

SESSION EXTRAORDINAIRE

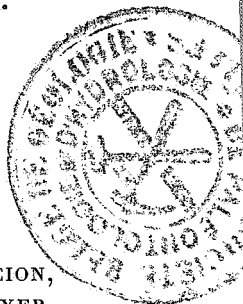
DE LA SOCIÉTÉ BELGE DE GÉOLOGIE, DE PALÉONTOLOGIE ET D'HYDROLOGIE

ET DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE

tenue en Bretagne du 9 au 12 septembre 1964
et dirigée par MM. Louis CHAURIS, Jean COGNÉ et Jean MICHOT.

COMPTE RENDU

par J. MICHOT et J. LAVREAU.



Ont pris part aux travaux de la Session : MM. CH. ANCION, A. BEUGNIES, L. DANGEARD, P. DE BÉTHUNE, M.-E. DENAEYER, I. DE MAGNÉE, P. DUMON, P. FOURMARIER, J.-M. GRAULICH, L. LAMBRECHT, R. MARLIÈRE, J. MICHOT, P. MICHOT et G. MORTELMANS, membres des deux Sociétés; MM. J.-M. CHARLET, J. DELHAL, L. DOYEN, V. FACON et Y. GODFRIAUX, membres de la Société belge de Géologie; M. G. SCHAAR, membre de la Société géologique de Belgique. Les personnes suivantes ont également participé aux travaux de la Session : M. E. BURKE, M^{me} CHARLET, MM. L. CHAURIS, Chargé de Cours à l'Institut Catholique de Paris, J. COGNÉ, Professeur à l'Université de Strasbourg, M. COUVREUR, M. DORÉ, Maître-Assistant à l'Université de Caen, M^{mes} DUMON, GODFRIAUX, M. J. LAVREAU, M^{mes} MARLIÈRE, MORTELMANS et M. M. SEMET.

SÉANCE DU MERCREDI 9 SEPTEMBRE 1964.

Les participants se retrouvent pour le repas du soir à l'hôtel Beau-Séjour, au Val-André, où M. MORTELMANS, Président de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, leur souhaite la bienvenue. Il remercie MM. COGNÉ, CHAURIS et J. MICHOT d'avoir bien voulu se laisser distraire quelques

jours de leurs travaux pour conduire, dans une région qu'ils connaissent particulièrement bien, les membres des deux Sociétés géologiques de Belgique. Il propose, suivant la coutume, l'élection du Bureau de la session.

Sont élus, à l'unanimité :

Président : M. L. DANGEARD.

Directeur des excursions : M. J. COGNÉ.

Secrétaire des séances : M. J. MICHOT.

Trésorier : M. J.-M. GRAULICH.

M. DANGEARD remercie au nom du Bureau et donne la parole à M. COGNÉ qui esquisse rapidement le programme des excursions et propose de remettre au lendemain, étant donné l'heure tardive, l'introduction à la géologie de la partie du massif armoricain qui sera étudiée au cours des trois journées qui vont suivre.

Première journée. — Jeudi 10 septembre 1964.

LE PENTÉVRIEN ET LE BRIOVÉRIEN DE LA BAIE DE SAINT-BRIEUC.

INTRODUCTION.

M. COGNÉ présente une esquisse tectonique de la région comprise entre la baie de Saint-Brieuc et la baie du mont Saint-Michel :

« 1. Les grandes lignes structurales.

» L'histoire structurale du bloc nord-armoricain comprend 4 grandes périodes tectoniques qui, schématiquement, se succèdent de la façon suivante (pl. I) :

» 1. Constitution d'un socle pentévrien à direction structurale NNE-SSW à N-S.

» 2. Après le dépôt d'un ensemble briovérien important (Antécambrien récent), développement de la chaîne cadomienne à direction structurale E-W.

» 3. Entre les déformations cadomiennes et les premières manifestations hercyniennes, reprises tectoniques avec cisaillements dirigés NE-SW.

» 4. Après le dépôt du Paléozoïque, depuis le Cambrien jusqu'à la fin du Dévonien, développement de la chaîne hercynienne à direction structurale ESE-WNW (branche « armoricaine » de la chaîne).

» L'étude des ensembles géologiques qui constituent la baie de Saint-Brieuc, en particulier son flanc est, apporte en premier lieu une série d'arguments d'ordre stratigraphique et tectonique démontrant l'existence, dans cette partie de la Bretagne, des deux premières unités tectoniques distinguées ci-dessus (J. COGNÉ, 1959) (pl. II).

» Le Briovérien y dessine, d'après la carte géologique au 80.000^e (Saint-Brieuc, 1^{re} édition : BARROIS, 1896; 2^e édition : BARROIS, 1932, 1934; BARROIS, PRUVOST et WATERLOT, 1938, 1939) un puissant anticlinal fortement arqué, passant progressivement de la direction Nord 130° au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc, à la direction Nord 50° sur son flanc est. On y reconnaît, de la périphérie vers le centre, deux subdivisions : un étage supérieur, celui des phyllades de Saint-Lô, ici représenté par les schistes et phtanites de Lamballe et de Binic, et un étage inférieur, les schistes verts et roches volcaniques basiques d'Erquy, généralement métamorphiques.

» Ces formations anciennes sont affectées, en général, par un métamorphisme notable donnant naissance à leurs dépens à des micaschistes et à des amphibolites que CH. BARROIS et ses collaborateurs ont considérés, dans leur totalité, comme le produit du métamorphisme de la série basique d'Erquy (amphibolites de Lonvillon). Seule, la région même d'Erquy, échappant à ce métamorphisme, permettait de se faire une idée de la stratigraphie de ce que l'on considère comme les terrains les plus anciens de Bretagne.

» Au milieu de cette zone anticlinale, les auteurs de la carte de Saint-Brieuc ont dessiné, d'autre part, plusieurs massifs dioritiques. Ceux-ci dériveraient d'un magma granitique ayant évolué vers la forme dioritique par assimilation plus ou moins complète du milieu basique dans lequel il aurait pénétré. Le plus bel exemple de cet état des choses a été décrit par CH. BARROIS pour le massif s'étendant à l'Est de Saint-Brieuc, depuis Coëtmiex jusqu'au Fort-La-Latte, bien exposé, en particulier au flanc ouest de la baie de La Fresnaye (feuille de Dinan).

» Certaines observations permettent cependant, à l'heure actuelle, de préciser les relations des séries de base du Briovérien avec les séries métamorphiques qui les cernent de toute part.

» Une chose frappe dès l'abord à propos de la série d'Erquy, dans la région d'Erquy précisément. Ces formations ophiolitiques, mêlées à une sédimentation schisteuse et arénacée, présentent actuellement une direction W-E dominante (indiquée sur la 2^e édition de la feuille de Saint-Brieuc) avec pendage variable vers le Sud, alors que les séries métamorphiques voisines (micaschistes, amphibolites, migmatites amphiboliques) évoluant vers des « diorites d'anatexie » sont dirigées SW-NE avec un pendage fort tantôt vers le Nord-Ouest, tantôt vers le Sud-Est.

» Il s'agit de deux séries fortement disharmoniques, dont le contact, difficile à observer, a pu cependant être approché en quelques points :

» — Au Val-André, à l'Ouest de Pléneuf : la butte des monts Colleux, située au voisinage du contact présumé entre la série d'Erquy au Nord et la série métamorphique au Sud, montre une arkose conglomératique, avec éléments de quartzites et de micaschistes, parallèle à la série d'Erquy (W-E) et, comme elle, présentant un fort pendage vers le Sud.

» — Près d'Andel, sur le flanc sud-ouest de l'anticlinal métamorphique on observe de même un lit arkosique à grain fin très altéré, peu épais, entre la série métamorphique constituée par des diorites migmatitiques dirigées SW-NE et les séries éruptives non métamorphiques dirigées W-E.

» — Au fond de la baie de La Fresnaye (Port-à-la-Duc) et sur son flanc nord-ouest (Port-Nieux, Château-Serein), le contact entre les séries éruptives basiques et les séries migmatitiques est, par contre, profondément tectonisé.

» Nulle part on n'observe donc dans tout ce secteur, un passage quelconque entre la série ophiolitique d'Erquy et les formations amphiboliques métamorphiques.

» Non seulement il y a disharmonie structurale, mais le caractère systématique de cette disharmonie conduit à soupçonner une véritable discordance stratigraphique entre la série d'Erquy et les formations métamorphiques situées à proximité,

discordance soulignée par la présence, peut-être irrégulière, d'un niveau arkosique entre le système d'Erquy et le système cristallophyllien.

» En outre, au Sud-Ouest du Val-André, les alentours de Dahouet présentent tout un « complexe » métamorphique constitué par des faciès granito-gneissiques plus ou moins leucocrates, allant de la composition presque purement quartzofeldspathique à la composition dioritique. Ces faciès alternent avec des micaschistes et surtout des amphibolites chloriteuses, toujours plus ou moins gneissifiées, le tout orienté SW-NE.

» Ce complexe métamorphique présente avec la série d'Erquy des relations remarquables, faciles à observer entre Port-Morvan et l'embouchure du Gouessan : contact par faille vers l'Est, contact discordant vers le Sud.

» A mi-chemin entre Jospinet et Port Rouault, on peut observer directement dans la falaise, le contact normal de la série d'Erquy et du complexe métamorphique.

» La série d'Erquy, représentée par des ophiolites et par des schistes noirs, est déposée sur une série arkosique qui provient elle-même du remaniement, *sur place*, d'un vieux socle cristallin profondément arénisé au moment où a débuté cette sédimentation.

» Ce « complexe de base », témoin d'un vieux continent anté-briovérien, a été dénommé PENTÉVRIEN, puisque c'est en bordure du pays de Penthièvre (Pagus Pentvr), situé au fond et à l'Est de la baie de Saint-Brieuc qu'il a été signalé pour la première fois (J. COGNÉ, 1959).

» 2. Les métamorphismes.

» La série briovérienne inférieure n'est pas atteinte par le métamorphisme dans cette zone de contact avec le socle cristallin ancien.

» Par contre, entre l'embouchure du Gouessan et l'anse d'Yffiniac, dans la région d'Hillion, dans le fond de la baie de Saint-Brieuc, on retrouve les mêmes formations. Mais ici apparaît un début de métamorphisme, d'abord léger, puis de plus en plus intense vers l'Ouest, affectant à la fois le « complexe de base » et la série sédimentaire et volcanique d'Erquy (pointe des Guettes). Cette dernière donne ainsi une nouvelle série

métamorphique formée de micaschistes et d'amphibolites épidioritiques dans laquelle on reconnaît encore très bien la structure primitive des faciès ophiolitiques. Sur le flanc est de l'anse d'Yffiniac, en particulier, au Nord d'Hillion, on observe encore des faciès arkosiques et conglomératiques à éléments granitiques situés à la base de la série volcanique, le tout pris dans un métamorphisme léger; tandis qu'un peu plus au Sud, on retrouve le faciès granito-gneissique légèrement métamorphique, typique du « complexe de base ».

» Nous sommes donc, à partir d'ici, en présence de deux métamorphismes, l'un ancien, responsable du « complexe de base » avec micaschistes, amphibolites, migmatites dioritiques et granito-gneissiques; l'autre, plus récent et, pour l'instant, léger, transformant les séries d'Erquy en micaschistes et amphibolites nouveaux.

» Au flanc ouest de l'anse d'Yffiniac, ce métamorphisme second est mieux développé encore. On n'y reconnaît plus la structure intime des séries ophiolitiques. Seule l'alternance micaschistes-amphibolites passant, à la base, à des arkoses avec niveau de poudingue à galets de granite (arkose et poudingue de Cesson, homologues de ceux que l'on a déjà observés sur l'autre flanc de l'anse et dans le secteur de Port-Rouault) permet d'y reconnaître la base de la série d'Erquy précisée plus à l'Est.

» 3. L'évolution cadomienne.

» On y reconnaît les grandes étapes caractéristiques des « chaînes géosynclinales » les plus importantes qui ont façonné la face de la terre (J. COGNÉ, 1962) :

» — Une première période d'orogénèse, antérieure aux plissements proprement dits, apparaît vers la fin du Briovérien moyen, caractérisée par la surrection, le soulèvement vertical et lent des deux puissantes cordillères (cordillères normannienne et ligérienne). A ces mouvements se rattachent, en profondeur, une schistification régionale et, surtout, le métamorphisme général.

» — La période de tectogénèse intervient plus tard, après les dépôts du Briovérien supérieur, provoquant, sans doute en plusieurs phases, le plissement général et intense, dans un mouvement de resserrement latéral, de tout l'ensemble du

Briovérien armoricain. La structure plissée qui en dérive est dirigée en moyenne W-E avec, évidemment, des variantes locales.

» — A ces plissements succèdent enfin des intrusions granitiques tardives qui recoupent tout le Briovérien et dont les plus typiques sont les granites de Normandie méridionale et du Maine (granite de Vire).

» 4. **Histoire tectonique post-cadomienne** (pl. I).

» Les deux blocs pentévrien et briovérien ont par la suite, après le paroxysme cadomien, mais avant le déclenchement des déformations hercyniennes, joué l'un par rapport à l'autre. Entre le domaine pentévrien (recouvert par le Briovérien de la baie de Saint-Brieuc) et le domaine briovérien induré par les granites mancelliens du Sud de la Normandie, se situe, en effet, une vaste zone cisailée dans le sens NE-SW qui occupe largement la région de Saint-Malo. Ce cisaillement est lié à la troisième période tectonique distinguée plus haut. Il a été accompagné, dans la région de Saint-Malo, par un métamorphisme local aboutissant à une granitisation hétérogène (artérites, nébulites) dont les textures synmétamorphiques sont guidées par cette tectonique particulière.

» L'âge de cette granitisation syntectonique (postérieure aux granites mancelliens qu'elle recoupe et antérieure aux lignes tectoniques hercyniennes qui la limitent vers le Sud) a pu être déterminé (M. J. GRAINDOR et G. J. WASSERBURG, 1962) et se situe aux alentours de 420 M.A., c'est-à-dire qu'il serait silurien.

» A la périphérie de cette zone granitisée, les fractures NE-SW sont occupées par des « granites de suture », leucocrates, à tendance aplitique, qui représentent la dernière étape de la mobilisation du socle anté-cambrien de cette région (granites et aplites des régions de Dinan et de Lamballe).

» Lorsqu'intervient l'évolution tectonique hercynienne, tout ce domaine est ainsi devenu un domaine rigide contre lequel viennent s'écraser les séries paléozoïques pincées dans le synclinorium du Menez-Belair. Des granites intrusifs circonscrits vont encore le recouper dont certains sont typiquement liés à une régénération locale des granites mancelliens (granite de Hédé-Bécherel en bordure du synclinorium de Menez-Belair), tandis que d'autres se présentent comme des « Younger Granites » étrangers au socle qu'ils traversent (granite de Ploumanach-Trégastel à l'Ouest du Trégor). »

EXCURSION (1).

1. **Port-à-la-Duc.**

Le fond de la baie de La Fresnaye, sur le flanc est de la baie de Saint-Brieuc, est constitué par le Briovérien moyen dans lequel on peut observer des phyllades très fins, tuffacés, parfois gréseux, renfermant localement des intercalations de phtanites. L'orientation des structures tectoniques de cette série est E-W, déformée et schistifiée secondairement en direction NE-SW.

M. J. COGNÉ rappelle ici la composition générale de la série briovérienne.

On y distingue :

Briovérien supérieur : Dalles vertes (schistes et grès) de Néant, avec lentilles calcaires (calcaire de Saint-Thurial); dépôts à caractère flysch.

En Normandie, la base de cet étage est formée par une série conglomératique, tillitique et varvée. Ce type de sédiment est directement en relation avec le début de la phase orogénique cadomienne apparaissant dès la fin du Briovérien moyen et provoquant à cette époque une émergence temporaire du socle.

Briovérien moyen : Importante série schisteuse (schistes de Saint-Lô) avec petits lits gréseux au sommet et montrant à la base des schistes tuffacés contenant les phtanites que nous observons ici (phtanites de Lamballe).

Briovérien inférieur : Étage volcanique d'Erquy, série essentiellement spilitique reposant sur un complexe détritique de base plus ou moins important (poudingues et arkoses de Cesson).

2. **Port-Nieux.**

La route recoupe le Briovérien inférieur, essentiellement schisteux dans lequel s'intercalent des formations volcaniques de caractère spilitique. Leur association avec des pillow-lavas et leur position dans des niveaux sédimentaires marins permettent de les interpréter comme des coulées sous-marines. L'une d'entre elles est exploitée dans une carrière au bord de la route.

(1) Les arrêts sont indiqués par leur numéro d'ordre, figuré à l'intérieur d'un cercle, sur la planche II.

Les allures tectoniques se disposent parallèlement à la direction E-W.

3. Fort-La-Latte.

Diorite gneissique de Plévenon.

Cette roche a été cartographiée sur les cartes géologiques anciennes sous le nom de syénite de Coutances. Elle apparaît au microscope comme une diorite quartzitique à hornblende, labrador et biotite. Elle contient de nombreuses lentilles foncées, épargnées par la dioritisation et orientées toutes suivant sa structure gneissique. M. J. COGNÉ, se basant sur la structure syncristalline dirigée NNE-SSW à N-S, oblique par rapport à la direction briovérienne et non cataclastique, en fait une formation pentévrienne.

Contrairement à l'opinion de CH. BARROIS, qui la considérait comme liée à l'intrusion d'une masse granitique dans le matériel volcanique briovérien, M. J. COGNÉ l'interprète comme un horst de matériel pentévrien dioritisé dans des zones plus profondes, puis remonté au niveau du Briovérien plus superficiel à une époque sans doute post-cadomienne (période des cisaillements NE-SW) (pl. I).

À l'Ouest, le Briovérien inférieur étant lui-même localement dioritisé (diorites en général plus fines et plus basiques), cette action métamorphique se serait effectuée, dans les deux cas, à une époque tardi- ou post-briovérienne, en respectant, dans chaque cas, les caractéristiques texturales propres au matériel originel (pl. II).

M. DUMON remarque que, contrairement à la carte au 80.000^e actuelle, il n'existe donc pas de faciès métamorphique à la bordure est de la diorite. M. COGNÉ confirme cette observation.

4. Cap Fréhel.

Couverture gréseuse d'Erquy et du cap Fréhel.

Elle est formée de grès micacés et feldspathiques rouges, caractéristiques des séries de piedmont liées à la fin de la période d'abrasion des grandes chaînes, sous des climats chauds et humides, rubéfiants mais non latérisants. Bien qu'horizontale ou très faiblement inclinée au cap Fréhel, elle est, en d'autres points, déformée par des plis à plans axiaux verticaux. Cette disposition s'observe, entre autres, le long de la route qui conduit à Erquy et au cap d'Erquy.

Le problème de l'âge de ces roches rouges est depuis longtemps l'objet de discussions. Elles ont été transportées, suivant les hypothèses, dans à peu près tous les étages du Primaire, à part le Dévonien. Actuellement, elles sont surtout considérées comme houillères (post-sudétiennes). Mais cette hypothèse se heurte à bien des difficultés et, en particulier, au fait que ces couches ont subi les mêmes plissements que les séries anté-hercyniennes qui ont recouvert l'ensemble de ce domaine nord-armoricain au Sud de la Normandie.

Tout récemment, une étude entreprise sur les séries rouges analogues du synclinal de Montmartin en Normandie par J. DOUBINGER et J. PONCET (1964) a permis de découvrir un niveau à Chitinozoaires, Acritarches et spores correspondant au sommet du Dévonien moyen ou peut-être au Dévonien supérieur. Le parallélisme avec les séries du cap Fréhel et d'Erquy n'est pas certain; on est cependant autorisé à penser qu'il s'agit des mêmes formations.

M. J. COGNÉ souligne l'importance très grande de cette découverte qui, si elle était confirmée pour l'ensemble des couches rouges énigmatiques qui nappent ainsi le golfe normano-breton (on les connaît depuis la Normandie jusqu'au Trégor, en passant par Jersey), montrerait l'existence de soulèvements et d'émersion dans ce domaine à partir du Dévonien. Les cisaillements NE-SW et la granitisation syntectonique de Saint-Malo pourraient être liés, en profondeur, à cette même évolution que, suivant les points de vue, on pourrait considérer comme calédonienne terminale ou comme hercynienne précoce.

M. DANGEARD apporte quelques précisions sur les couches rouges de Normandie dont l'âge vient d'être évoqué. Déjà en 1961, RIBAUD fit l'importante découverte d'une faune dans les Grès de Robillard : Brachiopodes, Gastéropodes, plaques de Cystidés, tiges et petits calices de Crinoïdes. Cette faune marquerait aussi la partie supérieure du Dévonien. On aurait ainsi l'indication, dans le Cotentin, d'une phase bretonne précoce.

5. Erquy : Pointe de la Heussaye.

Cette partie de la côte est formée par le Briovérien inférieur dans lequel on retrouve une alternance de schistes tuffacés, de coulées à pillow-lavas et de spilites avec, localement, quelques roches de type gabbroïque.

Les coulées prennent un caractère sodique nettement exprimé et révèlent, par endroits, des restes de structure ophitique.

Toute la série est redressée, caractérisée par la direction E-W de ses structures tectoniques fondamentales et affectée de nombreux plissements.

Elle est traversée par une série de fracturations principales orientées NE-SW que M. COGNÉ rattache aux grands cisaillements post-cadomiens de même direction observés déjà plus à l'Est (pl. I).

6. Port-Morvan.

Nous prenons contact ici, pour la première fois, avec le Pentévrien. On y observe un ensemble localement bien lité, constitué de roches quartzo-feldspathiques et chloriteuses, alternant avec des massifs à faciès grenu ou gneissique; anciennement migmatitique, mais actuellement fortement rétro-morphosé, cet ensemble présente une direction NNE-SSW et un fort plongement vers l'Ouest.

Ces formations redressées sont recoupées par des filons discordants de type franchement spilitique, en rapport avec le volcanisme briovérien.

Dans l'anse du Mûrier, un peu au Nord de la plage de Port-Morvan, le Pentévrien renferme une zone basique dans laquelle se développe le processus de dioritisation dont le terme final est représenté par la diorite gneissique.

Le problème est alors posé de l'âge de ce phénomène de dioritisation qui, en se développant, va donner la grande masse du horst dioritique de Plévenon-Fort-La-Latte observé ce matin.

M. J. COGNÉ montre le lien structural étroit existant entre le matériel pentévrien et les diorites gneissiques. L'affleurement du Mûrier peut être interprété de deux façons : les diorites se développent aux dépens du Pentévrien chloriteux et rétro-morphosé ancien; ou bien, c'est le faciès rétro-métamorphique du Pentévrien qui est secondaire par rapport aux diorites gneissiques. Dans les deux cas, le matériel originel appartient au cycle pentévrien, mais dans le premier la dioritisation est post-pentévrienne, alors que, dans le second, elle appartient au cycle pentévrien lui-même.

La logique de l'analyse structurale voudrait que les diorites gneissiques appartiennent totalement au cycle pentévrien et ceci d'autant plus qu'au voisinage, le Briovérien n'offre aucune trace de métamorphisme.

Mais au fond de la baie de Saint-Brieuc, un métamorphisme croissant vers l'Ouest se développe aux dépens du Briovérien inférieur. Les séries basiques donnent alors des diorites gneissiques fines, différentes au point de vue structural des diorites d'origine pentévrienne, mais analogues du point de vue pétrographique. On peut se demander, dès lors, si l'ensemble de la dioritisation de ces deux séries ne relève pas du même métamorphisme cadomien limité aux zones profondes (pentévriennes) à l'Est et montant progressivement dans le Briovérien vers l'Ouest.

Cette mise au point amorce une discussion à laquelle prennent part MM. DE BÉTHUNE, FOURMARIER, J. MICHOT et P. MICHOT et dont il ressort qu'une dioritisation aussi poussée n'aurait pu se faire à l'époque cadomienne sans que les structures tectoniques pentévriennes n'aient été modifiées.

M. J. COGNÉ admet d'autant mieux la valeur d'une telle objection que c'est justement l'existence de cette disharmonie au sein des masses dioritisées enveloppant la baie de Saint-Brieuc qui l'a conduit à la recherche et à la découverte du Pentévrien.

7. Jospinet.

C'est à cet endroit qu'a été défini le Pentévrien, par rapport au Briovérien. A l'entrée de la plage de Jospinet, le Pentévrien est constitué par un matériel granodioritique fortement chloritisé. Cette chloritisation est liée au processus de diaphtorèse qui affecte de façon générale le Pentévrien dans cette région. L'ensemble est dirigé NNE-SSW et subvertical.

En face de la plage, les îlots rocheux de Roemel, Armoteaux, Perigni, montrent des séries briovériennes non métamorphiques orientées E-W. Une faille NE-SW responsable du tracé général de la côte met en contact ces deux séries.

En se dirigeant vers le Sud-Ouest, on observe dans la falaise cette même zone de cisaillement s'enfonçant dans l'arrière-pays. Cette disposition permet de retrouver le Briovérien dans la falaise immédiatement au Sud-Ouest de Jospinet et son contact *normal* avec le Pentévrien (pl. II, détail). A son sommet,

le Pentévrien présente, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, un faciès d'arénisation caractéristique d'une vieille surface altérée. Ce faciès est remanié à la base du Briovérien sous forme d'arkose fine recouverte par le Briovérien schisteux et volcanique. A la base de ce dernier s'intercale, dans les schistes, un niveau de brèche à éléments pentévriens.

Deuxième journée. — Vendredi 11 septembre 1964.

A. — LE COMPLEXE GRANITIQUE DE PLOUMANACH.

INTRODUCTION.

M. L. CHAURIS prend la direction de l'excursion au début de cette deuxième journée.

La région du Trégor est peu connue du point de vue tectonique. On y a relevé la présence d'un ensemble briovérien (spilites et schistes) de direction E-W, associé d'une façon actuellement mal définie à une masse de gneiss analogue au Pentévrien et caractérisée par une allure tectonique orientée NNE-SSW (Gneiss de Trébeurden).

Un vaste complexe granitique (granite de Perros) présentant toutes les caractéristiques d'un vieux granite traversé par de nombreuses zones d'écrasement apparaît dans cet ensemble. Il semble pouvoir être considéré comme d'âge antécambrien.

Dans le socle ainsi constitué, rigide par rapport aux mouvements hercyniens, est venu se mettre en place le complexe granitique de Ploumanach (280 M.A.). Il se présente sous une forme ovoïde allongée NE-SW. Sa limite s'observe, à l'Ouest, dans l'île Milliau, à l'Est, au pied de la colline du sémaphore de la Clarté. Vers le Sud-Est, elle est en partie cachée sous les sédiments quaternaires et seuls quelques affleurements permettent de la fixer de façon approximative; au Nord, elle est masquée sous les eaux de la Manche.

Ce complexe granitique est formé de trois unités disposées en anneaux concentriques (fig. 1) :

(1) sa partie externe, d'épaisseur irrégulière, pouvant atteindre 500 m environ, se compose d'un granite rose à grain grossier, renfermant quartz, microcline, oligoclase basique et biotite

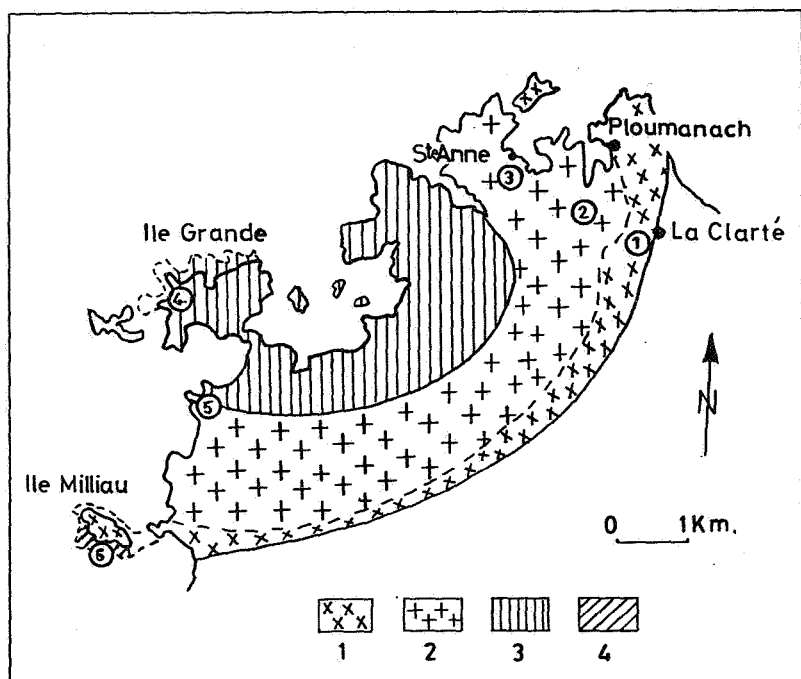


FIG. 1. — Le complexe granitique de Ploumanach.

- 1: Granite rose à grain grossier; 2: Granite porphyroïde;
3: Granite gris à grain fin; 4: Série schisto-gréseuse litée
de l'île Milliau métamorphisée au contact du granite rose
à grain grossier.

Les chiffres figurés à l'intérieur d'un cercle indiquent
le numéro d'ordre des arrêts.

avec, accessoirement, sphène, zircon, apatite et, dans les différenciations pegmatitiques, molybdénite et allanite (L. CHAURIS, 1958). Elle passe progressivement vers la zone interne à :

(2) un granite à faciès porphyroïde caractérisé surtout par une proportion plus élevée de microcline en phénocristaux et formant un anneau d'épaisseur plus grande. Ce granite est recoupé par la troisième unité qui :

(3) à la partie centrale du système, revêt l'aspect d'un granite gris à grain fin dans lequel on observe principalement du microcline, de l'albite, de la biotite avec zircons et de la muscovite.

Dans la région de Sainte-Anne affleure une masse de roches basiques parmi lesquelles on distingue essentiellement des norites avec ou sans olivine, présentant un débitage en « pelure d'oignon » très typique, associées à des gabbros et des diorites. Cette masse est envahie par le granite porphyroïde qui s'y injecte sous forme de filons ou de filonets d'épaisseur variable et s'y enrichit en hornblende et biotite; les feldspaths (oligoclase) y sont ceinturés par une mince zone micropegmatitique à quartz et orthose. Dans la zone de contact se développe un phénomène d'endomorphisme : les porphyroblastes de microcline s'entourent d'une couronne plus claire d'oligoclase conférant au granite un caractère « rapakiwi » bien visible.

A l'île Milliau, le granite à grain grossier est en contact avec un ensemble schisto-gréseux lité, à texture sub-verticale dirigée NE-SW. Il y induit un métamorphisme thermique clairement exprimé et y découpe de nombreuses enclaves à contours généralement anguleux, de tailles diverses, allant de quelques décimètres cubes à plusieurs mètres cubes.

Le complexe granitique de Ploumanach renferme, outre ces enclaves d'origine sédimentaire, des enclaves de roches éruptives. Celles-ci sont composées de biotite, hornblende, quartz, microcline, oligoclase, sphène, apatite, zircon et proviennent de la masse basique de Sainte-Anne ou de roches de nature semblable du socle (H. H. THOMAS et W. CAMPBELL SMITH, 1932).

EXCURSION (1).

1. Carrière « Gouriou » (La Clarté).

Cette carrière est ouverte dans la zone externe du complexe granitique. C'est un granite rose à grain grossier qui renferme quelques zones pegmatitiques à larges biotites, minéralisées en molybdénite. L'ensemble se débite en dalles subhorizontales.

2. Carrière Traouiéros (Ploumanach).

Le granite se présente, dans cette exploitation, sous son faciès porphyroïde. L'oligoclase y apparaît avec une couleur verdâtre; le quartz y est plus foncé que dans le faciès externe.

(1) Les arrêts sont indiqués par leur numéro d'ordre, figuré à l'intérieur d'un cercle, sur la figure 1.

On y observe, entre autres, une série d'enclaves riches en biotite et renfermant des grains de microcline de même nature que ceux du granite.

3. Anse Sainte-Anne.

A cet endroit, le granite porphyroïde englobe une masse importante de roches basiques et prend un faciès de type endomorphique. Il se caractérise, entre autres, par une structure « rapakiwi », le feldspath potassique s'entourant d'une auréole d'oligoclase de 1 mm environ de largeur. La roche basique, de son côté, est parsemée de phénocristaux de feldspath de nature identique.

L'injection granitique se localise essentiellement dans des zones préférentielles figurées par des diaclases. Elle contourne les formes en boule qui résultent actuellement du débitage « en pelure d'oignon » des roches basiques.

4. Carrière « Madec » (Île Grande).

Cette carrière exploite le granite gris à grain fin constituant la partie centrale du système granitique. Il s'agit d'un granite à deux micas, à microcline, albite et quartz. Ses relations avec le granite porphyroïde s'observent au point suivant.

5. Carrière de Kerléo.

Le granite gris à grain fin forme, à cet endroit, une série de filons qui recoupent nettement le granite porphyroïde. Le tout est, en outre, traversé par quelques petites veines quartzofeldspathiques à contacts très flous, de nature métasomatique.

6. Île Milliau.

A son extrémité sud, le complexe granitique recoupe une série schisto-gréseuse, d'âge indéterminé mais de faciès identique à celui des quartzophyllades de Morlaix, qu'il métamorphise.

L'auréole de contact est caractérisée macroscopiquement par le développement de nodules de cordiérite et, plus rarement, d'andalousite.

M. SANDREA (1960, p. 83) en donne la description suivante :

« Sur un fond quartzofeldspathique cryptocristallin, des traînées ondoyantes très denses constituées par de toutes petites lamelles de biotite donnent l'impression d'écheveaux peignés.

» Des couronnes de biotite plus grandes ou plus denses entourent des globules ovoïdes de 1 à 5 mm de long dont le fond de cordiérite est parsemé de petites biotites et muscovites naissantes. Parfois de grandes lames de muscovite soulignent, elles aussi, les glandules de cordiérite.

» Il faut signaler qu'autour de ces « yeux » de cordiérite, on peut voir deux zones à peu près concentriques près du noyau; les biotites sont fraîches au centre mais, vers la périphérie, elles deviennent incolores, cendreuse et montrent des débuts de chloritisation.

» De même, la taille des noyaux de cordiérite qui dépasse 5 à 6 mm de grand axe près du contact granitique et dans les enclaves, décroît rapidement dès que l'on s'éloigne du granite; à 30 m au pied de la falaise, ils sont réduits à 1-2 mm pour finir par disparaître complètement aux « Roches », haut-fond schisteux, sis à 600 m au Sud-Ouest de Milliau ».

Au contact, le granite revêt, sur 3 m environ, une structure aplito-pegmatitique et émet dans les roches de l'auréole une série de filons de même aspect.

Dans le granite lui-même, on peut observer de nombreuses enclaves de roches encaissantes distribuées de façon anarchique. Certaines d'entre elles démontrent très nettement l'action mécanique du granite qui a écartelé leurs strates et s'y est injecté.

B. — LA PHASE BRETONNE.

7. Kerarmel.

Après une longue route vers l'Ouest, depuis le Trégor jusqu'à la région de Morlaix, l'excursion guidée de nouveau par M. J. COGNÉ, aborde le site de Kerarmel sur la rive droite de la rivière de Morlaix.

La partie nord du bassin de Morlaix présente une succession sédimentaire qui, actuellement, peut se schématiser de la façon suivante (CH. DELATTRE, 1952) :

- | | | |
|-------------------|---|--|
| Carbonifère . . . | { | c) Dolérites de Barnénès. |
| | | b) Schistes noirs à nodules phosphatés de Kergaradec. |
| | | a) Brèches et arkoses du Dourdu et de Kerarmel. Brèches avec blocs calcaires dans lesquelles a été décrite une faune carbonifère (Y. MILON, 1928). |
| | | |

Emsien	d) Quartzophyllades de Saint-Martin-des-Champs avec encrines dans certains lits calcaireux	} Quartzophyllades de Morlaix.
Siegenien	c) Grès-quartzites de Coat-Conval, Toulgoat, etc. (Siegenien supérieur)	
	b) Schistes noirs d'Izela (Siegenien moyen)	
	a) Grès de Kervaon (Siegenien inférieur).	
Gedinnien ?	Grès de Plouézoch.	

En transgression sur le Briovérien.

Les formations carbonifères du Nord de Morlaix étaient considérées, jusqu'à une époque récente, comme constituant un faciès intercalé dans les quartzophyllades de Morlaix, ce qui plaçait ceux-ci dans le Carbonifère.

Il y a une dizaine d'années, CH. DELATTRE a pu mettre en valeur, comme le montre la séquence stratigraphique ci-dessus, l'existence d'une lacune sédimentaire importante correspondant à l'absence des terrains dévonien moyen et supérieur entre la série des quartzophyllades de Morlaix proprement dits et les formations carbonifères.

En outre, la « discordance » supposée par CH. BARROIS et recherchée sans succès pendant plusieurs années, a finalement été découverte par CH. DELATTRE (1952) dans la falaise de Kerarmel-en-Plouézoch. Elle apparaît « entre les couches à faune carbonifère incontestable et les quartzophyllades cobleniens de Morlaix ». Ces derniers sont surmontés et recoupés en sifflet par un banc d'arkose blanc verdâtre passant latéralement à une brèche identique à celle du Dourdu. Le tout est fortement plissé et schistifié.

Sur le niveau d'arkose et de brèche, épais de 20 à 30 m, on peut voir reposer un niveau de schistes noirs très fins, d'une puissance de 30 m environ. Ces schistes considérés tout d'abord comme constituant la zone supérieure des quartzophyllades de Morlaix et séparés de ceux-ci par l'intercalation des arkoses carbonifères sont, en fait, lithologiquement différents : beaucoup plus fins, à nodules noirs phosphatés inconnus dans l'étage de Morlaix, et ne renfermant pas les lits grauwakeux caractéristiques de cet étage. Ce sont des schistes d'âge dinantien.

Cette coupe place donc la base du Carbonifère au niveau des arkoses et brèches de Kerarmel-Le Dourdu, transgressives sur

les quartzophyllades dévoniens de Morlaix, mais en discordance tectonique très faible par rapport à ces derniers.

Cette observation conduit M. J. COGNÉ à exposer *le problème de l'âge et de la signification de la phase bretonne*, définie plus au Sud dans le synclinorium médian par H. STILLE, d'après les levés cartographiques de CH. BARROIS :

« A Kerarmel, comme partout ailleurs en Armorique, cette phase est marquée beaucoup plus par une lacune plus ou moins importante des terrains anté-carbonifères sous le Viséen transgressif et par une disharmonie cartographique sensible de celui-ci, que par une véritable discordance tectonique. P. PRUVOST et D. LEMAITRE (1943) ont bien illustré ceci à l'Est du bassin de Châteaulin, à l'occasion de la réédition récente de la feuille de Pontivy au 1/80.000^e.

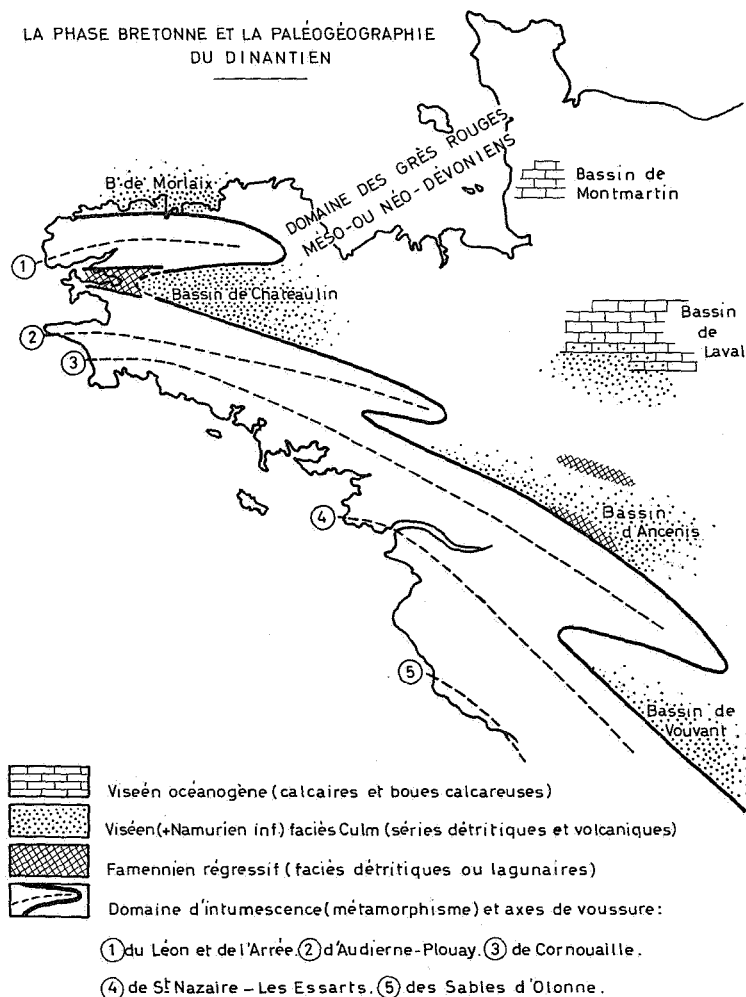
» On peut observer, en effet, que la phase bretonne ne se présente jamais, en Armorique, comme une véritable phase de plissement. Aussi, de nombreux auteurs sont-ils conduits à en minimiser l'importance et la signification réelle. A Kerarmel, les plissements, plissotements et schistosités subordonnées affectent aussi bien les quartzophyllades de Morlaix que le Viséen qui les recouvre; la tectogenèse hercynienne principale est donc bien post-viséenne. L'âge même de la phase bretonne est l'objet de discussion car, le plus souvent, le Viséen transgressif repose directement sur le Dévonien inférieur ou sur des étages plus anciens, ce qui laisse une grande latitude dans le choix de la période où se sont produites les émergences responsables de l'érosion et des lacunes. Pourtant, lorsque la série dévonienne est complète, aucun indice de régression importante n'apparaît avant le Famennien.

» *Il faut, si l'on veut apprécier la signification réelle de cette phase, tenir compte non seulement de la stratigraphie et de la structure locale, mais aussi de la paléogéographie régionale et de la connaissance de l'évolution tectonique et métamorphique profonde à l'aurore des temps hercyniens.* Or celles-ci commencent à être assez bien connues (fig. 2).

» Les grands domaines métamorphiques liés à l'évolution hercynienne, en Armorique, se répartissent suivant une série d'ondes ou de voussures orientées W-E à WNW-ESE, se relayant les unes les autres du Léon à la Vendée (puis de là vers le Massif central) en une puissante intumescence qui constitue le fondement de la branche armoricaine de la chaîne hercynienne. Or,

INTUMESCENCE DE LA CHAÎNE HERCYNienne DANS LE MASSIF ARMORICAIN

LA PHASE BRETONNE ET LA PALÉOGÉOGRAPHIE
DU DINANTIEN



V.H.

J. GOGNÉ, 1964

FIG. 2. — La phase bretonne dans le Massif armoricain.

cette évolution profonde est antérieure à la phase sudète ⁽¹⁾, phase principale des cisaillements et des plissements qui vont régir la mise en place des granites intrusifs syntectoniques en bandes et en feuillets anté-houillers si caractéristiques des cartes armoricaines. Des zones de flexuration limitent ces voûtes métamorphiques, et le métamorphisme monte plus haut (au moins jusqu'au Silurien, et peut-être jusqu'au Dévonien) dans ces domaines de soulèvement que dans les régions extérieures. Dans celles-ci, en effet, non seulement le Primaire, mais encore toute la masse du Briovérien, n'en sont pas affectés. Ces zones de flexuration entre « infrastructure » montante et « superstructure » subsidente vont guider enfin, à l'aurore de la phase sudète, les grands cisaillements à la faveur desquels évolueront les granites intrusifs syntectoniques (J. COGNÉ, 1960).

» Si l'on regarde maintenant les choses du côté de la surface, on remarque un étonnant parallélisme entre la répartition de ces zones d'intumescence anté-sudétiennes, bordées par des flexures, et la répartition des faciès « culm » du Dinantien armoricain. Ce ne peut être l'effet du hasard. Là où il y eut intumescence en profondeur, il y eut érosion en surface et les produits détritiques (et volcaniques) se répartissent à la bordure de ces voussures. Vers le large, en direction du Nord-Est, les faciès océanogènes sont au contraire dominants (fig. 2).

» De plus, ces intumescences anté-viséennes dans les domaines profonds n'étaient pas subordonnées à des plissements, comme le montre le parallélisme global des stratifications paléozoïques et des zonations métamorphiques ⁽²⁾ : seuls des glissements

(1) « Phase sudète » au sens large. En fait, le Namurien se distingue mal en Armorique du sommet du Viséen et la grande période des plissements semble être intervenue ici au cours du Namurien (J. COGNÉ, 1960).

(2) Nous disons bien parallélisme des stratifications des terrains primaires et des zonations métamorphiques hercyniennes fondamentales. On pourrait objecter l'existence très fréquente, aussi bien dans le Léon qu'en Bretagne méridionale, de foliations métamorphiques obliques à la stratification plissée. Mais il s'agit dans la majorité des cas de faciès dérivant du Briovérien, donc déjà plissés (et parfois métamorphisés), lorsqu'est intervenu le métamorphisme fondamental hercynien. D'autre part, il faut tenir compte aussi du fait que, dans le détail, le métamorphisme évoluait parfois encore lorsque sont intervenus les plissements sudètes, introduisant des structures métamorphiques secondaires, localement discordantes avec les terrains paléozoïques; il s'agit là d'accidents locaux en rapport avec les granitisations syntectoniques et non du métamorphisme fondamental. Dans tous les cas l'analyse structurale permet de séparer ces événements successifs.

latéraux, pouvant conduire à des structures en plis couchés à plans axiaux parallèles à la stratification et à la foliation, ont pu alors se développer en profondeur. En surface, cette absence de plissements véritables (mis à part certains ridements locaux) explique de même l'absence de discordance angulaire entre les dépôts du Culm et les séries paléozoïques antérieures, malgré l'importance de la disharmonie cartographique qui les sépare.

» A quelle époque enfin convient-il de placer l'essentiel de cette intumescence de la chaîne hercynienne caractérisant la phase bretonne ? Est-elle apparue dès le Dévonien moyen puisque dans de nombreuses régions du Nord-Est de l'Armorique seul le Dévonien inférieur est connu sous le Viséen ? Nous ne le pensons pas, car partout où le Dévonien moyen et supérieur marins sont conservés, ils ne présentent guère d'indices de régression avant le Famennien (rade de Brest, bassin d'Ancenis). C'est donc vers la fin du Dévonien qu'a dû se faire l'émersion principale entraînant une lacune totale du Tournaisien et l'émission du volcanisme de la base du Viséen. Cette émersion fut cependant momentanée, n'entraînant qu'une érosion partielle du Dévonien, dans les régions à nouveau subsidentes où va se déposer le Culm. Par contre, elle fut pratiquement définitive au cœur des zones *en intumescence continue* pendant le Dinantien, où aucun dépôt nouveau n'apparaîtra avant le Houiller consécutif aux plissements proprement dits, et cette fois fortement discordant.

» Un dernier point s'éclaire à la lumière de ces observations : le domaine des Grès Rouges méso- ou néo-dévonien du golfe normano-breton, de faciès si différent, n'appartiendrait pas à cette évolution. Il était sans doute déjà constitué à la suite de l'accident tectonique d'un tout autre style intervenu localement vers la fin du Silurien entre les blocs de socle pentévrien et mancennien, au cours duquel s'est développé le métamorphisme local de la région de Saint-Malo (1).

(1) L'analyse tectonique, dans les migmatites de ce secteur, montre d'ailleurs que le bloc mancennien a non seulement été déplacé horizontalement vers le Nord (ou le Nord-Est) par rapport au bloc pentévrien (cf. pl. I), mais encore qu'il s'est trouvé rehaussé par rapport à celui-ci (les axes des plis et des crochons qui dérivent de ce mouvement ne sont pas verticaux, mais plongent de 50 à 70° vers le Nord-Est). Or, c'est justement au Nord-Ouest de ce bloc mancennien que s'étendent les dépôts *transgressifs* de type « Vieux Grès Rouges » d'âge dévonien et non pas dinantien. Une analyse du sens des courants responsables du dépôt de ces grès serait intéressante à entreprendre pour en rechercher la région d'origine et savoir si celle-ci correspond bien à ce que permet de soupçonner l'analyse structurale.

» L'ambiguïté de ce dernier secteur, dans l'interprétation de la phase bretonne, provient de ce que ces deux événements, l'un tectonique local, l'autre orogénique général, sont, avec le recul du temps, fort peu espacés à nos yeux par suite d'un défaut de perspective. Ce qui conduit à confondre, dans un même paysage lointain, deux « plans » tout à fait différents bien que relativement rapprochés l'un de l'autre ».

A la suite de ces observations, MM. DANGEARD, DE BÉTHUNE, P. FOURMARIER, R. MARLIÈRE et P. MICHOT prennent part à la discussion. Pour M. DANGEARD, la phase tectonique bretonne représenterait en Normandie un événement important donnant naissance à des ridements. Toutefois, la phase principale de la chaîne hercynienne, déterminant des accidents d'un autre style serait la phase sudète.

M. FOURMARIER se rallie très volontiers à l'opinion de M. DANGEARD en ce qui concerne la phase bretonne.

Pour sa part, il est frappé par le développement de la schistosité oblique à la stratification dans la série des terrains visibles dans la falaise, aussi bien dans le Carbonifère que dans le Dévonien. Il pense qu'il serait difficile de faire intervenir la charge seule pour donner l'explication d'une schistosité de flux aussi marquée, à moins d'attribuer aux terrains enlevés par l'érosion une épaisseur que rien ne permet de justifier. Il est d'avis que les phénomènes de granitisation ont joué à cette occasion un rôle prépondérant comme il l'a établi pour d'autres parties du massif armoricain.

Il est frappé aussi par le fait que la schistosité est exactement du même type dans les deux ensembles stratigraphiques superposés.

Dans l'arkose du Culm, des galets de quartz sont nettement étirés; tous ces faits montrent que ces roches avaient toutes atteint un degré considérable de déformabilité.

M. FOURMARIER a eu également son attention attirée sur des filons de quartz traversant les couches de l'Emsien. Certains d'entre eux montrent des traces indiscutables de plissement; on doit en conclure que ces filons se sont formés tout au début de la phase tectonique principale, avant même que la granitisation syntectonique fasse sentir ses effets en rendant les roches particulièrement déformables, ce qui a facilité grandement la schistosité de flux ainsi que le plissement de certains filons de quartz déjà formés.

M. COGNÉ approuve tout à fait et souligne l'intérêt des remarques de M. FOURMARIER à propos de l'identité des schistosités

dans le Dinantien et dans le Dévonien : « Aussi bien ces schistosités sont-elles sans rapport avec la phase bretonne puisque celle-ci est anté-dinantienne. Leur développement confirme au contraire l'importance et le caractère propre des phases tectoniques ultérieures. Les remarques de M. DANGEARD posent un problème différent. Il est certain que le caractère fondamental de la phase bretonne (mouvements verticaux) n'a aucune raison d'être exclusif de ridements locaux (mouvements horizontaux) dans la superstructure, comme nous le signalions précédemment. En effet, de tels soulèvements d'origine profonde, à partir de l'infrastructure, correspondent à la longue à des dénivellations qui doivent sans doute être très importantes si l'on en juge par la masse du Culm déposé pendant toute la durée du Dinantien.

» Ils peuvent donc introduire dans la superstructure des déséquilibres responsables des glissements tangentiels périphériques tels que nous les avons évoqués, générateurs de plis couchés synmétamorphes en profondeur et éventuellement de plis droits en surface. Il se trouve seulement que là où l'on peut observer les relations directes du Dinantien et des séries primaires sous-jacentes, la discordance ne dépasse jamais quelques degrés. C'est une des raisons pour lesquelles nous pensons que le caractère principal de la phase bretonne n'est pas d'avoir plissé la chaîne, mais de l'avoir soulevée. Enfin, pour reprendre un thème important, évoqué par M. FOURMARIER, nous ne pouvons ici que résumer très brièvement ce que nous avons dit (J. COGNÉ, 1960) à propos des relations étroites existant entre métamorphisme, granitisation et orogénèse. A la phase bretonne se rapporte le métamorphisme et la granitisation régionale en profondeur, dont un bon exemple est offert dans le bombement de l'Anticlinal de Cornouaille. Les phases tectoniques ultérieures, caractérisées par des resserrements entraînant des plissements et des cisaillements énergiques, provoquent une remontée vers la surface des conditions thermodynamiques favorables aux métamorphismes et aux granitisations de caractère plus localisé (exemple : les gneiss anatectiques et granites en feuillets de la « Zone broyée sud-armoricaine »). C'est en liaison avec ces granitisations syncinématiques que peuvent se réaliser les magmas syn- et post-tectonique qui vont faire intrusion jusque dans des séries relativement superficielles où ils développent toutes les formes du métamorphisme de contact à caractère plus étroitement thermique (granites à muscovite de Bretagne centrale et méridionale). Il y a là, dans le domaine de la granitisation, une continuité d'évolution qui se parallélise

remarquablement à la succession et au style particulier des phases orogéniques principales telles que nous venons de les définir. Et leur lien avec les phénomènes dynamiques responsables conjointement des divers types de schistosité, étudiées et définies par M. FOURMARIER, apparaît parfaitement cohérent ».

Troisième journée. — Samedi 12 septembre 1964.

A. — L'EXPLOITATION ALLUVIONNAIRE D'ÉTAIN DE SAINT-RENAN.

INTRODUCTION.

Les excursionnistes sont reçus dans les locaux de la Compagnie Minière de Saint-Renan par M. PAVOT, Président Directeur général, et M. CAYET, Ingénieur.

M. L. CHAURIS y présente l'exposé suivant :

« La connaissance d'une minéralisation stanno-wolframifère importante dans le pays de Léon (Nord Finistère) est toute récente. Le mérite des premières découvertes revient à M. CH. PAVOT, Directeur de la S.A.P.E.M., qui mit en évidence, en 1957, des occurrences de scheelite près de Saint-Renan, et à M. R. MOUSSU qui signala la wolframite et la cassitérite en de nombreux points de cette région. Une prospection en « lit vif » et une campagne de sondages à la Banka, organisées par un syndicat de recherches B.R.G.M.-S.A.P.E.M., ont conduit à la reconnaissance de plusieurs flats stannifères et à la mise en exploitation, en 1960, par la Compagnie Minière de Saint-Renan (Comiren), du gisement alluvionnaire de Saint-Renan.

» Les minéralisations stanno-wolframifères du Pays de Léon sont essentiellement associées au granite de Saint-Renan (fig. 3). Ce granite s'étend depuis l'île de Molène, à l'Ouest, jusqu'au Sud-Est de Saint-Méen à l'Est; plus à l'Est, il se prolonge par les petits massifs indépendants de Saint-Derrien et de Tréméal. Sa longueur connue approche de 60 km; sa largeur varie de 1 à 8 km. Au Nord du massif principal, de nombreux petits pointements de granite identique affleurent dans les gneiss de Lesneven. Sur sa bordure méridionale, le granite est écrasé sur une longueur d'environ 500 m, selon la direction E-W.

» C'est une roche généralement à grain fin, microcline et albite-oligoclase; la biotite domine le plus souvent sur la muscovite. Les différents types pétrographiques sont dus essentiellement à la variation de la dimension du grain, à l'abondance relative de la biotite et de la muscovite, éventuellement à l'apparition de tourmaline.

» Cependant, les analyses chimiques montrent que ces faciès correspondent à des variations de composition assez faibles; le caractère potassique du granite est généralement net.

» Métallogéniquement, le granite de Saint-Renan est caractérisé par l'abondance et la variété des gisements de cassitérite, wolframite et scheelite (L. CHAURIS, sous presse; L. CHAURIS et R. MOUSSU, 1958 *a*, 1958 *b*).

» La minéralisation stanno-wolframifère y est disséminée dans de vastes zones sous forme d'innombrables passées de greisens, de tourmalinites et de filonets quartzeux. Ces zones se situent le plus souvent à l'intérieur du massif granitique, alors que dans le schéma classique, la cassitérite et la wolframite se répartissent vers les pourtours.

» Cette disposition suggère que les zones greisenisées correspondent peut-être aux parties apicales du massif.

» Les grands champs filoniens manquent totalement. Cette répartition rend peu probable la découverte de gisements exploitables en place; elle est, par contre, favorable à la formation de gîtes alluvionnaires.

» La campagne de sondages à la Banka a mis en évidence plusieurs flats stannifères exploitables dans les vallées traversant le granite de Saint-Renan. Le flat principal, dit « flat de Saint-Renan », s'étend sur 8 km de longueur et sur une largeur variant de 100 à 350 m, mais atteignant localement 600 m (« bloc de Vouden »).

» Selon R. MOUSSU (1963), à qui nous empruntons l'essentiel de la description du gisement alluvionnaire, la coupe type du flat de Saint-Renan est la suivante de haut en bas :

0,50 à 1 m d'humus tourbeuse et de terre végétale, passant à de l'argile. Cette couche est, le plus souvent, à peu près stérile.

Alluvions récentes :

0,50 à 1,50 m de sables argileux ou argile plus ou moins sableuse, de couleur grise, assez faiblement minéralisée (50 à 300 gr/m³ Sn);

0,50 à 2 m de sables et graviers gris, montrant souvent des graviers anguleux de quartz et de granite, qui représentent la couche riche du gisement (500 à 2.000 ou 3.000 gr/m³ Sn).

Alluvions anciennes :

1 à 2 m de sables argileux compacts, jaunes ou bruns, de teneur le plus souvent inférieure à celle de la couche précédente.

» Le bed-rock est constitué par le granite de Saint-Renan, le plus souvent arénisé sur plusieurs mètres.

» L'examen des parois de la grande excavation ouverte à Vouden en 1961 a montré (travaux de VOGT) que cette coupe correspond en fait à deux formations alluviales superposées. Sous la terre végétale, les alluvions récentes, formant les 2 à 3 m supérieurs, correspondent à des cônes d'alluvions périglaciaires étalés ensuite dans la vallée principale, tandis que les alluvions anciennes, relativement bien classées et nettement plus pauvres, représentent les alluvions fluviales typiques.

» Le flat de Saint-Renan est exploité à l'aide d'une drague flottante (500.000 m³ d'alluvions fournissent 450 tonnes de concentrés à 74 % d'étain par an). La cassitérite est généralement brune et, dans l'ensemble, assez grossière (les grains de plus de 0,315 mm forment plus de 80 % de la production); la plus grande partie des grains est peu roulée. Les autres minéraux lourds sont principalement constitués par l'ilménite (récupérée), le grenat, la staurotide, la tourmaline, le rutile, le zircon et la monazite.

» Conclusions.

» Trois facteurs principaux ont contribué à la formation des gisements alluvionnaires du massif de Saint-Renan :

» a) *Facteur métallogénique.* — Le grand nombre d'occurrences minéralisées en cassitérite dans le granite de Saint-Renan a pu fournir un poids d'étain relativement important par mètre carré de bassin versant.

» b) *Facteur climatique.* — Le climat tropical humide tertiaire, succédant à la pénéplanation post-hercynienne avait entraîné une arénisation importante du granite. Au Würm, le climat périglaciaire provoqua la formation de grandes coulées de solifluction accumulant dans les vallées d'énormes volumes d'arènes minéralisées. Avec l'adoucissement du climat, les rivières ont progressivement enrichi en cassitérite les masses arénisées.

» c) *Facteur morphologique.* — Les larges versants des vallées avaient permis l'établissement de grandes coulées de soli-

fluction; la présence, à la partie aval des flats, à la sortie du massif de Saint-Renan, d'étranglements constitués par des roches dures (granite à tourmaline de Plouarzel; gneiss de Bourg-Blanc) a favorisé le stockage de ces arènes et, par la suite, de la cassitérite ».

VISITE.

Après l'exposé introductif de M. L. CHAURIS, les excursionnistes sont conduits vers les différentes parties de l'exploitation par MM. PAVOT et CAYET.

Ils visitent la drague en fonctionnement sur le flat principal, ainsi que la laverie où ils s'intéressent aux différentes étapes de la séparation du minerai. Certains d'entre eux ont également la possibilité de suivre une opération de sondage à la Banka.

A la fin de la matinée, après avoir chaleureusement remercié M. PAVOT et ses collaborateurs, M. L. CHAURIS montre la minéralisation stannifère en place à la butte de Vouden. En ce point, situé à 200 m au Nord du flat, un affleurement de greisen formant un piton d'une quarantaine de mètres de diamètre est parcouru par de très nombreux filons de quartz géodique à tourmaline, minéralisés en cassitérite et wolframite.

B. — LES GNEISS DE BREST ET LES QUARTZOPHYLLADES DE L'ÉLORN.

INTRODUCTION.

La seconde partie de cette journée est consacrée à l'étude des « Gneiss de Brest » et des ensembles métamorphiques et sédimentaires qui leur sont associés (fig. 3). M. J. MICHOT aborde cette question :

« Les « Gneiss de Brest » forment, de part et d'autre de la ville de Brest, une unité plus ou moins homogène à grande échelle, de 3 à 4 km de large, allongée, comme la texture gneissique qui la caractérise, suivant une direction approximativement WSW-ENE. A l'Ouest, son faciès septentrional, localement recoupé par un granite à deux micas (granite du Trez-Hir), est limité par le complexe métamorphique du Conquet (J. DE LAPPARENT, 1934), dont les éléments texturaux s'alignent

parallèlement à la direction citée plus haut; à l'Est, il est entaillé par le granite de Kersaint; l'épaisseur de l'unité y est ainsi réduite à quelques centaines de mètres. Son faciès méridional est bordé par les quartzophyllades de l'Élorn dont la stratification suit plus ou moins l'allure que dessine le contact.

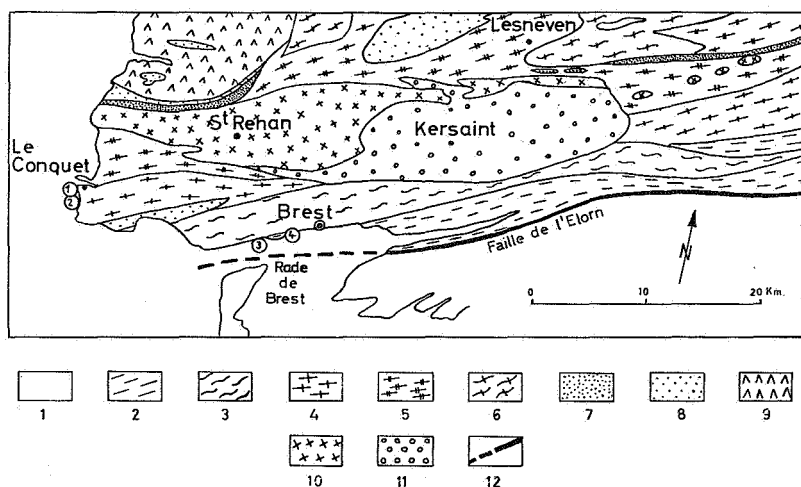


FIG. 3. — Les grands ensembles de la partie méridionale du Pays de Léon.

1 : Primaire non métamorphique; 2 : Phyllade de l'Élorn; 3 : « Gneiss de Brest »; 4 : Micaschistes du Conquet; 5 : Gneiss de Lesneven; 6 : Gneiss œillé de Plounevez-Lochrist; 7 : Granite à tourmaline; 8 : Granite à deux micas; 9 : Granite de l'Aber-Ildut; 10 : Granite de Saint-Renan; 11 : Granite de Kersaint; 12 : faille.

Les chiffres figurés à l'intérieur d'un cercle indiquent le numéro d'ordre des arrêts.

» Macroscopiquement, le gneiss apparaît comme une roche moyennement grenue, de type œillé, à texture gneissique bien marquée. Il renferme très souvent de petits nodules de quartz ainsi que de minces amas lenticulaires formés d'une roche sombre très fine (photo, pl. III). Localement, on y rencontre des restes de bancs, parfois assez épais, de quartzite pur ou de quartzite alternant avec de fines intercalations d'aspect phylladeux, voire même des lentilles « phylladeuses » atteignant plusieurs mètres de long. Ces « enclaves » restent constamment disposées parallèlement à la texture gneissique.

» Microscopiquement, le gneiss de Brest présente une structure de type cloisonné et une texture nettement orientée à caractère mylonitique. Il se compose de phénoclastes de plagioclase (oligoclase : 12 à 15 % An.), de feldspath potassique (rare) et de quartz, parfois très fortement granulés, groupés en agrégats lenticulaires allongés parallèlement les uns aux autres et séparés par de fines linéoles dans lesquelles sont associés la biotite, en paillettes plus ou moins déformées, la muscovite, l'apatite, le zircon, le sphène (ou leucosène), la tourmaline et le minéral opaque (microphoto, pl. III).

» Tantôt plus foncé, tantôt plus clair, dépourvu localement de feldspath potassique, cet aspect du gneiss de Brest (carrière de Hildy) est celui que l'on rencontre le plus fréquemment. Du Nord au Sud, cependant, il présente de nettes variations de faciès.

» Les quartzophyllades de l'Élorn (carrière de Mesgalon et phare du Portzie) sont constitués par une alternance, d'une part, de laiettes et de lits de micropsammite et micropsammarkose parfois très riches en plagioclases (granularité comprise entre 20 et 60 μ), à réticulation séricito-chloritique et, d'autre part, de lits de micropsammophyllade souvent largement cristallisé dans lequel sont répartis, sans aucune orientation, de larges phénoblastes de muscovite. Ceux-ci forment des yeux ou se présentent en petits amas de deux ou trois paillettes, englobés dans une matrice phylliteuse plus fine, à texture orientée, renfermant par endroits de très minces filets à caractère biotitique. Les phénoblastes de muscovite, contenant de fines intercalations chloritiques, présentent généralement une extinction onduleuse et sont très souvent fracturés.

» En plusieurs points, la zone des quartzophyllades renferme des niveaux interstratifiés dont la composition, la structure et la texture, sont très voisines de celles des « Gneiss de Brest ». On peut y suivre, au surplus, la genèse des nodules de quartz et des lentilles finement grenues que l'on rencontre fréquemment dans les mêmes gneiss. En effet, ces niveaux contiennent des intercalations de minces lits quartzitiques ou d'aspect phylladeux qui souvent passent en direction à des chapelets de nodules ou de lentilles de même nature dont la distribution, au fur et à mesure où la texture gneissique des roches encaissantes s'affirme, se rapproche de celle observée dans les « Gneiss de Brest » proprement dits.

» La zone de contact entre les « Gneiss de Brest » et les quartzophyllades de l'Élorn se caractérise par le développement accentué de la texture mylonitique que l'on décèle dans ces deux formations sur la majeure partie de leur zone d'affleurement.

» Il s'agit, en effet, d'un contact par faille qui, sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres, se marque par une mylonitisation parfois intense. Cet écrasement a affecté les gneiss sur toute leur épaisseur et y a induit une réadaptation texturale sans cependant y occasionner de fortes rétro-morphoses excepté dans la région même du contact, c'est-à-dire là où la déformation a présenté son ampleur maximum.

» L'association minérale résultant de la mylonitisation confère à ce phénomène une bathymétrie de caractère épizonal, ce qui l'oppose très nettement au phénomène d'extension beaucoup plus générale qui est à l'origine même des gneiss et dont le faciès minéral associé indique, partout où il est conservé, une évolution franchement mésozonale.

» Une série d'observations, faites dans la région Le Conquet-Porsliogan, ont montré, en outre, que les micaschistes et les schistes cristallins qui bordent au Nord-Ouest les « Gneiss de Brest », renferment des bancs, voire même une ou deux masses lenticulaires assez importantes, dont la composition minérale, la structure et, en partie, la texture rappellent celles de ces gneiss. Les deux unités, liées tant au point de vue stratigraphique que métamorphique, se distinguent par l'homogénéité primitive plus grande de la série des « Gneiss de Brest » et par le développement de la texture mylonitique qui, ultérieurement, a modifié ces dernières roches.

» Le complexe géologique compris entre l'Élorn et le Conquet aurait constitué, à l'origine, un ensemble concordant, à métamorphisme croissant vers le Nord. Les « Gneiss de Brest », comme les micaschistes et les schistes cristallins du Conquet, proviendraient du métamorphisme, en mésozone, d'une série sédimentaire semblable à celle qui a donné naissance aux quartzophyllades de l'Élorn.

» Le caractère si particulier des « Gneiss de Brest » s'expliquerait par leur composition originelle, à dominante arkosique, et par leur écrasement, postérieur au métamorphisme général, le long de la bordure méridionale du domaine cristallophyllien du Pays de Léon ».

EXCURSION ⁽¹⁾.

Après une matinée plus longue que prévu et un dîner ayant malheureusement quelque peu traîné en longueur, le temps manque et le programme de l'après-midi est modifié.

Néanmoins, le problème des « Gneiss de Brest » est rapidement esquissé sans qu'il soit possible cependant, certains arrêts importants ayant été supprimés, d'aborder la démonstration des hypothèses émises.

Sont rapidement étudiés :

1, 2. Les micaschistes et schistes cristallins du Conquet dans lesquels s'intercale une lentille assez épaisse de granite gneissique avec enclaves de roches métamorphiques et de quartz (Le Conquet et Porsliogan).

3. Le faciès méridional des « Gneiss de Brest » (Fort de Dellec);

4. Le contact « Gneiss de Brest »-Quartzophyllades de l'Élorn (Maison Blanche).

C'est le dernier arrêt de cette excursion. L'heure tardive empêche de tenir la séance traditionnelle durant laquelle les participants débattent des questions qui n'ont pu être traitées sur le terrain.

M. DANGEARD, Président du Bureau prend la parole et remercie MM. L. CHAURIS, J. COGNÉ et J. MICHOT de leur collaboration qui a permis, au cours de ces trois journées, d'aborder quelques problèmes de premier plan de la géologie du massif armoricain.

Il se réjouit de ce que de jeunes géologues s'attachent à continuer et à parfaire l'œuvre de leurs prédécesseurs. Il déclare clôturée la Session extraordinaire 1964 et remet la présidence à M. G. MORTELMANS, Président de la Société belge de Géologie.

(¹) Les arrêts sont indiqués par leur numéro d'ordre, figuré à l'intérieur d'un cercle, sur la figure 3.

BIBLIOGRAPHIE.

- CHAURIS, L., 1958, Pegmatites à allanite et molybdénite dans le granite de Ploumanach (Côtes du Nord). (*Bull. Soc. Fr. Min. et Crist.*, t. LXXXI, pp. 150-153.)
- CHAURIS, L. et MOUSSU, R., 1958 *a*, Indices de Scheelite dans la région de Saint-Renan (Finistère). (*C. R. Ac. Sc. de Paris*, t. 246, pp. 2274-2276.)
- 1958 *b*, Indices de Wolfram, de Cassitérite et de Bismuth natif dans la région de Saint-Renan (Finistère). (*Ibid.*, t. 246, pp. 2384-2386.)
- CHAURIS, L., Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. (*Mém. B. R. G. M.*, sous presse.)
- COGNÉ, J., 1959, Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France. Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes du Nord). (*Bull. Soc. géol. de France*, [7], I, pp. 112-118.)
- 1960, Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale. (*Ibid.*, [7], II, pp. 213-226.)
- 1962, Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. (*Ibid.*, [7], IV, pp. 413-430.)
- DELATRE, CH., 1952, Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, Impr. nationale.
- DOUBINGER, J. et PONCET, J., 1964, Découverte de microorganismes dans la série rouge de Montmartin (Manche). Attribution de cette série au Dévonien moyen ou supérieur. (*C. R. Ac. Sc. de Paris*, t. 258, pp. 1004-1006.)
- GRAINDOR, M.-J. et WASSERBURG, G.-J., 1962, Déterminations d'âges absolus dans le Nord du massif armoricain. (*Ibid.*, t. 254, pp. 3875-3877.)
- DE LAPPARENT, J., 1934, Remarques sur les micaschistes qui affleurent le long de la Côte ouest de la Bretagne en pays de Léon. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 69, pp. 3-22.)
- MILON, Y., 1928, Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. (Thèse Fac. des Sc. de Paris.) (*Mém. Soc. géol. et min. de Bretagne*, t. II, Rennes.)
- MOUSSU, R., 1963, Le gisement d'étain de Saint-Renan. Géologie et prospection. (*Ann. des Mines*, t. IX, pp. 555-572.)
- PRUVOST, P. et LEMAITRE, D., 1943, Observations sur la région occidentale du Bassin de Châteaulin. (*Bull. Serv. Carte géol. de France*, n° 212, t. XLIV, pp. 81-94.)
- SANDREA, A., 1960, Contribution à la lithologie de la Côte du Nord de la Bretagne : de l'île de Sieck à la baie de Perros. (*Ibid.*, n° 258, t. LVI, pp. 505-619.)

THOMAS, H. H. and CAMPBELL SMITH, W. 1932, Xenoliths of igneous origin in the Tregastel-Ploumanach granite. (*Quart. Journ.*, London, 88, pp. 274-296.)

CARTES CONSULTÉES :

Cartes routières : Michelin 1/200.000^e, n^{os} 58 et 59.

Cartes géologiques :

Rennes-Cherbourg 1/320.000^e.

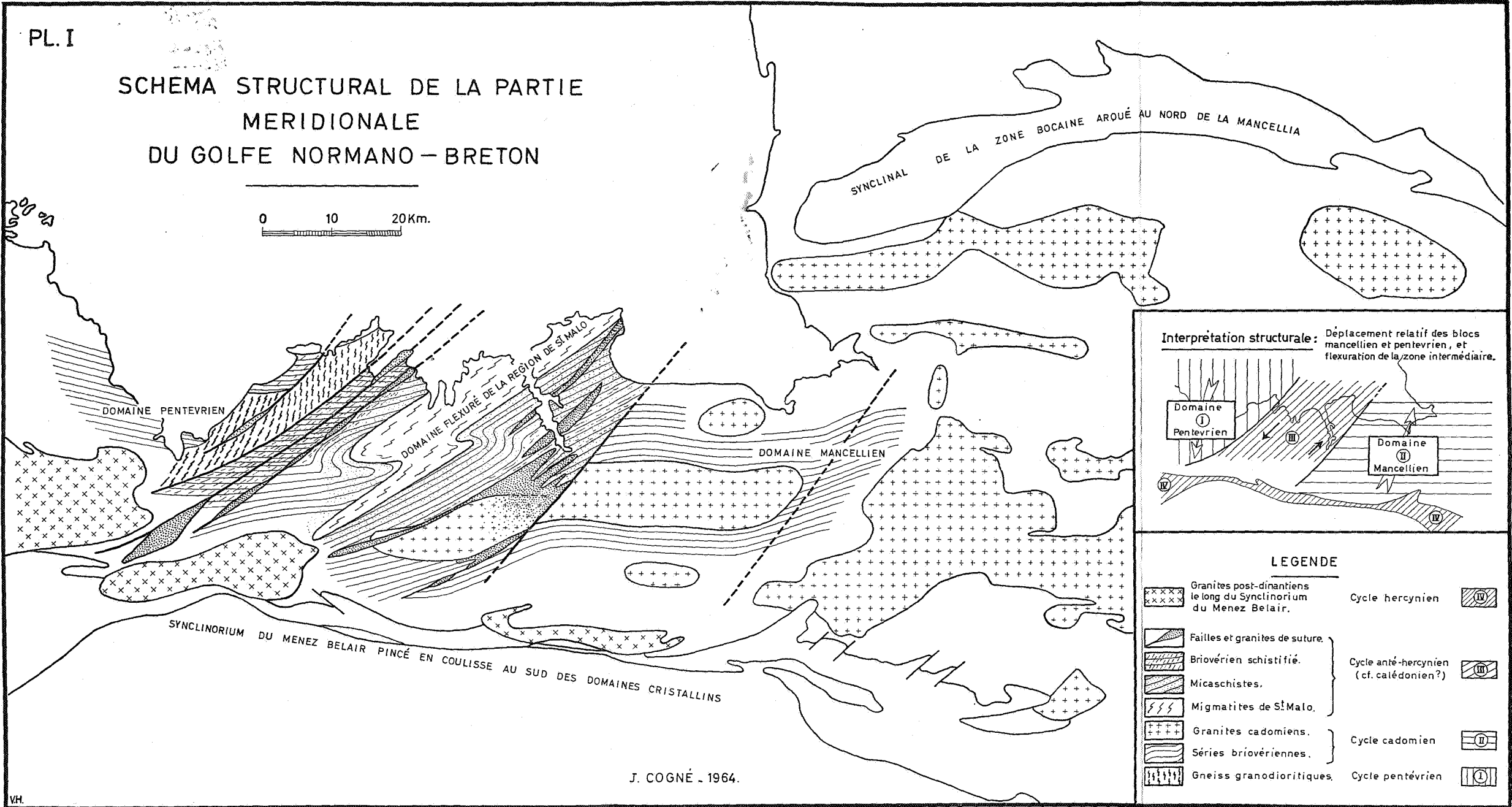
Dinan 1/80.000^e.

Saint-Brieuc 1/80.000^e.

Brest-Lorient 1/320.000^e.

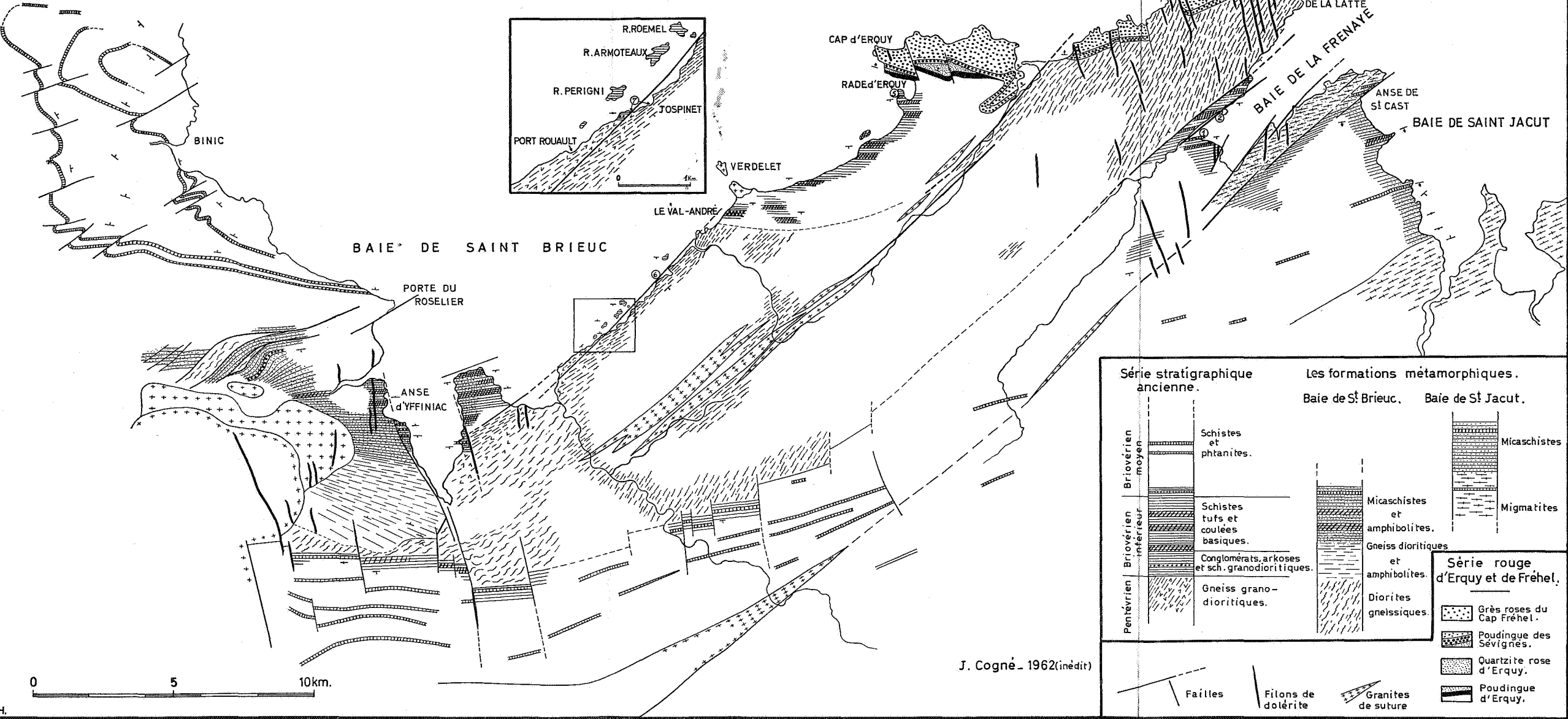
Morlaix 1/80.000^e.

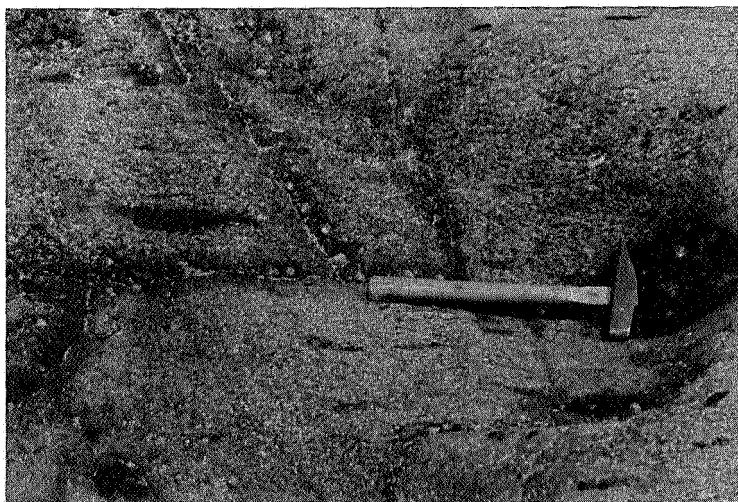
Lannion 1/80.000^e.



PL. II

CARTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE DE LA BAIE DE SAINT BRIEUC.





« Gneiss de Brest ». Faciès méridional.
Phare de la Pointe du Petit Minou.



« Gneiss de Brest ». Faciès méridional.
Carrière de Hildy.
Nicols croisés, lumière verte. $\times 5$.