



MONCONTOUR

La carte géologique à 1/50 000
 MONCONTOUR est recouverte par les coupures suivantes
 de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
 au nord : ST-BRIEUC (N° 59)
 au sud : PONTIVY (N° 74)

Guingamp	St-Brieuc	Lamballe
Quintin	MONCONTOUR	Broons
Pontivy	Loudéac	St-Méen-le-Grand

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

BUREAU DE
 RECHERCHES
 GÉOLOGIQUES
 ET MINIÈRES

MONCONTOUR

IX-17

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
 BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
 SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
 Boîte postale 8009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
APERÇU GÉOLOGIQUE SOMMAIRE	2
DESCRIPTION DES TERRAINS.	
TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME	2
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES LÉGÈREMENT MÉTAMORPHIQUES</i>	2
Briovérien	2
Paléozoïque	3
<i>ROCHES VOLCANIQUES LÉGÈREMENT MÉTAMORPHIQUES</i>	8
Briovérien	8
Paléozoïque	9
TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES	13
FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES	15
ROCHES PLUTONIQUES ANTÉ-HERCINIENNES	18
Orthogneiss	18
Méta-diorites et leucogranites	20
ROCHES PLUTONIQUES HERCINIENNES	23
FORMATIONS SUPERFICIELLES	26
PRESENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE	29
PRÉHISTOIRE	31
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	32
HYDROGÉOLOGIE	32
GÎTES MINÉRAUX	33
AUTRES SUBSTANCES UTILES	36
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	36
SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES	36
BIBLIOGRAPHIE	37
DOCUMENTATION CONSULTABLE	40
AUTEURS DE LA NOTICE	40
ANNEXE :	
TABLEAUX 1, 2 et 3 : ANALYSES CHIMIQUES	

APERÇU GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

Dans le Massif armoricain, le territoire de la feuille Moncontour se situe au Sud du domaine cadomien de la baie de Saint-Brieuc qui en constitue la partie nord. Il est traversé d'Est en Ouest par le synclinorium paléozoïque médian qui est envahi par le massif de granite hercynien de Ploëuc—Moncontour. La partie sud est constituée de formations briovériennes métamorphiques centrées sur un massif de quartz-diorite et de leucogranite calédonien ; cet ensemble se trouve en bordure du domaine cadomien centre-armoricain.

• *Dans la partie nord* de la carte, la bordure du domaine cadomien de la baie de Saint-Brieuc est représentée par des formations schisto-gréseuses briovériennes banales et par un massif de quartz-diorite d'âge indéterminé ; le caractère orthogneissifié de ce massif ainsi que la comparaison de la structure du Briovérien régional avec celle du Paléozoïque du synclinorium médian montre que ce domaine de bordure a été intensément restructuré pendant l'orogénèse hercynienne.

Il est bordé au Sud par un puissant faisceau de fractures et est envahi à l'Ouest par le granite hercynien de Quintin.

• *Dans la partie centrale* affleure principalement le massif de granite de Ploëuc—Moncontour d'allure elliptique qui est intrusif dans les formations paléozoïques du synclinorium médio-armoricain. Cette structure très pincée vers l'Est s'ouvre et s'étale vers l'Ouest dans le Bassin de Châteaulin ; l'extrémité orientale des formations dinantiennes (et du volcanisme associé) de ce bassin affleure sur le territoire de la carte. La série du Paléozoïque inférieur à caractère détritique accentué s'étend de l'Ordovicien au Dévonien moyen.

• *Dans la partie sud* de la carte le synclinorium affronte par un accident le domaine centre-armoricain qui présente ici une particularité importante : en effet les formations schisto-gréseuses briovériennes se moulent autour d'un massif de quartz-diorite et de leucogranite plus ou moins orthogneissifié d'âge calédonien (daté environ 450 M.A.) et les formations au contact de ces massifs présentent un métamorphisme mésozonal relique de signification inconnue, antérieure à la tectogénèse et au métamorphisme hercynien (soit ancien effet de contact des granitoïdes calédoniens, soit trace d'un polycyclisme régional).

DESCRIPTION DES TERRAINS

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

ROCHES SÉDIMENTAIRES LÉGÈREMENT MÉTAMORPHIQUES

Briovérien

^{bS}¹⁻². **Formations schisto-gréseuses** : schistes, grauweekes, quartzites. Les formations briovériennes forment au Nord du territoire de la carte une bande entre le massif de granite de Ploëuc—Moncontour et l'orthogneiss granitique de Quessoy. Elles font partie, au Sud, des formations de la Bretagne centrale et passent en continuité à l'engainant métamorphique des méta-diorites et méta-granites des landes du Mené.

• *Au Nord*, ce sont des formations monotones à dominante grauweekeuse, alternances discontinues de schistes gris clair pélitiques et de grauweekes à matrice finement détritique plus ou moins riches en plagioclase où s'intercalent de manière irrégulière

gulaire des niveaux gréseux beiges. Les schistes, qui constituent l'essentiel de la formation, contiennent quartz, muscovite, chlorite et accessoirement albite, ilménite. Une multitude de petits corps basiques, qui seront décrits plus loin, y sont interstratifiés.

Intercalations particulières. Ces formations renferment de nombreux niveaux de phtanite et des lentilles de grès ferrugineux. Les phtanites (microquartzites graphiteux), d'épaisseur métrique à décimétrique, constituent des faisceaux discontinus qui peuvent se relayer sur plusieurs kilomètres. Ce sont des roches d'origine chimique probable (chertite), riches en matière organique finement disséminée. Elles sont interstratifiées dans des schistes ampeliteux noirs qui ne forment souvent que des épontes étroites mais qui peuvent localement s'étaler plus largement (région de Bréhand). Les grès ferrugineux forment le sous-sol de l'extrémité nord de la forêt de Lorge (région de Caribet) ; ils affleurent très mal mais ont donné lieu à d'anciens grattages de la carapace superficielle (*).

• *Au Sud* les formations briovériennes sont encore constituées de grauwackes à grain très fin passant soit à des schistes gris soit à des grès beiges ; mais elles ne contiennent pas de corps basiques ni de niveaux de phtanite. Par contre, leur caractère détritique terrigène semble plus marqué, entre autres par des intercalations de micro-poudingue à éléments de phtanite.

Il est ainsi possible d'envisager dans le cadre de la feuille Moncontour la présence d'un Briovérien « à phtanites » au Nord et d'un Briovérien « post-phtanites » au Sud, hypothèse rejoignant celle de C. Le Corre (1977).

Faciès métamorphiques au contact des granites. Les formations schisto-gréseuses briovériennes sont métamorphosées au contact des massifs de Ploëuc et de Quintin. Ce métamorphisme thermique se manifeste surtout par un développement de la biotite dans les roches de type grauwacke, à une distance de plusieurs centaines de mètres du granite ; la biotite en fines paillettes demeure orientée dans la schistosité et la recristallisation de la roche est très faible. Ce n'est qu'à une centaine de mètres des granites qu'apparaissent les véritables cornéennes avec recuit thermique des mosaïques quartzofeldspathiques, développement non orienté de la biotite, estompage de la schistosité. Les silicates d'alumine (andalousite altérée en muscovite, sillimanite exceptionnelle) ne se forment que dans des matériaux alumineux (niveaux pélitiques) ; le grenat apparaît occasionnellement dans les passées à tendance leptynitique.

Paléozoïque

k₀₁S. Cambro-Trémadocien. Schistes verdâtres avec rares petits bancs de quartzites. Le Paléozoïque de la feuille Moncontour débute par une formation azoïque, peu puissante (50 m environ), constituée par des schistes gris-vert, durs, alternant avec des quartzites phylliteux de même teinte. Cette formation d'âge imprécis est concordante avec le Grès armoricain (Arenigien) qui la surmonte. Elle est en contact anormal avec le Briovérien sous-jacent.

Elle disparaît à l'Est de la vallée de l'Oust. Vers l'Ouest sur le territoire des feuilles Quintin et Pontivy elle s'épaissit, se charge en niveaux lie-de-vin et débute localement par un conglomérat. En raison de l'analogie de certains de ces termes avec les couches pourprées de la région de Redon, cette série doit être rapportée au Cambro-Trémadocien.

Les schistes de cette série renferment généralement quartz, chlorite et muscovite. Exceptionnellement toutefois certains sont constitués uniquement par de la muscovite

(*) Étant donné la mauvaise qualité des affleurements, l'hypothèse d'une origine différente n'est cependant pas à éliminer ; les nombreux indices oxydés que l'on trouve dans cette région révèlent peut-être en surface des minéralisations sous-jacentes (chapeau de fer).

néoformée (cf. analyse n° 1, tableau 1 d'analyse chimique).

02X. **Ordovicien inférieur (Arenigien). Quartzites massifs blancs.** Cette formation de 50 à 100 m d'épaisseur, en relief dans le paysage, est constituée par des quartzites blancs, parfois micacés (muscovite détritique + muscovite néoformée), en bancs de 30 à 60 cm, entre lesquels s'intercalent des lits peu épais de schistes beige clair. Ces couches disparaissent à l'Est de la vallée de l'Oust et en revanche deviennent plus puissantes vers l'W.SW sur le territoire des feuilles Quintin, Pontivy et Rostrenen où elles sont fossilifères (Bilobites à Mûr-de-Bretagne et à l'Est de Gourin).

036S¹. **Ordovicien moyen et Ordovicien supérieur. Schistes gris foncé souvent ardoisiers.** Comme la précédente, cette formation n'existe que dans le Sud-Ouest du territoire de la feuille et disparaît à l'Est de la vallée de l'Oust. Elle est peu puissante (moins de 100 m) dans les limites de la feuille Moncontour, mais en revanche elle s'épaissit vers l'W.SW sur le territoire de la feuille Pontivy où elle renferme des fossiles caractéristiques (*Neseuretus tristani*, *Trinucleus pontgerardi*). Les schistes gris foncé constituant cette formation sont souvent ardoisiers. Ils renferment quartz, muscovite, chlorite et fréquemment paragonite. Leur teinte sombre est due à de petites quantités de graphite.

524S¹. **Silurien moyen et Silurien supérieur. Schistes gris foncé graphiteux, riches en alumine, alternant avec de petits lits de quartzites au sommet de la formation.** Cet ensemble peu puissant et dépourvu de fossiles dans le périmètre de la feuille Moncontour, prolonge les couches fossilifères du Silurien moyen (schistes à *Monograptus* cf. *dubius*) et du Silurien supérieur (alternances de quartzites et schistes à *Monograptus roemeri*) de la feuille Pontivy. Il s'amincit vers l'Est et ne franchit pas le méridien d'Uzel. Les schistes graphiteux du Silurien moyen sont en contact direct avec les schistes de l'Ordovicien sans l'intermédiaire des quartzites du Silurien inférieur, visibles par contre dans le domaine des feuilles Quintin et Pontivy.

Les schistes qui alternent avec des quartzites à la partie supérieure de la formation renferment du chloritoïde et souvent de la margarite.

d1S¹. **Gedinnien. Schistes durs, très alumineux (chloritoïde), alternant avec de petits bancs de quartzites gris à beiges.** Cette formation dépourvue de fossiles déterminables [elle renferme à Uzel, des débris d'Orthocères (P. Pruvost et D. Le Maître, 1943)] peut cependant être rapportée au Gedinnien. En effet sur le territoire de la feuille voisine Pontivy, elle est intercalée entre le Silurien supérieur (schistes et quartzites à *Monograptus roemeri*) et le Siegenien inférieur (grès à *Orthis monnieri*). En outre elle présente des analogies de faciès avec les Schistes et quartzites de Plougastel datés du Gedinnien dans la rade de Brest.

Du point de vue lithologique, cette formation, en relief dans le paysage, montre une alternance de schistes gris ou parfois gris verdâtre pyriteux, durs, grossiers, et de quartzites gris-vert pyriteux en bancs décimétriques ou parfois métriques. Les schistes dominent sur les quartzites. La puissance de cet ensemble peut atteindre 300 ou 400 mètres.

Les schistes et quartzites du Gedinnien reposent normalement sur le Silurien à l'extrémité sud-ouest du territoire de la feuille. Vers l'Est en revanche, à partir d'Uzel et jusqu'à Collinée ils sont en contact faillé avec le Briovérien sous-jacent.

D'Ouest en Est, les schistes et quartzites du Gedinnien affleurent sur les flancs sud du Bassin de Châteaulin et du synclinorium du Menez-Belair. Ils réapparaissent au Nord d'Uzel à la faveur de l'anticlinal du Rocher Larron (prolongation orientale de l'anticlinal de la butte Saint-Michel, cf. feuille Quintin à 1/50 000).

Des variations minéralogiques peuvent être notées au sein des schistes gedinniens. Ceux-ci sont riches en chloritoïde (minéral fortement alumineux), sur le flanc sud du Bassin de Châteaulin, ce qui permet d'envisager que les sédiments dont ils sont issus par métamorphisme étaient à l'origine riches en argiles très alumineuses (probablement kaolinite). Dans l'anticlinal du Rocher Larron et sur le flanc sud du Menez-Belair, les

schistes à chloritoïde, riches en alumine, existent également (cf. analyse n° 2, tableau 1) mais ils sont moins abondants que sur le flanc sud du Bassin de Châteaulin. Ils sont souvent placés à des schistes verdâtres ou gris verdâtre pyriteux dépourvus de chloritoïde, mais riches en chlorite. Certains schistes sont constitués essentiellement par de la chlorite avec un peu de quartz et de pyrite. On peut en déduire que, dans ce dernier secteur, les sédiments primitifs étaient plus pauvres en argiles très alumineuses, c'est-à-dire vraisemblablement plus pauvres en kaolinite que dans la zone de sédimentation correspondant au flanc sud du Bassin de Châteaulin. La kaolinite se déposant préférentiellement en bordure du littoral lors de la sédimentation marine, on peut envisager que les aires de sédimentation correspondant à l'actuel anticlinal du Rocher Larron et au flanc sud du synclinorium du Menez-Belair étaient un peu plus éloignées du continent que l'actuel flanc sud du Bassin de Châteaulin. Elles n'en étaient pas pour autant des zones beaucoup plus profondes, et l'anticlinal du Rocher Larron (prolongé par l'anticlinal de la butte Saint-Michel, feuille voisine Quintin) semble même au contraire avoir constitué une zone de haut-fond instable, siège d'un volcanisme dévonien très précoce, inconnu sur le flanc sud du Bassin de Châteaulin. Ainsi au Nord-Ouest d'Uzel des rhyolites et des dacites ($\Sigma^{p-\alpha}d_1$) sont interstratifiées entre le Siegenien inférieur et le Gedinnien. En outre sur le territoire de la feuille Quintin, à quelques mètres du sommet de la butte Saint-Michel, on observe au sein du Gedinnien des pélites quartz-chloriteuses à éléments volcaniques, riches en pyrite. Dans ce même secteur de la butte Saint-Michel, le Gedinnien contient des lits sulfurés (pyrite, blende, chalcopyrite, galène) récemment découverts en sondages par le B.R.G.M. (cf. carte géologique Quintin à 1/50 000).

d2aX. **Siegenien inférieur. Quartzites blancs à beiges parfois ferrugineux.** Cette formation qui peut atteindre plus de 200 m de puissance est constituée soit par des quartzites blancs, beiges ou gris verdâtre, pyriteux, séparés parfois par de minces lits de schistes rouges ou ocre-jaune, soit par des grès à ciment ferrugineux (hématite, goéthite). Ces derniers ont fait parfois l'objet d'exploitation pour le fer (les Forges au Sud de l'Hermitage). Ces strates sont fossilifères à la chapelle du Pas et au Vallain où elles renferment *Orthis monnieri*.

Les quartzites et les grès ferrugineux du Siegenien inférieur possèdent une granulométrie plus grossière que les quartzites du Gedinnien ou que ceux du Siegenien moyen-Emsien. Ils sont en outre plus riches en tourmaline détritique que ceux-ci.

Les couches du Siegenien inférieur affleurent sur le flanc sud du Bassin de Châteaulin et elles réapparaissent vers le Nord à la faveur de plusieurs anticlinaux entre Uzel et le Pas en Saint-Brandan. On les reconnaît également vers l'Est dans le synclinorium du Menez-Belair.

Les quartzites du Siegenien inférieur ont été fréquemment exploités pour l'empierrement.

Lorsqu'ils sont situés dans l'auréole de contact du granite de Moncontour les quartzites du Siegenien inférieur renferment parfois un peu de biotite.

d23S¹. **Siegenien moyen, Siegenien supérieur, Emsien et Eifelien (?). Schistes très alumineux (à chloritoïde, pyrophyllite, margarite) avec intercalations de petits bancs de quartzites et niveaux de minerai de fer oolithique.** Cet ensemble qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres de puissance renferme sur le territoire de la feuille voisine Quintin des niveaux fossilifères de l'Emsien ou peut-être de l'Eifelien.

Dans la partie est du périmètre de la feuille Moncontour notamment à Carsu en Trébry, cette formation débute par des schistes durs gris à beiges (quelques mètres d'épaisseur) puis se poursuit par des schistes gris foncé graphiteux, riches en alumine (schistes à margarite) dans lesquels s'intercalent des niveaux de limonite et de pélite limoniteuse ocre-jaune provenant vraisemblablement de l'altération de couches de minerai de fer. D'anciens travaux miniers ont du reste reconnu dans ce secteur la présence de sidérite au sein de cet ensemble (F. Kerforne, 1920).

Vers l'Ouest, en direction d'Uzel, les schistes gris, durs, localement ardoisiers, prennent un plus grand développement que les schistes graphiteux, et des bancs de quartzites de quelques centimètres à quelques décimètres de puissance s'y intercalent. Les schistes graphiteux à margarite ne semblent pas exister à l'W.SW d'Uzel ni dans les anticlinaux de Toulmain et de l'Argouet (en partie situés sur la feuille Quintin). On les rencontre par contre bien développés en forêt de Lorge (l'Hermitage, le Coudray, Bas-Vallon) où ils renferment des niveaux de minerais de fer ayant fait l'objet d'exploitation, ainsi qu'au Nord du Granite de Moncontour (le Val au Sud-Ouest de Hénon).

Les schistes présentent une gamme minéralogique variée. Les schistes durs, gris à beiges, renferment du chloritoïde à l'W.SW d'Uzel ainsi que de la muscovite, de la chlorite et du quartz. Dans les anticlinaux de l'Argouet et de Toulmain où affleurent des schistes gris, ceux-ci sont dépourvus de chloritoïde ; ils contiennent muscovite, chlorite et quartz et peuvent en outre renfermer de petites quantités de pyrophyllite (cf. tableau 1, analyse n° 3) et de paragonite.

Les schistes gris foncé, tendres (Carsu en Trébry, l'Hermitage, le Coudray, Bas-Vallon...) contiennent margarite, muscovite, chlorite, quartz et graphite (2 à 3 %). Leur teneur en alumine est très élevée (cf. tableau 1, analyse n° 13).

Les couches de minerai de fer interstratifiées principalement dans les niveaux de schistes gris foncé graphiteux apparaissent en surface sous forme de limonite. La nature primaire des minerais est connue grâce à des travaux miniers. A Bas-Vallon et au Pas (forêt de Lorge), L. Cayeux (1909) a distingué deux catégories de minerais :

- minerai carbonaté : roche de teinte noire ou verdâtre, constituée par des oolithes de sidérose au centre, magnétite en surface et chlorite ferrifère (variété bavalite) dans la zone intermédiaire. Le ciment est constitué surtout de sidérose et de chlorite ;
- minerai non carbonaté : roche de couleur noir verdâtre renfermant des oolithes de magnétite et chlorite, sidérose exceptionnelle, ciment de chlorite et magnétite.

Entre Moncontour et Collinée, l'existence de couches de sidérite a été signalée par F. Kerforne (1920).

Les différences observées dans la composition minéralogique des schistes révèlent des variations latérales de faciès des sédiments primitifs. Dans le secteur Moncontour—Collinée ou en forêt de Lorge, les fortes teneurs en margarite observées dans les schistes graphiteux traduisent la richesse en alumine (probablement sous forme de kaolinite) des sédiments argileux initiaux. Des minerais de fer sédimentaires apparaissent dans ces mêmes secteurs. Ces dépôts, de même que l'abondance probable de la kaolinite dans les sédiments primitifs, s'accordent avec la présence d'une frange côtière peu éloignée de l'aire de sédimentation.

De même à l'W.SW d'Uzel et au Nord de Gausson, l'existence dans les schistes de chloritoïde associé parfois à la pyrophyllite milite en faveur de sédiments riches en alumine (probablement sous forme de kaolinite) et en fer, et donc de la proximité d'un rivage méridional puisque l'on sait que dans des exemples de sédimentation récente la kaolinite se dépose en bordure du littoral.

Par contre sur l'emplacement des anticlinaux de Toulmain et de l'Argouet, la kaolinite était probablement absente ou peu abondante dans les sédiments argileux initiaux, les schistes actuels étant pauvres en minéraux hyperalumineux. Cette zone de sédimentation devait être plus éloignée du littoral que les précédentes.

Une partie des couches attribuables au Siegenien moyen—Emsien est située dans l'auréole de contact du Granite de Moncontour. Ces couches montrent alors des transformations métamorphiques qui se superposent à celles engendrées par le métamorphisme général épizonal qui a affecté tout le Paléozoïque.

La limite externe de l'auréole de contact tracée sur la carte correspond aux premières transformations visibles à l'œil nu, c'est-à-dire à l'apparition de « taches » millimétriques ou inframillimétriques dans les schistes. Celles-ci représentent des phéno-

blastés d'andalousite souvent complètement épigénisés par des minéraux micacés. L'apparition des phénoblastes d'andalousite coïncide sensiblement avec les premières néoformations de paillettes de biotite, disposées de manière isotrope.

En se rapprochant du granite, les schistes prennent un aspect compact et se chargent parfois en cristaux d'andalousite de taille centimétrique.

Plus près du granite et au contact de celui-ci, la schistosité est presque oblitérée par les recristallisations de biotite et d'andalousite et les roches présentent un aspect corné.

En forêt de Lorge, au Nord de l'Hermitage, un niveau de cornéenne (non différencié sur la carte) est riche en minéraux calciques : hornblende, labrador, calcite. Cette variété de cornéenne renferme en outre quartz et biotite.

h₁₋₂. **Dinantien.** Compte tenu des résultats acquis sur le territoire de la feuille Quintin, le Dinantien peut être subdivisé en trois termes :

— *un complexe volcanique de base* (décrit dans le chapitre : Roches volcaniques légèrement métamorphiques), comportant des roches basiques et des roches acides. Certaines roches volcaniques basiques peuvent reposer sur les différents termes du Dévonien inférieur ce qui traduit ainsi l'existence d'une phase d'émergence et d'érosion avant la mise en place de ces dernières. Ce complexe volcanique, visible sur le territoire de la feuille Moncontour, peut être rattaché au Tournaisien ou au Viséen inférieur ;

— *une série sédimentaire inférieure* constituée par des schistes rougeâtres, des conglomérats puis des schistes gris. Dans cette série s'intercale un second épisode volcanique (spilites et kératophyes) décrit dans le chapitre : Roches volcaniques légèrement métamorphiques. Des calcaires localement silicifiés apparaissent au sommet de cette série inférieure. Ils contiennent une microfaune qui permet de les dater du sommet du Viséen inférieur. Cette série n'est que partiellement visible sur le territoire de la feuille Moncontour. Les calcaires (silicifiés ou non) sont inconnus dans le périmètre de cette feuille ;

— *une série sédimentaire supérieure de type Culm* constituée par des alternances de schistes parfois ardoisiers et de grès feldspathiques (= grauwackes) que l'on doit rattacher au Viséen moyen—Viséen supérieur puisqu'elle est superposée à du Viséen inférieur terminal et qu'elle est recoupée par des granites d'âge namurien ou limite Namurien—Westphalien. Ce dernier ensemble qui n'est que partiellement visible sur le territoire de la feuille Moncontour, aux environs d'Uzel, a été regroupé avec la série sédimentaire inférieure pour la commodité de la cartographie sous la notation h₁₋₂S¹⁻².

h₁₋₂S¹⁻². *Schistes parfois ardoisiers et grès feldspathiques.* Ces formations n'occupent qu'une part réduite du territoire de la feuille. A l'Ouest d'Uzel, le Dinantien débute par des niveaux de schistes ardoisiers et se poursuit par des alternances de grès feldspathiques en bancs de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, et de schistes gris. A l'Est d'Allineuc, seuls les schistes dinantiens sont présents.

Les schistes sont constitués par une trame orientée formée de fines paillettes de muscovite et de chlorite néoformées. Ils renferment en outre de petits grains de quartz allongés dans la schistosité, fréquemment des grains détritiques d'albite, ainsi que de grandes paillettes détritiques de muscovite.

Les grès feldspathiques (grauwackes) sont formés de grains détritiques, anguleux, de quartz et d'albite et de paillettes détritiques de muscovite et de chlorite. Ces éléments sont réunis par une mésostase constituée de quartz, de chlorite et de muscovite néoformés. Ces grauwackes proviennent en partie de l'érosion de roches volcaniques.

• *Schistes rougeâtres ferrugineux.* Cette formation s'observe à la base de la série dinantienne au Nord, au Nord-Ouest et à l'Ouest d'Uzel. Elle se rencontre également dans le périmètre de la feuille voisine Quintin. Les schistes de cette formation renferment quartz, muscovite, chlorite, hématite, rutile. Ils sont parfois altérés et se chargent alors en kaolinite et en goéthite (cf. tableau 1, analyse chimique n° 4).

Cette formation résulte vraisemblablement de la transformation, lors du métamor-

phisme général, de couches rouges issues en partie du démantèlement de cuirasses ferrugineuses. Celles-ci seraient formées aux dépens des strates dévoniennes émergées lors de la phase orogénique bretonne.

• *Poudingues*. De rares lentilles de poudingues existent à la base de la série sédimentaire dinantienne. On les rencontre à la Maufredais (Nord-Ouest d'Uzel) et aux Clèches (Nord-Ouest de Gausson).

Ces formations sont constituées par des galets de quartzites pouvant atteindre 10 cm de plus grande dimension, réunis par un ciment de quartz, chlorite et muscovite. Les galets proviennent de la destruction des couches dévoniennes. Ils témoignent de l'existence de reliefs érigés par la phase orogénique bretonne.

ROCHES VOLCANIQUES LÉGÈREMENT MÉTAMORPHIQUES

Briovérien

Σ^e . **Méta-dolérites, méta-basaltes**. Au Nord du massif de granite de Ploëuc—Moncontour, de nombreux corps doléritiques existent dans le Briovérien, surtout dans une bande orientée est—ouest de part et d'autre de Hénon ; d'autres, plus petits et plus rares, sont à signaler dans l'orthogneiss granitique de Quessoy.

Ce sont des stocks intrusifs d'attitude sub-concordante dans les formations schisto-gréseuses briovériennes, qu'ils rubéfient au contact et qui sont plissés avec elles. Leur puissance est décamétrique à hectométrique. Ce sont des sills d'âge briovérien probable ; mais il existe aussi des dykes d'âge plus tardif comme ceux, métriques, orientés N 60° à N 70° E, qui se trouvent dans l'orthogneiss.

Ces metabasites, à texture bien conservée mais métamorphosées dans l'épizone, sont constituées de plagioclase, actinote, chlorite, épidote, leucoxène. Dans les corps importants de Hénon, on observe des différenciations granophyriques à grain moyen, avec micropegmatites et plages de quartz autour des lattes de plagioclase, actinote ou hornblende, biotite ou chlorite.

Vers l'Est la bande est tranchée par le granite de Ploëuc—Moncontour, dont l'effet se traduit par la formation de hornblende aux dépens de l'actinote et de petits nids de biotite ; la texture est alors effacée, envahie par une mosaïque equigrulaire quartzofeldspathique ; ces cornéennes sont recherchées pour granulats. Dans le stock important et différencié de la grande carrière de Pont-de-Pierre, il apparaît différents faciès complexes allant des microgabbros à des microgranites plus ou moins identifiables.

$\Sigma^{u\gamma}$. **Méta-microgranites, méta-rhyodacites**. Il existe également dans la même région au Nord du massif de granite de Ploëuc—Moncontour des petits corps (dimensions décamétriques) de roches acides, schistosées comme les formations briovériennes encaissantes. Elles se présentent sous deux faciès principaux qui n'ont pas été distingués sur la carte bien qu'ils correspondent peut-être à des mises en place d'époque différente :

— *des microgranites* associés à l'orthogneiss de Quessoy qui sont soit internes, soit bordiers. Ce sont des roches à structure microgrenue porphyroïde assez bien conservée, mais schistosée : phénocristaux de quartz et feldspaths dans une matrice quartzofeldspathique à biotite et muscovite ;

— *des roches aplitiques* à grain très fin, fortement schistosées, à muscovite abondante, représentant probablement d'anciennes volcanites acides associées aux metabasites. Ces roches dans l'auréole de contact des granites sont transformées en leptynites à grenats.

K^{1b} . **Quartz-kératophyres sodiques**. Ce sont des roches blanchâtres constituées par un fond microcristallin dans lequel sont dispersés des phénocristaux de quartz et d'albite B.T. AnO. Le fond microcristallin, issu de la recristallisation d'un verre, renferme quartz, albite et un peu de feldspath potassique et de muscovite. On y rencontre

en outre des minéraux d'altération : montmorillonite et kaolinite.

Ces quartz-kératophyres peuvent être considérés comme étant des leucodacites sodiques épimétamorphiques.

On les rencontre à Beauregard en Saint-Hervé (E.NE d'Uzel) interstratifiés, semble-t-il, dans le Briovérien.

Paléozoïque

Dévonien inférieur

$\Sigma^{\rho-d_1}$. **Méta-rhyolites, méta-dacites.** Dans l'anticlinal du Rocher Larron au Nord du Gourdillon en Uzel ainsi qu'au Sud de Kerchouan en Allineuc, affleurent deux petites lentilles de roches volcaniques acides, gris clair, très dures, porphyriques. Ces volcanites s'observent de part et d'autre d'un repli anticlinal de Gedinnien. L'affleurement septentrional, long de 200 m, large de 40 m au maximum, est limité par les schistes gedinniens au Sud, et par les quartzites du Siegenien inférieur au Nord. A l'échelle de la carte, il est concordant avec les roches encaissantes.

L'affleurement méridional (15 m de long, 3 à 4 m d'épaisseur) est en contact normal et concordant avec les schistes gedinniens au Nord. Vers le Sud, il est séparé du Siegenien inférieur (quartzites ferrugineux) par une faille orientée est-ouest.

En raison de leur structure (verre recristallisé porphyrique), il semble que ces roches aient cristallisé en surface ou tout au moins à très faible profondeur. Il est vraisemblable qu'elles se sont mises en place sous forme de coulées très visqueuses avant le dépôt des sédiments du Siegenien.

Ces manifestations volcaniques du Dévonien inférieur semblent étroitement localisées à l'anticlinal du Rocher Larron et à son prolongement occidental (anticlinal de la butte Saint-Michel) sur le territoire de la feuille voisine Quintin. Dans les limites de cette feuille s'observent en effet, un peu plus bas dans la série stratigraphique, au sein du Gedinnien, des pélites quartzo-phylliteuses à éléments volcaniques (quartz rhyolitiques).

Du point de vue pétrographique, les méta-dacites (Nord du Gourdillon en Uzel) sont constituées par une mésostase finement recristallisée (quartz + albite + chlorite) dans laquelle sont dispersés de rares microlites d'albite ainsi que des phénocristaux de quartz et d'albite B.T. AnO. Les phénocristaux d'albite contiennent des granules d'épidote, ce qui autorise à penser qu'avant le métamorphisme général, le plagioclase était plus calcique qu'à présent (oligoclase vraisemblablement).

Outre les phénocristaux de quartz et d'albite on rencontre quelques grandes plages de chlorite qui proviennent de la transformation de lamelles de biotite, ainsi que des agrégats d'épidote et de chlorite qui résultent vraisemblablement de la rétro-morphose d'amphiboles.

La composition chimique de ce type de roche (analyse n° 6, cf. tableau 1) est celle d'une dacite pauvre en CaO.

Les méta-rhyolites (Sud de Kerchouan en Allineuc) offrent sensiblement la même structure que les méta-dacites. Elles sont toutefois plus riches en microlites feldspathiques (albite + feldspath potassique). On note l'existence de phénocristaux de quartz et d'albite B.T. AnO (avec rares grains d'épidote). Le verre est entièrement recristallisé (quartz + feldspaths en grains de 10 à 20 μ). Quelques agrégats de chlorite, biotite verte et épidote ayant parfois une allure prismatique correspondent vraisemblablement à d'anciens cristaux d'amphibole. On rencontre en outre dans ces méta-rhyolites de fines paillettes de stilpnomélane, des prismes d'apatite et des zircons, ainsi que des plages d'ilménite en voie de transformation en anatase. La composition chimique (analyse n° 7, cf. tableau 1) est celle d'une leuco-rhyolite légèrement plus sodique que potassique.

Ces méta-dacites et ces méta-rhyolites ne sont pas associées à des roches basiques de même âge. Plutôt que le résultat de la différenciation d'un magma basique, il semble bien qu'elles puissent être issues d'une fusion sialique.

Dinantien

Σ^{ϵ}_{h1-2} . **Méta-dolérites.** Ces roches verdâtres à grain moyen ou grossier (les lattes de plagioclase peuvent atteindre 2 à 5 cm de longueur) s'observent de manière discontinue depuis Allineuc jusqu'à Avaleuc (Sud de Plémy). Elles se présentent fréquemment à l'affleurement sous forme de grosses boules pouvant atteindre plusieurs quintaux.

Au Sud d'Allineuc ces méta-dolérites sont surmontées par des méta-basaltes et des méta-andésites. Elles constituent vraisemblablement un sill mis en place dans une surface de décollement située à la limite des couches dévoniennes d'une part et des épanchements basalto-andésitiques d'autre part. Ce sill cristallisant dans des conditions de semi-profondeur sous une couverture basalto-andésitique déjà solidifiée aurait donné naissance à des dolérites.

Les méta-dolérites sont parfois recouvertes directement par les schistes du Dinantien (Est d'Allineuc). L'hypothèse d'une mise en place des dolérites sous forme de sills reste valable, à condition d'admettre que le cortex basalto-andésitique recouvrant les dolérites ait été érodé avant le dépôt des sédiments argileux dinantiens.

A Avaleuc les méta-dolérites sont interstratifiées au sein du Dévonien. L'existence de bordures figées aux épontes de ce gisement permet d'envisager que ces roches se sont mises en place sous forme de sills.

Les méta-dolérites révèlent une structure subophitique intergranulaire ou intersertale. Elles ont subi les effets d'un léger métamorphisme général, ce qui contribue à modifier leur minéralogie primitive. Elles sont parfois grossièrement schistosées (Avaleuc en Plémy).

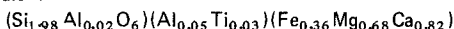
Les plagioclases sont entièrement saussuritisés, c'est-à-dire transformés en albite + épidote. Le pyroxène est de l'augite pauvre en Ti (cf. analyse chimique ci-dessous). Des fibres de trémolite-actinote apparaissent soit isolées, soit autour des cristaux de pyroxène. La chlorite forme des plages irrégulières. Elle frange parfois les cristaux d'augite et d'amphibole fibreuse. Les minéraux du groupe de l'épidote (pistachite, zoïsite, clinozoïsite) sont bien représentés soit en grains minuscules dans les lattes de plagioclase, soit en cristaux plus gros à l'extérieur des feldspaths. L'ilménite apparaît en baguettes et en plages irrégulières souvent frangées d'un liséré de sphène microcristallin. Dans certains gisements (Avaleuc, au Sud de Plémy) l'ilménite particulièrement abondante peut constituer plus de 10 % de la roche.

Dans ces méta-dolérites on peut rencontrer en outre un peu de quartz interstitiel, des prismes d'apatite, des mouches de pyrrhotite et de chalcopyrite.

Ces roches ont une composition chimique de basalte tholéiitique à olivine (cf. analyse n° 8, tableau 1 d'analyses chimiques) ou à quartz. Le caractère tholéiitique de ces dolérites est attesté également par l'analyse d'un clinopyroxène (gisement d'Avaleuc en Plémy).

$\text{SiO}_2 = 53.69$; $\text{TiO}_2 = 0.99$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.58$; $\text{FeO} = 11.81$; $\text{MgO} = 12.29$; $\text{CaO} = 20.77$.

Formule structurale :



$\Sigma^{\alpha-\beta}_{h1-2}$. **Méta-andésites, méta-basaltes.** Ce sont des roches verdâtres à grain fin ou très fin, fréquemment schistosées. Elles constituent des coulées vraisemblablement sub-aériennes. L'absence de débits en coussins ne permet pas d'envisager avec certitude d'épanchements sous-marins.

Ces faciès effusifs reposent aux environs d'Uzel sur différents termes du Dévonien inférieur, ce qui permet de mettre en évidence dans ce secteur l'existence d'une phase

d'émersion et d'érosion avant la mise en place des volcanites : c'est la phase bretonne, située entre le Dévonien et le Dinantien.

Ces méta-andésites et méta-basaltes sont constitués par de fines aiguilles de trémolite-actinote et par des paillettes de chlorite formant une trame fréquemment orientée dans laquelle sont dispersés des grains d'albite et d'épidote, des agrégats de sphène microcristallin, des baguettes d'ilménite, un peu de quartz interstitiel et quelques mouches de sulfures (pyrite, pyrrhotite). Parfois des structures microlitiques sont encore reconnaissables (microlites de plagioclases saussuritisés).

La composition chimique de ces roches, très voisine de celle des métadolérites, permet d'envisager que ce sont, soit des méta-basaltes tholéiitiques, soit des méta-andésites tholéiitiques (cf. analyse n° 9, tableau 1 d'analyses chimiques).

K^{2-3}_{h1-2} . **Spilites, kératophyres et tufs associés.** Ces formations de teinte verdâtre, grossièrement schistosées, sont cantonnées dans le synclinal d'Allineuc. Les spilites et les kératophyres révèlent une structure de type microlitique intersertale. Les microlites d'albite B.T. AnO forment une trame dont les interstices sont occupés principalement par de la chlorite et un peu de quartz. Ces microlites d'albite sont dépourvus de granules d'épidote ou de calcite et, par conséquent, ne proviennent pas de la rétro-morphose de plagioclases intermédiaires ou calciques.

Les spilites peuvent renfermer des fibres de trémolite-actinote et des agrégats de sphène microcristallin.

Du point de vue minéralogique, l'évolution des spilites aux kératophyres microlitiques s'effectue par enrichissement en quartz et éventuellement en feldspath potassique, par diminution de la chlorite et par disparition des minéraux calciques (trémolite-actinote et sphène).

Les spilites et kératophyres à structure microlitique passent latéralement ou verticalement à des tufs. Ceux-ci sont constitués par des éléments de spilites ou kératophyres à structure microlitique séparés par une mésostase chloriteuse, plus ou moins abondante, contenant des cristaux isolés d'albite et de quartz. Dans certains cas, ces formations tuffacées sont constituées uniquement par des cristaux de feldspath et de quartz isolés, dispersés dans une mésostase chloriteuse. Ces formations tuffacées ont vraisemblablement été engendrées par le morcellement des laves lors de leur épanchement en milieu aquatique.

Du point de vue chimique, les spilites et kératophyres sont des roches anormales. En effet, pour un certain pourcentage de SiO_2 , elles sont beaucoup plus pauvres en CaO que les roches volcaniques cénotypiques ayant des teneurs en SiO_2 respectivement équivalentes.

En ce qui concerne les spilites, les pourcentages en SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O et MgO sont assez voisins de ceux des metabasaltes. Les teneurs en Fe_2O_3 et FeO γ sont plus élevées et les proportions de Na_2O très légèrement plus fortes (cf. analyse n° 10, tableau 1 d'analyses chimiques).

Dans les spilites et kératophyres à structure microlitique, les valeurs absolues de $Na_2O + K_2O$ sont trop faibles pour que ces roches puissent être considérées comme appartenant à une série alcaline. Il semble en revanche qu'on puisse faire dériver ces volcanites du magma tholéiitique qui a donné naissance aux méta-dolérites, metabasaltes et méta-andésites sous-jacents en invoquant une décalcification très poussée de ce dernier, peut-être provoquée par des phénomènes de transferts gazeux. Le caractère chimique anormal de ces volcanites serait ainsi primaire. Par contre, leurs caractères minéralogiques de *basse température* ont très certainement été acquis secondairement lors du métamorphisme général épizonal qui a affecté la région.

K^1_{h1-2} . **Quartz-kératophyres sodi-potassiques.** Ce sont des roches volcaniques blanchâtres ou gris clair à structure hyalo-porphyrrique : dans un fond microcristallin (quartz, albite B.T. AnO, orthose, chlorite) issu de la recristallisation d'un verre, sont

dispersés des phénocristaux de quartz rhyolitique, d'albite B.T. AnO, de feldspath potassique et de biotite rétrotransformée en chlorite et muscovite.

En raison de leur structure et de leur composition minéralogique et chimique, ces volcanites peuvent être considérées comme étant des leuco-rhyolites sodi-potassiques épimétamorphisées.

Chez certaines variétés, le fond microcristallin se charge progressivement en paillettes orientées de muscovite, tandis que parallèlement la teneur en feldspath diminue. Dans des cas extrêmes (affleurement de la Ville-Brûlée à l'Est d'Allineuc) les feldspaths ont complètement disparu. Le fond est alors uniquement constitué par des micas orientés, du quartz et un peu de chlorite. Les seuls phénocristaux sont représentés par des quartz-rhyolitiques. De telles roches peuvent prendre naissance aux dépens de leuco-rhyolites sodi-potassiques : il faut envisager tout d'abord, avant le métamorphisme général, une altération importante de ces volcanites et une néoformation d'illite aux dépens de leur verre et de leurs phénocristaux de feldspaths. Ultérieurement, lors du métamorphisme général, les paillettes orientées de muscovite se développent aux dépens de l'illite.

Ces quartz-kératophyres sodi-potassiques se rencontrent sporadiquement (en coulées (?) peu étendues) dans le synclinal d'Allineuc, et le synclinal de Rigolvan (W.NW d'Uzel).

Post-Dinantien, Anté-Namuro-Westphalien

$\Sigma^{\epsilon} h_3$. **Méta-dolérites à structure ophitique.** Ces roches verdâtres, très dures, grossièrement cristallisées, affleurent le plus souvent sous forme de grosses boules. Elles constituent un massif d'une superficie d'1 km² environ en forêt de Lorge, au Nord de l'Hermitage. Ce massif recoupe le Briovérien et le Dévonien plissés lors de l'orogénèse hercynienne (phase sudète). Il est donc postérieur au Dinantien. Il est affecté par un métamorphisme de contact engendré par les granites tardi-tectoniques de Quintin-Moncontour. Ces granites étant datés de la fin du Namurien (*cf.* Leutwein et Sonet, 1965) : l'âge de la mise en place des dolérites peut être fixé avec une certaine précision : il est anté-namurien terminal et post-dinantien, c'est-à-dire qu'un âge namurien inférieur ou namurien moyen est très probable.

Ces méta-dolérites constituent également des filons qui recoupent les structures majeures engendrées par la phase sudète et elles sont métamorphosées par les granites de Quintin-Moncontour. Les orientations de ces filons sont variées : N 55° E, N 145° E, N 175° E.

Au Foyer en Saint-Brandan (Nord de la forêt de Lorge) s'observe, au contact des méta-dolérites grossièrement cristallisées et des roches encaissantes (schistes), une bordure figée constituée par une méta-dolérite à grain fin.

Du point de vue pétrographique, on observe au microscope une structure ophitique : de grandes plages de hornblende verte englobent des lattes non jointives et des grains xénomorphes de plagioclases transformés en andésine (An 30-35) + épidote (au sens large). Entre les grands cristaux d'amphibole, on rencontre des lattes et des grains xénomorphes de plagioclase (andésine An 30-35), chargés de granules d'épidote, des aiguilles de hornblende groupées en gerbes et quelques plages de chlorite. De grands cristaux d'ilménite, d'allure déchiquetée, et des prismes d'apatite abondants complètent l'inventaire minéralogique. A proximité de la mine de fer de Bas-Vallon (forêt de Lorge), ces dolérites sont un peu moins transformées. On reconnaît encore des plages d'augite incomplètement rétrotransformées en hornblende.

Ces méta-dolérites possèdent des caractères chimiques de basaltes tholéitiques à olivine ou à quartz (analyse n° 12, *cf.* tableau 1 d'analyses chimiques).

Elles présentent localement une altération en talc.

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

Sur le territoire de la feuille Moncontour, les sédiments paléozoïques qui occupent l'extrémité orientale du Bassin de Châteaulin et la partie occidentale du Bassin du Menez-Belair ont été affectés par plusieurs épisodes de déformation.

Les premières pulsations de l'orogénèse hercynienne doivent être rapportées à la phase bretonne (*) située entre le Dévonien et le Dinantien. Celle-ci a entraîné la formation de reliefs peu accentués qui ont été le siège au début du Dinantien d'un volcanisme important. En raison de cette phase prémonitoire on note ainsi une lacune (non-dépôt ?, érosion ?) du Dévonien supérieur et du Dévonien moyen (en tout ou en partie) et dans la région d'Uzel les faciès effusifs du Dinantien reposent sur différents termes du Dévonien inférieur.

La région d'Uzel semble du reste avoir constitué une ride très précoce, qui a dû commencer à s'ébaucher bien avant la phase bretonne, dès le Paléozoïque inférieur, car on note à son approche une réduction d'épaisseur des sédiments ordoviciens et siluriens.

Toutefois c'est après le dépôt des sédiments dinantiens que se manifeste la phase majeure de plissement (phase 1) que l'on peut rapporter à la phase sudète. Celle-ci se traduit par des plis droits synschisteux (développement d'une schistosité S_1) d'axe est-ouest. Les plis de cette phase s'observent depuis l'échelle centimétrique jusqu'à l'échelle kilométrique. Les plis de phase 1 d'échelle hectométrique ou kilométrique constituent les structures majeures de la région. A l'extrémité occidentale de la feuille Moncontour, on reconnaît, du Nord au Sud :

- le synclinal du Coudray en contact anormal vers le Nord avec le Briovérien ;
- l'anticlinal du Pas ;
- le synclinal du Pas ;
- l'anticlinal des Burons ;
- le synclinal des Rozieux (feuille Quintin)—les Grands-Aulnais ;
- l'anticlinal de Langavry—la Croix-Saint-Lambert ;
- le synclinal de Kerno—l'Hermitage-Lorge ;
- l'anticlinal du Paly ;
- le synclinal de Bourgneuf prolongé vers l'Ouest sur le territoire de la feuille Quintin par le synclinal de la Harmoye ;
- l'anticlinal de Vaugouya dont la prolongation vers l'Ouest constitue l'anticlinal de l'Argouet (feuille Quintin) ;
- le synclinal d'Allineuc qui se poursuit vers l'Est dans le Bassin du Menez-Belair jusqu'à Collinée et même au-delà ;
- l'anticlinal du Rocher Larron prolongé vers l'Ouest (feuille Quintin) par l'anticlinal de la butte Saint-Michel ; vers l'Est cette structure constitue le flanc sud du Menez-Belair, en contact faillé avec le Briovérien ;
- le synclinal de Bonne-Nouvelle ;
- l'anticlinal de la Ville-Neuve ;
- le synclinal de Pouffaut—Uzel ;
- l'anticlinal des Forges de Salles (feuille Pontivy) dont le flanc nord se prolonge sur le domaine de la feuille Moncontour et constitue la bordure méridionale du Bassin de Châteaulin (environs d'Uzel).

Une schistosité S_1 est plan axial des plis de phase 1. Elle s'observe dans toute la série paléozoïque et elle affecte également le Briovérien. Une première phase de métamorphisme est contemporaine de cette première phase plicative majeure hercynienne.

(*) Une analyse structurale récente associée à une campagne de sondages (indice minéralisé de la Porte-aux-Moines, feuille Quintin) tend à montrer que la tectonique bretonne est plus importante qu'on ne pouvait le prévoir auparavant.

Elle affecte toutes les strates y compris celles du Briovérien et du Dinantien. Au cours de cette phase de métamorphisme syntectonique, les sédiments paléozoïques (vases, sables), d'abord indurés au cours de la diagénèse, ont été transformés en schistes et quartzites. Sur le plan minéralogique ils ont subi de profondes modifications. C'est ainsi que l'illite, la kaolinite, la montmorillonite ont disparu complètement. En revanche, des minéraux nouveaux ont pris naissance, caractéristiques du métamorphisme : muscovite, chloritoïde, pyrophyllite, paragonite, margarite. La distribution de ces minéraux néoformés n'est pas uniforme dans la série stratigraphique. Elle dépend très étroitement de la composition chimique et minéralogique des sédiments primitifs. Cette phase de métamorphisme a entraîné en outre la cristallisation de graphite aux dépens de la matière organique.

Au cours de ce métamorphisme syntectonique, les roches volcaniques ont, elles aussi, subi d'importantes modifications minéralogiques. Les plagioclases intermédiaires ou calciques ont été rétrotransformés en albite + épidote tandis que les pyroxènes ont été transformés partiellement ou en totalité en trémolite-actinote, chlorite et épidote. Des néoformations de stilpnomélane et de biotite verte sont apparues quelquefois. Les feldspaths de haute température ont été remplacés par des formes de basse température. C'est à ce métamorphisme syntectonique épizonal que l'on doit les caractères minéralogiques particuliers des spilites et des kératophyes.

Lors de cette première phase de métamorphisme qui s'est effectuée à moyenne pression, c'est le sous-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite (= épizone) du *greenschist facies* qui a été atteint dans toutes les strates y compris celles du Dinantien.

La première phase plicative a été suivie par un *premier épisode de fracturation* : des failles subparallèles à l'axe des plis de phase 1 s'observent principalement au contact du Briovérien et du Paléozoïque. Dans la partie septentrionale de la feuille, une fracture longitudinale, qui se prolonge vers l'Ouest dans le cadre de la feuille Quintin, met en contact le Briovérien au Nord et le Dévonien au Sud. Les couches briovériennes sont rehaussées par rapport à celles du Dévonien. Le rejet vertical de cet accident majeur atteint certainement plusieurs centaines de mètres.

De même dans la moitié méridionale de la feuille Moncontour, une grande faille longitudinale met en contact le Briovérien avec le Paléozoïque et, là encore, les couches briovériennes sont rehaussées par rapport à celles du Paléozoïque.

Une *deuxième phase de plissement* déforme les plis de la phase 1 et oriente leur axe vers l'E.NE ou l'E.SE. La schistosité S_1 née lors de la phase hercynienne majeure (phase 1) est crénulée par cette seconde phase plicative postérieure au Dinantien. La phase 2 s'accompagne d'une schistosité S_2 de type *strain-slip*, de direction N 30° à N 60° E à pendage très raide. Elle entraîne la formation de plis généralement ouverts, à axe fortement redressé. Toutefois ces plis tendent à devenir plus serrés, presque isoclinaux dans certains niveaux privilégiés, tels les schistes graphiteux du Dévonien inférieur entre Moncontour et Collinée. C'est à cette deuxième phase plicative que l'on doit le changement de direction de la schistosité S_1 dans le Bassin du Menez-Belair : celle-ci est de N 50° à N 55° E au Sud de Plémy, de N 60° à N 100° E au Sud de Moncontour et de N 90° à N 115° E au Sud-Est de Moncontour.

Une *troisième phase plicative* d'axe nord-sud, identifiable dans le périmètre de la feuille voisine Quintin, n'est pas visible dans le cadre de la feuille Moncontour.

Une *deuxième phase de fracturation* entraîne la formation d'accidents transversaux très raides de direction N 0 à N 30° E et N 150° à N 180° E qui recoupent les plis de phase 1 ainsi que les plans de fractures longitudinales. Ces failles transversales entraînent à la fois des rejets verticaux et des rejets horizontaux. Elles n'ont pas affecté le batholite de Moncontour et elles sont par conséquent antérieures à la mise en place définitive de ce dernier. Toutefois, entre Moncontour et Collinée, ces fractures décolent la limite externe de l'auréole de contact du granite. Ce fait incite à penser que très localement le flux thermique accompagnant la montée des granites a pu se développer précocement.

Les batholites granitiques de Quintin et Moncontour, datés 310-320 millions d'années (Leutwein, 1968), c'est-à-dire fin du Namurien ou limite Namurien—Westphalien (*), se mettent en place après les deux premières phases plicatives et les deux phases de fracturation. Celles-ci ont donc pris place dans un intervalle de temps relativement bref, correspondant au maximum à la durée du Namurien. Elles peuvent être considérées comme étant différents épisodes de la grande phase sudète.

La mise en place des granites provoque dans les roches encaissantes épimétamorphiques des transformations minéralogiques. L'andalousite et la biotite sont les premiers minéraux à apparaître dans la partie externe de l'auréole de contact. Au Pas, au Sud de Saint-Brandan, les cristaux d'andalousite néoformés contiennent des reliques des schistosités S_1 et S_2 , ce qui témoigne qu'ils se sont développés postérieurement aux deux premières phases tectoniques. Toutefois, exceptionnellement, à Carsu, au Sud de Trébry, les cristaux d'andalousite sont orientés et étirés dans la schistosité S_1 . Ceci permet d'envisager que, très localement, le flux thermique accompagnant la montée des granites s'est développé très précocement au cours de la phase tectonique majeure (phase 1).

Sur la feuille voisine Quintin, une quatrième phase plicative à grand rayon de courbure peut être mise en évidence. Elle induit des voissures et conduit à la mise en éventail des plis de phase 1 qui sont déversés tantôt vers le Sud, tantôt vers le Nord. Elle n'est accompagnée d'aucune schistosité. Dans le cadre de la feuille Moncontour, cet épisode tectonique est peu perceptible. On peut cependant lui attribuer le déversement vers le Sud des plis de la phase 1.

On doit enfin noter l'existence des fractures tardives, postérieures à la mise en place des batholites granitiques ; d'orientation sub-méridienne (N 160° à N 20° E) elles se marquent par une cataclase plus ou moins intense. Ces fractures ont joué très longtemps, probablement jusqu'au Pliocène.

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

b ξ ¹⁻². **Micaschistes à muscovite et chlorite.** Ils affleurent très largement au Nord et au Sud de la diorite quartzique de Plouguenast et au Nord du leucogranite de Saint-Gouéno : ils constituent, notamment, l'essentiel des landes du Mené qui culminent au Menez-Belair (339 mètres). Ce sont des formations altérées sur une très grande épaisseur, dont l'analyse pétrographique et structurale est rendue difficile par les conditions d'affleurement médiocres. Sur le terrain, ce sont des formations satinées à schistosité très nette, souvent microplissées, de direction statistique N 90° E. L'ensemble de la série montre de très nombreux quartz d'exsudation, souvent l'un des rares critères pour retrouver ces micaschistes en enclave dans les granitoïdes, dans un terrain aussi couvert. Pétrographiquement ce sont des formations peu métamorphiques, épizonales. Il convient d'en distinguer deux types, en fonction sans doute de la nature originelle du sédiment :

— *ceux situés au Nord et au Sud de la diorite quartzique.* Ils sont constitués presque uniquement de muscovite avec quelques intercalations de chlorite (confirmé par des rayons X). Le quartz y est très rare. Les produits oxydés et les opaques sont, par contre, très abondants et soulignent les axes des microplis. Ces roches sont, en effet, caractérisées par une microtectonique complexe (Saint-Théo, Sud Plouguenast). La schistosité de flux S_1 est reprise par une schistosité de fracture S_2 donnant des microplis remarquables en accordéon, sur les flancs desquels on peut retrouver une nouvelle génération de microplis satellites. L'ensemble est parfois repris dans un autre microplissement. Plusieurs phases tectoniques replissant les lamelles de muscovite et faisant apparaître des lamelles transgressives néoformées se succèdent confirmant l'existence d'une tectonique polyphasée. Malheureusement, la médiocrité des affleurements ne

(*) Des études récentes (voir p. 25) fixent cet âge à 290 M.A., c'est-à-dire au moins à la limite Westphalien—Stéphanien et même plutôt à la base du Stéphanien.

permet pas d'extrapoler à l'ensemble de la région et de généraliser ces trois phases ;
— *ceux situés au Nord du leucogranite* (Bel-Air, Notre-Dame-de-la-Croix). Ils se distinguent des premiers par une plus grande abondance de quartz, quelques rares plagioclases (indéterminables) moins de muscovite et, çà et là, quelques lamelles de biotite.

On peut y noter également l'apparition de quelques belles lamelles de muscovite transgressive, à rapporter sans doute à la phase deutérique liée à la mise en place du leucogranite.

Tous ces micaschistes passent insensiblement au Briovérien peu ou pas métamorphique dont ils ont la même direction générale de schistosité N 90° E.

b_{m-b}^{1-2} . **Micaschistes à muscovite et biotite.** Autour de l'orthogneiss granitique mésozonal de Quessoy, les formations briovériennes encaissantes sont elles-mêmes à muscovite et biotite stable, probablement par effet de socle, sans acquérir pourtant un faciès de véritable micaschiste. Ce phénomène est plus ou moins masqué par l'auréole de contact des massifs granitiques hercyniens. Les micaschistes à muscovite et biotite de l'extrémité occidentale de l'orthogneiss trondhjémitique de Plouguenast sont davantage à considérer comme un terme de passage aux formations métamorphiques suivantes.

b_{b-s}^{1-2} . **Micaschistes à biotite et sillimanite.** Ces formations forment une étroite bande au Sud de la diorite quartzique de Plouguenast et se présentent sous des faciès variés. En se rapprochant du granitoïde on trouve successivement :

- des roches homogènes à foliation très nette, souvent microplissée ;
- des roches plus massives à grain de taille variable et à faciès de gneiss plagioclasique ;
- et même localement des roches très hétérogènes, à faciès *migmatitique* au contact même de la diorite quartzique (Broussardel au Sud-Est de Plouguenast).

Pétrographiquement, ce sont des micaschistes à deux micas, sillimanite et grenat accessoire. On note une alternance régulière de lits de biotite + sillimanite et quartz. La sillimanite assez abondante, sous forme de fibrolite, est associée à la biotite et à la chlorite. Dans les lits quartzeux, les plagioclases apparaissent. La muscovite est souvent présente, soit en grandes lamelles au voisinage de la diorite quartzique, soit en lits associée à la biotite très titanifère avec gros zircons pléochroïques. Au contact même du granitoïde on retrouve entre les passées quartzo-feldspathiques dioritiques des septa de micaschistes avec leurs microplis caractéristiques et leur muscovite en gerbe. Toutes ces structures font penser davantage à une antériorité du métamorphisme des micaschistes par rapport à la mise en place du magma trondhjémitique qu'à une contemporanéité du métamorphisme et du magmatisme.

b_{d-s}^{1-2} . **Micaschistes à disthène et staurotide.** A Bouchenay au Nord de Langast, au contact des amphibolites affleurent des micaschistes d'un type différent. Ce sont des roches plus massives, avec de gros grenats altérés centimétriques, où la foliation s'estompée plus ou moins.

Pétrographiquement ce sont des micaschistes à disthène et staurotide. On y retrouve un peu de muscovite, une grande abondance de produits oxydés, quelques plagioclases, de la biotite, du quartz cataclastique recristallisé (iso- et microgranulaire) dans des fractures ou autour des autres cristaux. Le fait notable est l'apparition de cristaux de disthène et de staurotide (incluant biotite et épidote). Les grenats sont tous altérés, chloritisés.

L'extension de ces micaschistes est faible ; ils forment une bande étroite, relique entre les amphibolites et la diorite quartzique.

b_{f-p}^{1-2} . **Micaschistes feldspathisés et muscovitisés à imprégnations leucogranitiques.** Au Nord du massif de leucogranite de Saint-Gouéno s'étend sur une assez vaste zone

un complexe métamorphique hétérogène. Ce sont des micaschistes à muscovite et chlorite de plus en plus modifiés quand on se rapproche du leucogranite. La trame micacée et quartzique devient progressivement quartzo-feldspathique alors que les directions structurales varient fort peu. Le leucogranite forme de nombreux petits pointements (dont les principaux seuls ont été représentés). L'ensemble est très altéré. Néanmoins à l'Est de Saint-Gouéno vers Kermené, les roches plus saines montrent des yeux d'orthose et prennent l'allure de gneiss.

Au microscope on peut nettement reconnaître deux générations de muscovite. La muscovite du leucogranite en belles lamelles est différente de celle que l'on rencontre sous forme de traînées dans les micaschistes. Mais cette muscovite fraîche, deutérique, devient de plus en plus abondante dans les micaschistes au contact du granite. La mise en place du leucogranite s'est manifestée par un apport de potasse importante (que l'on retrouve même dans le massif trondhjémite).

δ. **Amphibolites gneissiques.** Ces formations sont très largement représentées dans la partie sud du territoire de la feuille. On peut sur le terrain en distinguer deux grands types :

- Une bande de près de 10 kilomètres, de quelques mètres à 150 mètres de puissance, associée aux micaschistes, dessine un arc à concavité sud par le jeu de nombreuses petites failles subméridiennes. On peut y rattacher le pointement de Kerfiac au Sud-Ouest de Saint-Gouéno. Ces roches sont massives, à foliation parfois fruste, à grain fin. Ce sont des roches dures, exploitées de longue date pour l'empierrement comme au Vauglin au Nord-Est de Langast. Elles sont assez fortement redressées : de pendage N 60° E à l'Ouest elles passent progressivement vers l'Est à un pendage N 120° E.

Pétrographiquement elles sont très riches en amphiboles (hornblende essentiellement, pargasite et actinote exceptionnellement) qui dominent sur les plagioclases (An 45 %) très petits, maclés albite—péricline. On y trouve accessoirement sphène, calcite et quartz interstitiel. Chimiquement leur composition est celle d'un basalte à affinité tholéitique.

On les considère comme des volcanites briovériennes métamorphosées en ortho-amphibolites, l'âge du métamorphisme étant conjectural.

- De nombreux pointements, assez bien circonscrits, associés à la trondhjémite : Plessala, Broussardel, ou sous forme de schistes amphiboliques alternant avec des passées dioritiques sont en relation avec les massifs précédents.

Ce sont des roches sombres brillantes, très bien litées avec des filonnets blancs de plagioclase (An 35 %) et quartz et des feuillets sombres à hornblende et sphène (+ apatite + opaques).

Au contact de la diorite quartzique on trouve des filonnets plus larges formant même de véritables plagioclases quartziques à faciès pegmatitique (cristaux de plusieurs centimètres d'oligoclase An 25 %).

Rappelons pour mémoire que les méta-dolérites et les méta-basaltes briovériens du Nord de la carte évoluent vers des amphibolites véritables (texture métamorphique franche) dans l'auréole de contact des granites hercyniens ; c'est le cas des roches exploitées à la carrière de Pont-de-Pierre.

δπ. **Amphibolo-pyroxénites.** Au Sud de Plessala (près de la Ville-Josse) se situe un pointement d'une roche plus claire et massive. Elle contient encore de l'amphibole (hornblende et actinote) mais le pyroxène domine (diopside et pigeonite) sur le plagioclase basique (An 45 %). On y trouve également un peu de sphène, des opaques et une poussière de petits grenats.

Dans le Nord de la carte, au Nord de Saint-Guihen (en enclave dans le granite de Quintin) se trouvent quelques filons de roches amphibolo-pyroxéniques constituées de plagioclase, hornblende et augite.

π. **Pyroxénites doléritiques.** Au moulin de la Roche (Nord-Est de Saint-Gouéno), un petit corps d'une roche massive et très claire présente une texture gabbroïque franche ; elle contient un plagioclase basique (An 55 %), de l'augite titanifère et de l'ilménite.

λ. **Leptynites à grenats.** Dans l'auréole de contact des granites hercyniens les volcanites acides briovériennes et les anciennes aplites granitiques sont transformées en leptynites : ce sont des orthogneiss quartzo-feldspathiques à grain fin, à grenats ; c'est le cas des faciès acides de la carrière de Pont-de-Pierre au Sud-Ouest de Bréhand et du petit corps situé à l'extrémité occidentale de l'orthogneiss de Quessoy.

ROCHES PLUTONIQUES ANTÉ-HERCYNIENNES

Orthogneiss

ζγ³. **Orthogneiss granitique monzonitique à biotite et grain grossier.** Dans la partie nord de la feuille, autour de l'extrémité du massif de Quintin affleurent des roches qui ont été successivement appelées granulites feuilletées par C. Barrois (1^{ère} éd. carte géologique à 1/80 000 Saint-Brieuc) et orthogneiss granitique par J. Cogné (3^{ème} éd., Saint-Brieuc). Elles constituent un massif allongé depuis Lamballe jusqu'au Sud de Quintin. Le massif de Quessoy est bordé sur son flanc sud par un accident majeur, marqué par de puissantes mylonites, à caractère chevauchant ; ces roches sont à structure magmatique souvent évidente mais parfois totalement effacée par une intense blastomylonitisation ; ce sont effectivement des orthogneiss granitiques d'âge anté-hercynien indéterminé.

Dans le cœur du massif la structure magmatique peut être parfaitement conservée ; c'est alors un granite grossier plus ou moins porphyroïde à texture monzonitique éventuelle.

Les phénocristaux sont du feldspath potassique perthitique ; le plagioclase maclé et zoné est de l'oligoclase (An 20-30 environ). La biotite est le seul mica dans le faciès principal. Il est exceptionnel d'observer des échantillons où le quartz ne soit pas granulé, les feldspaths fissurés et la biotite ployée et effritée.

Généralement, dès qu'on quitte le centre du massif, la roche acquiert une structure blastomylonitique évidente. Le quartz est granulé et recristallisé en écailles ou en lamelles entourant les feldspaths ; ceux-ci sont tordus et brisés et vont jusqu'à se granuler en mosaïque polygonale ; les micas s'effritent entièrement et recristallisent en petits amas plus ou moins étirés donnant la foliation cataclastique.

Au dernier stade de la cataclase la roche est faite de feldspaths potassiques en reliques dans une matrice granulée quartzo-plagioclasique ; les lanières de quartz étirées et les lentilles de biotite marquent une foliation accusée.

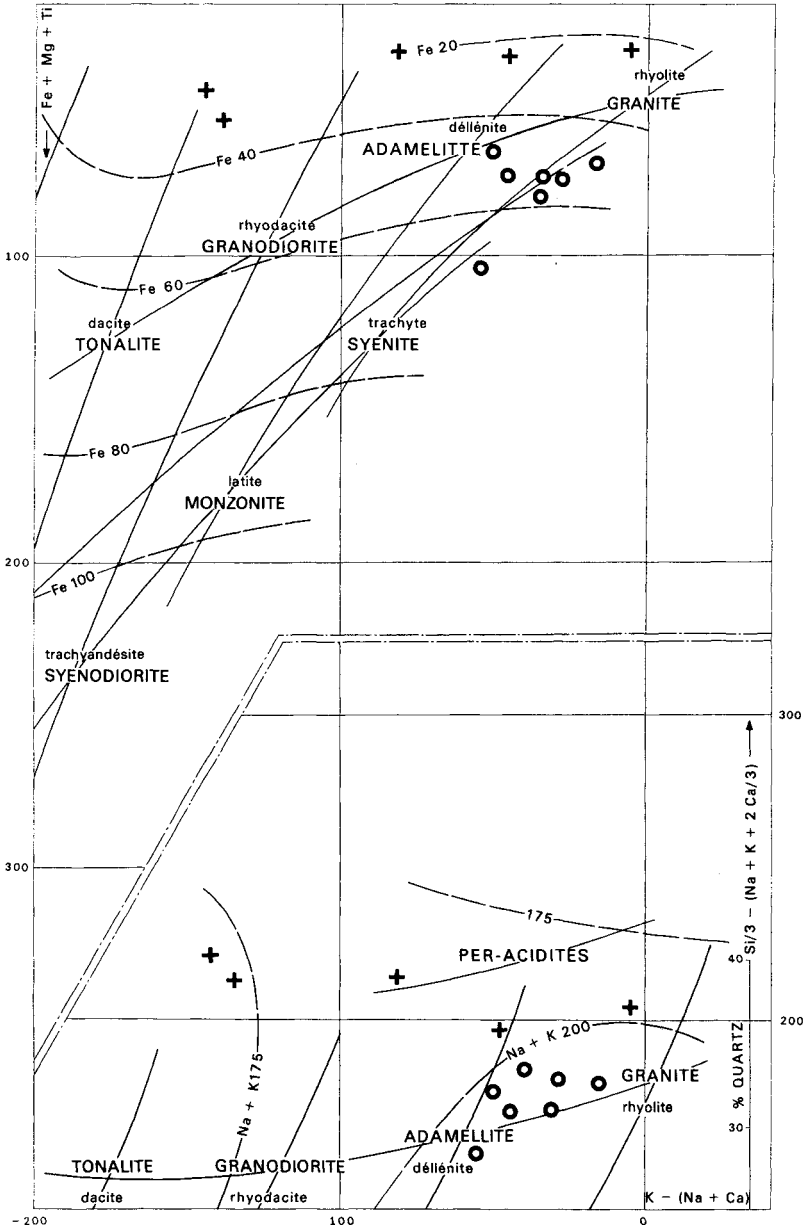
La biotite restant stable, ce phénomène se fait donc dans des conditions métamorphiques mésozonales. Par contre en bordure méridionale du massif, le granite est mylonitisé et rétomorphosé dans l'accident chevauchant qui est donc tardif par rapport à la mise en place du granite.

Les quelques analyses chimiques faites dans ce massif (cf. tableau 2) semblent montrer une homogénéité chimique remarquable : c'est un granite monzonitique banal comme le montre le diagramme de H. de la Roche (fig. 1). Contrairement à certains exemples de la littérature, l'orthogneissification de ces roches ne semble pas avoir été accompagnée d'une silicification.

On peut noter déjà que chimiquement le massif de Quessoy est très différent du massif de Plouguenast à caractère trondhjémitique.

Fig. 1 - Diagramme K - (Na + Ca)

○ Si/3 - (K + Na + 2/3 Ca) = Fe + Mg + Ti



+ Trondhémite et leucogranite de Plouguenast

o Orthogneiss granitique de Quessoy

$\xi\gamma^3$. **Orthogneiss granitique monzonitique à grain fin, à deux micas.** Au cœur du massif affleure une roche à grain fin à deux micas, leucocrate : faciès à microcline et oligoclase, petites biotites éparses et grandes lames de muscovite. Ses rapports structuraux avec le massif ne sont pas visibles ; il est en tous cas orthogneissifié comme l'ensemble du granite.

Age de la mise en place et de l'orthogneissification (*esquisse structurale du Nord de la carte*). L'orthogneissification du massif apparaît contemporaine de la structuration et du métamorphisme régional bien que l'orthogneiss granitique soit mésozonal alors que les formations briovériennes encaissantes sont épizonales. On peut expliquer cette anomalie apparente par une sorte d'effet de socle, l'isograde de stabilité de la biotite étant presque confondu avec la limite du massif ; mais ce phénomène est difficile à démontrer car au Nord du massif la biotite des formations encaissantes peut être liée au contact du massif de Quintin et, au Sud, le massif est cisailé par un important accident chevauchant. Cependant on peut observer, en quelques points, dans les formations briovériennes situées autour des orthogneiss, des schistes à biotite, loin de toute influence granitique hercynienne.

L'âge de la mise en place de ce massif est anté-hercynien indéterminé [l'âge en K/Ar sur feldspath à 330 M.A. (F. Leutwein, 1968) ne représente que la reprise hercynienne]. Il est actuellement considéré comme cadomien mais il pourrait être aussi bien calédonien comme le massif de Plouguenast.

Les formations briovériennes encaissantes sont affectées d'une schistosité, fruste dans les niveaux gréseux, à caractère crénelant dans les grauwackes et de flux dans les niveaux schisteux. Cette schistosité est orientée, parallèlement à la stratigraphie, autour de N 70° E ; elle est généralement pentée vers le Nord (60° à 80°). Elle est associée à des plis décimétriques à décamétriques visibles, d'amplitude maximum inconnue. Elle est elle-même localement crénelée par une schistosité orientée environ N 30° E, surtout visible dans les niveaux schisteux sans qu'on puisse y lier des plis.

En comparaison avec celle que l'on connaît dans les formations paléozoïques, l'essentiel de cette structuration semble hercynienne, peut-être précoce (phase bretonne, limite Dévonien—Dinantien). Elle est fortement perturbée par un déversement tardif généralement vers le Sud, accompagné de chevauchements et d'écaillages. Une schistosité de cataclase transpose alors totalement l'ancienne schistosité, de puissants filons de quartz marquant les surfaces d'écaillage ; les formations schisto-gréseuses, chevauchées par l'orthogneiss granitique mylonitisé, se déversent elles-mêmes sur le synclinerium paléozoïque.

Ce faisceau de fractures se relaie depuis le Bec de Briec au Sud-Ouest jusqu'à la côte de la Manche au Nord-Est. Linéament structural important de la Bretagne, d'âge probablement hercynien vrai (namuro-westphalien), il oblitère totalement dans cette région le linéament nord-armoricain (Molène—Alençon).

Méta-diorites et leucogranites

$\xi\eta^1$. **Méta-diorite quartzique trondhjémitique.** Sur 12 à 15 kilomètres entre Uzel et Plessala (et se poursuivant au Sud sur le territoire de la feuille Loudéac dans le massif de Saint-Lubin) affleure le complexe orthogneissique de Plouguenast. Ce complexe est intrusif dans des formations métamorphiques constituées par des micaschistes et des amphibolites, et est lié sur sa bordure est au leucogranite calco-alcalin de Saint-Gouéno. C'est une roche claire, à grain généralement moyen, à structure orientée blastomylonitique. L'intensité de la cataclase augmente d'Ouest en Est. Dans le détail, ce complexe se révèle plus hétérogène. A l'Ouest de Gausson la structure est presque équante, la biotite est bien visible et assez fraîche. En allant vers l'Est la roche devient quartzo-feldspathique avec quelques traînées de chlorite verdâtre. Localement (gare de Plouguenast), la structure est porphyroïde. La muscovite en belles lamelles fait son

apparition par places et la roche prend alors l'allure d'un leucogranite toujours très cataclasé au Sud-Ouest de Gausson.

Pétrographiquement on remarque de nombreux feldspaths (An 20-30 %) brisés, tordus. Le quartz très abondant, interstitiel, cataclastique, a recristallisé entre les grains de feldspaths et dans les cassures de ceux-ci. Il y a de nombreuses inclusions oxydées et micacées (de type séricite). Les biotites sont très altérées, chloritisées et, avec épidote, apatite et zircon, forment des lits entre les bandes quartzo-feldspathiques. On ne rencontre qu'exceptionnellement des biotites fraîches et çà et là quelques fantômes de microcline. La cataclase et la recristallisation sont telles que la roche fait alors penser à un véritable micropoudingue ou une méta-grauwacke quand les éléments chloriteux l'emportent.

Les quelques analyses chimiques faites dans ce massif (*cf.* tableau 2) confirment que l'on est en présence d'une diorite quartzique à caractère trondhémétique, relativement siliceuse, le diagramme de H. de la Roche (fig. 1) mettant en évidence une continuité géochimique entre les quartzo-diorites et les leucogranites.

La schistosité cataclastique a une orientation statistique N 80-90° E ; l'aspect orthogneissifié de l'ensemble justifie le terme de méta-diorite. De nombreuses failles (méridiennes ou subméridiennes) décrochent la roche en grands panneaux aux lèvres mylonitisées et parfois injectées de quartz ou jalonnées par des filons de dolérites.

$\zeta\eta_1^1$. **Méta-diorite transformée au contact du leucogranite.** On a distingué, sous cette notation, des variétés de l'orthogneiss localement enrichies en muscovite deutérique, très feuilletées, ayant sur le terrain l'aspect du leucogranite. Il est difficile de circonscrire la zone de muscovitisation car elle s'étend sur tout le massif et loin vers l'Ouest (jusqu'à Gausson). Au Nord de Langast on trouve de nombreux petits pointements soit de leucogranite, soit de trondhémite, soit d'un mélange des deux granitoïdes sans que l'antériorité de l'un soit définissable, compte tenu de l'état des affleurements.

γ^2 . **Leucogranite calco-alkalin à biotite et muscovite.** A l'Est de la diorite quartzique, dans la région de Saint-Gilles-du-Mené et de Saint-Gouéno s'étend sur près de 8 kilomètres un massif granitique, relativement homogène. Le faciès-type est une roche de teinte claire, de grain moyen à gros, à débit en dalles, exploitée dans de nombreuses petites carrières.

La structure est nettement orientée, soulignée par l'alignement des rares biotites et surtout des chlorites. La muscovite en grandes lamelles est le plus souvent disposée au hasard et semble être deutérique. La roche est souvent altérée, les feldspaths étant kaolinisés (gisement de kaolin de Kerrouet à l'Est de Saint-Gouéno).

Au microscope la roche présente une texture cataclastique avec du quartz recristallisé, ce qui confirme la structure faiblement blastomylonitique du massif sur le terrain. Les plagioclases (An 10 %) sont petits mais abondants. Le feldspath potassique (orthose \pm perthitique et microcline) est toujours présent et bien cristallisé. La muscovite se présente soit en petites lamelles entre les lits quartzo-feldspathiques soit en belles lamelles assez fraîches.

Chimiquement, la roche est un granite calco-alkalin sodi-potassique, à tendance très peu calcique et caractère leucocrate, le pôle sodique l'emportant nettement.

Diagramme : orthose : 41,94 — albite : 55,49 — anorthite : 2,56.

Sur le diagramme de H. de la Roche il se place dans la lignée des quartz-diorites précédentes.

γ^2 . **Leucogranite calco-alkalin, faciès à grain fin, à deux micas.** C'est une variété à structure équante, mais toujours à débit en dalles, du leucogranite précédent.

Pétrographiquement et chimiquement c'est un leucogranite beaucoup plus potassique. La biotite (avec nombreux zircons) est abondante ; on note un peu de microcline et de la muscovite en fines lamelles.

Diagramme : orthose : 50,65 — albite : 43,43 — anorthite : 5,92.

Age et mise en place des granitoïdes du Mené (*esquisse structurale de la partie sud de la feuille*). Les données des études géochronologiques permettent de proposer une esquisse de la succession des phénomènes qui ont affecté la région.

- L'âge de la diorite quartzique, établi par la méthode Rb/Sr (*), sur roche totale est de 485 ± 10 M.A. ($cst = 1,42$), avec un rapport isotopique initial égal à 0,705.

Le rapport isotopique peu élevé permet d'interpréter cet âge comme celui de la mise en place de ce massif au cours de l'Ordovicien. Il indique vraisemblablement que l'histoire crustale du matériel qui a alimenté le magma trondhjémite a été courte et qu'il ne s'agit pas de la fusion d'un socle beaucoup plus ancien. Ce magma relativement anhydre et à composition chimique éloignée du minimum ternaire des liquides granitiques montre une origine profonde.

- Les mesures de datation K/Ar (***) sur minéraux et roches totales des amphibolites sont difficiles à utiliser à cause du faible pourcentage radiogénique de Ar. Néanmoins un âge semble correspondre à un événement géologique 480 ± 15 M.A., ce qui s'inscrit fort bien dans le contexte régional (âge ordovicien). On ne peut, pour autant et pour l'instant, retenir cet âge comme étant celui du métamorphisme qui a affecté les volcanites basiques briovériennes.

- Le complexe trondhjémite s'est mis en place dans des séries briovériennes, affectées par un métamorphisme mésozonal relique. Le gradient métamorphique est tel que l'on passe en quelques centaines de mètres des micaschistes à muscovite et chlorite à la méta-diorite quartzique. L'aspect relique de ce métamorphisme mésozonal et sa faible étendue autorisent à confondre les isogrades d'apparition du disthène et de la sillimanite (les différents minéraux apparaissent probablement en fonction de la pression d'eau).

Le problème de l'âge de ce métamorphisme, pénécotemporain de la dioritisation ou plus ancien (voire cadomien) n'a, dans l'état actuel des connaissances, reçu aucune solution satisfaisante.

- L'âge radiométrique du leucogranite, établi par la méthode au Rb/Sr (*), sur roche totale est de 450 ± 10 M.A. ($cst = 1,42$), avec un rapport isotopique initial égal à 0,715.

Cet âge n'est pas suffisamment significatif pour que l'on puisse évaluer l'intervalle de temps entre les intrusions de trondhjémite et de leucogranite. Par contre, le rapport isotopique élevé indique une origine franchement crustale. On peut souligner que les anomalies gravimétriques, assez nettement négatives, circonscrivent parfaitement le massif de leucogranite qui se distingue nettement de ce point de vue de la trondhjémite.

La mise en place du leucogranite s'est accompagnée d'une intense hydrolise (muscovitisation) dans les micaschistes encaissants et aussi dans tout le massif de diorite quartzique.

- L'ensemble de la région a été intensément restructuré pendant l'orogénèse hercynienne : orthogneissification de la diorite quartzique et à un moindre degré du leucogranite, schistosité de fracture S2 se développant dans les micaschistes. Un métamorphisme épizonal s'est superposé au métamorphisme mésozonal antérieur, avec apparition de muscovite, chlorite et chloritoïde.

- Un des traits caractéristiques de la région est l'abondance des filons de dolérite formant un véritable champ filonien avec deux directions statistiques : N-S et N 60° E. Ces directions correspondent à celles des diaclases et joints dans les granitoïdes et sont à rapporter à la tectonique hercynienne. On considère généralement que dans la partie nord du Massif armoricain, la mise en place des dolérites est synchrone de la phase bretonne (limite dévonien—dinantien).

(*) Analyse laboratoire de géochronologie, Institut de géologie, Rennes.

(**) Analyse laboratoire de géochronologie, B.R.G.M., Orléans.

• De nombreuses failles tardives N—S décrochent les différents panneaux de grani-toïdes. Elles se prolongent sur le territoire de la feuille voisine Loudéac (où l'on retrouve l'équivalent de la trondhémite dans le massif de Saint-Lubin). Ces failles sont bordées par des cataclastes bréchoïdes ou des mylonites laminaires. De nombreux filons de quartz soulignent ces accidents.

ROCHES PLUTONIQUES HERCYNiennes

γ^{1Na} . **Leucogranite à tendance alcaline.** A la Perrière en Merléac, l'Ordovicien inférieur est traversé par un petit corps granitique subcirculaire. Ce granite à deux micas est sodique, riche en albite et pauvre en feldspath potassique. A l'affleurement il est très arénisé.

$\nu\gamma^2$. **Leucogranite calco-alcalin à muscovite, biotite et/ou tourmaline.** Dans le massif de granite de Ploëuc—Moncontour et au Nord, dans les formations briovériennes encaissantes de la région de Hénon, existent des petits corps (dimensions décamétriques à hectométriques) de leucogranites calco-alcalins. Bien que de présentation semblable ils se trouvent sous deux faciès légèrement différents à l'intérieur et à l'extérieur du massif de granite.

A l'intérieur de ce massif ce sont des roches à grain assez fin, à structure grenue, à tendance alcaline : constituée d'albite (An 5) et de microcline, de quartz pouvant avoir un aspect globuleux ; le seul mica est la muscovite en lamelles ; la tourmaline est ubiquiste, souvent abondante. Ces pointements de leucogranite à tourmaline semblent tardifs par rapport au granite principal. Il semble logique de lier à ces petits stocks, qui sont peut-être abondants sous la surface altérée, les nombreux indices connus de cassitérite alluvionnaire.

A l'extérieur du massif les petits stocks sont intrusifs dans les formations briovériennes (présence d'une auréole de schistes tachetés). Ce sont des roches à grain assez fin à structure graphique à granophyrique, à quartz souvent globuleux ; les feldspaths sont l'oligoclase (An 10) et le microcline ; c'est un leucogranite à deux micas mais la muscovite deutérique peut se développer jusqu'à greiseinisation. Ces pointements, dont les affleurements sont très médiocres, semblent avoir subi la cataclase régionale.

$\rho\gamma^3, \gamma^3$. **Granite monzonitique à biotite porphyroïde ou à grain grossier.** Le massif de Ploëuc—Moncontour, elliptique, d'allongement est—ouest (30 km x 10 km), occupe toute la partie centrale du territoire de la feuille. Souvent intensément arénisé en surface et parfois couvert par des limons, il affleure assez mal, contrairement aux autres granites hercyniens régionaux. Il n'a de ce fait donné lieu qu'à très peu d'exploitation en carrières. Il présente cependant un rebord abrupt au Nord de Ploëuc, rejeu récent probable d'une ancienne fracture et il est entaillé par les cours d'eau de la région de Moncontour.

Dans son ensemble ce granite apparaît relativement homogène mais il présente deux faciès distincts : un faciès grossier isogranulaire (γ^3) et un faciès grossier porphyroïde ($\rho\gamma^3$), le passage de l'un à l'autre se faisant soit de manière tranchée soit progressivement par l'intermédiaire d'un faciès à phénocristaux disséminés.

Caractères pétrographiques. Ce granite est une roche grenue grossière à texture magmatique isogranulaire ou porphyroïde, à caractère cataclastique généralisé.

Le feldspath potassique, orthose plus ou moins transformée en microcline perthitique, se présente en grands cristaux, généralement xénomorphes à structure monzonitique ; les phénocristaux, à tendance automorphe, peuvent avoir des dimensions de plusieurs centimètres.

Le plagioclase, maclé et zoné, se présente en prismes trapus, certains individus s'allongeant en baguettes ; sa composition varie de l'oligoclase An 15 à l'andésine An 35. Il constitue des mosaïques isogranulaires plus ou moins isotropes.

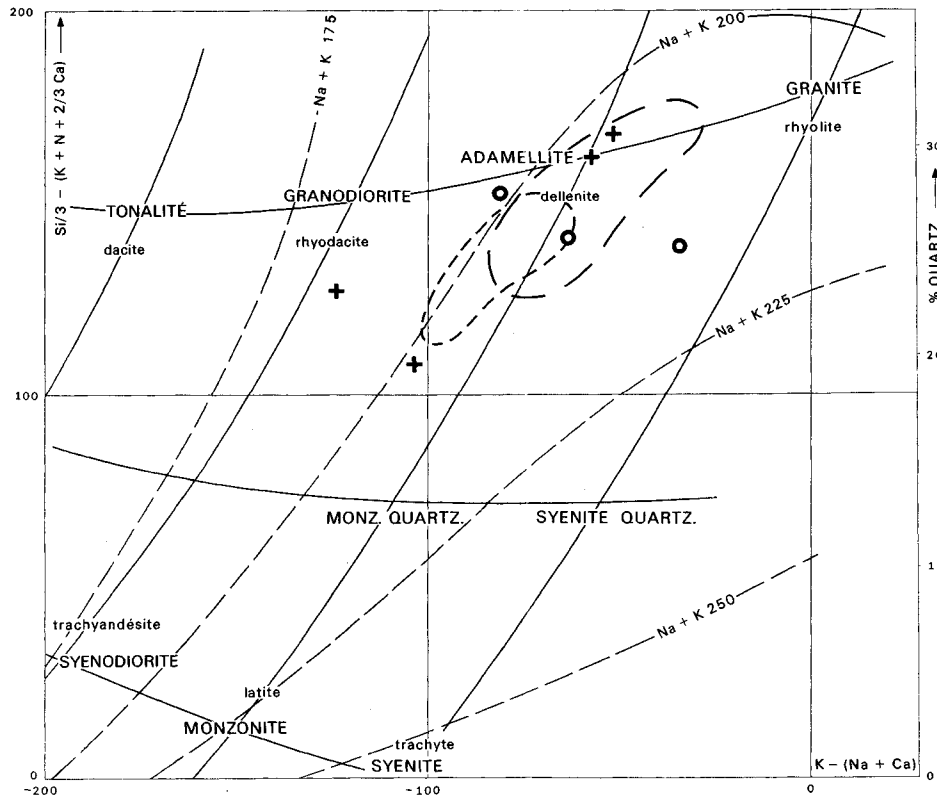


Fig. 2 - Diagramme K - (Na + Ca)

$\text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2/3 \text{Ca})$

Le quartz peut former de grandes plages globuleuses mais généralement il est interstitiel soit finement granulé, soit en écailles ou lamelles autour des feldspaths ; l'extinction cristalline roulante manifeste une cataclase ubiquiste dans ce granite.

La biotite marque la structure planaire en se réorientant et en s'effritant dans la foliation cataclastique, les lamelles étant alors chloritisées et muscovitisées ; il ne semble exister qu'exceptionnellement de la muscovite primaire.

Ce granite a une paragenèse monzonitique à tendance éventuelle granodioritique, manifestée par la raréfaction du feldspath potassique et l'apparition de la hornblende aux côtés de la biotite.

Les minéraux accessoires sont apatite, oxydes, zircon. Les enclaves basiques sont toujours abondantes mais de petite taille.

Caractères géochimiques. Les quelques analyses chimiques réalisées sur ce granite (tableau 3) ne montrent pas de différence significative entre les compositions du faciès isogranulaire et du faciès porphyroïde ; mais la dispersion importante des points dans le diagramme de H. de la Roche (*) (voir fig. 2) indique que l'échantillonnage est probablement insuffisant. Cependant, le caractère calco-alkalin monzonitique de ce granite se confirme avec légère dominante de la potasse sur la soude (composition d'adamellite) et tendance granodioritique pour quelques points.

Caractères structuraux. Sur le terrain on décèle dans presque tout le massif une structure planaire plus ou moins fruste d'apparence cataclastique. Son orientation est très variable et difficile à mesurer, car souvent assez plate, sauf dans la partie centrale du massif, entre Ploëuc et Moncontour, où s'exprime une véritable foliation assez redressée et orientée environ N 120° E.

On a vu que le caractère cataclastique de cette foliation se manifeste de manière évidente en lames minces : écaillage et laminage du quartz, réorientation et effritement des biotites, début de texture en mortier par granulation de la matrice autour des phénocristaux feldspathiques. Le caractère ubiquiste de la structure planaire dans tout le massif pose le problème de son origine et de la mise en place du granite.

Age et mise en place du granite. Il est intéressant de remarquer que ce massif est sur la trajectoire supposée du linéament nord-armoricain. Contrairement au granite de Plouaret—Plounéour dans lequel l'accident se manifeste par de puissantes bandes mylonitiques, le granite de Ploëuc—Moncontour occulte cet accident, mais sa structure cataclastique montre que sa mise en place s'est faite sous activation tectonique. Ce phénomène indique soit un amortissement du cisaillement de l'Ouest vers l'Est soit une mise en place du granite contemporaine du jeu du cisaillement. Cette dernière hypothèse est étayée par les résultats des analyses géochronologiques effectuées d'une part sur le massif de Huelgoat (indissociable du massif de Plouaret—Plounéour) et d'autre part sur le massif de Quintin (indissociable du massif de Ploëuc—Moncontour). En effet, une différence d'âge significative apparaît : le granite de Huelgoat est daté à 335 ± 7 M.A. (rapport initial 0,707) et celui de Quintin à 290 ± 9 M.A. (rapport initial 0,707) (**). Il semble donc (et des arguments géologiques régionaux vont dans le même sens) que les granites de Plouaret et Huelgoat soient précoces dans l'orogénèse hercynienne (phase bretonne, limite dévonien—dinantien) et que les granites de Ploëuc et Quintin soient tardifs, contemporains du linéament nord-armoricain.

a γ^3 . Granite aplitique calco-alkalin. Dans le coin nord-ouest du territoire de la feuille, l'extrémité orientale du massif de Quintin présente, à tout point de vue, le même faciès que le granite porphyroïde de Ploëuc. Il affleure cependant bien mieux et il existe dans cette région (« bassin » de Plaintel) de nombreuses carrières. Mais plutôt

(*) Sur le diagramme sont figurées les enveloppes des points d'une cinquantaine d'analyses chimiques effectuées sur le massif de Quintin (feuilles Quintin, Carhaix, Belle-Isle-en-Terre).

(**) Isochrones sur roche totale, Rb/Sr, $cst = 1,42$. Laboratoire de géochronologie, Rennes.

que le granite porphyroïde rarement exploité (carrière du Haut Croc en Saint-Guihen) ce sont les nombreux filons tardifs d'aprites qui font l'objet de l'extraction régionale. De dimensions hectométriques, de puissances décamétriques, ils sont orientés environ N 70° E et se relaient pour former un champ filonien dense. Ils sont constitués d'un granite aplitique isogranulaire, riche en quartz, pauvre en biotite (caractère leuconate) ; les feldspaths sont l'oligoclase prismatique et le microcline perthitique xénomorphe.

$\mu\gamma^3$. **Microgranite calco-alkalin.** Il existe autour du massif de Ploëuc quelques filons de microgranite intrusifs dans les formations paléozoïques ; c'est une roche banale à structure microgrenue porphyroïde.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Sur les sommets des interfluves et les versants des vallées, la roche est proche de la surface et aisément identifiable en beaucoup d'endroits, le sol étant développé sur un substrat plus ou moins altéré, arènes granitiques et altérites silteuses des schistes, à structure et texture conservées. En certains points, la roche est beaucoup plus intensément et plus profondément altérée, et son identification plus délicate.

Là où la roche était déjà altérée avant la ou les périodes froides quaternaires, elle a été superficiellement affectée, sur les versants, par des déplacements généralement à courte distance, sous les effets conjugués de la gravité, de la gélifluxion, de la gélifraction... C'est ainsi que des formations de pente subautochtones viennent localement masquer la roche *in situ* ; à cause de la discontinuité des altérites qui les ont fournies, de la discontinuité des zones de roches gélives, les formations de pente ne recouvrent pas un versant tout entier, ni tous les versants ; dans la plupart des cas, faute de repères suffisants, morphologiques ou autres, il est très difficile d'apprécier exactement l'étendue de ces formations ; c'est pourquoi, comme les altérites *in situ*, et compte tenu également des objectifs et de l'échelle de la carte, elles sont représentées de manière ponctuelle ; on ne doit donc pas perdre de vue que leur extension réelle est supérieure à ce que ce mode de représentation peut laisser croire.

Dans le bassin de Ploëuc et dans la région nord-est de la carte, les sommets d'interfluves sont souvent recouverts par un limon quaternaire d'origine éolienne, d'épaisseur variable. Les colluvions et alluvions des fonds des vallons et des vallées n'occupent pas de grandes superficies ; à part la formation sablo-graveleuse d'âge incertain, pliocène ou quaternaire ancien (*cf. ci-dessous*) étalée sur une zone assez vaste dans la région de Quessoy, il n'existe pas, sur le territoire couvert par cette feuille, de formation sédimentaire ancienne, sauf peut-être en deux points : au Nord-Est de Plainel, B. Halle-gouet signale la présence, dans les champs, de fragments de grès siliceux de type grès ladères éocènes ; il existe d'autre part, à 3 km au Sud-Est de Saint-Brandan, au lieu-dit les Garennes, une formation sablo-limoneuse dont les sables, moyens, sont composés à 95 % de quartz assez émoussés, presque tous mats ou luisants mats, peut-être éolisés ; sur la carte ils ont été représentés comme les limons quaternaires, bien que leur mode de façonnement et leur âge restent à confirmer.

Formations d'altération *in situ*

aAs, kAy. **Altérites très argileuses.** Elles existent plus fréquemment sur les sommets et hautes surfaces à plus de 200 m, mais parfois également sur certains bas de versants des vallées (vallée de l'Oust, 1 km au Nord du Quillio).

Dans les schistes siegeniens, aux Forges (Nord-Ouest d'Uzel) sous 1,50 m de colluvions, l'altérite contient au moins 20 % de fraction inférieure à 2 microns et au moins 75 % de fraction inférieure à 50 microns. Dans les schistes briovériens, à 3 km de Saint-Hervé, la fraction argileuse est constituée de kaolinite, smectite et illite dans des

proportions sensiblement équivalentes. A Saint-Gouéno, dans les granites, il y a conjointement de la kaolinite et de l'halloysite. A proximité de la bordure nord de la feuille, sur la feuille voisine Saint-Brieuc, dans la carrière de kaolin de Quessoy, il y a 25 % de sables grossiers entre 0,8 et 2 mm et 25 % à 35 % de fraction inférieure à 20 microns, laquelle est constituée, selon J. Estéoule-Choux (1974) de 45 % de quartz et de muscovite. Selon le même auteur (1970), d'après la profondeur des altérations, la nature et la morphologie des particules argileuses, ces altérites seraient tantôt hydrothermales, tantôt d'origine météorique et anciennes, secondaires ou éogènes, élaborées sous un climat chaud et humide de type tropical.

A la Belle-Étoile, dans la forêt de Lorge, subsistent des traces d'une exploitation superficielle qui concernait probablement des niveaux ferrugineux dans les schistes ; car il n'a pas été retrouvé là de cuirasse pisolithique comme on peut en observer, *in situ*, sur la feuille voisine Saint-Brieuc, en bordure de l'étang de Carnonen, près de Pommeret, sur les schistes, ou encore à Quessoy ; pour J. Estéoule-Choux (1970), la cuirasse de Quessoy serait fini-éocène, pré-stampienne.

sAY, sAS. **Arènes des granites et altérites silteuses des schistes.** Sur les schistes briovériens fins, il n'est pas rare d'observer des formations à dominante silteuse dont on peut attribuer l'existence à une altération *in situ* de la roche (ou peut-être à une microgélifraction des schistes), à cause du passage progressif de l'une à l'autre et parce que la structure de la roche y est encore discernable, quoique plus difficilement que dans les arènes *in situ* sur granites ; celles-ci sont également le résultat d'une altération ménagée de la roche ; au Vallain, dans le fond d'un vallon, l'arène du granite porphyroïde de Moncontour contient seulement 5 % de fraction argile, 12 % de fraction limon.

Comme ailleurs en Massif armoricain et plus généralement en France, l'élaboration de telles altérites peut remonter au Néogène, mais beaucoup sont relativement récentes, pliocènes et même quaternaires (J.-C. Flageollet, 1977).

Formations colluviales de pente

Formations homogènes

GP. Débris remaniés par gélivation. On les observe en quelques points sur les schistes, par exemple au Nord-Ouest de l'Hermitage-Lorge, sur le versant qui domine la Lande-Blanche, où les schistes du Siegenien supérieur sont débités en plaquettes modérément altérées et disposées en involutions sur 50 cm de profondeur, directement sous un sol mince et peu évolué.

S. Formations résultant de la solifluxion. Elles se forment surtout sur les schistes, à partir d'une roche localement très altérée et argileuse ; leur épaisseur peut dépasser le mètre ; elles sont caractérisées par la présence de fragments de quartz ou de schistes, désordonnés, emballés dans une matrice argilo-limono-sableuse ; ce sont des formations de versants, descendues lentement sous l'effet conjugué de la gravité et d'une mise à l'état solifluidal, tantôt à cause de la teneur en argile de l'altérite, tantôt par intervention du gel (gélifluxion).

GPa. Formations résultant principalement de la gélifraction. Elles existent essentiellement dans les schistes, sous des formes différentes. Tantôt il s'agit d'abondants fragments subanguleux de quartz, schistes et grès-quartzite, désordonnés, mais à matrice sablo-argileuse peu abondante ; les schistes et les grès ont été fragmentés par le gel, disloqués, remaniés à faible distance par gravité et légèrement altérés ; c'est une forme de transition avec les formations de gélifluxion.

Parfois des fragments de schistes en plaquettes sont disposés à plat, en lits frustes superposés, parallèles à la pente et mêlés à une matrice argilo-limoneuse, nettement discordants sur les schistes *in situ* souvent très redressés ; ce sont des éboulis ordonnés comparables aux grèzes calcaires ; ils ne sont ici jamais très épais (1,50 m maximum), ni très étendus.

Formations composites.

R. Formations à blocs sur arènes litées. Ces formations, si fréquentes dans le Massif Central (J.-C. Flageollet, 1977) existent en plusieurs points des massifs granitiques de Moncontour et de Saint-Gouéno ; des structures analogues existent parfois sur des schistes.

B. Limon sur éboulis ou sur formation de solifluxion. Assez fréquemment, les éboulis et les formations de solifluxion sont surmontés par une formation à texture limono-sableuse non structurée, même sur des pentes fortes et dont l'épaisseur, variable, peut dépasser le mètre ; des examens plus approfondis pourraient permettre de choisir entre plusieurs origines possibles : limons éoliens (mais dans la cuvette de Ploëuc, ceux-ci disparaissent dès que la pente est un peu accentuée), limon résultant d'une altération des schistes ou d'une microgélifraction des schistes de la formation solifluée ou de l'éboulis.

E, S. **Alluvions anciennes fossilisées par une formation de pente** (éboulis ou formation de solifluxion). Des alluvions anciennes de l'Oust sont conservées aux Aunécades et à Bizoin, respectivement sous un éboulis de pente et sous une formation de solifluxion.

Formations allochtones

LP. Limons d'apport. Leur origine allochtone et éolienne est assurée par leur composition granulométrique (de 70 à 85 % de silts, entre 20 et 50 microns), leur très bon classement (courbes très pentées), la discordance nette avec la roche altérée *in situ* qu'ils recouvrent (LP₁) et fréquemment l'intercalation, entre roche et limon, d'un cailloutis basal (LP₂) généralement quartzeux ou d'une formation de solifluxion plus épaisse ou encore d'alluvions très anciennes. Ces limons éoliens, d'épaisseur variable, de quelques décimètres jusqu'à plus de deux mètres, s'observent surtout dans le Nord de la région, et plus particulièrement dans la cuvette de Ploëuc et la dépression de Bréhand.

Là où ils sont épais, ces limons portent des sols-bruns lessivés, mais nulle part n'ont été observés des paléosols ou des discontinuités morphologiques analogues à celles décrites dans les limons de Normandie par exemple ; en l'état actuel des observations, il n'a donc pas été possible de préciser la stratigraphie de ces limons quaternaires vraisemblablement wurmiens.

FB. Alluvions très anciennes. Elles apparaissent essentiellement dans le coin nord-est de la carte, entre Bréhand et Quessoy ; elles fossilisent une topographie légèrement différenciée et leur épaisseur est variable (3 m en sondage à la gare de Bréhand). Ce sont tantôt des lits de sables, fins ou grossiers, bien classés, tantôt une formation limono-argilo-sableuse à graviers ou galets, mal triée. Les sables sont essentiellement quartzeux, et la part des quartz émoussés de 1er ordre peut atteindre 50 % ; parmi ceux-ci, il y a presque toujours des quartz luisants, luisants-picotés ou mats, en faible proportion (0 à 20 % maximum), et davantage dans les fractions fines (315-500 microns). Il y a également presque toujours des grains de fer ou fer-argile tantôt bien arrondis et luisants, sombres et résistants (pisolithes provenant du remaniement de paléosols ou d'une usure de nodules ferrugineux des schistes), tantôt subanguleux, plus clairs, plus ternes, qui sont des concentrations ferrugineuses post-sédimentaires de sols à hydromorphie saisonnière très accentuée. Ces caractères se retrouvent dans les formations signalées par S. Durand (1960), J. Estéoule-Choux (1970), A. Guilcher et *al.* (1975), à Saint-Jacut-du-Mené, Saint-Vran-la-Ferrière, Merdrignac-Castenoët, Saint-Méen-le-Grand, Saint-Étienne-du-Gué (feuille Broons à 1/50 000), à Plumieux (Tresnel-Kerana, feuille Loudéac à 1/50 000).

A Saint-Jacut-du-Mené, la formation se caractérise par la présence, au sommet, d'un cailloutis de 1 à 2 mètres d'épaisseur, sur des sables argileux (2 à 4 m) qui couvrent

des argiles grises et noires fossilifères. Ce sont, pour S. Durand et J. Estéoule-Choux (1970) des argiles riches en Sporomorphes qui ont permis de situer ce dépôt à l'Oligocène entre le Lutétien et la fin du Tongrien ; J.-J. Châteauneuf (1976) y observe notamment *Pinus diploxylon*, *Sphagnaceae*, *Triatriopollenites rurensis*, *Plicatopolis hungaricus*, etc., et conclut à un âge miocène ou pliocène.

Pour S. Durand et J. Estéoule-Choux (1970) à Saint-Jacut et dans les autres stations citées, par analogie, il s'agit de sables rouges, pliocènes, marins et azoïques. A. Guilcher et al. (1975) ont reconnu aux formations de la Ferrière, Gomené, Merdrignac, Saint-Vran situées à plus de 200 m d'altitude, un faciès particulier, avec galets bien roulés à façonnement marin, poudingues ferrugineux, sables quartzeux à usure marine et ils y voient là les restes d'un très ancien rivage non déformé, qui pourrait être cénomanién. Pourtant, les quartz des sables que nous avons observés dans toutes les stations citées ci-dessus ont tous les mêmes caractères morphoscopiques que ceux de Bréhand, c'est-à-dire qu'ils peuvent refléter une évolution fluviale aussi bien, sinon davantage, qu'une évolution marine. Dans aucune de ces formations les sables ne trahissent une usure marine absolument certaine, mais, à Saint-Vran, les galets bien roulés et la forte proportion d'émoussés luisants rendent possible l'incorporation d'une ancienne formation marine dans un épandage alluvial.

Il paraît possible d'interpréter la plupart de ces formations comme le résultat d'un épandage fluviale, plio-villafranchien ou quaternaire très ancien, parfois cimenté, après dépôt, par le fer (grec ou alios).

Fy. Alluvions anciennes. Elles sont rares et localisées le long des bas de versants des vallées principales (Oust, Lié) ; dans celle de l'Oust, elles sont 10 à 20 m au-dessus de la rivière. Elles sont très discontinues, peu épaisses, peu discernables dans la morphologie ; on les retrouve surtout là où elles ont été fossilisées par des colluvions de bas de pente ; seules les alluvions anciennes observées ont été représentées ; leur extension réelle est donc probablement plus grande. Les alluvions anciennes de l'Oust (banc sableux sur banc graveleux) sont assez bien classées ; les sables sont composés, pour un quart environ, de grains de schistes légèrement émoussés et friables, de quelques feldspaths et de quartz anguleux ou très légèrement émoussés, peu différents des alluvions les plus récentes.

Le long du Lié, en rive gauche, en amont de Plouguenast, à 1 km au Sud de Cornéan, les formations représentées comme des colluvions sont peut-être des alluvions anciennes mal classées.

CF, Fz. Colluvions des vallons et alluvions récentes des vallées. Les colluvions des versants, solifluées ou ordonnées, passent parfois progressivement aux alluvions des fonds de vallons, qui montrent des esquisses de classement et de stratification fluviales, puis aux alluvions grossières des fonds de vallées actuelles ; dans la vallée de l'Oust, le sommet de ces alluvions grossières récentes, faites de quartz très légèrement émoussé et de plaquettes de schistes est à 2 ou 3 m au-dessus de la rivière qui les entaille. Ces alluvions grossières sont surmontées de sables limoneux fins récents.

PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE

La carte Moncontour couvre l'extrémité orientale de la ligne de faite qui débute à l'Ouest avec les monts d'Arrée (384 m) et se termine aux landes du Mené (340 m), donnant à la Bretagne péninsulaire sa dissymétrie, un versant et un réseau hydrographique plus courts et à pente plus forte sur la façade nord que sur la façade sud.

A l'échelle de la carte, cette ligne de faite se subdivise en plusieurs alignements de collines ou de hautes surfaces inégalement élevées (landes du Mené, forêt de Loudéac, landes du Cran, forêt de la Perche, forêt de Lorge) séparées par des dépressions en forme de cuvettes (Ploeuc, Plessala). Au Nord-Ouest et au Nord-Est apparaissent les surfaces plus régulières des plateaux qui descendent vers la côte nord (plateaux du Gouet, de l'Evron, du Gouessant).

Rapports du relief et de la structure

La configuration et les altitudes (relatives) du relief actuel n'ont pas une origine simple ; elle apparaissent comme le résultat d'une combinaison des trois facteurs susceptibles de faire apparaître un relief différencié ; deux d'entre eux ont un rôle essentiel : ce sont les déformations tectoniques, gauchissements plus que tectonique cassante, et les séquences d'érosion successives ; l'inégale résistance des roches intervient plutôt à l'échelle du détail qu'à celle des reliefs majeurs. Le passage des collines et hautes surfaces aux cuvettes et plateaux de bordure est tantôt assuré par une simple rupture de pente, tantôt marqué par un talus bien net ; rares sont ceux localisés sur un accident tectonique en roche pétrographiquement homogène et qui peuvent être considérés comme des escarpements de faille directs (peut-être le court talus de 50 m de commandement orienté N.NW—S.SE, de Beaucadalu, au Nord-Ouest de Moncontour) ; en effet, la plupart des grands accidents tectoniques sont aussi des limites pétrographiques et il peut souvent y avoir incertitude sur la nature du talus, escarpement de faille ou escarpement de ligne de faille entre roches de résistance différente. Le talus le plus continu limite au Sud-Ouest les landes du Mené, au-dessus de la cuvette de Plessala ; il s'aligne sur le contact entre les schistes briovériens, côté nord, les amphibolites et les faciès de mélange des leucogranites et micaschistes côté sud ; il n'y a, en apparence, aucune raison de penser que ces faciès peuvent être nettement moins résistants à l'altération et à l'érosion que les schistes des landes du Mené ; par contre la continuité du talus, la raideur de la pente, la diminution progressive du commandement vers le Nord-Ouest, sans relation avec la disposition du réseau hydrographique, suggèrent fortement l'existence d'une faille légèrement arquée et d'un jeu ou rejeu récent de celle-ci, maximum en direction du Sud-Est bien qu'une telle faille n'ait pas été reconnue sur le terrain ; sur sa bordure nord et nord-est, la cuvette de Plessala apparaît bien comme un fossé tectonique.

La bordure nord et nord-est des landes du Mené est topographiquement moins nette : il y a plusieurs talus et ruptures de pentes qui donnent une succession de replats étagés ; depuis la Roche jusqu'à Carsu, un talus est au contact de l'accident de la bordure sud du synclinorium médian ; les schistes gedinniens sont en contrebas des schistes briovériens sans que l'on comprenne pourquoi ceux-ci seraient plus résistants que ceux-là ; le rejeu tectonique est possible mais de faible rejet.

Pour d'autres talus, il est plus difficile de choisir entre une origine par rejeu ou par érosion différentielle, ou encore par intervention conjointe des deux phénomènes ; le long du grand accident SW—NE qui limite au Sud le synclinorium médian, les schistes briovériens peu métamorphiques, redressés à la verticale, sont en contact anormal avec des schistes et quartzites gedinniens ; il est possible que ceux-ci, très quartzeux, soient plus résistants que les schistes briovériens, et, comme le talus prend de la hauteur à proximité de l'Oust, l'intervention d'une érosion différentielle paraît possible ; elle reste cependant incertaine puisque, à l'Est de Gausson, au passage du Lié, le contact n'est pas exprimé par un talus.

Un talus à regard nord, descendant vers la dépression de Hénon, s'allonge depuis les Rochettes jusqu'à la Ville-Avenet ; à part la croupe de Pellan, en relief dans les quartzites, il y a contact entre le granite de Moncontour et les schistes briovériens ; il y a également, localement, un contact tectonique et l'on voit par endroits (vallon du Temple) le granite chevauchant les schistes ; sur le plateau au Sud de Bréhand, le passage des granites, plus élevés, aux schistes, est marqué par une légère rupture de pente ; l'érosion différentielle, entre granites plus résistants et schistes briovériens plus tendres, est aussi plausible que le rejeu tectonique ; elle l'est davantage dans la cuvette de Ploëuc, celle-ci étant fermée à l'Ouest par les schistes et quartzites siegeniens, apparemment plus résistants que le granite de Moncontour. Cette plus grande résistance des quartzites siegeniens est manifeste à l'Ouest de l'Hermitage-Lorge, où ceux-ci dominent les schistes du siegenien supérieur. La bordure ouest et sud-ouest de la cuvette de Plouguenast coïncide en maints endroits avec la limite entre, d'une part, les méta-

diorites quartziques à biotite dans lesquelles est creusée une grande partie du bassin, et, d'autre part, les schistes et micaschistes briovériens plus ou moins métamorphisés.

A côté de ces exemples de relations directes entre le relief et le tracé des accidents tectoniques cassants anciens laissant supposer un rejeu récent de ceux-ci d'une part, les différences de résistance liées à la pétrographie des roches d'autre part, il existe également des exemples d'absence de relation entre le relief et la structure, pétrographique et tectonique.

Inadaptation des traits majeurs du relief à la pétrographie et à la structure tectonique ancienne

Cette inadaptation est manifeste à l'Ouest de la feuille, où, depuis la forêt de Loudéac jusqu'à Saint-Brandan, une suite presque ininterrompue de hautes surfaces nivelle de la même manière les schistes briovériens, les terrains primaires et même les granites de Quintin ; elles s'allongent selon un grossier quadrilatère NW-SE ; s'il s'agit d'un horst tertiaire, comme certains l'ont suggéré, les failles qui le limitent prendraient en écharpe les structures antérieures ; il s'agirait vraiment d'une trame tectonique entièrement nouvelle ; des remarques analogues peuvent être formulées à propos de la dépression de Bréhand, dans le coin nord-est de la feuille. Dans le détail, le dessin des cuvettes et dépressions et des hautes collines paraît être en liaison tantôt avec des escarpements de faille tantôt avec des contacts pétrographiques entre roches de résistance différente ; il est possible que l'origine de ces reliefs soit en relation avec des élévations et abaissements structuraux post-hercyniens, progressifs, sans accidents cassants majeurs ; mais leur approfondissement est en rapport, pour une part, avec une sinon plusieurs reprises d'érosion postérieure à l'élaboration du niveau des hautes surfaces, qui représentent donc, pour une partie, un relief résiduel, localisé sur l'axe ouest-est du soulèvement en Bretagne péninsulaire septentrionale : c'est ce que suggère l'examen des formations superficielles. Ces mêmes types d'altérites *in situ* existent sur les hautes surfaces et sur les bas plateaux en contrebas ; certaines sont hydrothermales, d'autres sont peut-être éogènes ; on ne peut pas savoir si elles se sont produites sur un relief déjà différencié ou si elles se sont produites sur une surface régulière qui aurait été ensuite découpée et dénivelée par failles ; par contre, les hautes surfaces, sur le territoire de cette feuille et sous réserve de découvertes nouvelles, ne portent ni les grès ladères éocènes, ni les argiles stampiennes ou sannoisiennes, ni les sols à cuirasse ferrugineuse, ni même les sables argilo-graveleux qui existent sur les plateaux sis en contrebas et à la périphérie de ces hautes landes, ce qui tendrait à faire de ces bas plateaux les témoins d'une surface éogène ceinturant des reliefs résiduels de position, vestiges d'un aplanissement antérieur, alignés sur un axe ouest-est de soulèvement, ancien et modéré, les incisions quaternaires ayant rajeuni à la fois les hautes landes et les bas plateaux, sans cependant parvenir à dégrader ni à faire reculer certains escarpements de faille locaux probablement néogènes.

PRÉHISTOIRE

Un menhir est érigé sur le Paléozoïque à la Roche en Uzel, sur le flanc sud du Bassin de Châteaulin. Il s'intègre à un vaste alignement qui se poursuit vers l'Ouest en dehors du territoire de la feuille Moncontour jusqu'au-delà de Gourin (Lody, 1976). D'autres menhirs sont érigés sur substratum granitique, à la périphérie du batholite de Moncontour : Bayo (Sud de Ploëuc), le Drény (Sud-Ouest de Plémy).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Aux ressources traditionnelles constituées par les sources, nombreuses, dispersées mais aux débits souvent très faibles, s'ajoute depuis peu de temps l'eau pouvant être captée par des forages dont la profondeur peut atteindre une centaine de mètres. L'hydrogéologie des formations qui constituent le Massif armoricain est caractérisée par une grande hétérogénéité (les systèmes aquifères, mal connus, sont très discontinus) et par la séparation, au sein d'un même système, entre les fonctions de réservoir (limité la plupart du temps à la zone altérée des roches) et de conducteur (lié à la fissuration).

Sources

Lors d'un inventaire réalisé à l'automne 1955 par les services départementaux, plus de 1 400 points d'eau ont été recensés. L'immense majorité ne sont que de simples émergences de la surface de la nappe contenue dans les altérations superficielles, sans ou pratiquement sans écoulement. 160 à 180 sources seulement avaient un écoulement $\geq 0,2$ l/s et 13 débitaient au moins 1 l/s.

Le plus grand nombre de ces sources pérennes est distribué en trois secteurs bien individualisés :

— à l'Est de la feuille 25 sources sortent à mi-pente du relief des landes du Mené (Ouest de Collinée), entre les altitudes + 250 et + 280 NGF. Elles marquent la trace de l'émergence de la nappe contenue dans les micaschistes ;

— au Sud, à la périphérie des quartz-diorites de Plouguenast, une soixantaine, dont cinq débitant au moins 1 l/s, jalonnent les filons (quartz) et accidents nord-sud nombreux dans le secteur (accidents reconnus ou pouvant être supposés) dont elles soulignent le rôle de drains ;

— dans la partie centrale de la feuille, d'Allineuc à Hénon, une cinquantaine de sources pérennes (dont 8 débitant au moins 1 l/s) sont en relation souvent très nette avec les grands accidents SW-NE ou certains de leurs satellites nord-sud (Sud-Ouest de Hénon).

Forages

La plupart des informations recueillies portent sur des données ponctuelles instantanées et difficiles à extrapoler : débit d'un forage mesuré en cours de foration, l'eau étant extraite par l'air comprimé actionnant l'outil (technique du marteau fond-de-trou) ; elles n'ont de valeur qu'indicative et relative.

Le débit instantané est lié à la fissuration de la roche (intensité, épaisseur affectée, état des fissures), jouant le rôle de conducteur, de drain, vis-à-vis de l'encaissant et des horizons altérés, moins transmissifs mais constituant l'essentiel du réservoir. La pérennité du débit exploitable dépend alors des relations conducteur-réservoir et de conditions plus régionales (alimentation du système par les précipitations, notamment).

Sur le territoire couvert par la feuille Moncontour, peu de forages sont connus ; il faut se garder d'une généralisation trop hâtive des résultats qu'ils fournissent :

— granite de Quintin : un seul forage a fourni $18 \text{ m}^3/\text{h}$ à 40 m de profondeur ;

— le granite de Ploëuc-Moncontour semble assez peu productif : 4 forages (profondeur 43 à 63 m) ont donné de 0,9 à $3,8 \text{ m}^3/\text{heure}$. Cependant, des conducteurs privilégiés peuvent y exister (les zones de fractures seraient à explorer) : un cinquième ouvrage a donné $9 \text{ m}^3/\text{h}$ à 43 m de profondeur alors qu'il venait d'atteindre un niveau de quartz ayant plus que triplé son débit ; il aurait mérité d'être approfondi ;

— pour ce qui concerne les terrains sédimentaires, le Briovérien à divers degrés de

métamorphisme paraît assez productif comparativement à d'autres secteurs : 4 forages ont donné 9, 10, 11 et 20 m³/heure. Leur profondeur relativement faible (40 à 60 m) laisse penser que la fissuration active n'est pas captée sur toute son épaisseur. Le Dévono-Dinantien a été exploré à Saint-Hervé par une série de sondages de reconnaissance à la suite desquels deux forages ont été tentés : le premier ouvrage, dans un faciès gréseux feldspathique, a été abandonné pour des raisons techniques alors qu'il fournissait (débit instantané) une quarantaine de m³/heure. Le deuxième, dans un faciès schisteux, a donné 27 m³/heure à 55 m de profondeur; un pompage d'essai a montré qu'on pouvait espérer y exploiter entre 350 et 500 m³/jour.

Au vu de ces résultats, le sédimentaire de la région de Moncontour semble relativement privilégié quant à l'eau souterraine, ce qui n'est certainement pas sans relation avec la tectonisation intense et multiple du secteur.

Remarques

Qualité de l'eau. L'eau souterraine est très généralement de bonne qualité quoiqu'assez faiblement minéralisée et agressive; elle peut contenir du fer en excès.

GÎTES MINÉRAUX

Minéralisations stratiformes

Oxydes de fer. Dans la forêt de Lorge des carapaces ferrugineuses superficielles constituées sur des faciès gréseux riches en oxydes de fer de formations briovériennes ont donné lieu à d'anciennes exploitations.

Des oxydes de fer (hématite, goéthite) sont fréquents à l'affleurement dans les grès du Siegenien inférieur. Ces oxydes ont été parfois exploités de manière artisanale (les Forges, au Sud de l'Hermitage). La nature du minerai primaire n'est cependant pas connue, les travaux étant restés dans la zone d'oxydation.

Zone de l'Hermitage-Lorge. Les schistes du Siegenien moyen—Emsien (+ Eifélien ?) renferment des minerais de fer oolithiques, bien développés en forêt de Lorge, au Pas et à Bas-Vallon (L. Cayeux, 1909 ; F. Kerforne, 1908-1920).

Le minerai du Pas (1-4003) est constitué par une couche de sidérite, magnétite et chlorite ferrifère. Il titre 50 % de fer. La puissance du niveau minéralisé atteint 4 mètres. Le minerai de Bas-Vallon (1-4004), à l'Est du Pas, est constitué surtout par de la magnétite et de la chlorite ferrifère (Orcel, 1927). Il titre 50 à 56 % de fer (F. Kerforne, 1920) et constitue une couche de 10 à 11 m d'épaisseur.

L'extraction de ces minerais est fort ancienne et remonte vraisemblablement à l'époque gallo-romaine. Elle s'est poursuivie jusqu'au siècle dernier et a été interrompue vers 1865. Des recherches ont été entreprises à nouveau en 1908 pour la Société de Lorge. La concession de l'Hermitage-Lorge a été instituée en 1920. Les mines du Pas et de Bas-Vallon sont actuellement abandonnées. La concession est inactive depuis 1921.

Outre le minerai provenant du Pas et de Bas-Vallon découverts en 1827, exploités à ciel ouvert de 1827 à 1863 et de 1867 à 1874, les Forges du Pas et de Vaublanc dont l'activité cessa en 1865 étaient alimentées par les nombreuses minières de la forêt de Lorge : la Hutte (1-4002) qui se trouve dans la concession, la Croix-Saint-Lambert (1-4006), Garde-de-Gautrais (1-4007), Langavry (1-4008), Kerno (1-4009), le Tertre-au-Chevreuil (1-4010) qui sont situées au Sud. Partout il s'agit de minerai dévonien (limonite, hématite, goéthite) inclus dans les schistes et grès sous forme d'amas irréguliers. Ils furent exploités en minière entre 1840 et 1850, mis à part Langavry dont l'exploitation remonte à la première moitié du 19^e siècle. A la Jaunay-Maubuchon (1-4005), le minerai (limonite, hématite) est dans des argiles et sables tertiaires (exploitation en minière vers 1840). A la Ville-Brisset (2-4007), la Ville-Porhoët (2-4006), la Belle-Etoile (2-4008), limonite et hématite sont interstratifiées dans des schistes métamorphiques briovériens. Exploitation superficielle à la Belle-Etoile.

A la Fosse-aux-Loups (1-4001), la minerais vraisemblablement interstratifié dans des schistes métamorphiques briovériens, a fait l'objet de fouilles en 1916 (limonite).

Minières de la forêt de la Perche (5-4001) : exploitées du 18^e à la première moitié du 19^e siècle, elles s'alignent sur plus de 3 km. Le minerais (limonite, hématite, goëthite) est inclus dans des schistes et grès dévoniens. Aux lieux-dits le Cours, Louredon, les Buttes-Rouges, le Bouillon-Rouge, les fosses atteignent souvent 10 m de profondeur.

A la base du Dinantien, au Nord-Ouest d'Uzel, des schistes rouges renferment de petites concentrations en fer sous forme d'hématite et goëthite.

Zone de Collinée, à l'Est de la feuille et au-delà de la feuille Broons. Les principaux gisements ferrifères se trouvent dans la formation dévonnaise bordant au Sud-Est le massif de Moncontour. Ils forment la liaison entre les minerais bretons et ceux du bassin de Laval.

• **Anciens travaux.** L'exploitation fut intensive avant 1789 et intermittente sous le 1^{er} Empire. Dans les environs du village de Vallain (4-4005) une couche de minerais s'étend d'une manière régulière sur une longueur de 600 mètres. Elle est interstratifiée dans des schistes et quartzites verdâtres. Extraction vers 1821. Ces travaux sont appelés « minières du Menez ». Activité avant le 19^e siècle. A Carsu (00-4001), Saint-Mieux (8-4001), les Porées (8-4002), Carbilan (8-4003), il existe de grandes tranchées pouvant atteindre 600 m de longueur et 20 m de profondeur avec puits, excavations et nombreux amas de scories. Des rognons d'hématite sont intercalés entre les strates des schistes. Tous ces gîtes sont dans le Dévonien.

Plus au Sud, le minerais a été exploité dans les schistes briovériens et des micaschistes très probablement briovériens, aux Caves-du-Diable (8-4004) où il existe d'anciens travaux souterrains, à la Fontaine-de-la-Rance (8-4005) et aux Plessis-Vert (8-4006), minières et scories de date inconnue.

Les gîtes de la Ville-es-Rio (6-4003), le Drény (6-4004), Launay-Costio (7-4001), Carfort (7-4002), situés dans la bande dévonnaise bordant au Sud le massif granitique de Moncontour, forment liaison entre les zones de l'Hermitage-Lorge et de Collinée. Le minerais, hématite et limonite, a été exploité en minière au 18^e siècle et dans la première moitié du 19^e siècle aux deux premiers gîtes; aux deux autres il a été remarqué en éboulis.

Enfin, vers le Sud de la feuille à Bossiguel (6-4001) et aux Minières (6-4002), du minerais pliocène en amas irréguliers (hématite et limonite) a fait l'objet de petites exploitations superficielles vers le début du 19^e siècle.

• **Travaux modernes** (1913-1923). Effectués par la Société Franco-Marocaine; ils ont porté sur trois points.

Le Vallain (4-4005). Puits de 7 m sur les vieux travaux et travers-banc de 32 m ont recoupé une couche de 3,60 m de minerais incluse dans des schistes sériciteux pendant au Sud-Ouest et une couche de 2,80 à 8 mètres. Seule la partie supérieure a été exploitée jadis.

Les Porées (8-4002). Puits de 18 m près des anciens travaux et travers-banc de 13 m ont mis en évidence une alternance de couches de différentes épaisseurs formant une puissance totale de 7,10 m de minerais carbonaté à 35-40 % de fer. Le minerais contient également du manganèse : 1 à 1,87 %.

Carbilan (8-4003). Puits de 21,50 m et travers-banc de 27,50 m sur le bord de la grande fosse. Les couches minéralisées se présentent dans les mêmes dispositions stratigraphiques avec des alternances de minerais et de schistes. La puissance totale de minerais est de 5,40 mètres. Il est constitué de fer carbonaté.

Sulfures. La pyrite disséminée en cristaux automorphes est fréquente dans les strates du Dévonien. Des *boxworks* de pyrite sont abondants dans les schistes et quartzites gedinniens à la Porte-d'Ohain, dans l'anticlinal du Rocher-Larron. C'est du reste sur le prolongement occidental de cette structure anticlinale (feuille Quintin) que le

B.R.G.M. a découvert par sondage un gisement de Cu, Pb, Zn associé à des formations volcano-sédimentaires gedinniennes (la Porte-aux-Moines).

Minéralisations volcanogènes

La chalcopryrite, la pyrite et la pyrrhotite sont disséminées sous forme de mouches dans les méta-dolérites, les méta-basaltes et les méta-andésites.

Minéralisations en filons et amas

Uranium. La grande majorité des occurrences se trouve dans l'aurole de contact du granite de Moncontour, entre Caribet et Bréhand. Deux indices ont été découverts au sein de ce massif granitique et un indice est signalé dans le massif de granite de Quintin (granite à biotite, porphyroïde).

Ce dernier, le Pritel (2-4001), présente une minéralisation en autunite et chalcopryrite dans un filon de silice rouge, orienté nord-est, puissant de 25 cm, encaissé dans le granite porphyroïde.

Des deux indices situés dans le massif de Moncontour, l'un, le Moulin-de-Beau-Saut (4-4001), est situé près du contact avec les schistes: filon de quartz orienté sud-est avec autunite et chalcopryrite dans une silice rouge à grain fin, l'autre, Quillanet (3-4003), consiste en une formation bréchique avec mouches de pechblende orientée N 160°E, puissante de 0,30 m, intragranitique.

Parmi les gîtes répartis dans l'aurole de contact du granite de Moncontour, le Plessis-d'en-Haut et Port-Martin ont justifié des travaux de recherches plus importants :

— Le Plessis-d'en-Haut (4-4004) se caractérise par de gros accidents argileux de direction N 150°E recoupés par des accidents moins importants sensiblement est-ouest. La minéralisation uranifère: pechblende, produits noirs, gummite, chalcopryrite, uranotile, autunite, est associée à de la pyrite, de la galène et de la blende.

— Port-Martin (2-4004): gîte en amas (imprégnation diffuse en minéraux secondaires dans les schistes). Minéralisation sans gangue, autunite, pechblende, torbernite, uranocircite.

A la Haie (2-4002), la Plesse (2-4003), la Ville-Hernie (2-4005), Pierre-Plate (3-4003), la minéralisation est liée à des cassures limoniteuses dans les schistes métamorphiques: autunite. A Couche-Deux (3-4001): autunite dans les cassures hématisées d'une zone broyée de direction N 35°E au contact entre amphibolites et schistes. A Launay-Ravilly (3-4002): silice hématisée avec goethite, autunite, chalcopryrite et gummite, puissance 0,10 m, direction N 20°E à E-W, encaissant schistes. A Nome-Hard (3-4004), indice situé à moins de 100 m du contact dans les schistes du Dévonien. Il s'agit d'une grande faille nord-ouest contenant localement une colonne minéralisée en pechblende et phosphates secondaires. Cette colonne n'a que 5 m de hauteur et quelques mètres d'allongement. Aux Métairies (3-4005), cassure argileuse de direction variant de N-S à N 135°E de quelques centimètres de puissance dans les schistes: autunite.

Pour l'étude de ces gîtes des permis de recherches avaient été accordés à la Compagnie française des Minerais d'Uranium (C.F.M.U.) en 1958 et à la Société de Prospection des Minerais spéciaux (S.P.M.S) en 1960.

Dans un contexte granitique diffèrent un petit indice (la Touche) se situe près de Saint-Gilles-du-Mené dans le coin sud-est de la carte.

Scheelite. Au Bois-Hardy (4-4002), présence de quartz en éboulis parfois minéralisés en scheelite et pyrite.

Minéralisations alluvionnaires

De nombreux indices alluvionnaires (cassitérite principalement) sont connus dans le massif granitique de Ploëuc-Moncontour.

AUTRES SUBSTANCES UTILES

Kaolin. A cause de la présence de l'important gisement de Quessoy situé juste à la limite nord de la carte, de nombreuses recherches de kaolin ont été effectuées dans cette région.

Le petit gîte de Kerrouet (coin sud-est de la carte) a été exploité pendant longtemps mais le bassin semble assez restreint et maintenant en grande partie épuisé.

De nombreux indices ont été étudiés; en particulier ceux situés à 1 km à l'Est de l'Hermitage-Lorge en bordure du granite de Ploëuc, à 2 km au Sud-Ouest de Bréhand (associé à une occurrence minéralisée à scheelite) et entre Uzel et Plouguenast sur un substratum briovérien.

Granites. Le « bassin granitique » de Plaintel, situé dans le massif de granite de Quintin au Nord-Ouest de la carte, est activement exploité pour la production de moellons et pierres dans plusieurs carrières.

Le granite porphyroïde est très peu exploité, la plupart des carrières étant ouvertes dans les filons tardifs de granite aplitique ($a\gamma^3$) (le *bleu des granitiers*) et l'extraction étant souvent même limitée à leur partie superficielle altérée (le *gris-jaune des granitiers*).

Une douzaine de carrières sont en activité artisanale autour de Plaintel (zone des Tinières) de manière plus ou moins épisodique. Une seule carrière (le Haut-Croc en Saint-Guihen) est totalement mécanisée (utilisation du *rochjet* en particulier).

A l'inverse du granite de Quintin le granite de Ploëuc n'est pas exploité (sauf pour extraction d'arènes); par contre dans le leucogranite du Sud-Est de la carte, quelques carrières produisent moellons et granulats, le faciès à grain fin semblant particulièrement intéressant.

Roches basiques. Les roches basiques amphiboliques du Sud de la carte ont fait l'objet d'exploitations importantes (carrière du Vauglin, 3 km au Nord-Est de Langast) aujourd'hui abandonnées. Dans le Nord de la carte, la grande carrière de Pont-de-Pierre à 2 km au Sud-Ouest de Bréhand exploite les roches basiques cornéifiées (remarquable matériau de granulats).

Orthogneiss. Les orthogneiss granitiques de Quessoy et les méta-diorites quartziques de Plouguenast ne sont actuellement plus exploités.

Ardoises. Des niveaux de schistes ardoisiers ont été exploités dans le Dévonien moyen à la Ville-Pierre au Sud de Moncontour et dans le Dinantien à Poulfaut à l'Ouest d'Uzel.

Schistes et quartzites. Les phyllades du Gedinnien ont été utilisées pour la construction régionale; les grès armoricains (Arenigien) ont été utilisés pour l'empierrement; les quartzites du Siegenien ont été exploités dans de nombreuses carrières actuellement abandonnées qui jalonnent les affleurements.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et des itinéraires intéressant la région dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand (1977), Masson éd.

BIBLIOGRAPHIE

Formations sédimentaires, volcaniques et cristallines

- BARROIS Ch. (1890) — Notice de la carte géologique de Pontivy au 1/80.000.
- BARROIS Ch. (1895) — Le bassin du Menez-Bélair (C. du N. et Ille-et-Vilaine). *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, 8 pl. et 1 carte géol.
- BARROIS Ch. (1896) — Notice de la carte géologique de Saint-Brieuc au 1/80.000.
- BERTHIER (1826) — Analyse d'un minerai de fer magnétique des environs de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Ann. des Mines*, (I), XIII, p. 227-228.
- BRUN P. de (1911) — Essai de minéralogie du département des Côtes-du-Nord. *Bull. Soc. Sc. de l'Ouest*, t. XX, n° 2, p. 136-207.
- CAYEUX L. (1895) — Sur l'existence de nombreux débris de Spongiaires dans les phthanites de Précambrien de Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXIII, p. 52-65.
- CAYEUX L. (1931) — Les mines de fer de l'Ouest de la France. Ch. Synd. Min. Fer de l'Ouest de la France, Paris, 55 p.
- CHAURIS L. (1969) — Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sci.*, t. 268, p. 2859-2861.
- CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) — Gîtes minéraux de la France. Vol. 1 : Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 74, 96 p.
- CHAURIS L., LE BAIL F., GUIGUES J. (1970) — Minéraux de Basse-Bretagne. Penn ar Bed, Brest.
- COGNÉ J. (1960) — Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques et structuraux de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. II, p. 213-226.
- COGNÉ J., PARIS F., PHILIPPOT A. (1972) — Caractères structuraux et histoire tectonique de la partie orientale du synclinorium du Menez-Belair (synclinorium median armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, t. 274, p. 3186-3189.
- GOUIN M. (1966) — Synthèse des connaissances acquises sur le minerai de fer du département des Côtes-du-Nord. Rapport interne B.R.G.M.
- JEANNETTE D. (1971) — Analyse tectonique de formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse, Strasbourg.
- KERFORNE F. (1908) — Sur l'âge des minerais de fer de la forêt de Lorge (Côtes-du-Nord). *C.R. Ac. Sc.*, 23 novembre.
- KERFORNE F. (1923) — Le Briovérien dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. min. Bretagne*, IV, p. 123-132.

- KERVILLA F., GERMAIN C. et LE BAIL F. (1964) — Gisements et indices uranifères de la Bretagne, in « Les minerais uranifères français », P.U.F., Paris, III, p. 209-279.
- LE CORRE C. (1977) — Le Briovérien de Bretagne centrale ; essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, section I, n° 3, p. 219-253.
- LEUTWEIN F. (1968) — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sc. de la Terre*, mém. n° 11.
- MULOT B. (1957) — Rapport sur la découverte d'indices uranifères sur le pourtour du massif granitique de Moncontour. C.F.M.U. (inédit).
- MULOT B. (1971) — Atlas-guide des gîtes et indices du département des Côtes-du-Nord (6 fascicules). (inédit).
- NICOLAS J. (1957) — Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Thèse, Paris, Soc. fr. Céramique, 251 p.
- NICOLAS J., SAGON J.-P. (1963) — Extension des formations ferrugineuses cuirassées à la base du Dinantien dans la partie méridionale du bassin de Châteaulin. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8, séances du 4 nov. 1963, p. 277.
- PAWLOWSKI A. (1926) — Le minerai et les mines de fer en France. Minerais des Pyrénées, Normandie, Anjou, Bretagne. Libr. scient. Jules Charles et A. Brunet, Paris.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C. (1975) — Inventaire minéralogique de la France n° 5 - Côtes-du-Nord. Ed. B.R.G.M.
- PRUVOST P. (1959) — Notice de la carte géologique de Pontivy au 1/80.000.
- PRUVOST P., LE MAÎTRE D. (1942) — Observations sur la région orientale du Bassin de Châteaulin. *Bull. Serv. Cart. géol. Fr.*, t. XLIV, p. 81-94.
- PRUVOST P., WATERLOT G. (1941) — Notice de la carte géologique de Saint-Brieuc au 1/80.000.
- PUZENAT L. (1939) — La Sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 399 p.
- RENAUD A. (1942) — Le Dévonien du synclinorium médian Brest—Laval. *Mém. Soc. min. Bretagne*, n° 8.
- SAGON J.-P. (1969) — Le volcanisme dinantien dans la partie orientale du Bassin de Châteaulin : région de St-Martin-des-Près, Allineuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XI, p. 561-573.
- SAGON J.-P. (1973) — Phases de déformation et métamorphisme dans le Paléozoïque de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, t. 276, p. 1961-1963.

- SAGON J.-P. (1977) — Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain). Stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. Thèse, Paris VI.
- VELDE D. (1970) — Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XII, p. 843-855.
- VIDAL Ph. (1976) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes.
- X. (1922) — Les mines de fer de l'Ouest de la France. Chambre syndicale des mines de fer de l'Ouest de la France, Paris, 22 p.

Formations superficielles

- DURAND S. (1960) — Le Tertiaire de Bretagne. Études stratigraphique et tectonique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. XII, 389 p., Rennes.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) — Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 14, 319 p., Rennes.
- ESTÉOULE-CHOUX J., ESTÉOULE J. (1974) — Journées sur les gisements de kaolins bretons. IIIe symposium international sur le kaolin, 22 p., Exeter, Rennes.
- FLAGEOLLET J.-C. (1977) — Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. *Sciences de la Terre*, mémoire n° 37, Nancy, 461 p.
- GAUTIER M. (1964) — Le relief des landes du Mené. *Norois*, n° 42, p. 137-152.
- GAUTIER M. (1967) — La tectonique tertiaire dans le Massif armoricain. *Ann. de Géogr.*, n° 414, p. 168-197.
- GUILCHER A., HALLÉGOUËT B. et MENEZ S. (1975) — Les formations superficielles du Mené (Bretagne centrale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 281, série D, p. 219-222.
- NICOLAS J. (1956) — Les argiles des landes du Mené. *Bull. Soc. fr. Céramique*, t. 39, p. 89-99.

Cartes géologiques à 1/80.000

- Feuille *Saint-Brieuc* : 1ère édition (1896) par Ch. BARROIS,
2ème édition (1941), par P. PRUVOST et G. WATERLOT,
3ème édition (1976) par J. COGNÉ et J.-P. SAGON.
- Feuille *Pontivy* : 1ère édition (1890) par Ch. BARROIS,
2ème édition (1959) par P. PRUVOST, E. JÉRÉMINE, D. LE MAÎTRE et A. FAURE-MURET.

Cartes géologiques à 1/50.000

- Feuille *Quintin* (1977) par J.-P. SAGON.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320.000

Feuille *Cherbourg—Rennes*, coordination par F. PERMINGEAT (1960).

DOCUMENTATION CONSULTABLE

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Bretagne—Pays de la Loire, 10, rue Henri Picherit, 44300 Nantes, soit au B.R.G.M., 6-8, rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par :

- G. CARRIC, dans le cadre de l'Institut de géologie de l'université de Rennes pour les terrains cristallins de la partie sud de la carte;
- J. CHANTRAINE et P. DADET, ingénieurs géologues au Bureau de recherches géologiques et minières pour les terrains cristallins de la partie nord de la carte et pour les granites hercyniens;
- J.-C. FLAGEOLLET, maître-assistant à l'université de Nancy II pour les formations superficielles;
- J.-P. SAGON, maître-assistant à l'université de Paris VI pour les formations sédimentaires et volcaniques paléozoïques;
- H. TALBO, ingénieur géologue au B.R.G.M. pour l'hydrogéologie;
- avec la collaboration de B. MULOT, ingénieur géologue au B.R.G.M. pour les gîtes minéraux.

TABLEAU 1. ANALYSES CHIMIQUES : FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	44.95	51.91	70.84	63.62	69.77	66.19	70.00	44.95	50.50	47.60	59.79	46.91	47.95
TiO ₂	1.90	1.64	0.69	3.76	0.74	1.24	0.64	6.40	3.62	3.75	2.26	2.61	1.48
Al ₂ O ₃	33.55	28.40	17.21	13.32	16.08	14.62	15.10	12.40	13.90	13.30	16.18	16.11	32.19
Fe ₂ O ₃	2.14	3.84	4.14	12.00	2.33	1.17	2.06	3.03	2.81	7.78	6.55	3.33	1.44
FeO	0.64	3.60	0.22	0.14	0.36	4.59	1.14	10.85	8.90	8.66	3.00	9.67	0.28
MgO	0.90	0.94	0.35	0.26	0.77	1.96	0.56	5.90	5.47	6.12	2.26	6.19	0.86
CaO	0.42	0.36	0.07	0.11	0.13	1.33	0.49	9.46	7.83	3.63	0.14	7.85	3.57
Na ₂ O	0.40	1.24	0.26	0.01	2.86	4.93	5.30	3.40	2.90	3.24	1.15	2.89	0.79
K ₂ O	9.00	2.99	1.95	0.90	3.86	0.56	4.01	0.16	0.24	0.20	2.74	0.12	3.32
Perte au feu	5.09	3.99	4.39	4.89	2.63	2.09	0.91	1.39	2.57	3.99	5.13	3.27	7.49
TOTAL	98.99	98.91	100.12	99.01	99.53	98.68	100.21	97.94	98.74	98.27	99.20	98.95	99.37

- Schiste gris-vert clair, constitué uniquement par de la muscovite = Cambro-Trémadocien
- Schiste gris foncé : quartz + muscovite + chloritoïde + chlorite + rutile = Gedinnien
- Schiste gris clair, légèrement altéré: quartz + muscovite + pyrophyllite + chlorite + rutile (+ kaolinite) = Siegenien moyen à Emsien ou Eifelien
- Schiste rouge, légèrement altéré: quartz + muscovite + goethite + rutile (+ kaolinite) = Dinantien
- Schiste gris assez grossier: quartz + muscovite + chlorite + albite = Dinantien
- Méta-dacite = Dévonien inférieur
- Méta-rhyolite = Dévonien inférieur
- Diabase à grain grossier = Dinantien
- Diabase à grain très fin = Dinantien
- Spilite = Dinantien
- Méta-tuf kéraatophyrique = Dinantien
- Diabase = Namurien
- Schiste gris foncé: quartz + muscovite + margarite + chlorite + graphite = Siegenien moyen à Emsien (ou Eifelien ?) de l'auréole de contact du granite de Moncontour

TABLEAU 2. ANALYSES CHIMIQUES : GRANITOÏDES DE QUESSOY ET PLOUGUENAST

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	70.20	71.00	70.60	68.00	70.30	71.60	70.20	73.40	75.00	75.20	74.20	73.70
TiO ₂	0.38	0.29	0.43	0.64	0.45	0.37	0.38	0.31	0.24	0.19	0.21	0.17
Al ₂ O ₃	14.60	14.40	15.20	15.00	14.65	14.40	14.90	14.20	13.40	13.90	14.05	14.05
Fe ₂ O ₃	1.25	1.20	1.40	0.95	1.30	0.65	0.90	0.40	0.35	0.55	0.35	0.30
FeO	1.80	1.05	1.60	2.95	1.70	2.00	1.65	1.95	1.65	1.15	1.10	1.10
MgO	1.30	1.40	1.20	1.70	1.20	0.90	1.35	0.80	0.65	0.40	0.45	0.55
CaO	1.20	0.85	1.00	1.75	0.85	1.20	1.55	2.80	2.50	1.20	0.85	0.65
Na ₂ O	3.35	3.15	3.20	3.40	3.20	3.65	3.30	3.80	4.05	3.85	3.00	3.75
K ₂ O	4.55	4.75	2.35	4.10	4.20	4.15	4.30	1.75	1.50	3.10	5.00	4.05
H ₂ O ^{*tet-}	1.30	1.75	2.35	1.55	2.85	1.10	1.25	0.80	0.60	1.10	0.90	1.00
TOTAL	99.93	99.84	99.33	100.04	100.70	100.02	99.78	100.21	99.94	100.64	100.11	99.32

1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 : Orthogneiss granitique de Quessoy

8, 9, 10 : Trondhjénite de Plouguenast

11, 12 : Leucogranite de Saint-Guéno

TABLEAU 3. ANALYSES CHIMIQUES : GRANITE DE PLÈUC

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71.90	72.50	68.80	64.80	70.00	68.85	69.70
TiO ₂	0.23	0.14	0.18	0.64	0.36	0.35	0.36
Al ₂ O ₃	14.80	15.30	17.30	16.90	15.40	15.40	15.55
Fe ₂ O ₃	0.09	0.34	0.20	0.50	0.25	0.30	0.40
FeO	1.47	0.60	0.90	3.30	1.90	2.15	1.95
MgO	0.50	0.07	0.15	2.15	0.90	0.70	0.60
CaO	1.15	0.65	1.65	3.20	1.75	1.30	1.75
Na ₂ O	3.88	4.28	5.10	4.10	4.10	3.70	4.10
K ₂ O	4.28	4.35	4.25	2.85	3.80	5.15	4.55
H ₂ O ^{+et-}	0.90	1.00	0.80	0.80	1.10	1.25	0.85
TOTAL	99.20	99.23	99.33	99.24	99.56	99.15	99.81

1, 2, 3 : Granite isogranulaire

4, 5, 6, 7 : Granite porphyroïde

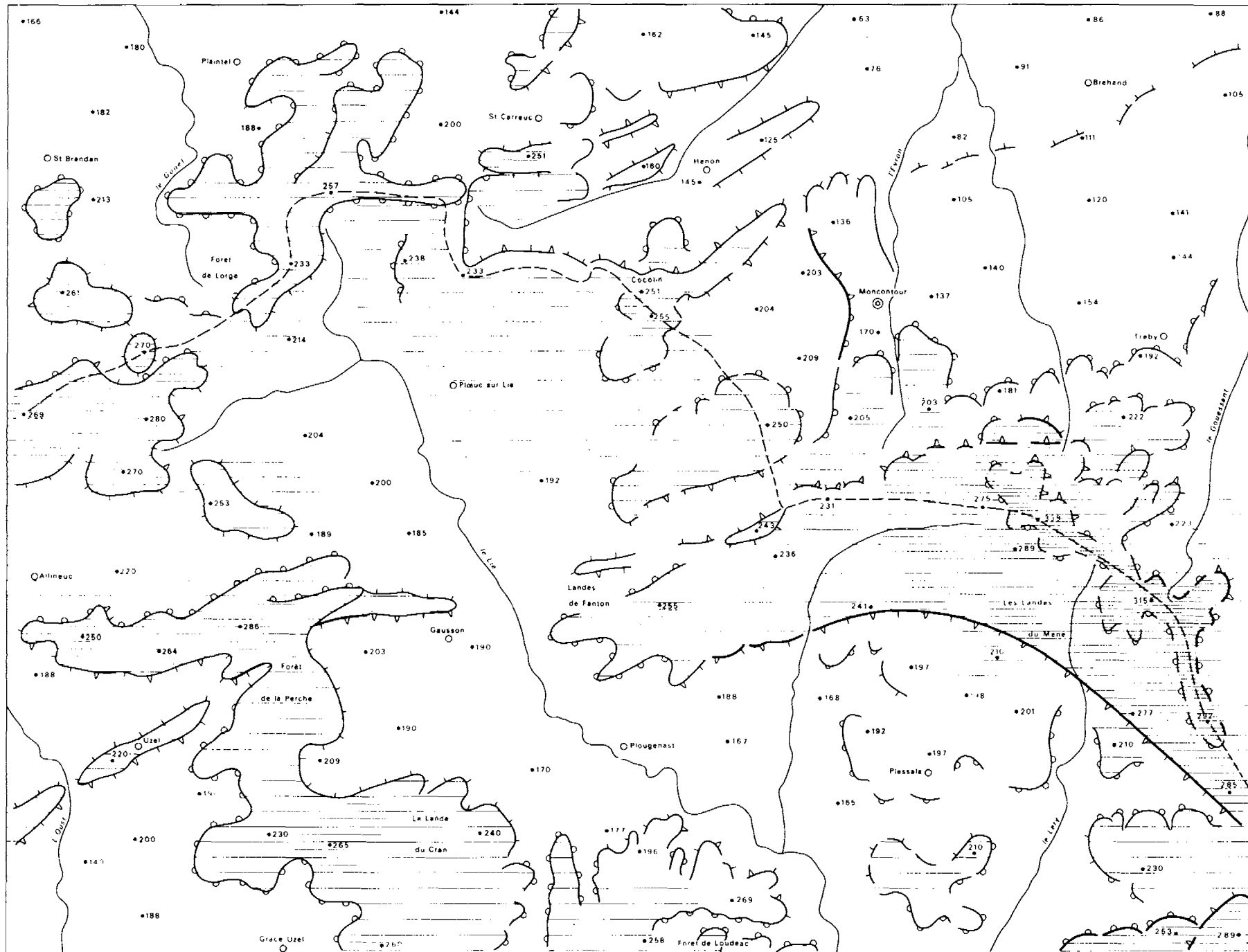


Fig. 3 – Croquis géomorphologique

- | | | |
|--|-------|-----------|
| | élevé | peu élevé |
| 1 Talus ou rupture de pente localisés sur une limite pétrographique | | |
| 2 Talus localisé sur une ligne de faille | | |
| 3 Talus localisé à la fois sur une limite pétrographique et sur une ligne de faille reconnue ou probable ? | | |
| 4 Talus ou rupture de pente sans relation avec la pétrographie ni avec la tectonique | | |
| 5 Altitude : – supérieure à 300 m | | |
| – de 250 m à 300 m | | |
| – de 200 m à 250 m | | |
| 6 204 : point côté | | |
| 7 Ligne principale de partage des eaux | | |

