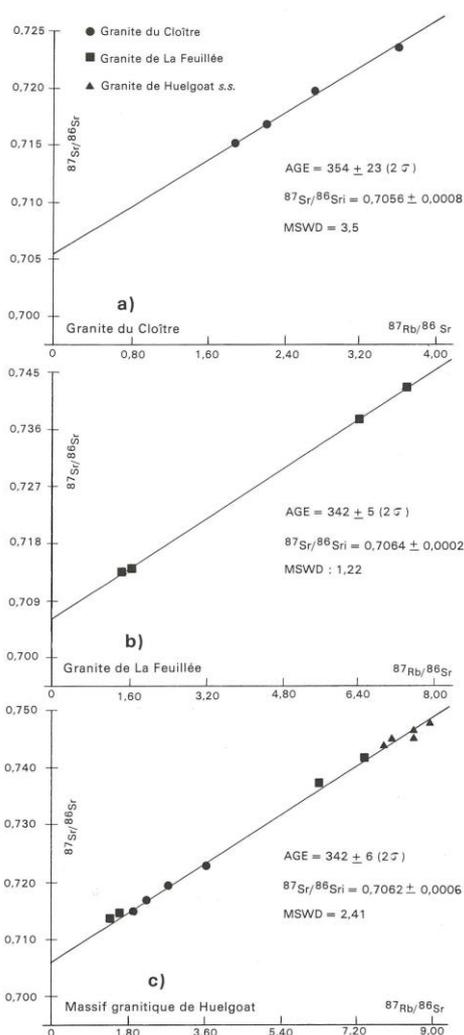


Fig.8.- Isochrones Rb/Sr

par l'intrusion diapirique, le granite de Huelgoat étant monté à la manière d'une "bulle", traversant les séries du Paléozoïque inférieur qui adoptent ainsi une structure anticlinale (fig.2).

### 2.3. L'ouverture du bassin de Châteaulin

Le réseau de décrochements directionnels dextres, se développant pendant la stucturation bretonne (fig.4) va permettre du fait de ses flexurations et de ses relais (fig.9), l'ébauche de vastes aires lozangiques en dépression, piégeant la sédimentation molassique struno-tournaisienne du bassin de Châteaulin (J. Rolet, 1984).

La phase d'ouverture du bassin correspond à la période la plus longue et la plus complexe. C'est pendant cette période que se déposent sur le flanc nord (fig.2) trois formations volcano-sédimentaires en discordances cartographiques : les formations de Kermerrien, Kertanguy et Kerroc'h (J. Rolet, et P. Thonon, 1979).

La formation de Kermerrien datée du Strunien (J. Rolet et al. 1985), correspond aux premiers termes connus du bassin de Châteaulin et se caractérisent par la présence d'olistolites siluro-dévonien de Schistes et de quartzites de Plougastel, pouvant atteindre 2 km de long (J. Rolet, 1982). Les caractéristiques sédimentologiques de cette formation plaident en faveur de turbidites distales déposées sur une aire relativement plane mais fortement subsidente et en contexte volcanique. On y trouve des décharges brutales de galets de Grès armoricains, des shales noirs schistosés à andalousite provenant sans doute de l'auréole de contact du granite de La Feuillée, ainsi que l'autoremaniement de tufs acides contemporains.

La formation de Kertanguy, résultant d'un important épisode volcanique Tournaisien possible, est constitué par une puissante série de laves et de tufs quartzkératophyriques, discordante sur la formation de Kermerrien.

La formation de Kerroc'h, significative d'une période de surrection de reliefs, débute par une énorme décharge conglomératique faisant place à une série volcano-sédimentaire. L'étude des laves, tantôt aériennes, tantôt sous-aquatiques, indique un caractère tholéïitique (J. Rolet et P. Thonon, 1979) compatible avec l'environnement tectonique distensif local, existant au niveau du bassin de Châteaulin. Cette formation, discordante sur la précédente, est attribuée au Viséen inférieur.

C'est pendant la période de maturité du bassin que les formations précédentes, connues actuellement sur les franges bordières, sont largement recouvertes en discordance par la formation de Pont de Buis-Châteaulin datée du Viséen supérieur-Namurien (J. Doubinger, et Pelhate, 1976). Ce stade de comblement rapide débute par des décharges conglomératiques locales, surmontées par le vaste cône gréseux de Locmaria-Berrien (Pelhate, 1970). Ces premiers termes sont ensuite recouverts par des shales et des wackes feldspathiques, pouvant correspondre à des turbidites prodeltaïques (F. Guillocheau et J. Rolet, 1982), conséquence d'un bassin mobile, ayant une subsidence supérieure à l'apport sédimentaire en relation avec un soulèvement régulier des seuils bordiers. Ceci est caractéristique des bassins en "pull-apart" en cours de fonctionnement, avec formation de discordances progressives et migration des termes les plus récents sur les bordures (J. Rolet, 1984).

La structuration namuro-westphalienne (fig.10) intervient sur un bassin dont les flancs sont déjà redressés du fait des décrochements bordiers, en provoquant la formation de grands plis E-W synschisteux, déversés et écaillés vers le nord (ou vers l'ouest dans la partie occidentale), en climat métamorphique anchizonal (fig.9). Cet ultime

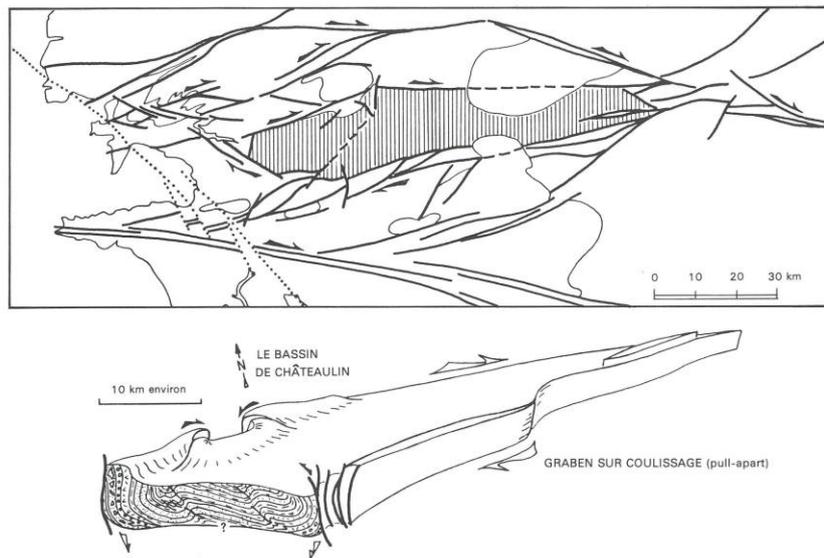


Fig. 9.-Le bassin de Châteaulin

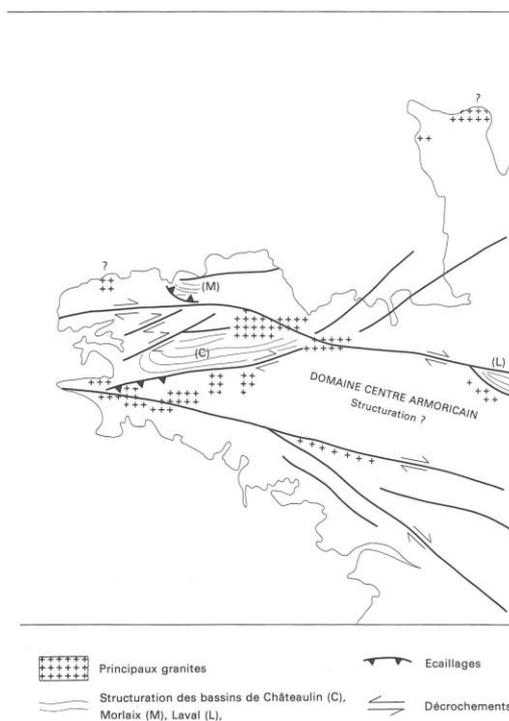


Fig. 10.- La Bretagne au Carbonifère moyen

serrage varisque, associé à la mise en place des derniers granites armoricains, à caractère de granites crustaux potassiques (J.M. Stussi et H. de La Roche, 1984), à la faveur de grandes failles crustales, est considéré en Bretagne centrale et en Normandie, comme le seul événement tectono-métamorphique structurant, les événements bretons ne s'y étant pas manifestés. Les données structurales récentes concernant l'évolution tectonique du bassin de Laval (E. Houlgatte *et al.* à paraître) confirment la discrétion, voire l'inexistence de la phase bretonne en Bretagne orientale (absence de dépôts du Dévonien moyen et supérieur, pas de structuration anté-carbonifère évidente). Cette constatation plaide en faveur d'un gradient tectono-métamorphique grossièrement E-W (J. Rolet *et al.*, 1984; F.J. Martinez et J. Rolet, à paraître), la phase bretonne n'étant fortement exprimée qu'en Bretagne occidentale.

La conséquence des déformations namuro-westphaliennes sur la géométrie des régions structurées lors de la phase bretonne, doit être certainement discrète et correspondre à un rejeu des grands accidents. En ce qui concerne la paléogéographie du Dinantien européen, le bassin de Châteaulin représente un jalon intéressant. En effet, la plate-forme carbonatée nord-européenne représentée dans le bassin de Laval au Tournaisien et au Viséen, n'est connue ici que sous la forme soit de micrograbens locaux : calcaires tournaisiens de Quivit (Y. Plusquellec *et al.* 1982), soit de blocs glissés et remaniés : Viséen moyen de Contravers, olistolithes calcaires Viséen supérieur de Pont de Buis, etc.

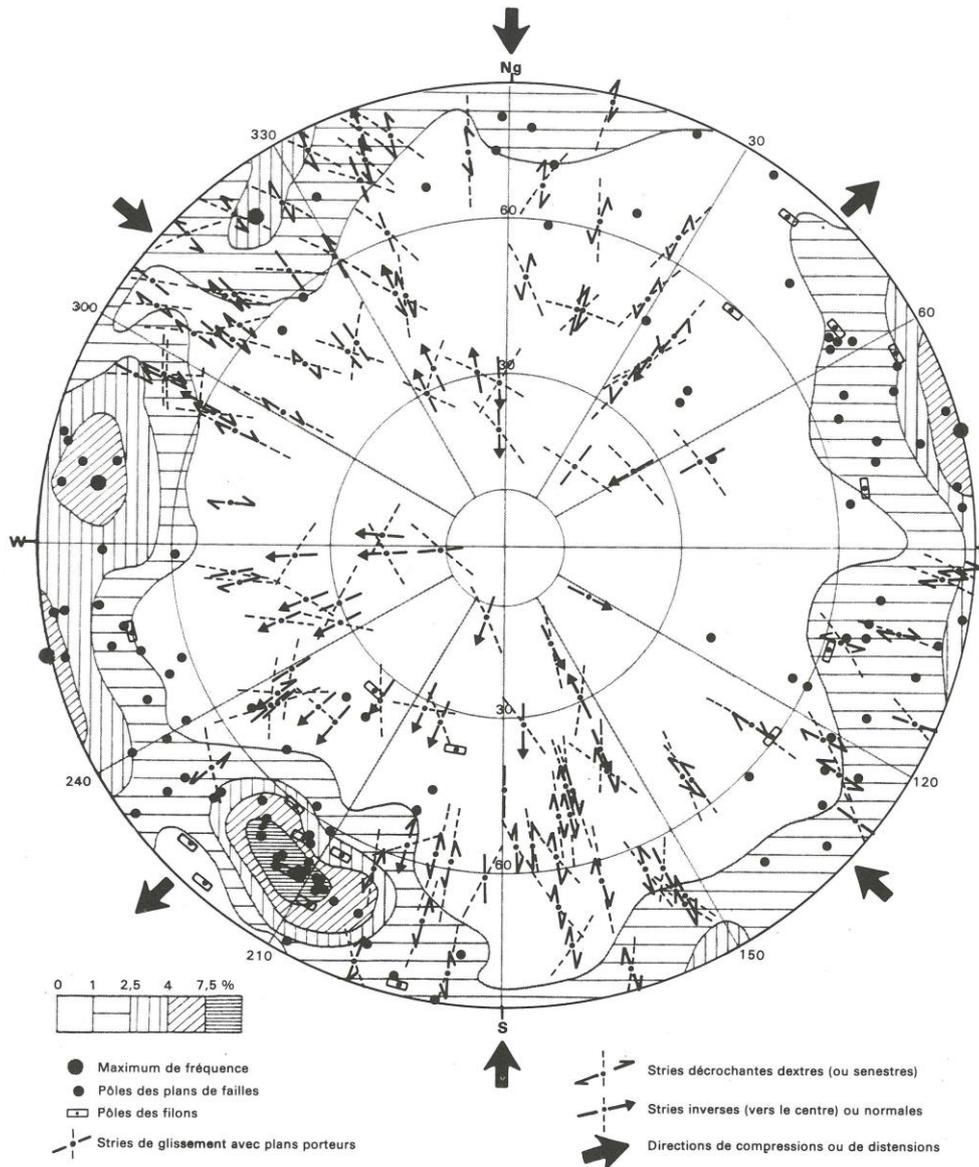


Fig.11.- Massif de Huelgoat; Diagramme de densité (demi-sphère inférieure) et étude morphocinématique

### 3. A la fin du Carbonifère, les effets de la tectonique cassante

Compte tenu de la persistance d'un régime tectonique général en compression, dû à la dynamique des plaques Armorique et Aquitaine du

Dévonien supérieur au Carbonifère, la direction NW-SE de raccourcissement maximal influence toute l'histoire géodynamique de la région.

Elle préside comme nous l'avons vu antérieurement, aux déformations tectonométamorphiques antécarbonifères, à la mise en place de granites tels que celui de Huelgoat, à l'ouverture en "pull-apart" et au serrage de bassins carbonifères tel que celui de Châteaulin.

Ces considérations s'accordent bien avec la facturation majeure du massif granitique de Huelgoat, orientée N 120° E (fig.11), qui guide la mise en place de filons de quartz et de microdiorites. L'étude morpho-cinématique de cette fracturation (fig.11), jouant en décrochement ou le plus souvent en traction, confirme la direction de raccourcissement maximal orienté NW-SE. Il est possible d'envisager un système de Riedel dans lequel, les décrochements régionaux dextres des Monts d'Arrée et de la bordure sud-sud-est du granite, induiraient cette fracturation N 120°E. Cet épisode compressif cassant peut-être également considéré comme le moteur des petits bassins houillers limniques namuro-stéphaniens, situés directement sur les décrochements leur ayant donné naissance.

A la fin du Paléozoïque (fig.12), un nouveau régime de contrainte engendre une nouvelle direction de raccourcissement maximal orienté N-S, dont les effets sont bien visibles dans les granites de Huelgoat, Fougères, Quintin et Pontivy (M. Beurrier *et al.*, 1979) ainsi que dans le socle du Massif central (D. Bonijoly, C. Castaing, 1984). Tandis que se mettent en place localement en régime cisailant ductile, les granites rouges du nord du Léon et du Trégor, les derniers leucogranites associés (Ile Grande, Carantec, Brigognan, Ploudalmezeau, Lesneven et ceux de la zone sud-armoricaine (J.B.

Griffiths *et al.*, 1975), il y a formation d'un large faisceau de fractures et de cataclase dextre N 150-170°E, traversant la Bretagne depuis la région de Morlaix jusqu'à Lorient, passant à proximité est du granite de Huelgoat et porteur de minéralisations à Pb, Zn, Ag (E. Marcoux, 1980).

La vie de ces grandes fractures ne s'arrête pas à la fin du Paléozoïque mais est émaillée de rejeux incessants, prémices de l'ouverture de l'Atlantique et enregistrés par des marqueurs filoniens (L. Chauris *et al.* 1977; Y. Fouquet, 1980; H. Bellon *et al.* 1985). De ces rejeux ressortent nettement : une distension NE-SW (fig.11), attribuée à l'Oligocène du fait de l'existence de grabens lacustres sannoisiens associés (J. Choux, 1960) et des fonctionnements récents, particulièrement nets pour les fossés de la Baie des Trépassés et de Quimper situés sur le cisaillement sud-armoricain (J. Garreau, 1975), et en ce qui concerne le piégeage N-S de la haute vallée de l'Aulne sur la feuille Huelgoat à 1 / 50 000.

#### 4. Conclusions

L'évolution géologique de la région de Huelgoat est donc révélatrice de celle de tout le domaine centre armoricain occidental. Après une période de calme tectonique correspondant à l'installation des bassins de plate-forme ordovico-dévonien, l'orogénèse bretonne structure le domaine. Des granites crustaux se mettent en place pendant que la sédimentation dinantienne synorogénique comble la dépression du futur bassin de Châteaulin.

L'isochrone obtenue par la méthode Rb/Sr (342 + 6 MA) confirme l'existence d'une famille de granites alumineux d'origine sédimentaire, contemporains de la structuration "bretonne" (fini-Dévonien, base du Dinantien) qui inaugurent un régime de fusion crustale qui va se développer, pendant tout le Carbonifère et caractérise l'Hercynien d'Europe occidentale.

Le régime tectonique cisailant dextre régional constitue une des clés de la compréhension de la tectogenèse bretonne jusque dans la tectonique cassante tardi-hercynienne. Il découle de la direction de convergence NW-SE existant entre les plaques probables Armorique et Aquitaine à partir du Dévonien supérieur.

#### Références bibliographiques

- AUTRAN A., CASTAING C., DEBEGLIA N., GUILLEN A., WEBER C. (1986).- Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris : hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. Note présentée lors de la séance spécialisée SGF "structure profonde et évolution de la croûte hercynienne d'Europe" Montpellier, décembre 1984). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 2, n°1, pp. 125-141.
- BARRIERE M., DARBOUX J.R., PELHATE A. (1977).- Sur l'activité structurante du batholite hercynien médio-armoricain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 284, pp. 2083-2086.

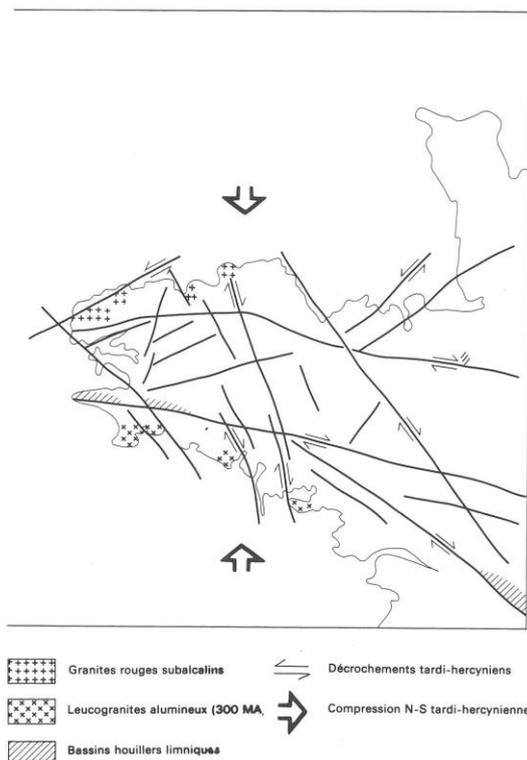


Fig.12.- La Bretagne au fini-Carbonifère

- BARRIERE M., ROLET J., THONON P. (1983).- Le magmatisme , marqueur de l'évolution orogénique , en domaine hercynien ouest-armoricain. *C.R. Acad.Sci. Fr.*, **296**, 2, pp. 917-922.
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLEGOUET B., THONON P. (1985).- Age du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **301**, 2, n° 5, pp.297-302.
- BEURRIER M., BLES J.L., GROS Y., LOZES J., MAROT A. (1979).- Etude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin. Pétrographie, géochimie, fracturation. *Bull BRGM Fr.*, (2), Section I, n°4.
- BONIJOY D., CASTAING C. (1984).- Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol Nord*, Lille, **103**, pp. 187- 199.
- BRUN J.P., PONS J. (1981).- Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non co-axial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geology*, 3, n°3, pp. 219-229.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. (1982).- Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne centre ouest. *Bull. BRGM Fr.*, Section 1, n° 1-2, pp. 47-61.
- CASTAING C. (1984).- Evolution des différents contextes tectoniques et géodynamiques du socle du bassin de Paris depuis le Protérozoïque. Nouvelles hypothèses sur la nature de l'anomalie magnétique. Documents du BRGM n° 81-2.
- CASTAING C., CHEVREMENT P., MARTIN P. (1983).- Etude pétrographique et structurale du massif de Huelgoat. Rapport BRGM 83 SGN 827 GEO confidentiel.
- CASTAING C., HOTTIN A.M. (1984).- Apport de l'étude pétrostructurale des carottes de socle dans l'interprétation géodynamique de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Hypothèse d'un rift dévonien refermé au Carbonifère. Documents du BRGM . n° 95-2
- CHAURIS L., HALLEGOUET B., THONON P., VIDAL P. (1977).- Le champ filonien microgranitique du Bas-Léon (Massif armoricain). *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne (C)*, 9, 1, pp. 5-17.
- CHOUX J. (1960).- La cuvette de Landéan (Ille-et-Vilaine). Etude des sédiments et des formations résiduelles. *Bull. Soc. géol. Mineral. Bretagne*, n° 2,
- COGNE J.P., CHOUKROUNE P., COGNE J. (1983).- Cisaillements varisques superposés dans le massif des Lanvaux (Bretagne centrale). *C.R. Acad.Sci. Fr.*, **296**, 2, 10, pp. 773-776.
- CONQUERE F., (1969).- Le massif de Huelgoat (Nord-Finistère). Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. Série C, **21**, n°1, 42 p.
- DARBOUX J.R., GARREAU J. (1976).- Précisions sur la structure de l'Arrée et des piémonts dans leur terminaison occidentale (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **283**, pp. 1007-1010.
- DARBOUX J.R. (1981).- Caractérisation du régime cisailant de la déformation hercynienne dans les Monts d'Arrée (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **292**, pp. 1497- 1500.
- DARBOUX J.R., GRAVELLE M. (1982).- Les manifestations de la déformation continue dans le Paléozoïque ouest -armoricain 107<sup>ème</sup> congrès des Sociétés savantes, Brest, Sciences, n° 3, p. 247-257.
- DARBOUX J.R., (1984).- Réflexions sur la cinématique de la structuration hercynienne dans la zone centre armoricaine occidentale. RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain" Le Mans (à paraître).
- DEBON F., LE FORT P. (1983).- A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, **73**, (for 1982), 1983, pp. 135-149, 7 fig, 3 tabl.
- DEUNFF J., GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1984).- La coupe de Quenech Guen (Centre Finistère). RCP.705 "Géodynamique du Massif armoricain", Le Mans, (à paraître).
- DIOT H., BOUCHEZ J.L., BLAISE J. (1983).- La bande ductile Lanvaux. Les Ponts de Cé entre Redon et Angers. Une composante du cisaillement hercynien du Massif armoricain (France). *Bull. Soc.géol. Fr.*(7), **25**, n° 2, pp. 155-167.
- DOUBINGER J., PELHATE A. (1976).- Nouvelles observations sur l'âge des schistes de Châteaulin (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **283**, D, p. 467.
- DUBREUIL M., VACHARD D. (1982).- La série de Saint-Georges-sur-Loire et les événements de la limite silurien-dévonien dans le domaine ligérien du Massif armoricain, 9<sup>ème</sup> réunion Ann. Sci. Terre, Paris, p. 213, Soc. Géol. Fr., édit. Paris, p. 213, Soc.géol Fr. édit. Paris.
- DURAND J., GUILLOCHEAU F., HAMOUMI M. (1984).- L'Ordovicien ouest-armoricain : cycle d'évolution complet d'un bassin de plate-forme intracratonique. R.C.P. 705. "Géodynamique du Massif armoricain", Le Mans (à paraître).
- DUTHOU J.L. (1977).- Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin. Thèse de doc torat ès-sciences. Annales scientifiques de l'Université de Clermont Ferrand, n° 63, 294 p.
- FOUQUET Y. (1980).- Les districts antimonifères de Quimper et du Cap Sizun (Finistère), leur place dans la métallogénie de l'antimoine dans le Massif armoricain (France). Thèse 3ème cycle, Clermont Ferrand, 191 p.
- GARREAU J. (1975).- Les reliefs en creux de la zone broyée sud-armoricaine de la baie des Trépassés à Saint-Ivy. *Norois*, **86**, pp. 225-241.
- GEORGET Y. (1983).- Le massif granitique de Huelgoat (Finistère nord). Hétérométamorphisme ou polygenèse ? Granite de type I ou de type S ? Rapport de DEA Université de Rennes, I, 28 p. + annexes.
- GEORGET Y., CAPDEVILLA (1984).- Nature et pétrogenèse du Massif de Huelgoat (Bretagne centrale occidentale) 10<sup>ème</sup> RAST, Bordeaux, 1984, p. 255.
- GRIFFITHS J.B., PEUCAT J.J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1975).- Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters* **74** (1985) 235-250. Elsevier Science Publishers BV Amsterdam.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982).- La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. Géol. mineral. Bretagne, (C)*, **14**, 2, pp. 45-62.
- GUILLOCHEAU F., (1984).- Le Dévonien ouest-armoricain ; une succession de trois bassins sédimentaires contrôlés

- structuralement . RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain", Le Mans (à paraître).
- HERROUIN Y., CASTAING C., CHANTRAINE J. (1977).- Nouvelles données lithostratigraphiques en Bretagne centrale (Monts d'Arrée). 5e réunion ann. Sci. Terre, p. 272.
- HOULGATTE E., LE HERISSE A., PELHATE A., ROLET J. (à paraître) .- Evolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval (Massif armoricain). (Résumé, réunion RCP 705 Octobre 1984- Le Mans).
- JEGOUZO P., PEUCAT J.J., AUDREN C. (1984).- Les orthogneiss préhercyniens de Bretagne méridionale : pétrographie, structure, géochimie, géochronologie et signification géodynamique . Séance spécialisée S.G.F. : structure profonde et évolution de la croûte hercynienne d'Europe. Montpellier (à paraître).
- JOUBERT M. (1978).- Etude pétrographique, structurale et métallogénique de la Châtaigneraie (secteur de Veinazès, Cantal). Thèse Université de Clermont II, n° 561.
- KERJEAN M., ROLET J. (1984).- Le Bassin carbonifère de Châteaulin : piège à minéralisations? RCP "705 Géodynamique du Massif armoricain", Le Mans (à paraître).
- LA ROCHE H. de, LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980).- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major- element analyses Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, (1980), pp.183-210.
- LA ROCHE H. de, STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980b).- Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélation géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sciences de la Terre*, 24, (1980-1981), n° 1, pp. 5-121.
- LEDRU P., CHANTRAINE J. (1984).- Géométrie et cinématique de la déformation hercynienne dans le bassin briovérien de Josselin-Loudéac. RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain", Le Mans (à paraître).
- MARCOUX E. (1980).- Le district de Pontivy. Sa place dans la métallogénie plombo-zincifère du Massif armoricain. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Clermont II.
- MARTINEZ F.J., ROLET J. (1984).- Late paleozoic metamorphism in the North-western. Iberious peninsula, Brittany and related areas in South-West Europe. Colloque PICG 27. Glasgow 1984 (à paraître).
- PELHATE A. (1970).- Caractéristiques sédimentologiques des "Schistes de Châteaulin" aux environs de Locmaria. Berrien et Poullaouan (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, C, II, n° 1, pp.1-10.
- PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979).- Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Etude Rb/ Sr de granites du domaine centre armoricain. *Bull. BRGM, Fr. Section I*, n° 4, pp. 349-356.
- PEUCAT J.J., LE METOUR J., AUDREN C. (1978).- Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*(7), n° 2, pp. 163-167.
- PLUSQUELLEC Y., PELHATE A., ROLET J., WEYANT M. (1982-1983).- 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. Mineral. Bretagne*, (C), 14, 2, pp. 1-17, 3pl.
- ROLET J., THONON P. (1978).- La semelle d'un charriage hercynien majeur effondrée par un réseau de fractures en régime coulissant dextre ; sa mise en évidence grâce aux marqueurs filoniens de la Rade de Brest (Massif armoricain). *C.R.Acad. Sci. Fr.*, D, 287, pp. 1099-1102.
- ROLET J., THONON P. (1979).- Mise en évidence de trois complexes volcano- détritiques d'âge dévonien inférieur à moyen. Strunien et Viséen inférieur sur la bordure nord du bassin de Châteaulin. *Bull. BRGM Fr.*, (2), 1/2, pp. 303-315.
- ROLET J., DEUNFF J. (1982).- Les formations paléozoïques à la bordure du dôme briovérien de Plourac'h (Côtes -du-Nord) : arguments en faveur de l'allochtonie des terrains paléozoïques. *Bull. BRGM Fr.*, (2), 1/2, pp. 39-45.
- ROLET J. (1982-1983).- La "phase bretonne" en Bretagne : état des connaissances. *Bull. Soc. Mineral. Bretagne*, C, 14-2, pp. 63-71.
- ROLET J. (1984).- Graben lozangiques (pull-apart) en régime de décrochement . Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain. *Ann. Soc. géol. nord*, C, III, pp. 209-220.
- ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.R., THONON P., GRAVELLE M. (1986).- L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la Chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique. Cornwall. Séance spécialisée SGF : structure profonde et évolution de la croûte hercynienne d'Europe . Montpellier (déc. 1984). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 2, n° 1, pp. 43-54.
- ROLET J. (1985).- Les reliques de cisaillement tangentiel épargnées par les coulissements en Bretagne méridionale. Comm. orale Colloque "Hercynien d'Europe" INSU. Paris.
- ROLET J., PLUSQUELLEC Y., BABIN C., DEUNFF J. (1986).- Fammenian regression and Strunian grabens in the Armorican Massif, A key area : the western Brittany (Colloque Aachen-1986) . *Ann. Soc. géol. Belgique*, 209, pp. 197-203.
- SAUNIER J.F. (1985).- Un domaine cristallophyllien dans le Protérozoïque supérieur (Briovérien) de Bretagne centrale : le dôme de Plouguenast (Côtes du Nord). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Rennes.
- STUSSI J.M., DE LA ROCHE H. (1984).- Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie chimique et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 298, 2, 1, pp. 43-48.
- THONON P., ROLET J. (1982).- Magmatisme et tectonique en domaine centre armoricain occidental (Finistère). L'expression des magmatismes synorogéniques, tardi-orogéniques et post-orogéniques calédonovariques. 107<sup>ème</sup> congrès nat. Soc. sav., Brest, 1982, Sciences, n° 3, pp. 355-366.
- WYNS R., CHANTRAINE J. (1984).- Essai de modélisation de l'évolution géodynamique du Massif armoricain au Paléozoïque. R.C.P. 705 "Géodynamique du Massif armoricain" Le Mans (à paraître).