



HAL
open science

**LE BRIOVERIEN DE LA BAIE DE DOUARNENEZ -
Etude pétrographique et structurale -
Jean-René Darboux**

► **To cite this version:**

Jean-René Darboux. LE BRIOVERIEN DE LA BAIE DE DOUARNENEZ - Etude pétrographique et structurale -. Pétrographie. Université de Rennes, 1974. Français. NNT : . tel-01759202

HAL Id: tel-01759202

<https://insu.hal.science/tel-01759202>

Submitted on 5 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

JR. DARBOUX

BERNARD AUVRAY



le Briovérien de la baie de Douarnenez

(Massif Armoricaïn)

étude pétrographique et structurale

Brest 1973

SERIE : C
N° d'ordre : 301
N° de série : 99

UNIVERSITE DE RENNES

BERNARD ROUVRAY

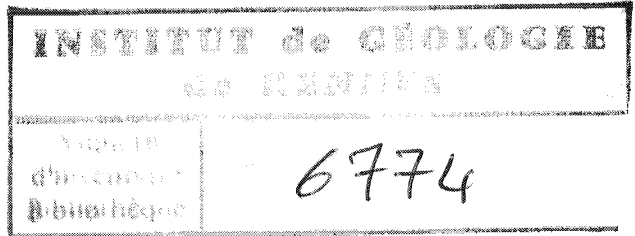


THESE
présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES
U.E.R. STRUCTURES ET PROPRIETES DE LA MATIERE

pour obtenir

le titre de DOCTEUR en TROISIEME CYCLE
Spécialité : Géologie



par

Jean René DARBOUX

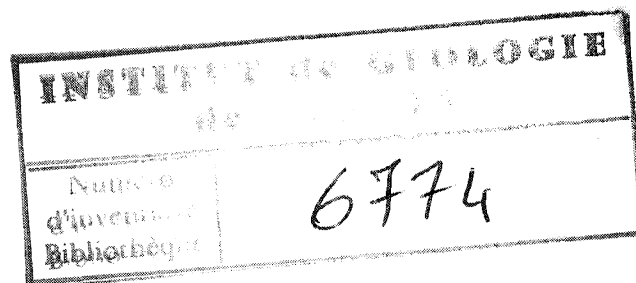
LE BRIOVERIEN DE LA BAIE DE DOUARNENEZ
- Etude pétrographique et structurale -

Soutenue le 9 Avril 1974 devant la Commission d'Examen

J. COGNE, Président.

M. GRAVELLE
A. PELHATE
J.J. CHAUVEL
Cl. LE CORRE

— Examineurs



*Que toutes les personnes qui ont contribué
à la réalisation de ce travail trouvent
ici l'expression de ma reconnaissance.*

TABLE DES MATIERES

-000-

INTRODUCTION

1 .-	CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	p.	1
2 .-	HISTORIQUE DES RECHERCHES ANTERIEURES	p.	1
	a) Les premiers travaux	p.	1
	b) Recherches géologiques récentes	p.	6
	c) Données géophysiques	p.	7
3 .-	OBJECTIFS POURSUIVIS PAR CETTE ETUDE	p.	9

PREMIERE PARTIE - ETUDE PETROGRAPHIQUE DU COMPLEXE BRIOVERIEN

<u>CHAPITRE I</u> .-	LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES	p.	13
I.1 .-	GENERALITES	p.	13
I.2 .-	LES SCHISTES	p.	14
	A) Caractéristiques générales	p.	14
	B) Etude des différents types	p.	16
I.3 .-	LES GRES	p.	21
	A) Caractères macroscopiques	p.	21
	B) Caractères microscopiques	p.	22
	C) Originalité de quelques termes gréseux zonés	p.	25
	D) Interprétation sédimentologique des grès	p.	26
I.4 .-	NIVEAUX REMARQUABLES	p.	37
	A) Les conglomérats	p.	37
	B) Les grès "poivre et sel"	p.	42
	C) Niveaux d'origine volcano-sédimentaire probable	p.	43
	D) Niveaux carbonatés	p.	45

E) La brèche de la plage du Ry	p.	45
I.5 .- LES MICRO-ORGANISMES PROBLEMATIQUES	p.	46
A) Aspect en lames minces	p.	46
B) Etude après extraction	p.	47
C) Travaux antérieurs relatifs à ce problème ...	p.	47
D) Signification probable de ces structures	p.	48
I.6 .- LES ELEMENTS DE STRUCTURE SEDIMENTAIRE	p.	48
A) Stratifications et laminations	p.	48
B) Le granoclassement	p.	49
C) Les figures sédimentaires	p.	49
I.7 .- HYPOTHESES SUR LES CONDITIONS DE DEPOT	p.	52
A) Le milieu de dépôt	p.	52
B) L'agent de dépôt	p.	53
I.8 .- CONCLUSIONS A L'ETUDE DES FORMATIONS SEDIMENTAIRES ..	p.	58
<u>CHAPITRE II</u> - LES ROCHES ERUPTIVES	p.	61
II.1 .- CHRONOLOGIE RELATIVE DES MANIFESTATIONS ERUPTIVES ..	p.	61
II.2 .- LE VOLCANISME BRIOVERIEN	p.	65
A) Formations hypovolcaniques : filons interstratifiés ou "sills"	p.	65
B) Formations volcaniques : les coulées à débit en coussins	p.	71
C) Roches éruptives probablement associées au volcanisme briovérien	p.	79
D) Roches sédimentaires associées au volcanisme	p.	83
E) Conclusions à l'étude des volcanites briovériennes	p.	87
II.3 .- LES ROCHES INTRUSIVES ACIDES	p.	89
A) Les filons de microgranite	p.	89
B) Aplites	p.	90

II.4 .-	INTRUSIONS POST-TECTONIQUES	p. 90
	A) Roche à pyroxènes	p. 91
	B) Roches à amphiboles	p. 93
	C) Les lamprophyres	p. 95
II.5 .-	ROCHES SEDIMENTAIRES TRANSFORMEES AU CONTACT DES INTRU- SIONS	p. 96
II.6 .-	CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES ERUPTIVES	p. 97

CHAPITRE III - DEGRE D'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES
FORMATIONS BRIOVERIENNES

III.1 .-	LES DONNEES DE L'OBSERVATION MICROSCOPIQUE	p. 99
III.2 .-	ETUDE DE LA CRISTALLINITE DE L'ILLITE	p. 100
III.3 .-	CONCLUSIONS	p. 103

DEUXIEME PARTIE - ETUDE STRUCTURALE

I .-	LES DONNEES DE L'OBSERVATION	p. 107
	A) Mise en évidence des tectoniques superposées dans le complexe briovérien	p. 107
	A1) A l'échelle de l'affleurement	p. 108
	A2) A l'échelle de la lame mince	p. 123
	B) Analyse des relations structurales entre Briové- rien et Paléozoïque	p. 127
	B1) Description du contact au Nord de la baie de Douarnenez	p. 127
	B2) Interprétation de la géométrie du contact .	p. 128
	B3) Conclusions	p. 131

II .-	INTERPRETATION GEOMETRIQUE ET CHRONOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE DE CES DONNEES - TENTATIVES DE RECONSTITUTION DES DIVERSES PHASES	p. 131
	A) Phase intermédiaire (Pi) et phase tardive (Pt)	p. 131
	B) Analyse de quelques plissements superposés	p. 135
III .-	UN SECTEUR DE TRANSITION : LA POINTE DE TREFEUNTEC	p. 143
	A) Données de l'observation	p. 143
	B) Interprétation de ces données	p. 143
IV .-	LA FALAISE AR GRABINEG	p. 145
	A) Mise en évidence du caractère polystructuré	p. 146
	B) Métamorphisme de contact	p. 147
	C) Interprétation chronologique	p. 149
V .-	MANIFESTATIONS TECTONIQUES ULTIMES	p. 151
	A) Déformations semi-rupturelles	p. 153
	B) Tectonique cassante	p. 154
VI .-	CONTACTS ANORMAUX ANCIENS TECTONISES	p. 155
VII .-	CONCLUSIONS AUX ETUDES STRUCTURALES	p. 156
	A) Chronologie des épisodes de déformation souple	p. 156
	B) Métamorphisme et déformations	p. 157
	C) Variations des directions axiales	p. 159

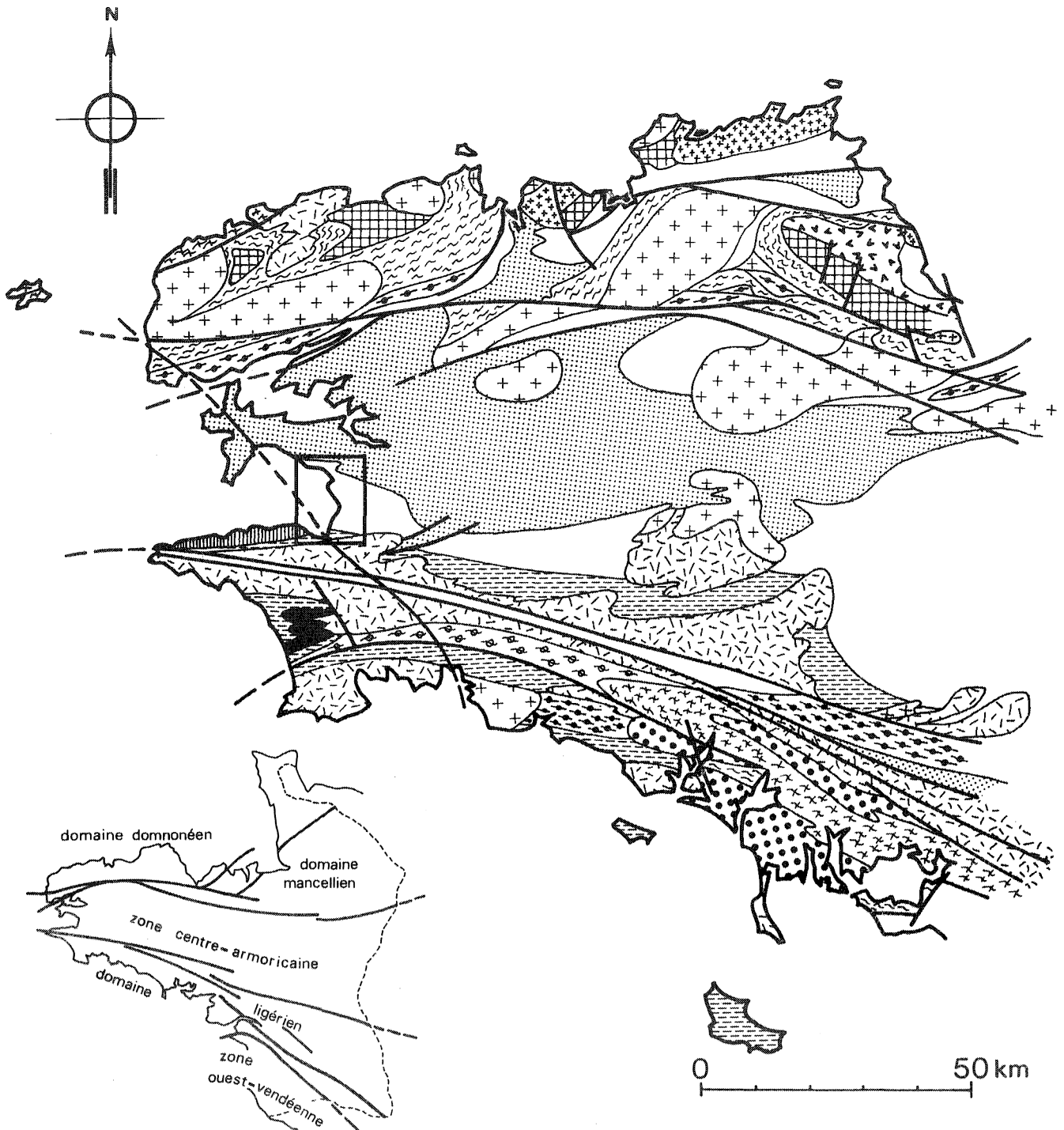
TROISIEME PARTIE - LE BRIOVERIEN DE LA BAIE DE DOUARNENEZ DANS LE CADRE DU MASSIF ARMOROCAIN.

I .-	LE POINT DES CONNAISSANCES ACQUISES SUR LE BRIOVERIEN	p. 163
II .-	CORRELATIONS ENTRE LE BRIOVERIEN DE LA BAIE DE DOUARNENEZ ET LE BRIOVERIEN DES REGIONS TYPES	p. 164
	<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	p. 169




- . BIBLIOGRAPHIE
- . LISTE DES TABLEAUX
- . LISTE DES FIGURES
- . LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES
- . PLANCHES HORS-TEXTE.

I N T R O D U C T I O N

--o0o--



STRATIGRAPHIE

-  couverture paléozoïque
-  briovérien
-  pentévrien

FORMATIONS METAMORPHIQUES

-  micaschistes
-  micaschistes et gneiss
-  trondhjornite gneissique
-  orthogneiss
-  orthogneiss et blastomylonites
-  migmatites
-  roches basiques et ultrabasiques
-  amphibolites

FORMATIONS CRISTALLINES





-  granite à deux micas
 -  granite à biotite
 -  granite d'anatexie
 -  granitoïdes cadomiens
- hercyniens

fig.1 esquisse géologique
de l'ouest du Massif Armoricain
(d'après J.Cogné 1971)

1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

La baie de Douarnenez largement ouverte vers l'Ouest entre la presqu'île de Crozon au Nord et le Cap Sizun au Sud, se situe à l'extrémité occidentale de la *zone centre-armoricaine* (fig. 1). Elle est occupée par des formations schisto-gréseuses peu métamorphiques, très plissées, attribuées au Briovérien (Ch. Barrois, 1899). Vers le Nord, dans les falaises du Guern, le Briovérien est recouvert en discordance par une série rouge cambro-trémado-cienne, elle-même surmontée par le grès armoricain. Vers le Sud, il est limité par un lobe de granite à deux micas, hercynien, appartenant au *domaine ligérien* et formant le Menez-Lokorn (Montagne de Locronan). Vers l'Est, les affleurements du Briovérien vont en s'amenuisant dans la région de Cast, disparaissant même par failles, avant de s'élargir à nouveau.

L'érosion marine est actuellement très active. Sur près de 15 kilomètres du Nord au Sud, entre Telgruc et le Ry, les vagues rongent le pays du Porzay et les falaises de la baie de Douarnenez offrent ainsi de très belles coupes du Briovérien. Toutefois, de grandes plages de sable rompent la continuité des falaises, réduisant de près de la moitié l'étendue des affleurements.

2. HISTORIQUE DES RECHERCHES ANTERIEURES

a) Les premiers travaux

Sur la carte qui accompagne l'*Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne* de M. Puillon Boblaye (1827), la baie de Douarnenez appartient aux *terrains de transition* qui comblent un *bassin intérieur* bordé au Nord et au Sud de *vastes plateaux gneissiques et granitiques* (les *terrains primitifs*).

Dufrénoy et Elie de Beaumont (1841) ne font aucune distinction entre les terrains de la rade de Brest, ceux de la presqu'île de Crozon et ceux du fond de la baie de Douarnenez, qu'ils rapportent aux *terrains de transition moyens*. Ces derniers appartiennent au *système Silurien* qui surmonte le *système Cambrien* des *terrains de transition inférieurs*.

La carte géologique du Finistère, au 1/86 400, publiée par E. de Fourcy (1844) fait état des subdivisions introduites par l'auteur dans les *terrains de transition* de la baie de Douarnenez. De Fourcy établit la succession des termes suivants, du Sud vers le Nord :

- Schiste talqueux de l'étage Cambrien,
- Schiste argileux de l'étage Silurien,
- Grès et poudingue de l'étage Silurien (1).

Les publications les plus importantes sont dues à Ch. Barrois, qui, en 1886, assimile les phyllades largement représentées en baie de Douarnenez, aux terrains cambriens reconnus en diverses régions du monde :

" Les phyllades de Douarnenez, identiques aux phyllades de Saint-Lô, appartiennent au terrain cambrien de Dufrenoy, au système taconique d'Emmons de la Caroline, aux schistes de Rivadeo des Asturies, à la grauwacke de Przi-bram de Bohême (étage B de Barrande). L'assimilation de cet étage au Cambrien d'Angleterre est aussi hypothétique que les autres parallélismes que nous venons de proposer, et il en sera sans doute ainsi jusqu'au jour où l'on y découvrira des fossiles. J'évalue à plus de 3 000 mètres l'épaisseur de cet étage " (Ch. Barrois, 1886, page 658).

Un deuxième article (1886) précise la nature des relations entre ce complexe et les séries détritiques pourprés.

Les phyllades sont surmontées en *stratification concordante* par les poudingues et schistes rouges, ceci apparaît sur une coupe théorique levée entre le Cap de la Chèvre et la pointe du Bellec. Cependant, remarque l'auteur, cette superposition se fait *probablement en stratification transgressive* car on voit, dans les Montagnes Noires, se glisser entre ces formations, un étage de schistes et poudingues qui fait défaut à l'Ouest de Châteaulin, l'étage des poudingues de Gourin (Ch. Barrois, 1886, page 679).

En 1888, Barrois dans une troisième publication intitulée *Observations sur la constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne*, estime

(1) Dans l'échelle stratigraphique, ce terme s'intercale en fait entre le schiste talqueux de l'étage Cambrien et le schiste argileux de l'étage Silurien.

que les phyllades de Saint-Lô appartiennent à l'Infracambrien (Cambrien inférieur) représenté en Bretagne par trois faciès probablement contemporains :

- *Phyllades de Douarnenez,*
- *Quartzophyllades de Morlaix,*
- *Tufs du Trégorrois.*

Après le dépôt de ce Cambrien inférieur, un *important mouvement du sol* aurait amené en Normandie et dans le Sud du bassin breton, la discordance des grès et séries pourprées. Toutefois, pense Barrois, cette discordance n'est pas sensible dans la partie centrale du bassin, de Douarnenez à Laval.

En 1899, à l'occasion d'une excursion de la "Geologist's Association" de Londres, Barrois rédige un livret-guide dans lequel il utilise le terme de Briovérien (de *Briovera*, nom latin de Saint-Lô) pour désigner la série des phyllades de Saint-Lô. Barrois distingue alors trois grandes régions briovériennes :

- Le Massif du Trégorrois représenté par des schistes injectés de porphyrites et de diabases ;
- Le Massif de Saint-Lô qui s'étend de Douarnenez à Laval, et dans lequel apparaissent trois ensembles lithologiques superposés. De haut en bas :
 - . X^c *dalles vertes de Néant,*
 - . X^b *schistes et poudingues de Gourin,*
 - . X^a *schistes de Saint-Lô et de Lamballe.*

La première édition de la feuille Quimper au 1/80 000, publiée en 1891, faisait déjà apparaître la distinction X^a X^b en baie de Douarnenez (fig. 2).

- Le Massif de Basse-Loire, caractérisé par les schistes et arkoses de Bains.

Dans cette publication, Barrois confirme en outre que le problème de l'âge du Briovérien n'est pas résolu, seul un argument d'ordre paléontologique permettrait d'y reconnaître un système cambrien ou précambrien.

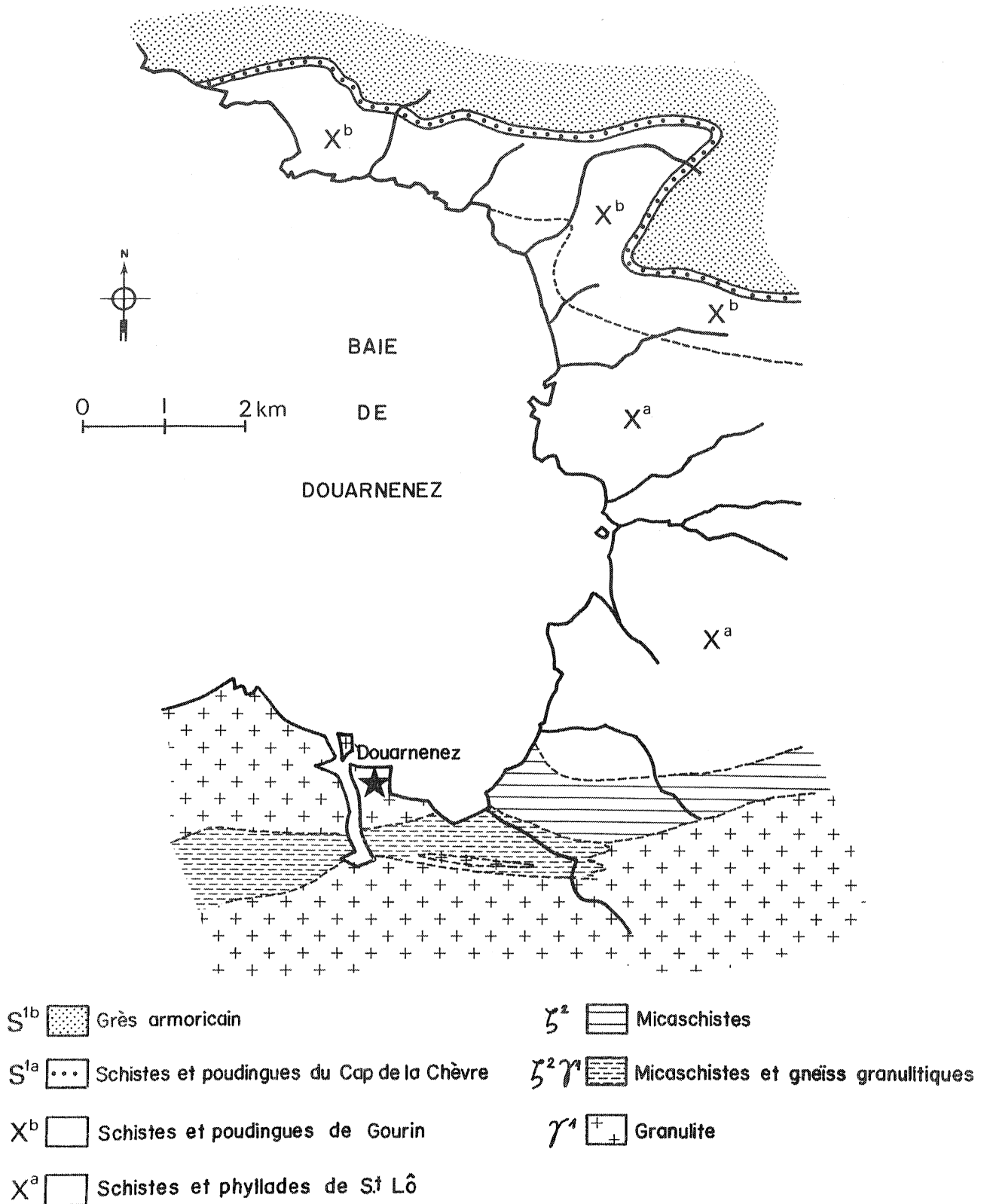


fig.2- croquis géologique de la baie de Douarnenez
 (extrait simplifié de la feuille Quimper 1/80 000 . 1891)

En 1900, Lebesconte dans une note sur le Briovérien et le Silurien en Bretagne, adopte le nom proposé par Barrois pour désigner l'ensemble des couches recouvertes en discordance par les poudingues rouges. L'auteur souligne que ce terme a *l'avantage de ne rien présumer*, mais à son avis le Briovérien est Précambrien, équivalent par exemple de l'Algonkien des américains.

En 1901, F. Kerforne décrit la discordance du Cambrien sur le Briovérien dans la région de Rennes, mais, par la suite, il insistera sur le fait que les contacts entre ces deux systèmes sont généralement anormaux, ce qui revient à remettre en question l'âge du complexe briovérien.

Entre 1923 et 1928, Y. Milon participe lui aussi à cette remise en question :

" L'âge précambrien généralement attribué à ce complexe, n'est indiqué que par l'interprétation stratigraphique de rares contacts, difficiles à étudier " (Y. Milon, 1928, page 83).

Un examen très détaillé du contact entre Briovérien et Paléozoïque, au Guern, l'amène à cette conclusion : *"Il semble bien qu'une faille, ou mieux, un système de failles et de décrochements sépare le Cambrien du Briovérien"* (Y. Milon, 1923, page 312). Pour l'auteur, *la presqu'île de Crozon ne fournit pas de preuves stratigraphiques ou tectoniques de l'antériorité des schistes X, par rapport aux schistes rouges et au grès armoricain qui ont pu sembler discordants ou concordants, mais transgressifs sur des schistes appelés alors précambriens* (Y. Milon, 1928, page 107).

La seconde édition de la feuille de Quimper au 1/80 000, parue en 1949, conserve les subdivisions introduites par Barrois dès 1891 au sein des terrains affleurant en baie de Douarnenez (fig. 2). Elle distingue ainsi :

- Au Sud, l'assise inférieure des Phyllades de Saint-Lô X^a.

Il s'agit d'une puissante masse de schistes argileux bleuâtres avec bancs de grauwackes et quartzites gris verdâtre, qui présente dans les falaises de la baie de Douarnenez la plus belle coupe de l'étage connue en Bretagne. Cet ensemble passe insensiblement aux schistes de Gourin.

- Au Nord, l'assise supérieure des Schistes de Gourin X^b argileux, vert bleuaître, avec lits alternant de quartzite sombre, de quartzophyllades et dalles schisteuses vertes. Barrois signale l'absence des poudingues de Gourin, qui, par contre, sont développés sur la feuille voisine, Châteaulin. Mais l'étage est caractérisé dans la région par l'*interstratification de nombreuses coulées de diabases et porphyrites amygdaloïdes*.

La limite X^a X^b offre sur cette seconde édition, une allure analogue à celles des contours cartographiques des assises paléozoïques.

En 1945, P.R. Giot découvrait dans les falaises au Nord de la plage du Ry, un *filon de quartz fort particulier*, dans lequel l'érosion différentielle faisait apparaître des *galets* emballés dans du quartz néoformé, et qu'il rapprochait du poudingue de Gourin. L'auteur proposait alors de distinguer en baie de Douarnenez - sans que rien ne lui permette de préjuger de leur position stratigraphique l'un par rapport à l'autre - les schistes et poudingues de Gourin formant une bande E.W. au Sud de la baie et plus au Nord, les quartzophyllades.

b) Recherches géologiques récentes

Aujourd'hui, après les travaux de Bolelli (1951), de Philippot et Chauvel (1961), après les études régionales de J. Cogné et M.J. Graindor, l'âge antécambrien du système briovérien et son caractère de socle plissé, induré, avant la transgression paléozoïque, sont deux choses admises.

Ces dernières années, quelques travaux relatifs à la baie de Douarnenez ont été publiés :

- En 1967, J. Richard rapporte les formations de la falaise de Telgruc caractérisées par un volcanisme spilitique (pointe de Pen-Ar-Vir), au Briovérien inférieur.

- En 1967, également, Bradshaw, Renouf et Taylor étudient les structures briovériennes et les relations Briovérien - Paléozoïque dans le Finistère, et plus précisément en baie de Douarnenez, où ils mettent en évidence deux phases de déformation qu'ils rapportent à l'orogénèse cadomienne.

En 1969, Leutwein, Chauris, Sonet, Zimmermann apportent les premières données géochronologiques. Elles concernent les pillow-lavas de Pen-Ar-Vir, étudiés sur roche totale par les méthodes au Rb-Sr et au K-Ar.

- . Sr/Rb 620 \pm 20 M.A.
- . Ar/K 350 \pm 10 M.A.

Pour les auteurs, 620 \pm 20 M.A. ne représente qu'un âge minimal, les résultats de la méthode au K-Ar indiquant un rajeunissement du matériel lors de la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne.

En 1970, Cl. Le Corre et J.J. Chauvel démontrent le caractère transgressif et discordant des séries paléozoïques, ils mettent d'autre part en évidence les effets de la tectonique hercynienne sur le Briovérien de l'anse du Portzic (environ 5 km à l'W.NW du Guern).

c) Données géophysiques

La feuille gravimétrique Brest-Lorient au 1/320 000 laisse apparaître, en coïncidence avec les affleurements briovériens de la baie de Douarnenez, une légère anomalie locale positive (1) (fig. 3).

Sur la carte aéromagnétique Brest-Lorient au 1/200 000, une anomalie positive très forte, grossièrement allongée E-W, est centrée sur le Briovérien du Porzay et bordée vers le Sud par deux minimums (Beuzec et Locronan). Elle met donc en évidence deux régions à caractère différent, très contrastées (fig. 4).

L'ancrage de ces anomalies positives sur le Briovérien est en désaccord avec la différence de densité et le contraste de susceptibilité magnétique entre, la trondhjémite du Cap Sizun et le granite de Locronan d'une part, et les sédiments briovériens d'autre part. Mais par analogie avec ce que l'on observe en baie d'Audierne - où une anomalie magnétique semblable souligne les amphibolites de Peumerit (J.J. Peucat, 1973) - nous pouvons

(1) Après soustraction de l'anomalie régionale, des anomalies de Bouguer.

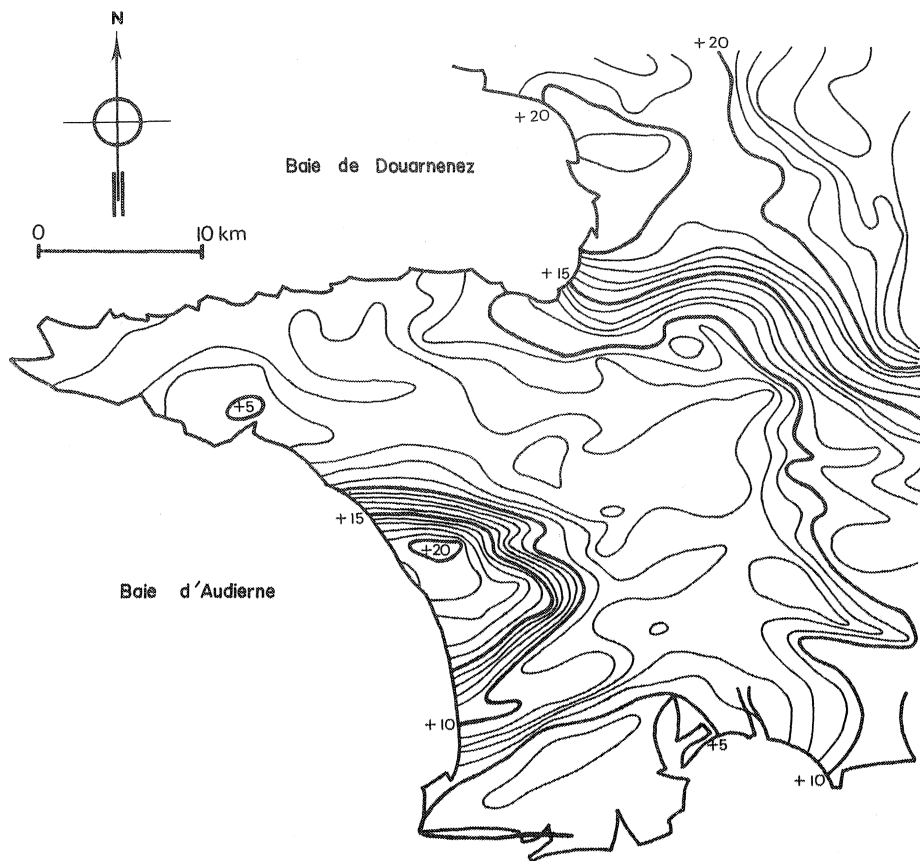


fig.3 - Carte gravimétrique : anomalies locales obtenues à partir des anomalies de Bouguer par soustraction d'une anomalie régionale (d'après M.Barrière 1970)

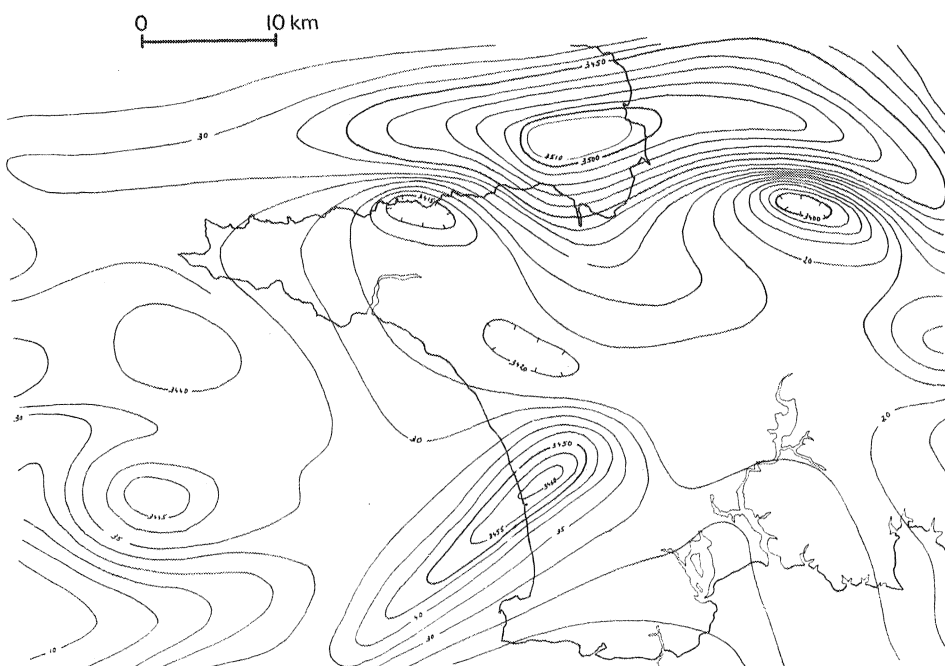


Fig.4 Carte aéromagnétique réduite à partir de la carte au 1/200 000 (feuilles Brest et Lorient)

supposer la présence en profondeur d'accumulations de roches basiques.

3. OBJECTIFS POURSUIVIS PAR CETTE ETUDE

Ce travail a pour buts de préciser la lithologie du complexe briovérien de la baie de Douarnenez et d'en analyser la structure. En complétant et reconsidérant les connaissances acquises antérieurement il s'efforce de répondre, tout particulièrement, aux questions suivantes :

1) Quelles conditions ont présidé au dépôt des séquences sédimentaires de ce complexe ?

2) L'essentiel de la structuration de ces terrains est-il attribuable au cycle cadomien, comme le pensent Bradshaw et coll. (1967) ? Le schéma de ces auteurs s'accorde-t-il avec toutes les données de l'observation ? Quel est l'âge des différentes phases de déformation mises en évidence ?

3) A quel terme, inférieur, moyen ou supérieur du Briovérien type, étudié dans le N.E. du Massif Armoricain, ces terrains peuvent-ils être comparés ?

Les données de cette étude ont été recueillies, pour la majorité d'entre elles, dans les falaises côtières. La prospection dans l'arrière pays s'est révélée assez vaine ; excepté dans quelques talus fraîchement arasés, ou bien dans des fondations, la roche n'est visible que dans de rares et petites carrières isolées, où le matériel est très souvent mal conservé.

Le plan du travail s'établit ainsi :

- Le premier chapitre est consacré aux formations d'origine sédimentaire qui constituent l'essentiel du complexe briovérien. Après une étude pétrographique de ces formations, je tenterai de reconstituer les conditions de leur dépôt et de caractériser la série qu'elles déterminent.

- Un deuxième chapitre s'attache à l'étude des épisodes éruptifs intercalés dans la série sédimentaire. Le mode de gisement, l'analyse

pétrographique, et l'interprétation des données géochimiques y seront envisagés successivement.

- Le troisième chapitre traite de l'évolution métamorphique de ces terrains.

- La dernière subdivision entreprend l'étude des déformations. Elle comprend un inventaire des structures observées à toutes les échelles et une analyse de leur chronologie relative.

Au terme de ces exposés, seront discutées la place et la signification des divers événements sédimentaires, éruptifs, structuraux et métamorphiques, dans le cadre de l'évolution du Massif Armoricain.

ANNEXES

Toponymie : D'après la carte de France 1/25 000, I.G.N., (feuilles Douarnenez 3-4, Châteaulin 1-2, Châteaulin 5-6) et, d'après Guilcher (1949).

Analyses chimiques : J. Cotten, Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Brest.

Etude structurale : - Mesures par rapport au Nord magnétique (la déclinaison au moment de l'étude était d'environ 6° W).

- Stéréogrammes : projection de la demi-sphère inférieure.

1ère PARTIE

ETUDE PETROGRAPHIQUE DU COMPLEXE BRIOVERIEN

-oOo-

CHAPITRE I

I. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES

I.1 .- GENERALITES

La série consiste en une succession rythmique de schistes et de grès, en bancs centimétriques à décimétriques, dépassant rarement 50 cm. Les termes *schistes* et *grès* sont employés ici en tant qu'appellation de terrain (1) : le premier désigne des roches tendres, à grain non visible à l'oeil nu, et feuilletées, le second des roches plus dures, à toucher granuleux, à grain souvent visible à l'oeil nu et fréquemment massives. La monotonie de ces alternances est rompue localement par l'intercalation d'épisodes conglomératiques et de rares niveaux carbonatés ou cinéritiques (?) de faible puissance. Les couches sont très souvent redressées au voisinage de la verticale, et, l'érosion différentielle s'exerçant sur des roches alternativement dures et tendres, est responsable de l'aspect si particulier des platiers.

Sur le terrain, les indices de recristallisation métamorphique ne sont vraiment sensibles qu'à l'extrême sud de la baie, dans la falaise Ar Grabineg, où cependant les structures sédimentaires restent parfaitement perceptibles.

(1) Dans la mesure du possible, j'ai tenu à employer la terminologie préconisée par la Chambre syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz naturel, dans "Essai de nomenclature des roches sédimentaires" et "Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires".

I.2 .- LES SCHISTES

A) CARACTERISTIQUES GENERALES

a) Caractères macroscopiques

De teinte généralement gris verdâtre ou bleuâtre, ces schistes prennent par altération vers le sommet des falaises, une couleur beige. Un cas particulier est offert par les schistes affleurant sous le conglomérat de base du Paléozoïque : sur quelques mètres, ils prennent une teinte rouge violacé.

La coloration peut être homogène dans toute la hauteur du banc, tandis que certains faciès montrent un rubanement par des passées millimétriques à centimétriques alternativement sombres et claires.

La puissance des épisodes schisteux est variable, depuis le feuillet de quelques millimètres jusqu'au banc de 30 à 40 cm, parfois 1 m, mais le plus fréquemment il s'agit de bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur. Leur débit est contrôlé par deux plans : *la stratification S₀* et *la schistosité S₁*, ce dernier très marqué.

b) Caractères microscopiques

Structure (1) et granulométrie :

Deux phases distinctes apparaissent dans ces roches :

- une fraction extrêmement fine dont les constituants mesurent moins de 30 microns, elle constitue 90 à 75 % de la roche,
- des éléments figurés d'une taille supérieure à 30 microns, ils représentent entre 10 et 25 % maximum du volume de la roche.

(1) Au cours de l'étude pétrographique, il est fait usage des termes *texture* et *structure* dans le sens suivant :

- *Texture* : relations de grain à grain ;
- *Structure* : agencement interne du sédiment.

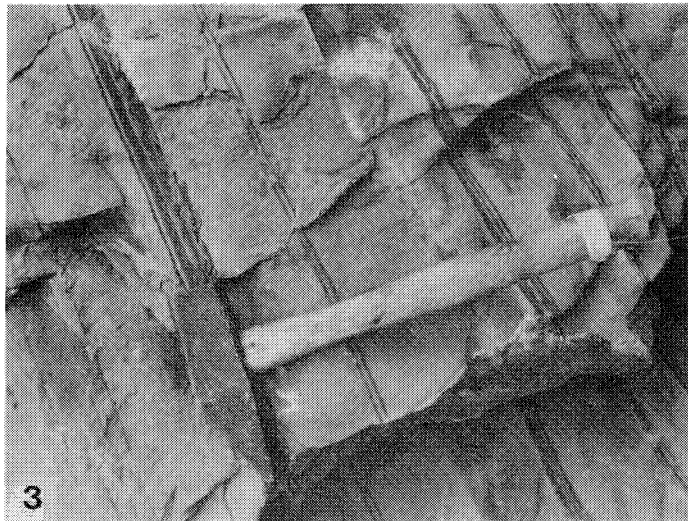
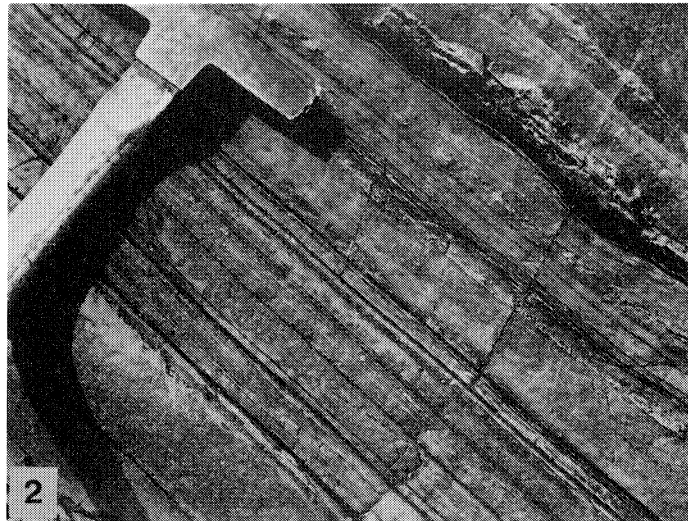
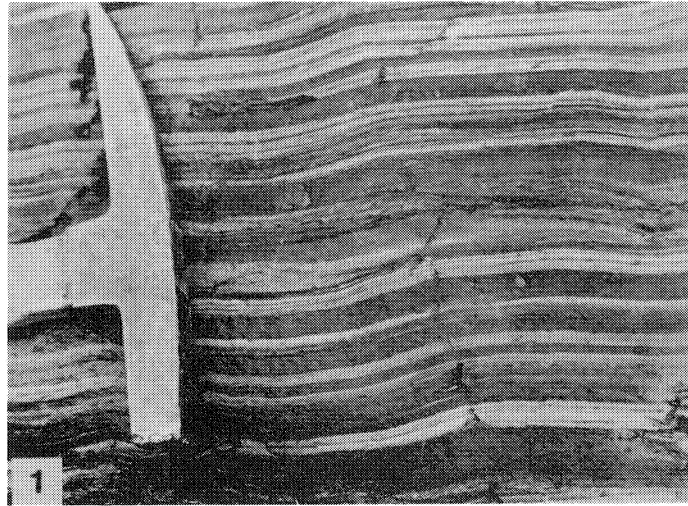
- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 1 .-

Les schistes

Photo 1 : Schistes rubanés de Ty Marc

Photo 2 : Schistes zonés de Porslous

Photo 3 : Schistes zonés de Caméros



La taille des éléments figurés dépasse rarement 62 microns, ce matériel appartient donc à la classe des *lutites* (1). Les grains détritiques dans leur grande majorité ont un diamètre compris entre 4 et 62 microns, ils sont de la taille d'une *particule silteuse* (1).

La schistosité est bien marquée, mais le litage sédimentaire reste cependant parfaitement observable ; il est souligné par la succession de lits millimétriques ou centimétriques plus ou moins quartzeux. On observe très couramment la présence d'un granoclassement vertical dont le caractère positif est attesté par les figures sédimentaires : figures de charge et stratifications obliques à très petite échelle.

Composition minéralogique :

Les éléments figurés : on y reconnaît par ordre d'importance volumétrique décroissante :

- Essentiellement du *quartz* : en éléments plus ou moins lenticulaires allongés dans les plans de schistosité. Il est très délicat d'apprécier le degré d'abrasion de ces éléments dont les formes primitives ont, sans doute, été modifiées par une recristallisation contemporaine de l'apparition du clivage schisteux ;

- quelques paillettes de *muscovite* détritique pouvant atteindre jusqu'à 80 microns ; elles soulignent le litage primitif, mais sont très souvent déformées et ont tendance à se réorienter dans la schistosité ;

- quelques grains de *chert* (2) ;

- quelques grains anguleux de *plagioclase* à macles polysynthétiques, ne dépassant guère 40 microns ;

- de rares *tourmalines* parfois subautomorphes allongées entre les plans de schistosité ;

- *zircon* assez rare ;

- opaques : *pyrite* cubique à "pressure-shadow".

La fraction fine ou matrice constitue 90 à 75 % de la roche.

(1) Les divisions granulométriques introduites dans l'étude de ces matériaux, obéissent à la classification de Grabau et Niggli (1938) - rudites, arénites, lutites - et pour des coupures plus fines, à l'échelle de Wentworth (1922).

(2) Le terme de *chert* désigne une roche siliceuse cryptocristalline, celui de *phthanite* qui sera introduit plus loin s'applique à une roche siliceuse très finement cristallisée et chargée d'un pigment noir (matière carbonée)

Elle est essentiellement phylliteuse. Il s'agit d'un feutrage de paillettes de *séricite*, de *chlorite* (de 5 à 10 microns) et pour une très faible part de grains de *quartz* (une dizaine de microns). Cet assemblage matérialise par son orientation les plans de schistosité, lesquels contournent les éléments figurés décrits précédemment.

A ces constituants essentiels, viennent s'adjoindre des *framboïdes de pyrite* et de petites baguettes ou amas xénomorphes de *minéraux titanés*. On note aussi la présence de *goethite* (?) en enduits tapissant les cassures ou soulignant la schistosité.

Ces roches de composition relativement constante : *séricite*, *chlorite* et *quartz* (ce dernier élément en quantité variable mais ne dépassant jamais 25 %), se présentent à l'affleurement sous divers aspects ou faciès. Je me propose maintenant d'étudier les caractéristiques d'ordre essentiellement *structural* qui font leur particularité.

B) ETUDE DES DIFFERENTS TYPES

a) Les schistes rubanés, ou schistes "zébrés" : (fig. 5 - Photo 1, pl. 1)

Ils se présentent le plus fréquemment en unités décimétriques de 30, 40 cm, plus rarement 1 mètre, entre deux termes arénacés. Ce matériel affleure localement, à Trez Bellec, Pen-Ar-Roz, Talagrip, Ar Vechen, mais il est le plus développé dans la basse falaise entre les plages de Kervigen et de Ty Anquer, et l'on en retrouve sûrement les équivalents dans les séries plus métamorphiques du Sud de la baie.

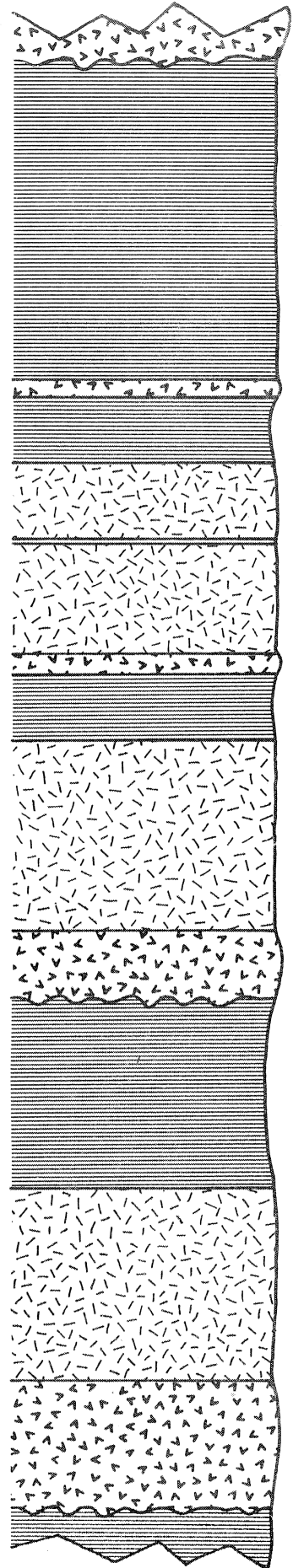
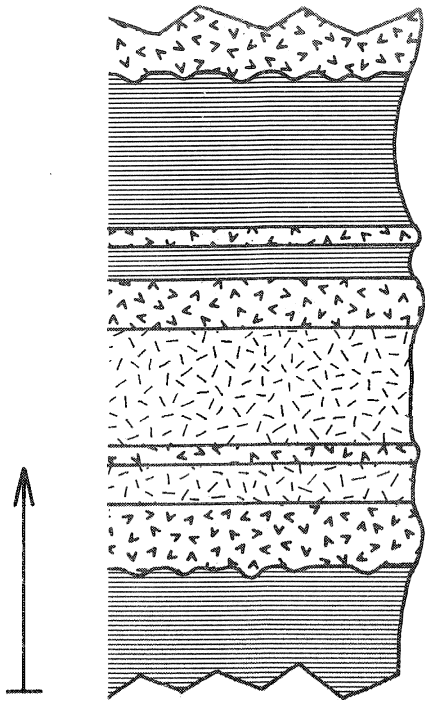
L'allure zébrée de la roche est due à la succession de *laminés* alternativement gris sombre et gris clair ; dans le détail, cette variation de couleur peut se faire soit brutalement, soit de façon progressive.

L'examen microscopique révèle l'existence de strates superposées, granoclassées. On observe le passage de fractions basales plus grossières, riches en quartz, donnant les passées claires, vers une unité sommitale très fine, essentiellement phylliteuse correspondant aux passées sombres. Ces dernières sont fréquemment pénétrées en petits lobes par le sédiment qui débute la séquence sus-jacente.

Pen- Ar- Roz

- 17 -

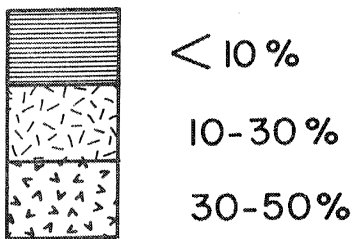
Ty - Anquer



- fig.5 -

SCHISTES RUBANÉS

pourcentage modal du quartz détritique :



1 mm



On peut schématiser ainsi le passage qui s'opère en quelques millimètres :

Sommet



Lutite séricito-chloriteuse : très pauvre en quartz (taille maximum 10 microns) ;

Lutite quartzo-séricito-chloriteuse : 10 à 20 % de quartz ;

Lutite quartzeuse : 40 à 50 % de quartz (mesurant entre 30 et 70 microns) dans une fraction fine quartzo-séricito-chloriteuse.

Base

En fait, la régularité de cette transition est perturbée par de fines passées tantôt quartzieuses, tantôt phylliteuses (fig. 5).

b) Les schistes à fines passées noires, ou "schistes zonés "

Intercalées de passées gréseuses centimétriques, rarement décimétriques, ces roches forment la quasi totalité des falaises de Trez Bihan, Rosplen, Pen-Ar-Roz, Porslous, Pentrez, Tréfeuntec et m'apparaissent comme *le matériel caractéristique* du Briovérien de la baie de Douarnenez.

Deux variétés doivent être distinguées :

- Passées schisteuses décimétriques (10 à 40 cm), à lamination ou zonation millimétrique à centimétrique : type schistes de Trez Bihan et de Porslous ;
- Passées schisteuses décimétriques à métriques, à lamination centimétrique à décimétrique : type schistes de Caméros et de Pentrez.

b1) Les schistes de Trez Bihan et de Porslous

(fig. 6 - photo 2 - pl. 1)

Ce type de roche est défini, là encore, par l'empilement de séquences granoclassées et l'on y observe au microscope, de nombreuses figures sédimentaires (figures de charge, stratifications obliques).

Coupe schématique d'une séquence

Sommet

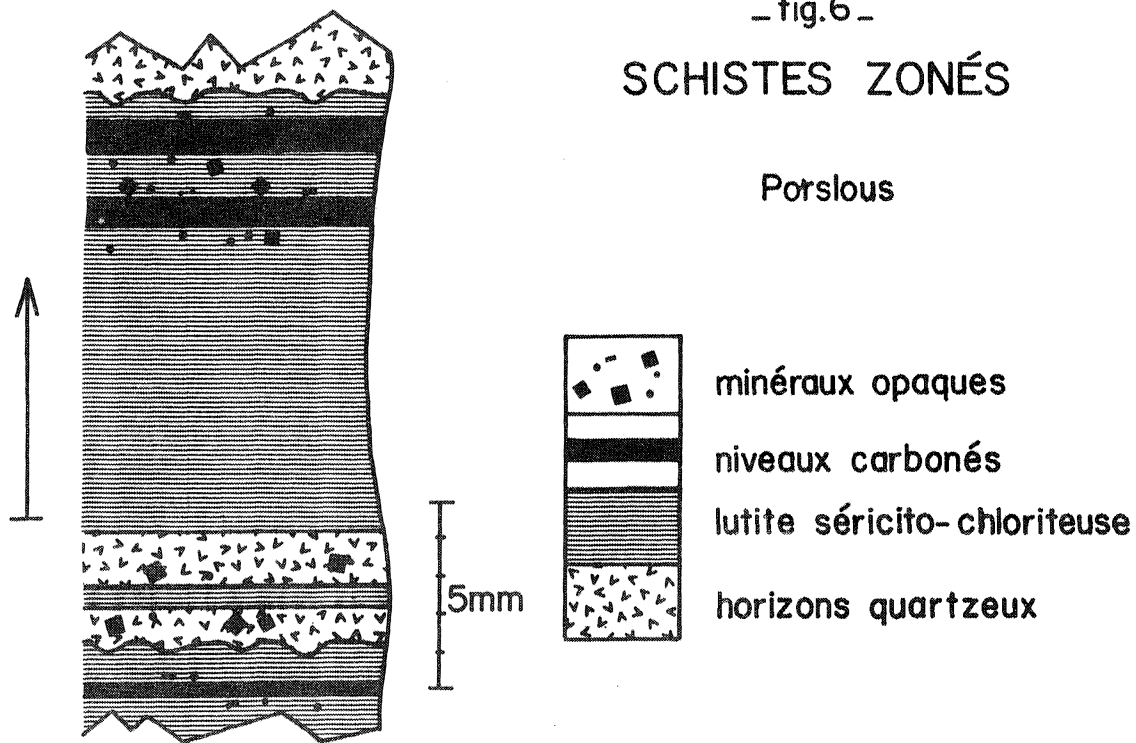


Base

Lutite quartzo-séricito-chloriteuse (quartz > 30 microns, jusqu'à 20 % de la roche) ;

Aréno-lutite quartzeuse (quartz > 30 microns → 48 %, la taille des grains atteint 100-120 microns).

La puissance de l'épisode très quartzeux basal est toujours réduite par rapport à celle du niveau essentiellement phylliteux : par exemple, 2 mm pour 10 mm.



Les fines passées noires (rarement plus de 3 ou 4 dans la même séquence) qui confèrent à la roche son caractère particulier, se rencontrent vers le sommet de la séquence. Leur puissance est en général assez faible, en moyenne 2 mm, mais atteint parfois de 6 à 8 mm. La coloration noire de ces lits est due à la présence d'un pigment sombre très divisé et à l'abondance de *corpuscules opaques* ou brun jaunâtre, de forme plutôt globuleuse, isolés, en chapelets de trois, quatre individus, ou réunis en grappes. Leur

diamètre le plus fréquent varie entre 5 et 10 microns et ils ne s'écartent qu'assez rarement de cette taille,

Ces corps énigmatiques - minéraux ou vestiges d'organismes ? - se rencontrent également dans la masse du schiste, mais très dispersés. La densité de leur population augmente rapidement dès que l'on approche du niveau noir. Quelques belles pyrites cubiques se localisent à proximité de ces zones ; elles sont cependant beaucoup plus nombreuses dans la fraction basale quartzeuse où leurs arêtes peuvent atteindre 1 à 2 mm.

L'altération donne à ce faciès une teinte beige clair, tandis que les passées noires prennent une coloration rouge brique. Ce dernier fait incite à considérer ces globules comme des minéraux ferrifères, du moins pour une partie d'entre eux.

Une étude détaillée comportant des tests chimiques serait nécessaire pour préciser la nature de ces corpuscules. D'ores et déjà, une manipulation assez simple (1) nous a permis de mettre en évidence la présence de carbone dans un échantillon de poudre obtenu par grattage d'un de ces niveaux noirs. La perte en poids consécutive au départ du carbone a été évaluée à 10 %.

Afin de caractériser la présence éventuelle d'organismes, quelques extractions ont été réalisées selon les techniques de la micropaléontologie ; ce problème sera évoqué plus loin.

b2) Les schistes de Caméros et de Pentrez

(photo 3, pl. 1)

Contrairement aux schistes de Trez Bihan et Porslous décrits précédemment, ce matériel se présente en unités relativement puissantes, pouvant atteindre jusqu'à 1,50 et 2 m. Dans ces masses schisteuses gris bleuâtre, la stratification n'est plus soulignée que par l'intercalation de quelques niveaux centimétriques d'aréno-lutite gréseuse et la présence des passées noires d'épaisseur variable (2 à 20 mm). Celles-ci

(1) *Il s'agit de la réduction du bioxyde de cuivre chauffé au rouge en présence de la poudre de roche.*

déterminent une zonation centimétrique ou décimétrique (jusqu'à 30 et 40 cm).

Du point de vue granulométrique et minéralogique, il s'agit toujours de lutites séricito-chloriteuses : des grains de quartz ne dépassant pas 30 à 40 microns constituent 10 à 15 % du volume de la roche ; ils sont emballés dans la matrice phylliteuse. Quant aux lits noirs, ils se révèlent similaires à ceux des schistes de Trez Bihan et Porslous : comportant comme ces derniers de nombreux corpuscules plus ou moins opaques et un pigment sombre.

Les microstratifications obliques observables localement accréditent le caractère positif du granoclassement. Ce dernier est cependant d'autant moins sensible que la puissance du terme de base est *considérablement réduite* par rapport à celle de la fraction phylliteuse qui le surmonte (quelques millimètres contre plusieurs centimètres, et parfois dizaines de centimètres !).

I.3 .- LES GRES

A) CARACTERES MACROSCOPIQUES

Ils sont tous d'une teinte gris vert plus ou moins foncé, et certains bancs montrent une lamination discrète soulignée par de fines passées sombres. Quelques niveaux riches en grains de phanite prennent un aspect caractéristique poivre et sel.

Ces roches sont généralement très dures et massives et leur cassure rappelle celle des quartzites. Affectés par la schistosité, ils se clivent en dalles grossières et raboteuses, plus rarement ils se débitent selon la stratification, en lames de 3 à 5 mm d'épaisseur, à la manière de psammites. Ils se présentent le plus fréquemment en bancs de 5 à 15 cm de puissance, mais localement la sédimentation gréseuse s'affirme pour donner des unités atteignant 40 et 50 cm.

S'il est possible d'observer dans certaines séquences un passage graduel du terme gréseux vers une fraction schisteuse, *dans la majorité*

des cas, cette variation se fait de manière relativement brutale.

B) CARACTERES MICROSCOPIQUES

a) Structure

Le caractère bimodal est beaucoup plus marqué que dans les schistes, et, dans la description pétrographique qui va suivre, je serai encore amené à distinguer une matrice et des éléments figurés. Ces deux phases participent à la réalisation de la roche dans des proportions variables (Pl. photo 2). Le granoclassement vertical est très fréquent. Les courbes granulométriques (1) ne concernant que les éléments figurés (d'une taille > 30 microns), peuvent être très redressées (fig. 7). Elles vérifient alors que dans un tel dépôt granoclassé, à un même niveau vertical, la taille des éléments figurés varie dans un intervalle assez étroit.

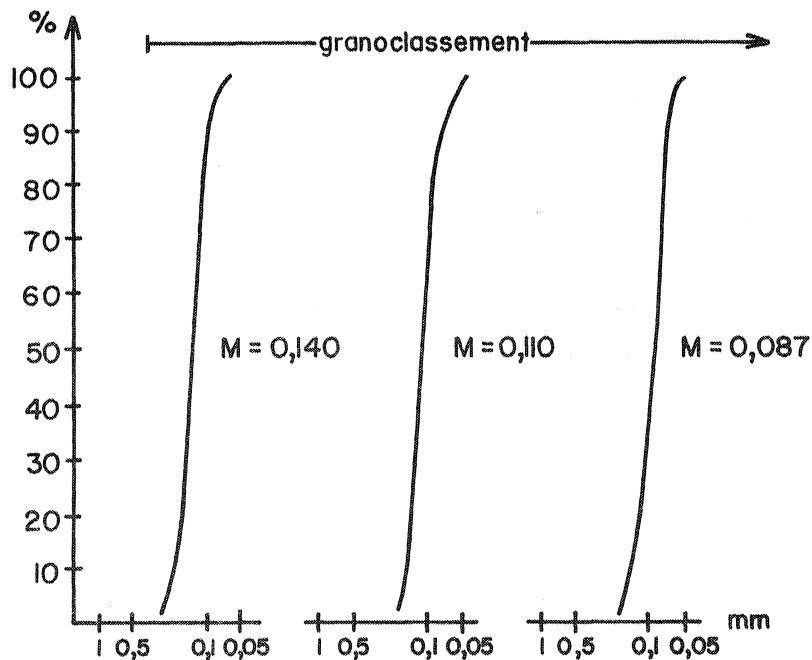


Fig. 7 : Courbes granulométriques des éléments mesurant plus de 30 microns, établies pour 3 horizons étagés d'un même échantillon.

(1) établies d'après lames minces selon la méthode définie par Cailleux (1959).

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 2 .-

Les grès

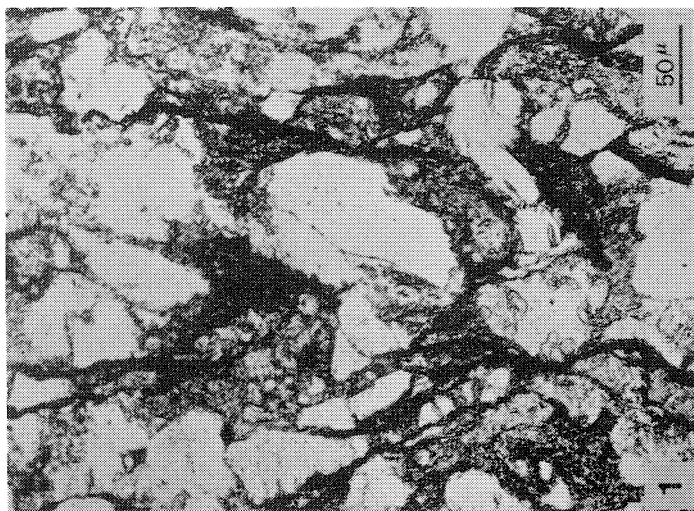
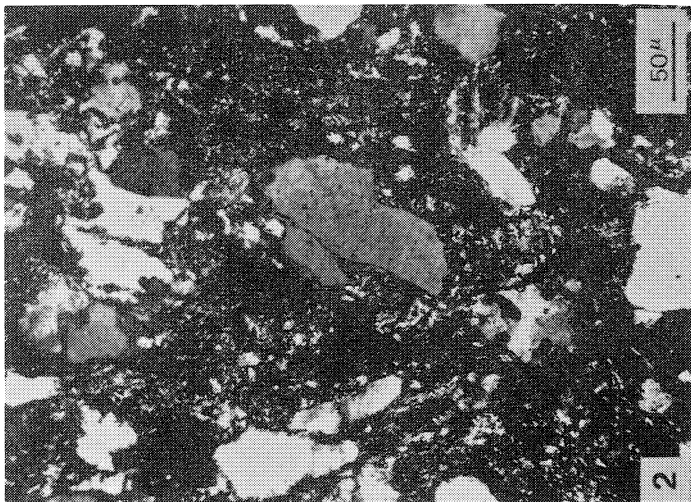
Photo 1 : grès à grain fin (L.N.)

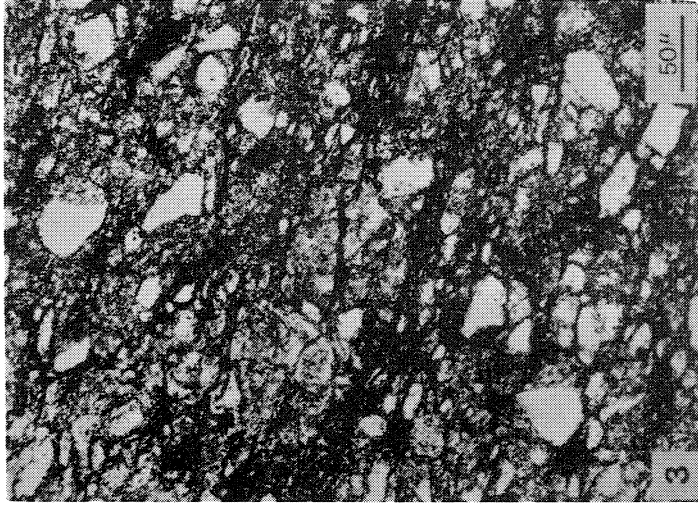
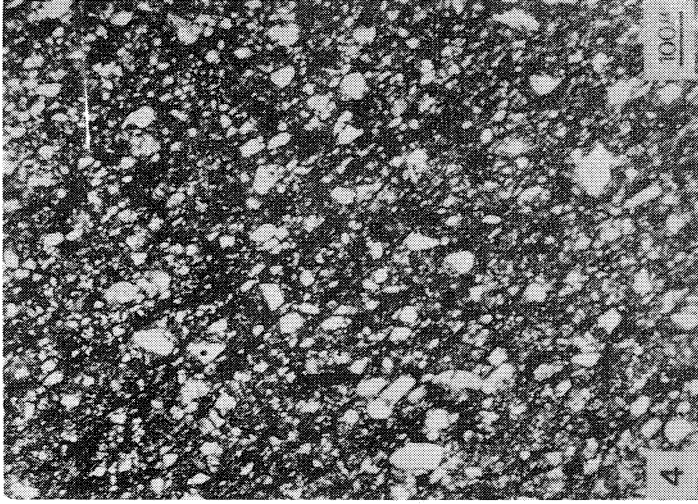
Photo 2 : même échantillon en L.P.A.

Photo 3 : grès à grain très fin (L.N.)

Photo 4 : grès à grain très fin (L.N.)

On remarque sur ces photographies la plus ou moins grande abondance de la matrice. On note également l'ébauche d'une schistosité ainsi qu'un début de réorientation des éléments figurés.





On observe, enfin, dans ces matériaux, les figures sédimentaires déjà signalées lors de l'étude des schistes : figures de charge, et, plus rarement, stratifications obliques.

b) Les éléments figurés

b1) Granulométrie

La taille des éléments figurés est très variable selon le matériel échantillonné ; elle s'échelonne en moyenne entre 80 et 500 microns, mais peut atteindre 3 et 4 mm.

b2) Degré d'usure

Beaucoup plus facilement que dans les schistes, il est possible d'apprécier l'état d'usure du matériel détritique. Ceci tient, d'une part à la granulométrie plus grossière du sédiment, mais surtout à l'absence fréquente d'écrasement et de recristallisation entre les plans de schistosité. D'une manière générale, les grains sont anguleux à subanguleux, témoignant donc d'une *abrasion assez sommaire*, et, pour quelques niveaux, le terme de microbrèche doit être employé.

b3) Composition

Minéraux clastiques :

- Surtout du *quartz*, certains grains contiennent des aiguilles de rutilé ;
- *feldspaths plagioclases*, peu abondants, rares feldspaths alcalins kaolinisés ;
- quelques *muscovites* déformées en "livre ouvert", de rares *biotites* décolorées ;
- *zircon*, *tourmaline*, *apatite*, toujours présents mais en très faibles proportions.

Fragments lithiques :

- Microquartzite, microquartzite micacé, chert, phtanite, lutite quartzo-sériciteuse, schiste sériciteux.

Minéraux opaques :

Pyrite de néoformation bien cristallisée, framboïdes de pyrite, aiguilles et amas brunâtres granuleux (minéraux titanés authigènes ?).

Dans quelques lames, enfin, il est possible d'observer les corpuscules énigmatiques plus ou moins sphériques signalés lors de l'étude des schistes. Ils se rencontrent soit isolés, très dispersés dans la matrice, soit groupés en nids d'une di-

zaine d'individus.

c) La matrice

Il s'agit de la mésostase essentiellement quartzo-phylliteuse (séricite, chlorite) et de granulométrie très fine (< 30 microns) qui baigne les éléments figurés.

d) Importance relative des constituants

Dans le souci de parvenir à des résultats les moins erronés possible, cette évaluation n'a intéressé que des échantillons très peu modifiés par le métamorphisme qui se développe dans la série. Les analyses modales ont été réalisées au compteur de points Swift and Son, pour un saut de 0,05 mm et un déplacement de 2 mm entre chaque ligne. Elles ont porté sur le matériel suivant :

<u>Localisation des échantillons</u>	<u>Taille des éléments figurés (1)</u>
éch. 1) Trez Bihan	(250 - 300 microns)
éch. 2) Trez Bihan	(100 - 150 microns)
éch. 3) Porslous	(120 - 150 microns)
éch. 4) Keric Bihan	(50 - 100 microns)
éch. 5) Keric Bihan	(60 - 80 microns)
éch. 6) Trez Bellec	(80 - 100 microns)
éch. 7) Trez Bellec	(100 - 150 microns)
éch. 8) Pen-Ar-Vir	(120 - 150 microns)

(1) Les dimensions indiquées rendent compte de l'intervalle dans lequel se situe la grande majorité des éléments figurés.

TABLEAU n° 1
Analyses modales des grès briovériens

	MATRICE < 30 μ	ELEMENTS FIGURES > 30 MICRONS				
		Minéraux détritiques			Fragments lithiques	
		Quartz	Feldspaths	Micas	Microquartzite + Chert + Phtanite	Schiste
1	41,9	50,2	1,7	0,8	5,4	0,0
2	38,6	53,6	2,5	0,6	4,1	0,6
3	41,9	48,0	2,2	0,9	7,0	0,0
4	55,1	39,7	2,6	1,6	0,6	0,4
5	62,7	33,0	0,9	2,8	0,2	0,4
6	56,3	35,9	2,1	2,5	2,2	1,0
7	53,9	39,6	3,0	1,2	1,8	0,5
8	52,1	35,4	2,1	2,7	6,6	1,1

C) ORIGINALITE DE QUELQUES TERMES GRESEUX ZONES

Certains termes gréseux présentent un aspect zoné très caractéristique, dû :

- soit à l'existence de fines passées sombres,
- soit à l'alternance de niveaux millimétriques de granulométries différentes.

Le zonage par de fines passées sombres apparaît généralement vers le sommet du banc. Peu épaisses, 1 à 2 mm, les passées se révèlent souvent très riches en phyllites, mais toujours chargées en granules opaques, tandis qu'un pigment très sombre altère les teintes des micas.

Il s'agit parfois aussi de films discontinus, épais d'une dizaine de microns et exclusivement constitués d'un matériel opaque. Ils se groupent à certains niveaux de la roche et circulent entre les grains, parallèlement au litage sédimentaire. Ce matériel opaque se rencontre aussi aux épontes de films de goethite toujours parallèles à la stratification.

Le débit, parfois très fin, selon la stratification doit être attribué à la présence de ces niveaux qui se prêtent d'autre part, contrairement au sédiment gréseux encaissant, au développement des microstructures tectoniques.

La superposition de séquences millimétriques granoclassées est en général plus discrète, mais surtout beaucoup moins fréquente que dans les schistes.

D) INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE DES GRES

Les résultats de l'étude pétrographique nous amènent à discuter la nature des grès et leur signification sédimentologique.

Il s'agit, ici, de *roches détritiques dans lesquelles la moitié du volume peut être constituée d'une fraction fine, phylliteuse et quartzeuse, dont les éléments ont une taille inférieure à 30 microns*. Cette matrice emballe divers éléments figurés (taille > 30 microns) parmi lesquels le quartz est de loin le plus abondant.

Ce type de roche a reçu des appellations diverses au gré des spécialistes. Au sens de Dott (1964), il s'agirait de *grès immatures*. Tandis que Dickinson (1970) préfère employer le terme de *grès subquartzeux*. Toutefois, un accord presque général semble s'être réalisé, et depuis longtemps, autour du terme *graywacke*, utilisé par Pettijohn, Dzulinsky, Krynine, Folk, encore que ces auteurs ne prêtent ni la même signification ni la même origine à la roche décrite.

Plusieurs modes de classification ont été proposés et nous allons tenter d'appliquer successivement à l'étude des grès briovériens, les principaux critères sur lesquels ils se fondent.

a) L'immaturité du sédiment

Elle est de deux ordres :

- texturale
- de la composition.

Immaturité texturale

Ce concept est basé sur la présence de *deux phases distinctes dans la roche*. Pour Folk, dès qu'elle contient plus de 5 % de matrice argileuse détritique, une roche doit être considérée comme immature. Dott fixe cette limite à 10 %.

Immaturité de composition

La maturité d'un sédiment croît avec l'*élimination progressive des minéraux chimiquement instables, et labiles*, au profit des plus stables, en l'occurrence le quartz.

En définitive, le terme *supermature* d'une série détritique terrigène est représenté par le *quartzite sédimentaire* (nomenclature IFP) ou *orthoquartzite* de Folk et Krynine dont sont très éloignés même les faciès les plus quartzeux et les plus dépourvus en matrice, du Briovérien de la baie de Douarnenez.

b) Caractéristiques de la matrice

Elle correspond à toute la fraction granulométrique inférieure à 30 microns selon Dott et Folk. Pour d'autres auteurs, la taille limite varie entre 50 et 20 microns. Chez les roches étudiées ici, la matrice consiste en un assemblage de micrograins de quartz, de paillettes ténues de chlorite, de séricite ; on y rencontre aussi, mais assez rarement, de très petits plagioclases.

Il est parfois délicat de faire la distinction entre matrice véritable et fragments de roche argileuse écrasés, moulés sur les grains les plus durs ; l'inverse se produit aussi, des agrégats de minéraux argileux peuvent être confondus avec des grains lithiques. Le même problème se pose avec les grains de chert, ou de microquartzite micacé et les zones plus quartzueuses de la matrice.

c) Le problème de l'origine de la matrice

L'hypothèse la plus ancienne reconnaît à la matrice une *origine primaire*. Il s'agirait du dépôt d'une fraction détritique très fine s'effectuant simultanément avec celui des éléments figurés plus grossiers. Le mécanisme de transport invoqué est bien entendu celui des *courants de turbidité*.

Mais ces dernières années, plusieurs chercheurs ont remis en question l'origine de la matrice et du même coup le concept des courants de turbidité.

- En 1966, J. Okada dans un travail intitulé *non graywacke "turbidite" sandstones in a geosyncline*, décrit les fractions basales de séquences granoclassées des séries cambriennes et siluriennes du Pays de Galles ; ces fractions renferment *moins de 15 % de matrice*.

- En 1966, également, J.W. Hawkins et J.T. Whetten, insistent sur le fait que les sables modernes ayant le *caractère bimodal* des graywackes sont rares dans le milieu marin, tandis que des sédiments présentant la *composition chimique* des anciennes graywackes se trouvent dans les dépôts récents. De tels sédiments semblent être *caractéristiques des aires à sédimentation rapide* ; on les rencontre, en particulier, près des marges océaniques.

Pour ces derniers auteurs, il est possible que certaines graywackes aient bien une matrice détritique primitive, mais il ne faut pas négliger le rôle de la *diagenèse*. Celle-ci peut provoquer de profonds changements dans la minéralogie et la texture, et tout spécialement dans un sédiment dérivé d'une source immature du point de vue géochimique. *Au cours d'un stade d'enfouissement profond ou de métamorphisme léger, il y aurait production de la matrice par hydratation et recristallisation des minéraux instables* (1). Cette hypothèse d'une origine diagénétique de la matrice avait

(1) Cette opinion se fonde sur les expériences relatives à des sables chimiquement équivalents aux graywackes. Au départ, la composition minéralogique du matériel est la suivante : quartz, labrador, pyroxène, amphibole, biotite, muscovite, minéraux opaques, verre volcanique, fragments de roches basaltiques et andésitiques ; les minéraux argileux sont présents mais en très faible quantité (non détectables aux RX). En somme, ce matériel présente une certaine analogie avec les graywackes de la chaîne hercynienne, le Culm des Vosges par exemple.

déjà émise par Cummins en 1962.

En définitive, Dickinson (1970) propose de différencier :

Protomatrice : primaire, détritique

Orthomatrice : protomatrice recristallisée

Epimatrice : produit d'évolution diagénétique

Pseudomatrice : grains lithiques fragiles écrasés, dilacérés.

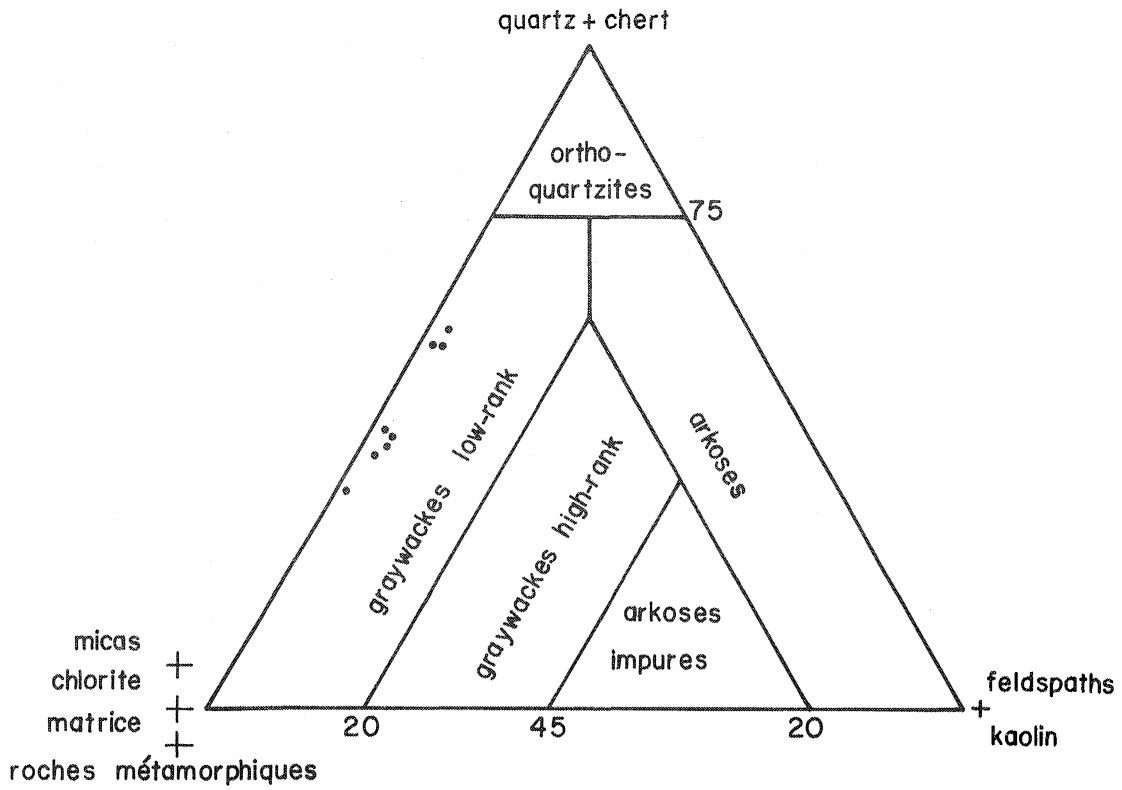
Cette distinction repose sur des critères texturaux et son application à l'étude des roches briovériennes est très délicate ; celles-ci représentent en effet un matériel qui a dépassé le stade de la diagenèse et dans lequel les éléments ont pour la plupart recristallisé et été re-orientés. Toutefois, j'ai pu observer de nombreux grains de schistes sériciteux, et des paillettes de mica détritique écrasées, ployées contre les grains de quartz et participant ainsi étroitement à la matrice. Ces observations accréditent l'idée d'une *origine composite* de cette dernière.

d) Position des roches étudiées dans la classification triangulaire de Kryniene (1948)

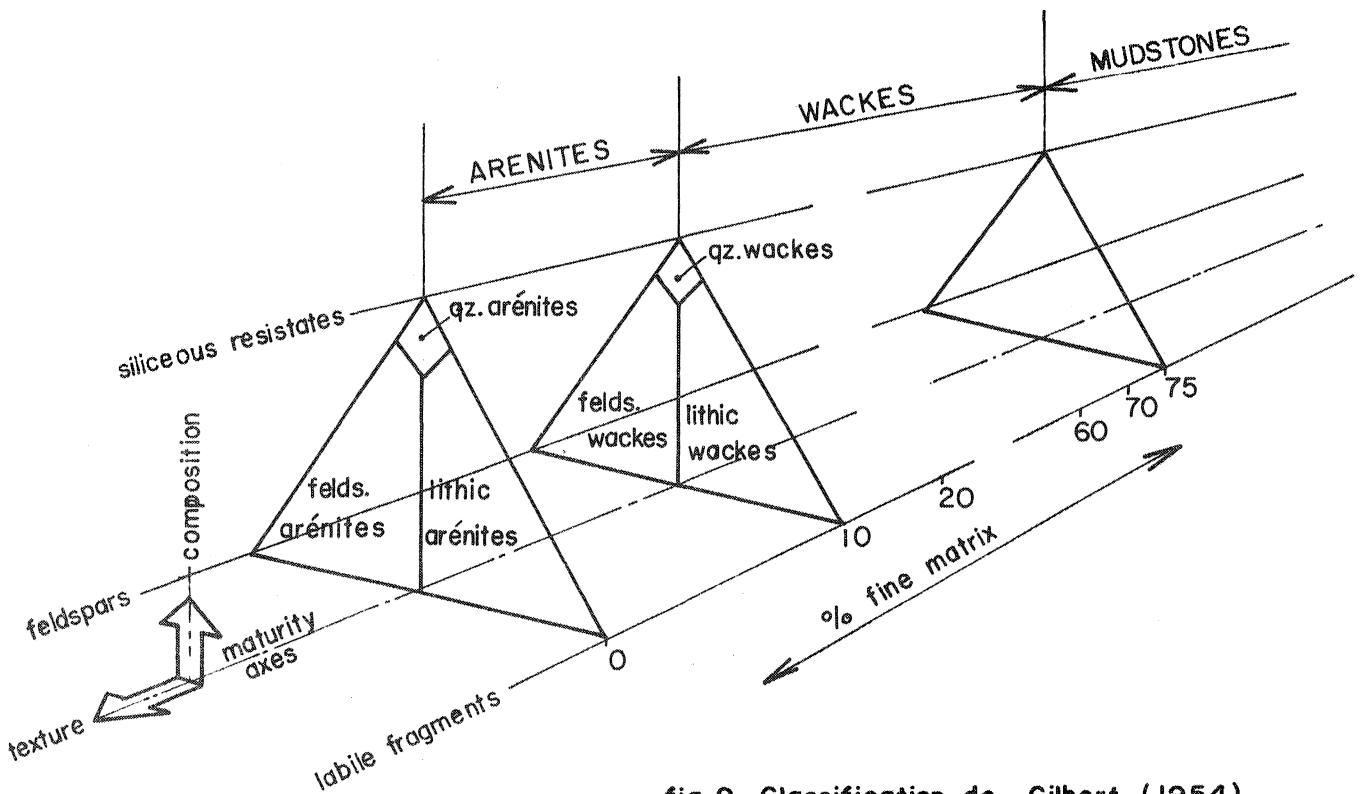
Cette classification déjà ancienne (1948), séduit par sa sobriété et son caractère synthétique. Les roches étudiées reportées sur ce diagramme (fig. 8) tombent dans le champ des *graywackes low-rank*, c'est-à-dire faiblement feldspathiques (1).

e) Position des roches étudiées dans la classification de Gilbert. Qu'elle témoigne d'un mode de dépôt particulier, si son origine est primaire, détritique, ou d'une composition primitive particulière du sédiment, si son ori-

(1) Le très faible pourcentage en feldspath apparu dans l'analyse modale de ces roches justifierait également l'usage du terme de subgraywacke (Pettijohn, 1949). Cette démarche appelle cependant quelques réserves : au sens de Pettijohn, le terme de subgraywacke s'applique en effet à une catégorie de roches faiblement feldspathiques mais d'une manière générale assez pauvres en matrice. (Pettijohn, 1957, pp. 316-317 - Pettijohn, Potter, Siever, 1972, p. 171, pp. 186-190, tabl. 6-3).



- fig.8_ Classification triangulaire de KRYNINE (1948)



- fig.9_ Classification de Gilbert (1954)
(in Dott , 1964)

gine est diagénétique, la matrice confère à la roche son *caractère actuel* (présence de deux phases) *qui la distingue de divers autres faciès*. Dès lors, il apparaît logique que certains géologues aient retenu ce *critère textural*. Ainsi, Pettijohn, Potter et Siever (1972), Dott (1964) reprennent, en le modifiant à peine, le schéma proposé par Gilbert en 1954 (fig. 9). Il est regrettable cependant que Gilbert ait utilisé le terme arénite qui trouve un usage restrictif en granulométrie. Il désigne ici, bien entendu, un *grès pur* par opposition aux *wackes* ou *grès impurs*.

Dans ce schéma, les grès du Briovérien vont se répartir selon l'importance volumétrique de la matrice, dans toute la longueur du compartiment des wackes, et très près de la ligne du quartz, il s'agit de *quartz-wackes* : des roches encore immatures du point de vue de la texture, mais presque matures quant à leur composition.

f) Composition chimique

Les analyses chimiques ont porté sur le matériel suivant :

	<u>Localisation</u>	<u>Taille des éléments figurés</u>	
I	Ste Anne-La-Palud	80 - 100 microns] grès
II	Ty Anquer	100 - 200 microns	
III	Kervigen	80 - 120 microns	
IV	Ty Marc	80 - 100 microns	
V	Lestrevet	120 - 250 microns	
VI	Caméros	50 - 120 microns	
VII	Trez Bellec	100 - 200 microns	
VIII	Ste Anne-La-Palud	< 30 microns] schistes
IX	Kervigen	< 30 microns	
X	Lestrevet	< 30 microns	

(cf. tabl. n° 2, p. 32)

Les sept premières analyses concernent des termes gréseux, si l'on compare leurs résultats à ceux des analyses de graywackes publiées par Pettijohn et coll., 1972, elles motivent les réflexions suivantes :

TABLEAU n° 2 : Analyses chimiques des roches sédimentaires

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
SiO ₂	74,00	83,90	87,20	82,00	85,00	70,50	82,50	66,40	61,40	72,50
Al ₂ O ₃	12,15	6,75	5,34	8,45	5,12	14,75	7,82	17,86	19,30	13,62
Fe ₂ O ₃	5,34	3,60	3,61	4,58	5,63	5,30	4,04	4,83	6,64	5,07
MgO	0,90	0,96	1,24	1,48	1,32	1,87	1,29	0,99	2,42	1,82
CaO	0,07	0,03	0,04	0,04	0,04	0,08	0,08	0,05	0,04	0,05
Na ₂ O	1,90	1,25	0,63	1,04	0,58	1,94	1,07	1,69	1,52	1,55
K ₂ O	1,74	0,77	0,54	1,06	0,37	2,43	1,02	3,59	3,52	2,05
TiO ₂	0,49	0,46	0,29	0,39	0,14	0,49	0,32	0,65	0,71	0,52
MnO	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02
H ₂ O ⁺	2,80	1,49	1,24	1,61	1,61	2,62	1,58	3,51	3,92	2,60
H ₂ O ⁻	0,086	0,54	0,39	0,26	0,34	0,36	0,43	0,76	0,73	0,52
TOTAL	100,26	99,76	100,54	100,94	100,18	100,36	100,17	100,34	100,23	100,32

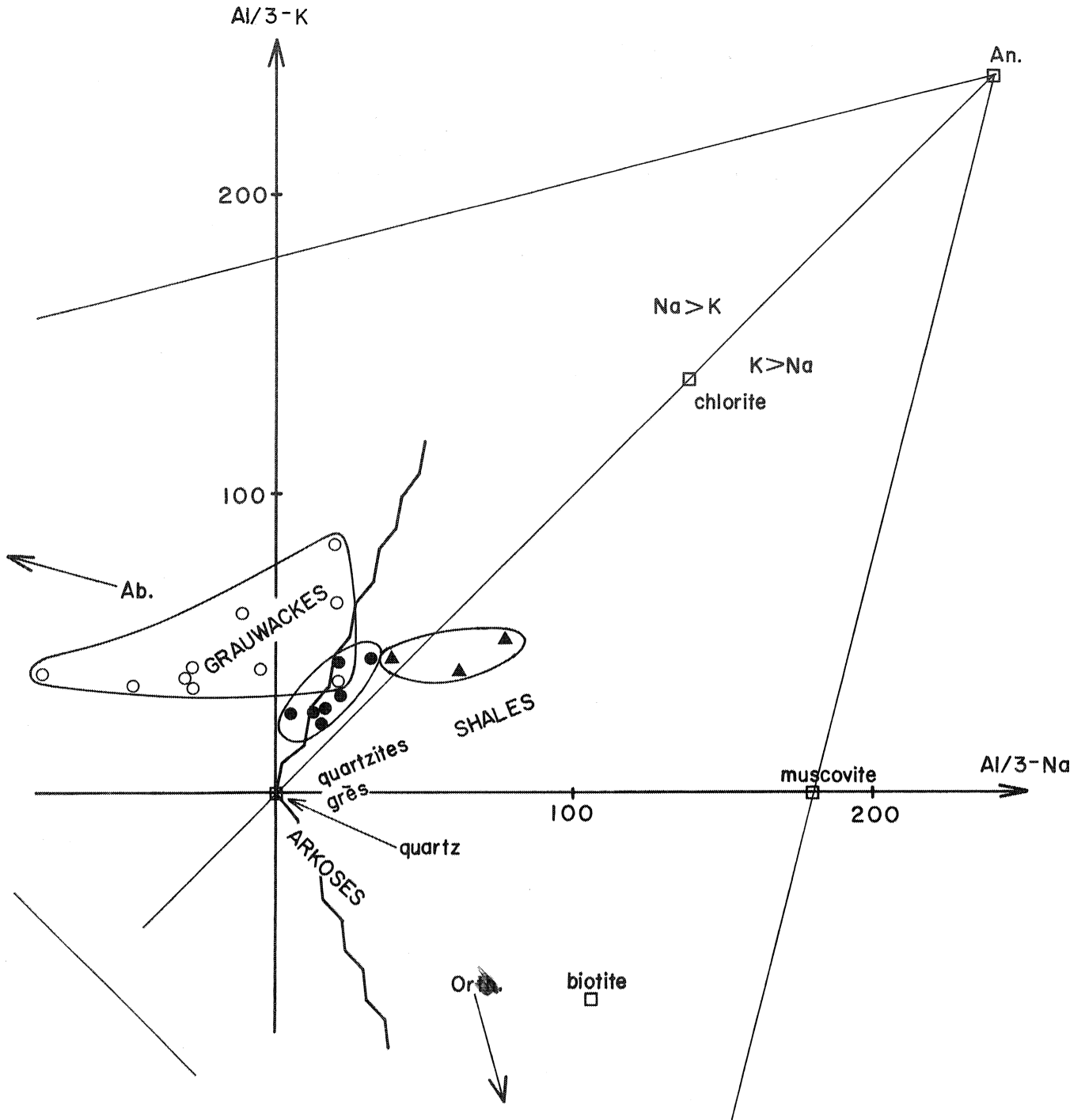
La silice est excédentaire ; elle varie ici de 70,50 % à 87,20 %, contre 60,51 % à 76,84 %, manifestant ainsi en moyenne une augmentation de 10 %. Ce résultat est en accord avec l'analyse modale qui a mis en évidence une certaine richesse du matériel en composants siliceux : quartz, phtanite, chert. Cette forte teneur en silice va se répercuter au niveau des autres constituants par une baisse assez générale de leurs pourcentages relatifs. Cependant, les teneurs en alumine, fer total et MgO demeurent encore caractéristiques des graywackes. La baisse la plus sensible est manifestée par la chaux, représentée ici dans la proportion de 0,03 à 0,08 %, contre 0,50 à 5,62 % dans les graywackes classiques. Compte tenu du pourcentage en feldspath, très faible, révélé par l'analyse modale, les teneurs en Na_2O et K_2O paraissent assez cohérentes. Il faut toutefois remarquer que la soude et la potasse figurent ici à des teneurs sensiblement équivalentes, alors que dans les graywackes typiques, Na_2O l'emporte fréquemment sur K_2O .

Les différences pétrographiques décelées entre schistes et grès se manifestent au niveau des analyses chimiques : il apparaît, en effet, dans les trois analyses effectuées sur des lutites silteuses, séricito-chloriteuses (analyses VIII, IX, X) une nette augmentation des teneurs en Al_2O_3 et K_2O alors que le pourcentage relatif en silice baisse. Ce fait traduit bien évidemment la plus grande richesse en micas.

Les compositions chimiques des roches étudiées ont été reportées dans le diagramme (Al/3 - K fonction de (Al/3 - Na) de De La Roche (1968) (fig. 10), sur lequel j'ai fait figurer également les résultats d'analyses de graywackes publiées dans Pettijohn, Potter, Siever (1972).

Le nuage de points représentatifs des grès s'allonge sur la limite des domaines sédimentaires et volcaniques, mais dans la moitié du diagramme ou $\text{Na} > \text{K}$, il occupe par là même une position opposée à celle du champ des arkoses. Vis-à-vis des points représentatifs des schistes, les grès manifestent une dérive logique vers le pôle quartzeux. Leurs domaines respectifs se rejoignent et il est très probable qu'un nombre plus important d'analyses aurait mis en évidence l'existence d'une série continue grès-schistes.

Les points fournis par les analyses relevées dans la littérature se situent nettement dans le champ des "grauwackes". Leur domaine vient chevaucher celui des grès briovériens. Les caractères chimiques de ces derniers, fortement influencés par une teneur en silice assez élevée, se traduisent dans ce diagramme par une position un peu en marge des graywackes



- graywackes (in Pettijohn, Potter, Siever 1972)
 - grès
 - ▲ schistes
-) briovérien

fig.10 Diagramme de H. de La Roche (1968)

typiques.

g) Conclusions

La littérature géologique française ne possède pas le terme propre à désigner ce genre de roches et je me résouds à adopter celui de *wacke* (1), qualifiant une variété de grès à matrice quartzophylliteuse présente dans la proportion d'au moins 15 %.

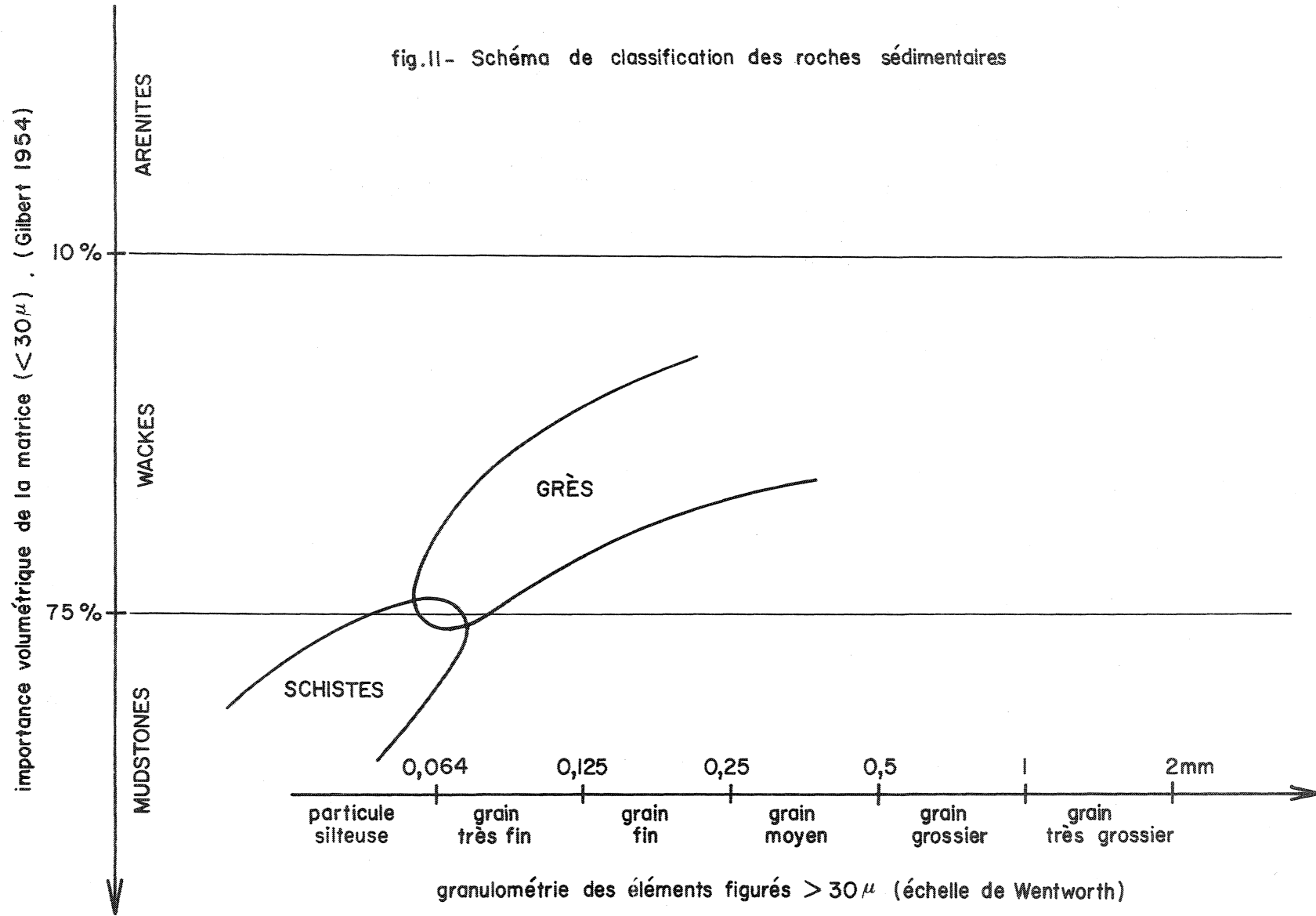
Il reste cependant à définir ces matériaux en termes de granulométrie. Ces roches qui sont formées de la réunion en proportions variables de deux phases appartenant à des classes de dimension distinctes, échappent fréquemment à une classification de type Grabau et Niggli : ainsi, le matériel des échantillons 4 à 6 du tableau n° 1, qui ne contient pas 50 % d'éléments figurés, est-il une arénite, même si ceux-ci mesurent entre 60 et 150 microns ?

Folk (1954, in Folk, 1958, p. 28) apporte une solution à un problème semblable : il propose une classification triangulaire basée sur la proportion relative des termes *Gravel* (> 2 mm), *Sand* (2 mm → 0,062 mm) et *Mud* (< 0,062 mm). Mais, outre le fait qu'elle ait recours à une terminologie assez "encombrante", cette classification s'avère d'une efficacité limitée pour ce qui concerne les roches étudiées ici.

Une opération plus simple consiste à introduire, selon la taille des éléments figurés, les subdivisions de l'échelle de Wentworth (1922). Les grès briovériens se définissent alors comme des wackes silteuses, des wackes à grain très fin, fin, moyen, etc ... (cf. fig. 11).

(1) On pourra remarquer que dans la légende de la feuille Quimper 1/80 000, 1ère édition, Ch. Barrois utilisait le terme de grawacke à propos de la baie de Douarnenez, pourtant je n'ai jamais observé de roche répondant à la définition de ce terme (au sens allemand → Kulm).

fig.II- Schéma de classification des roches sédimentaires



I.4 .- NIVEAUX REMARQUABLES

A) LES CONGLOMERATS

Ces formations détritiques grossières, toujours peu épaisses, ont été mises en évidence en divers points dans le secteur de Telgruc.

a) Description du niveau bréchique de l'anse de Trez Bihan

Dans la falaise de l'anse de Trez Bihan, au sein d'une alternance régulière de schistes et de grès en bancs d'épaisseur décimétrique, la sédimentation gréseuse brusquement s'affirme pour constituer, sur deux mètres environ, de gros bancs de 40 à 60 cm de puissance.

On observe là, *deux passées conglomératiques* épaisses chacune d'une dizaine de centimètres. La taille des éléments détritiques est en moyenne de l'ordre de 5 à 8 mm, mais elle peut atteindre 30 mm et descendre à moins de 1 mm. Les clastes, toujours anguleux à subanguleux, sont souvent jointifs et les quelques pores qui subsistent sont obturés par une matrice quartzo-chloriteuse. Les éléments figurés sont représentés par des fragments de phtanite, de quartzite, de microquartzite orienté, de chert, de grès à matrice fine, et par des grains de quartz monocristallins anguleux, parfois subautomorphes, d'allure "rhyolithique". Par diminution de la taille des grains et augmentation du pourcentage en matrice, ces niveaux bréchiques passent aux wackes classiques, celles-ci renferment toutefois des fragments lithiques anguleux de 2 et 3 mm.

b) Description des schistes conglomératiques de Pen-Ar-Vir et Trez Bellec

Deux niveaux de conglomérat atteignant à peine 60 à 80 centimètres de puissance se situent au Sud du complexe volcanique de Pen-Ar-Vir (cf. fig. 16). Il s'agit ici de passées mal stratifiées contenant des galets de nature et de taille assez variées, disséminés dans une matrice schisteuse.

b1) Le premier de ces niveaux jouxte vers le Sud la coulée de lave. Une *matrice séricito-chloriteuse abondante* y emballe des éléments figurés, anguleux à subarrondis, dont la taille ne dépasse pas 10 mm. On reconnaît parmi ces éléments : du quartz en grains polycristallins, ou monocristallins, subautomorphes parfois, des fragments de chert riches en minéraux opaques, quelques grains de schiste sériciteux et de grès à matrice phyllosilicatée. Ce niveau contient enfin des *débris de roche volcanique* à microlites de plagioclase noyés dans une mésostase chloriteuse et définissant une texture de type intersertale, ou bien arborescente (photo 1, pl. 3).

b2) Le second niveau est visible dans les falaises de l'anse du Caon (Nord de Trez Bellec). Il s'agit en fait de la succession de quelques passées à galets, intercalées de schistes gris identiques à l'encaissant. Les niveaux conglomératiques sont *très hétérométriques*. On y observe, *très dispersés* dans la matrice schisteuse, des éléments dont la taille varie de 10 cm à moins de 2 mm, et qui témoignent en outre d'une usure assez variable (photos 2-3-4, pl. 3). La fraction fine quartzo-séricito-chloriteuse, *très abondante*, emballe de nombreux grains de quartz mono ou polycristallins, quelques rares plagioclases, des fragments de microquartzite, de grès fin à matrice phylliteuse, de schiste sériciteux, de chert ainsi que des grains de phtanite. Ces derniers se présentent sous divers aspects : celui d'une roche plus ou moins pigmentée, de manière homogène, à lamination très nette, ou celui d'une roche "lardée" d'un réseau compliqué de filonnets de quartz. La recristallisation de la silice à partir de ces filonnets isole des noyaux encore pigmentés, cryptocristallins, dans une "matrice quartzitique".

Mais en outre, de *véritables galets d'une roche à grains de phtanite* figurent au titre de grains lithiques dans le conglomérat. Cette roche est composée de grains de quartz monocristallins, de grains de roches divers : de chert, de phtanite, de grès, de quartzite. Ces éléments subanguleux à arrondis, d'une taille moyenne de 1 mm, sont liés par une fraction fine de nature quartzo-chloriteuse.

La composition modale de ces deux niveaux de poudingue est la suivante :

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 3 .-

Les conglomérats

- Photo 1 : Microphotographie des schistes à galets de Pen-Ar-Vir (L.N.). On remarque la présence d'un galet de roche microlithique.
- Photo 2 : Microphotographie des schistes à galets de Trez Bellec (L.N.).
- Photos 3 et 4 : Schistes à galets de Trez Bellec. Hétérométrie et dispersion des éléments figurés.
- Photo 5 : Poudingue découvert dans les terres au Sud de Telgruc. Galets de quartz et de phtanite liés par une phase gréseuse peu abondante.

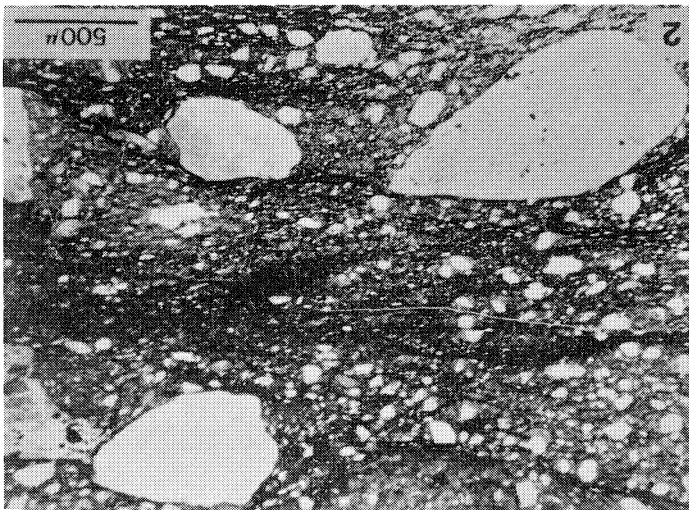
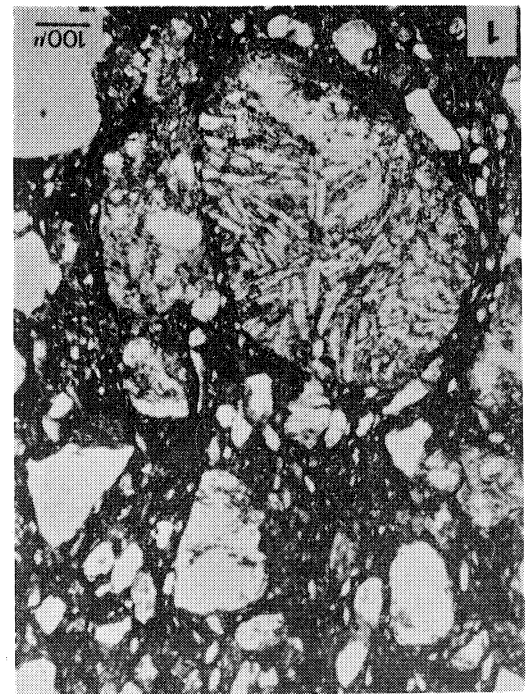
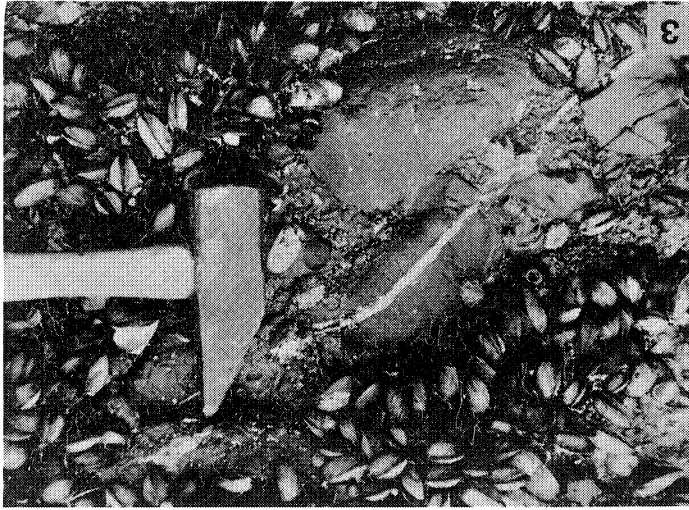
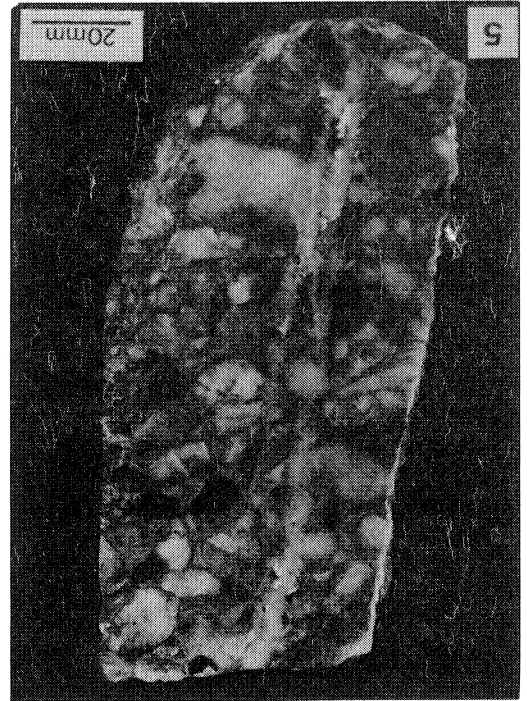
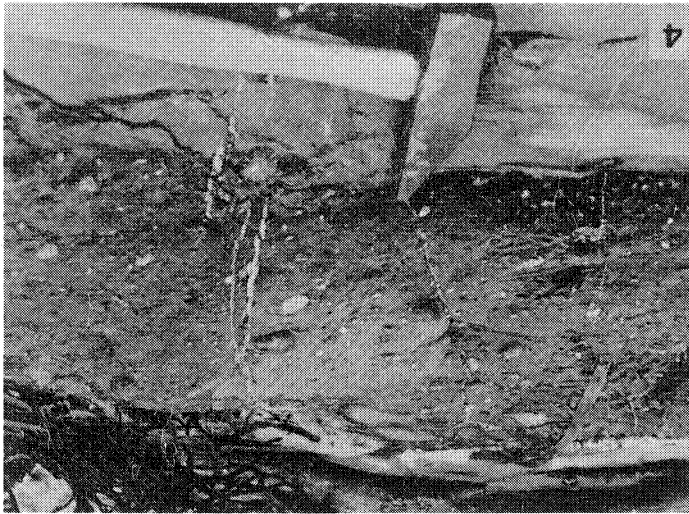


TABLEAU n° 3

*Analyses modales des niveaux conglomératiques de Pen-Ar-Vir (I)
et de Trez Bellec (II)*

	Quartz	Felds- path	Chert	Phtanite	Grès	roche volcanique	Matrice
Niveau I	23,2 %	-	6,4	-	5,1	5,3	60
Niveau II	15,7 %	1,1	5	3,8	0,6	-	73,8

c) Description des poudingues au Sud de Telgruc

Dans les terres, entre Telgruc et la plage de Trez Bellec, une dernière formation conglomératique a été découverte à la faveur de travaux de voirie (cf. carte hors-texte).

La coupe fraîche d'un talus m'a permis d'observer la série sédimentaire, constituée en cet endroit, d'une *alternance de schistes et de poudingues en niveaux lenticulaires*, d'épaisseur décimétrique. La granulométrie de ces conglomérats est très variable selon l'unité considérée : dans un des niveaux, les galets mesurent jusqu'à 3 et 4 cm, tandis que dans les passées les plus fines, leur taille est de l'ordre de 3 mm. Les galets fréquemment jointifs sont réunis par une phase gréseuse relativement peu abondante (photo 5, pl. 3).

c1) Nature des galets

La roche est constituée en majorité de galets de quartz généralement monocristallins, polycristallins pour les plus gros. Il s'agit certainement d'un matériel d'origine filonienne si l'on en juge par la densité du réseau de micro-vacuoles qui traverse le quartz, ainsi que par la présence d'une chlorite vermiculaire en inclusions. Chert et phtanite interviennent également dans la composition de ces niveaux, mais en bien moindre quantité que le quartz. On remarque, enfin, quelques rares galets de lutite quartzo-phylliteuse et de grès fin, difficiles à distinguer de la matrice.

Les proportions relatives de ces divers éléments s'établissent ainsi :

TABLEAU n° 4

Proportions relatives des éléments qui constituent les poudingues au Sud de Telgruc

	Grain moyen 3-4 mm	Grain moyen 8-10 mm
Quartz	56,2 %	77,8 %
Chert	38,3	10
Phtanite	2,5	6,4
Grès	3	5,8

c2) Etude de la matrice

La matrice formée de l'ensemble des éléments d'une taille inférieure à 2 mm, représente au maximum 30 % de la roche. Il s'agit d'un grès (grain moyen 500 microns) constitué pour l'essentiel de fragments sub-anguleux de quartz et de chert, auxquels s'ajoutent quelques grains de phtanite et de rares paillettes de micas détritiques. Une fraction fine quartzo-phylliteuse, parfois assez abondante, lie les divers éléments de ce grès. La matrice peut former un niveau gréseux de quelques millimètres qui couronne la passée conglomératique.

d) Conclusions à l'étude des conglomérats.

Il s'agit de formations à granulométrie variable, peu épaisses (quelques décimètres), et *toujours interstratifiées*, dans les termes sableux ou argileux de la série sédimentaire. Le matériel qu'elles remanient peut être assez varié, mais *le quartz en est toujours l'élément essentiel*. Les galets peuvent être, soit dispersés dans la matrice - de composition assez semblable à celle de l'encaissant - soit jointifs, selon les niveaux. Cette particularité peut s'expliquer en admettant une variation dans la

quantité des apports de matériel grossier se mêlant à la sédimentation argileuse. Mais il est également possible d'imaginer que *l'ensemble matrice et galets représente un sédiment originel unique, dont les formations à galets jointifs ne seraient que les équivalents latéraux lessivés.*

Diverses hypothèses ont été proposées quant à l'origine de telles boues à galets, ou *paraconglomérats* (Pettijohn, 1956), ou bien encore *tilloïdes*, en milieu aquatique :

- arrivée d'une moraine en milieu marin et mélange avec les sédiments normaux ;

- délestage d'icebergs ;

- coulées de boue sous-marines ;

- courants de turbidité.

Dans le cas des formations étudiées ici, la recherche de galets à facture glaciaire est fortement compromise en raison, d'une part, de l'induration du matériel, d'autre part, des déformations subies postérieurement au dépôt. Aucun indice typique d'un largage par des glaces flottantes - galets déformant un substratum finement laminé, par exemple - n'a pu être observé jusqu'alors.

Les formations décrites ici ne sont pas stratifiées, et la dispersion des galets dans la matrice ne semble pas obéir à un granoclassement. Des caractéristiques semblables se manifestent fréquemment dans les séries à turbidites et les études modernes montrent que les courants de turbidité ou les coulées de boue qui leur sont associées, sont capables de produire de tels dépôts sans qu'il soit besoin de faire intervenir un autre agent.

Cependant, la distinction doit être faite entre les conditions qui ont présidé au dépôt de ce matériel et celles qui ont régi sa production. Un matériel sédimentaire aussi grossier et hétérométrique peut représenter des formations glaciaires ou périglaciaires considérablement remaniées, à moins qu'il ne traduise simplement un régime d'érosion plus intense.

B) LES GRES "POIVRE ET SEL"

a) Description

Localisés au flanc sud de la pointe de Pen-Ar-Vir, ces grès se distinguent du reste de la série par leur *aspect moucheté* noir et blanc. Ils forment un ensemble de cinq bancs massifs, épais de 30 à 50 cm, granoclassés, séparés par de brefs épisodes schisteux. La roche est très riche en grains lithiques et plus particulièrement en *fragments de phtanite*. La taille de ces éléments figurés atteint 3 et 4 mm à la base des niveaux, qui contiennent aussi quelques copeaux de lutite sombre allongés parallèlement à la stratification. Les clastes subanguleux ou subarrondis sont de nature variée : phtanite, quartz, grès fin, microquartzite, chert, schiste à séricite et chlorite ; on observe également quelques paillettes de muscovite et de rares biotites décolorées. Tous ces fragments sont liés par une matrice quartzo-phylliteuse dont la proportion augmente quand la granulométrie s'affine.

Un comptage de points, réalisé à un niveau où la taille moyenne des éléments est de l'ordre de 1 mm donne pour résultats :

TABLEAU n° 5
Analyse modale des grès "poivre et sel"

Matrice (< 30 μ)	Quartz	Phtanite	Chert	Feldspath	Mica	Schiste
38,5	53,9	4,1	6,9	2,1	4,7	0,9

100

Dans les fractions basales plus grossières, le pourcentage en phtanite peut atteindre 10 et 15 %.

b) Interprétation

Ce matériel apparaît en définitive comme un faciès intermé-

diaire entre les wackes et les conglomérats :

- Il se distingue des premières par un grain plus grossier, par une plus forte teneur en fragments lithiques ; il possède, toutefois, leur granoclassement.

- Vis-à-vis des seconds, l'importance volumétrique de la matrice est réduite pratiquement de moitié.

Dans l'hypothèse du remaniement, avancée à propos des schistes conglomératiques, ces niveaux représenteraient un matériel plus évolué (calibré et lessivé).

C) NIVEAUX D'ORIGINE VOLCANO-SEDIMENTAIRE PROBABLE

a) Description

a1) L'affleurement le plus caractéristique se situe au flanc nord de l'anse de Créac'h-Ar-Bleiz (Sud de la pointe de Talagrip) ; on y observe une couche épaisse d'une dizaine de centimètres, se distinguant de la série encaissante par une teinte beige très clair.

Elle montre, en fait, une *zonation verticale* doublée d'un *granoclassement*, et, l'on observe de bas en haut :

- Une première passée, d'un centimètre environ, beige, ou l'altération met en relief de petits granules plus sombres. A ce niveau, la roche est constituée de grains de quartz monocristallins, globuleux ou subanguleux, d'un diamètre de 500 microns, épars dans une fraction fine *essentiellement sériciteuse* ;

- Puis, sur 2 à 3 cm, le matériel prend une teinte grise, piquetée de blanc. Dans cette zone, les grains de quartz sont en nombre plus réduit, et d'une taille plus faible, tandis que l'on note une abondance de *fuseaux sériciteux* longs de 200 à 300 microns épais de 50 à 100 microns, étirés dans les plans de schistosité. Ces fuseaux, constitués de *paillettes de mica blanc* ténues, non orientées, sont emballés dans un *fond séricito-chloriteux et faiblement quartzeux* (photos 1 et 2, pl. 4).

- La fraction sommitale la plus épaisse - 7 à 8 cm - est de couleur beige clair. Elle se débite très facilement selon la schistosité en lamelles nacrées et écailleuses. La structure

particulière, en fuseaux, s'estompe ici : en effet, la taille de ces fuseaux décroît régulièrement jusqu'à moins de 100 microns et la fraction fine devient elle-même *très riche en séricite*.

- Des minéraux opaques s'observent dans toute la roche, sans forme nette, en traînées irrégulières.

Pour tous ces niveaux, les déterminations optiques sont rendues délicates par la finesse du grain de la roche. Elles ont donc été complétées par des études de diffraction X qui ont permis de confirmer la présence constante, dans les trois zones successives, des trois composants *illite (séricite), chlorite, quartz*.

a2) Des niveaux assez analogues à la formation décrite précédemment ont été rencontrés en deux points :

- A une centaine de mètres au Nord de l'affleurement précédent - dans les premières criques au Sud de la pointe de Talagrip - un épisode schisteux, beige, très tendre, de granulométrie fine, épais de 5 cm, présente la même composition minéralogique. Il ne montre cependant ni de zonation ni de granoclassement.

- Enfin, beaucoup plus au Nord, dans les falaises de Rosplen, un niveau de teinte grise homogène, très fin, très schistosé, épais de 5 cm, montre encore des *fuseaux de nature sériciteuse*, dans un fond chlorito-sériciteux où baignent aussi quelques quartz monocristallins.

b) Données chimiques

L'analyse chimique n° XI a porté sur le matériel décrit au paragraphe a1 (ensemble des 3 niveaux superposés).

TABLEAU n° 6

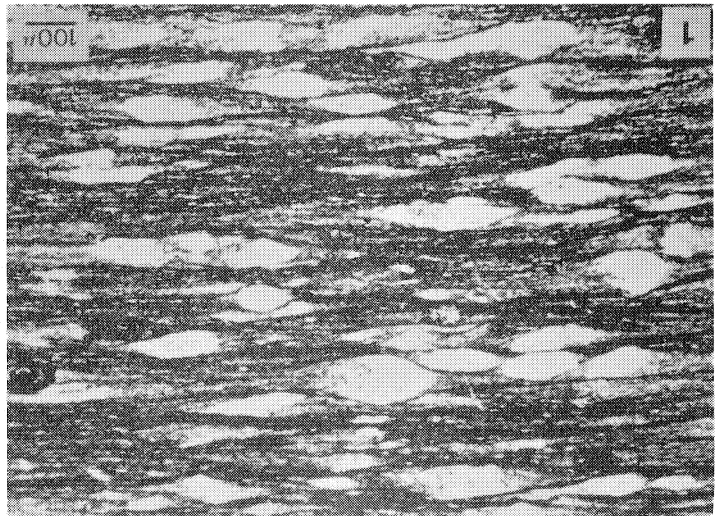
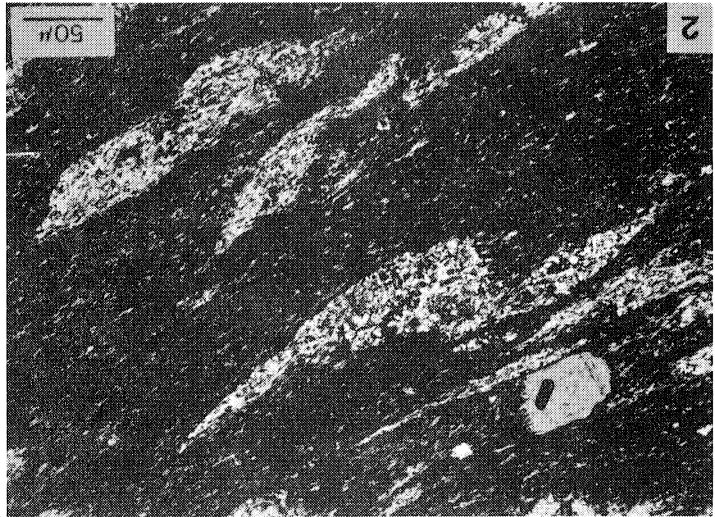
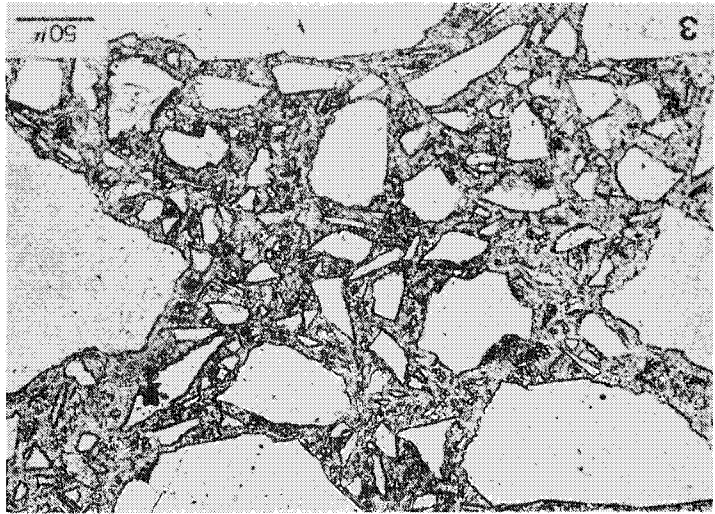
Analyse chimique du niveau cinéritique de Talagrip (XI)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
58,00	25,80	1,75	0,85	0,05	0,65	7,15	0,75	0,00	4,10	0,25

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 4 .-

Les formations particulières

- Photo 1 : Microphotographie du niveau ciné-
ritique de Talagrip (L.N.)
- Photo 2 : Même échantillon. Les fuseaux séri-
citeux (L.P.A.).
- Photo 3 : Microphotographie de la brèche de la
plage du Ry (L.N.). Esquilles de quartz
dans une mésostase extrêmement fine.



Elle montre que les teneurs en Al_2O_3 et K_2O sont nettement plus importantes que dans les roches étudiées précédemment. La composition globale peut être rapprochée de celle d'une séricite, minéral qui apparaît en fait comme un constituant essentiel des niveaux analysés.

c) Conclusions

La séricite provient probablement de la transformation de *feldspaths*, primitivement assez abondants dans le sédiment et représentés actuellement par les *fantômes fusiformes garnis de paillettes micacées*.

L'apparition soudaine, dans la série sédimentaire, de ces niveaux très particuliers pourrait traduire des *pluies de cendres volcaniques* s'abattant en milieu liquide et se mêlant à la sédimentation sous-aquatique.

D) NIVEAUX CARBONATES

Ils se localisent, eux aussi, dans le secteur de la pointe de Talagrip et de l'anse de Créac'h-Ar-Bleiz. Ce sont de petits bancs discontinus, lenticulaires, épais au maximum de 4 cm, qui se relaient en soulignant la stratification. L'altération leur donne une teinte brun rouge, mais, sur cassure, la roche fraîche apparaît brun jaune. Il s'agit de *sidérite*, sillonnée par un fin réseau de filonnets où le quartz est associé à de la séricite.

E) LA BRECHE DE LA PLAGE DU RY

P.R. Giot (1945) signale la présence, à une centaine de mètres au Nord de la plage du Ry, d'un *filon de quartz fort particulier*. L'érosion différentielle y fait apparaître des "galets" emballés dans du quartz néoformé et au microscope certains de ces éléments rappellent un quartzite. Pour l'auteur, il s'agit *du poudingue de Gourin là où il ne devrait pas être selon Barrois*.

Cette roche, d'aspect conglomératique, affleure dans un cou-

loir de faille presque totalement ensablé et ses relations avec l'encaissant demeurent invisibles. Si en surface, l'érosion marine confère à ses éléments un certain bombé, leurs sections demeurent cependant *bien anguleuses*. Ceci apparaît très bien sur des cassures fraîches où l'on observe des fragments de diverses tailles (millimétriques à centimétriques) polyédriques, translucides, dans une matrice aphanitique laiteuse.

La roche s'avère *presque exclusivement quartzreuse*. Les fragments les plus grossiers sont polycristallins et possèdent une texture quartzitique en mosaïque ; on ne note cependant ni liseré d'impuretés, ni trace de nourrissage. C'est parmi les éléments les plus fins que l'on rencontre les fragments les plus anguleux, en *éclats monocristallins* (photo 3, pl. 4). Le liant est constitué par un matériel extrêmement fin, pratiquement opaque en lumière polarisée. De petits filonnets où la chlorite cristallise en rosettes, s'insinuent entre les grains.

Par endroits, la roche peut être comparée à un "puzzle" dont les éléments géométriques auraient été très légèrement déplacés les uns par rapport aux autres.

L'extrême immaturité des "clastes" et leur nature pétrographique très homogène ne plaident pas en faveur de l'hypothèse d'un conglomérat sédimentaire. Il semble plus logique de considérer cette roche comme le résultat de la bréchification et de la recristallisation "in situ" d'un filon de quartz. Le produit le plus fin de cet écrasement, une mouture siliceuse extrêmement fine, jouant le rôle de liant entre les éléments plus grossiers.

I.5 .- LES MICRO-ORGANISMES PROBLEMATIQUES (DUBIOFOSSILES)

A) ASPECT EN LAMES MINCES

Dans le chapitre consacré à la pétrographie des roches sédimentaires, j'ai eu l'occasion de signaler la présence, dans plusieurs niveaux, de *corpuscules microscopiques brunâtres en lumière naturelle, opaques en lumière polarisée*.

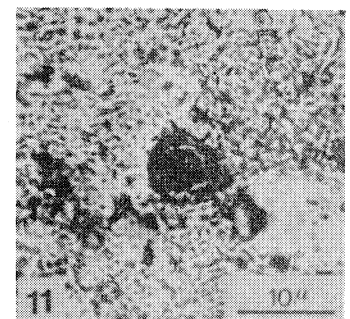
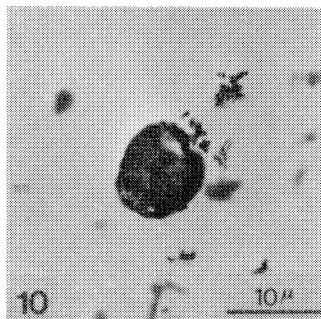
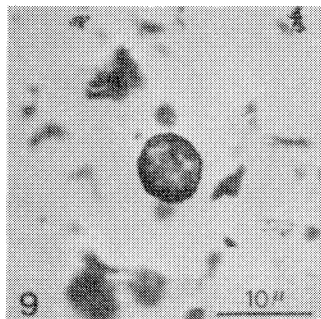
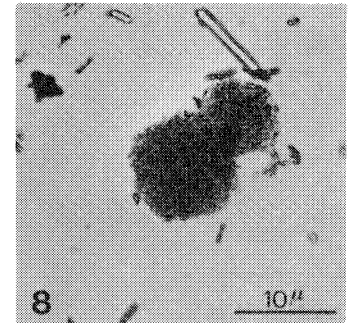
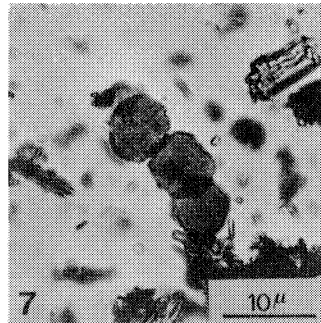
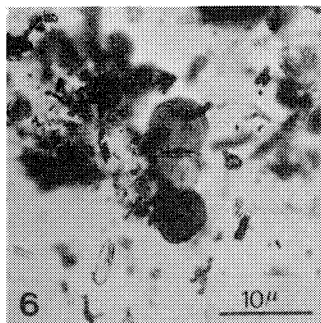
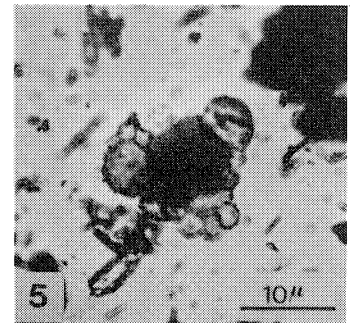
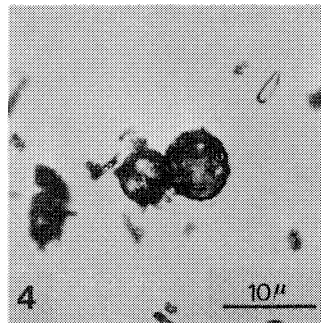
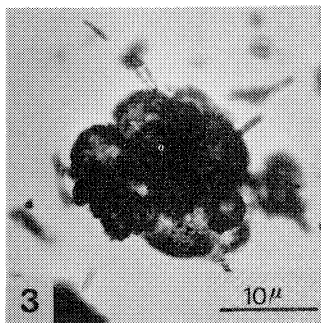
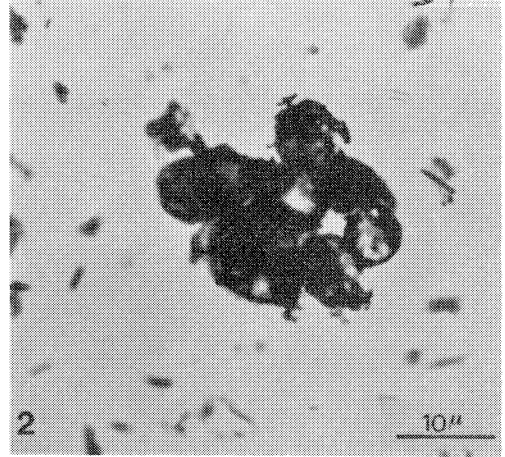
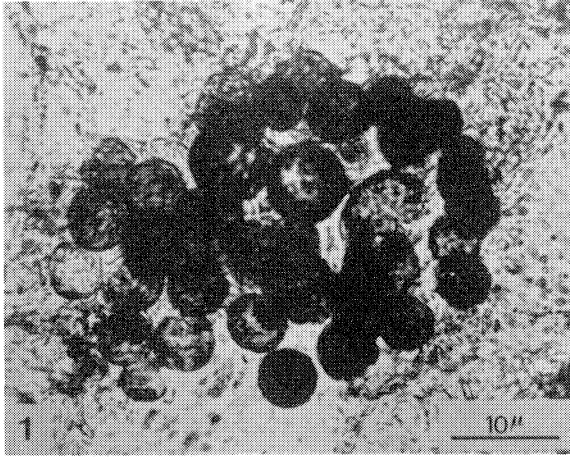
- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 5 .-

Les microsphères

Photo 1 : Concentration de microsphères dans la matrice d'un grès (L.N.)

Photos 2 à 10 : Microsphères extraites du sédiment (L.N.)

Photo 11 : Microsphère nucléée dans un schiste (L.N.)



Ceux-ci apparaissent soit *dispersés dans la matrice* des graywackes, soit *concentrés dans de fines passées sombres* au sein du matériel schisteux. Il s'agit de sphères ou bien d'ovoïdes (1) dont la plus grande dimension varie entre 5 et 40 microns et qui apparaissent *isolés*, ou *accolés deux à deux*, ou encore, réunis en *chapelets* de quelques individus, ou bien en *grappes*. Leur coque peut être *lisse* ou bien *ornementée* de micro-granulations, micro-rides ou micro-réticulations. Certaines sphères contiennent un *noyau opaque* dont le diamètre atteint la moitié de celui de la coque. (photos 1 et 11, pl. 5).

B) ETUDE APRES EXTRACTIONS

Quelques extractions ont été réalisées, selon les techniques classiques de la micropaléontologie. Dans ces préparations, les microsphères apparaissent intactes, ou fragmentées, au milieu d'éléments ténus divers : débris de minéraux ayant subsisté et poussières carbonées. Après traitement, de nombreux corpuscules demeurent encore totalement opaques en lumière naturelle, les autres montrent une teinte variant du brun jaune jusqu'au gris noirâtre. (photos 2 à 10, pl. 5).

C) TRAVAUX ANTERIEURS RELATIFS A CE PROBLEME

Ch. Barrois, le premier (1892), signale la présence de *micro-organismes dans les phtanites du Briovérien*. Cayeux (1894) entreprit l'étude de ces formes et y reconnut des radiolaires ; mais cette détermination fut ensuite contestée par Deflandre (1949).

Depuis, M.M. Roblot a repris l'étude des roches silico-carbonées du Précambrien armoricain. Elle a décrit successivement, les *Sporomorphes* dont elle démontre l'origine végétale (1963-1964), puis, de *nouveaux Acritarches du Précambrien normand*, les *Hymenophacoïdes* (1967).

(1) Une différence morphologique de cet ordre peut être tout simplement due aux déformations subies par le sédiment.

Plus récemment, C. Fournier-Vinas et P. Debat (1970) ont observé dans les schistes du Sorézois (Ouest de la Montagne Noire - schistes X) des corpuscules assez semblables aux formes signalées ici, ou à celles décrites par M.M. Roblot. Les caractères lithologiques de la série et la découverte de ces "micro-organismes" amènent ces auteurs à souligner l'analogie entre ces formations et le Briovérien moyen armoricain.

D) SIGNIFICATION PROBABLE DE CES STRUCTURES

Certains auteurs se sont prononcés quant à l'origine des "microsphères" du Précambrien et ils les assimilent le plus généralement à des formes de *vie algaire ou fongique* (Schopf, 1970 ; Timofeev, 1970).

L'analyse des corpuscules décrits dans ce travail n'est pas suffisamment approfondie pour qu'il soit possible de leur reconnaître avec certitude une origine biologique. Dans l'état actuel des études, on peut considérer qu'il s'agit de structures *probablement biogéniques*. Je les range dans la classe des *dubiofossiles* (du latin *dubius* = doute) définie par Hofmann (1972), entre celles des fossiles et des pseudofossiles.

I.6 .- LES ELEMENTS DE STRUCTURE SEDIMENTAIRE

A) STRATIFICATIONS ET LAMINATIONS

La série étudiée consiste en une accumulation de matériel détritique régulièrement organisée en strates planes et parallèles.

Les termes gréseux les plus grossiers, parfois microbréchiques, se présentent en unités *massives*, sans structure interne visible, tandis que les faciès de granulométrie plus fine montrent une *lamination* centimétrique à millimétrique étendue à toute la puissance du banc, ou n'apparaissant que vers le sommet de celui-ci.

Dans les schistes rubanés, et les schistes zonés, la *lamination est de règle*. Ces *stratifications internes ou mineures* - par opposition aux *stratifications majeures* séparant les épisodes gréseux et schisteux -

subdivisent la couche en *lamines* ou *feuilletés*, de composition constante, fréquemment granoclassés et puissants de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Le phénomène se manifeste généralement macroscopiquement par un changement de couleur et microscopiquement par l'existence de fines passées, ou plus quartzeuses ou plus phylliteuses, soulignant la stratification.

Les stratifications mineures *obliques* n'apparaissent qu'épisodiquement.

Le passage d'une unité gréseuse au niveau fin, schisteux, qui la surmonte s'effectue de manière assez *progressive*, ou bien par l'intermédiaire d'une surface de *discontinuité nette*, ou *stratification majeure*.

B) LE GRANOCLASSEMENT

Le granoclasement observé dans les niveaux schisteux et gréseux est du type *normal* ou *positif* : il y a décroissance de la taille du grain depuis la base vers le sommet de l'unité considérée. Ceci est vérifié par le critère de polarité fourni par les figures de base de banc. Ce granoclasement peut être continu et parfait, ou bien il montre des récurrences, il est parfois momentanément interrompu par de fines passées plus phylliteuses ou quartzeuses.

C) LES FIGURES SEDIMENTAIRES

a) Figures externes, en surface de bancs

Les *flute-casts* : de nombreux bancs gréseux montrent une base extrêmement riche en moulages de *figures d'affouillement*. Ces figures ont des dimensions variant de 2 à 30 cm. Elles peuvent être allongées ou bulbeuses, simples ou composées. Elles sont en tout cas toujours très nombreuses sur une même surface (photos 1-2, pl. 6).

Quelques structures d'origine tectonique mimant des *flute-casts*, peuvent prêter à confusion : ainsi le plissement en meneaux d'un petit banc gréseux entre deux masses schisteuses plus puissantes (fig. 12), ou

bien l'exagération de l'intersection schistosité-stratification (1), accompagnée d'un certain bombement de la surface des bancs (fig. 13).

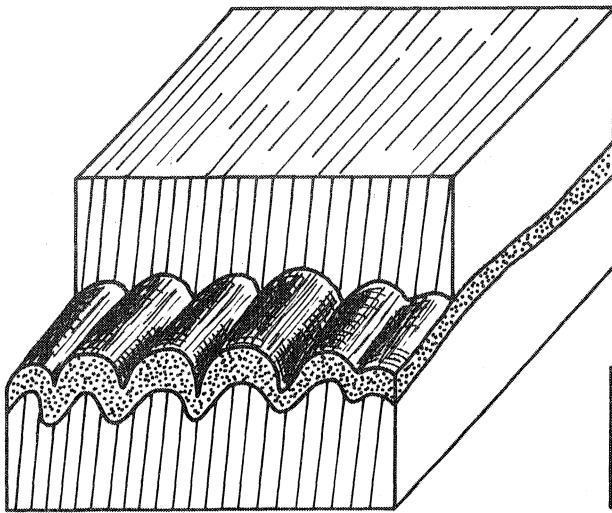


fig.12 ménéaux-plis

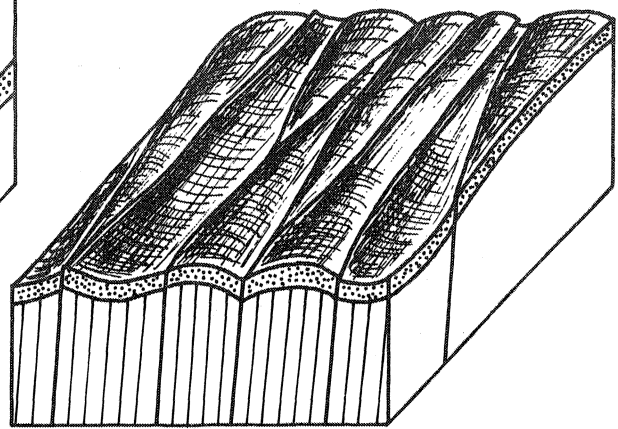


fig.13 intersection schistosité/stratification

Il est possible que l'anisotropie initiale du matériel, consécutive à la présence des flute-casts, favorise ces phénomènes, surtout lorsqu'il y a parallélisme entre l'axe de ces figures sédimentaires et les axes de plis.

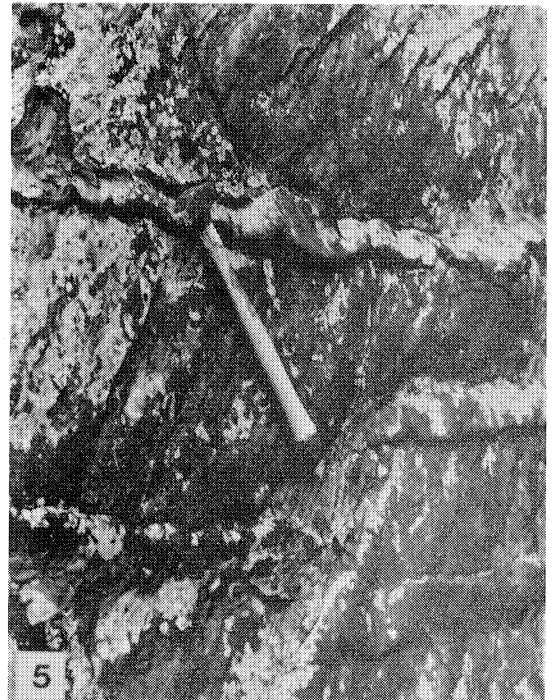
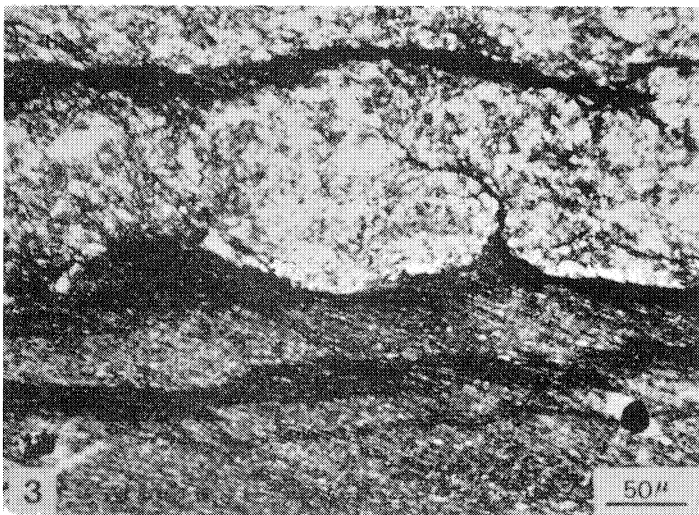
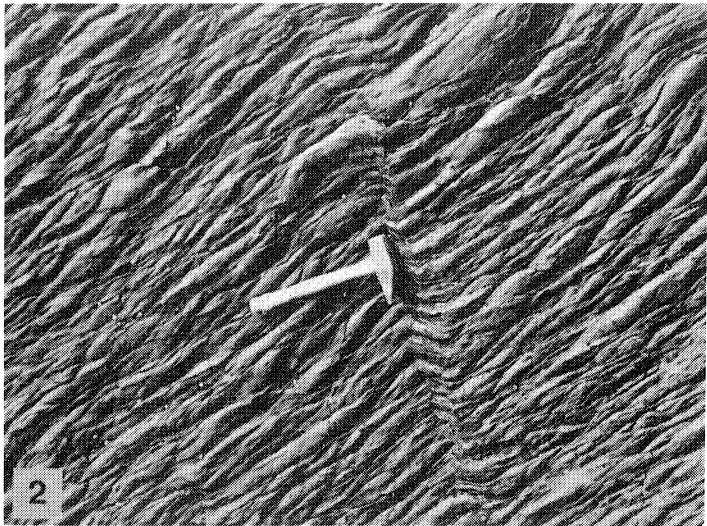
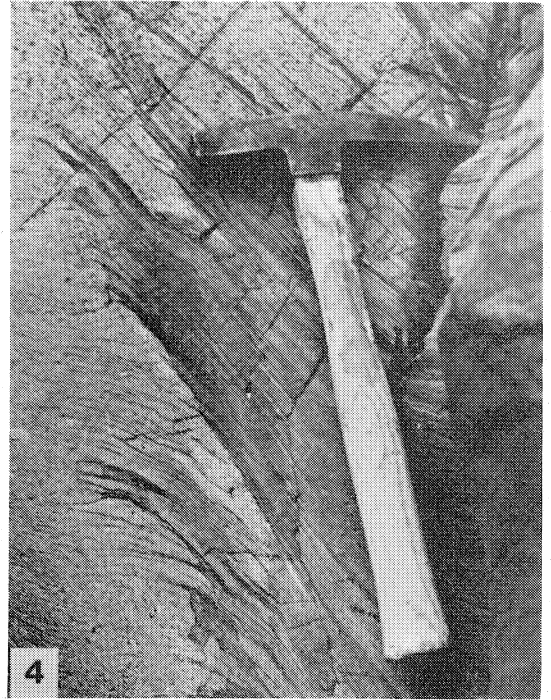
Dans la plupart des cas, les flute-casts ont pu prendre un allongement conforme à celui des structures tectoniques développées dans la série : l'axe de ces figures, tel qu'on le mesure actuellement, ne correspond donc pas toujours à une attitude originelle, indicatrice de la direction du courant générateur. Cependant, localement, la géométrie des affleu-

(1) Voir aussi les ménéaux de clivage, fig. 43.

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 6 .-

Les figures sédimentaires

- Photo 1 : Flute-casts très peu déformés
- Photo 2 : Flute-casts plus ou moins réorientés,
subparallèles à l'intersection schis-
tosité - stratification.
- Photo 3 : Microphotographie de figures de charge
dans les schistes zonés de Porslous
(L.N.)
- Photo 4 : Flame-structure à Ar Carreg
- Photo 5 : Rides festonnées de Pen-Ar-Roz.



rements permet une mesure directe de flute-casts non déformés : la direction d'allongement est alors grossièrement E-W. Quant à l'observation de l'extrémité amont, bulbeuse, des flute-casts, elle témoigne dans la majorité des cas de *courants circulant d'E. en W.* L'attitude des flute-casts peut se résumer ainsi : ces figures présentent un caractère *univectoriel* à l'échelle de la surface basale et un caractère *unidirectionnel* à l'échelle de la série.

Les Load-casts : ces figures de charge sont beaucoup moins nombreuses que les structures précédentes. La plupart sont d'échelle microscopique, on les observe dans les faciès schisteux rubanés où le matériel gréseux pénètre en lobes, la couche de lutite argileuse sous-jacente (photo 3, pl. 6).

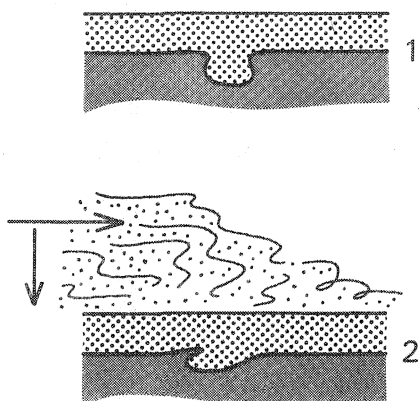
Les flame-structures : la littérature de langue anglaise désigne sous ce nom, les figures qui résultent de l'*injection du matériel argileux* à l'intérieur de l'unité sableuse sus-jacente. Elles sont assez fréquentes en baie de Douarnenez (photo 4, pl. 6).

b) Figures internes

Très rarement, il est possible d'observer des *pseudonodules* à divers stades de leur formation.

c) Figures particulières

Quelques figures sont d'interprétation délicate : au S.E. de l'anse de Pen-Ar-Roz, une semelle de banc gréseux porte des rides relativement plates, dissymétriques et festonnées, dont le flanc court est "chevauchant" (photo 5, pl. 6). Il s'agit peut-être de structures déformées sous l'*action combinée de courants et de surcharges verticales* agissant sur un matériel qui vient d'être déposé (fig. 14). Certains auteurs (Dzulinsky, Walton, 1965, fig. 97) ont cependant envisagé que des *secousses séismiques* pouvaient déterminer la réalisation de structures similaires (fig. 15).



_ Deux modes de formation possibles des rides de Pen-Ar-Roz _

fig.14 figure sédimentaire déformée
sous l'action d'un courant de turbidité

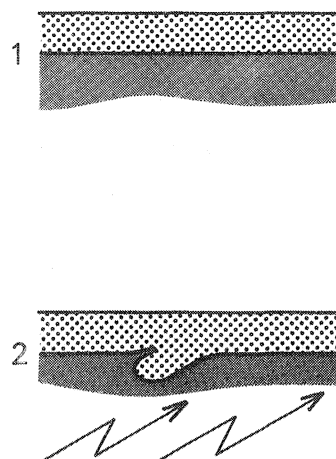


fig.15 structure déterminée
par des secousses sismiques

I.7 .- HYPOTHESES SUR LES CONDITIONS DE DEPOT

Il s'agit essentiellement d'une interprétation des caractéristiques structurales des sédiments, dans la mesure où celles-ci sont liées à un environnement de dépôt particulier.

A) LE MILIEU DE DEPOT

L'absence de figures de dessiccation, mud-craks ou fissures de retrait - signes d'une émergence - ainsi que l'absence de rill-marks - indices de plages - indiquent un *milieu subaquatique permanent*.

La régularité de la stratification, l'épaisseur homogène de chaque lithofaciès, la non-observation de stratifications obliques majeures et l'absence de cheneaux caractéristiques des zones de deltas ou d'estuaires, suggèrent que la sédimentation s'est effectuée dans un *milieu calme*.

Il est cependant difficile de préciser la profondeur de ce milieu de dépôt. En effet, les flute-casts - figures sédimentaires les plus communes dans la série - ne donnent aucune indication bathymétrique précise, et les organismes fossiles significatifs font totalement défaut. Le milieu en question devrait se situer, en tout cas, hors de la zone d'influence de la houle et des vagues ; ceci permettant d'expliquer :

- d'une part, la régularité déjà signalée des stratifications les plus fines ;

- d'autre part, la préservation au sein des sédiments, d'une fraction détritique originelle de granulométrie très fine : la matrice.

B) L'AGENT DE DEPOT

L'étude du complexe schisto-gréseux a permis de mettre en évidence les caractéristiques suivantes :

- Fréquence du granoclassement vertical ;

- bon classement avec caractère bimodal tenant au dépôt simultané d'une fraction de granulométrie fine et d'éléments détritiques plus grossiers.

- Présence de figures d'érosion engendrées par des courants ;

- Caractère bien réglé de l'accumulation en stratifications planes parallèles.

Tous ces caractères sont ceux que l'on reconnaît généralement dans les formations résultant de la décantation de *courants de turbidité*.

d1) Les courants de turbidité (rappels)

Les travaux modernes ont apporté de précieuses indications sur ces courants ; ils se manifestent à des profondeurs variables, de 20 m à plusieurs milliers de mètre. Ils se déplacent sur des surfaces dont la pente n'excède pas 1° ; leur "dépôt instantané", de puissance très variable, peut atteindre une extension considérable (100 000 km²). Ils se succèderaient à la fréquence de un tous les cent ans à un tous les dix mille ans.

On désigne sous le terme de turbidite, l'épaisseur de sédiment déposée par un seul courant. Une turbidite type montre le pas-

sage vertical plus ou moins progressif, par diminution de la taille des grains et évolution des structures sédimentaires internes, depuis un grès grossier et granoclassé, à la base, jusqu'à une lutite argileuse homogène, au sommet.

d2) Alternances et rythmicité dans le Briovérien en Baie de Douarnenez :

Dans une série à turbidites, le retour périodique des divers lithofaciès, intervalles ou éléments de la turbidite unité, crée un nouveau caractère : *la rythmicité*.

Dans les terrains qui font l'objet de cette étude, la rythmicité se marque en fait à trois niveaux :

- *au niveau de la série* : par le retour plus ou moins périodique de bancs d'une puissance supérieure à la moyenne. Je signale ce caractère mais n'en tire pas argument, ne disposant pas de levés continus sur un ensemble d'épaisseur suffisante (1).

- *au niveau de l'affleurement* : par la superposition régulièrement alternée de termes schisteux et gréseux.

- *au niveau de l'échantillon* : par la superposition des lamines à l'intérieur des bancs.

Dans l'hypothèse d'un dépôt effectué par des courants de turbidité, quels sont ici les critères permettant d'individualiser *chaque séquence turbidite-unité* ?

- L'apparition de bancs gréseux à surface de base, riche en figures de courant ? Dans ce cas, les turbidites successives sont ici de puissance très variable et montrent chacune un agencement vertical en bancs et lamines qu'il convient d'expliquer.

(1) *La série étant très plissée, le levé de coupes lithologiques est contrarié par la possibilité de revenir plusieurs fois sur les mêmes bancs.*

- L'existence de stratifications majeures ? Chaque banc résulte alors de la décantation d'une turbidite, mais il convient encore d'expliquer sa nature composite.

- La reprise du granoclassement ? Il faut alors admettre que chaque lamine a été déposée par un courant originellement très faible, ou bien que, ne parvenaient ici que les "vestiges" de courants ayant déposé l'essentiel de leur charge beaucoup plus en amont.

d3) Origine et signification de la lamination

L'observation des lamines est assez fréquente (1) dans les dépôts classiquement rapportés à des courants de turbidité. Leur existence est expliquée différemment selon les auteurs, elle a même permis de remettre en question l'interprétation de nombreuses séries.

- Selon Ksiazkiewicz (1954), le courant principal très chargé en matériel détritique est suivi d'un certain nombre de courants faibles, dilués, transportant des particules beaucoup plus légères et qui décanteront successivement après que le courant dense majeur aura déposé sa charge sédimentaire en un terme basal granoclassé. L'origine des courants dilués serait à rechercher dans un brassage perpétuel des sédiments par les mouvements de la mer.

- D'autres auteurs comme Kuenen, Ten Haaf, Unrug, etc ... sont partisans d'un mécanisme plus "instantané" : dans la queue des turbidites prendraient naissance des tourbillons déposant chacun une lamine granoclassée.

- Une autre interprétation de la lamination peut se trouver aussi dans l'existence de couches de fond ou "traction-carpet" (Dzulinsky et Sanders, 1962).

- Gagny (1962) reconnaît dans la suite du lac de la Lauch

(1) Lors de l'étude des séries de Peira-Cava, Bouma (1962) propose le schéma d'une séquence complète de turbidite montrant la superposition de cinq intervalles (a, b, c, d, e), les niveaux b et d étant caractérisés par une lamination parallèle.

(Culm des Vosges méridionales) une série à turbidites *caractérisée par une disposition particulière des lithofaciès superposés dans une coupe verticale*. Il donne le nom de séquence majeure à *l'ensemble des sédiments compris entre deux surfaces inférieures qui montrent la reprise du granoclassement par une grauwacke-brèche ou une grauwacke-arénite*. La séquence majeure se divise en deux ensembles :

- *Le terme de base* : représenté par un banc de grauwacke-arénite ou de grauwacke-brèche, granoclassé, homogène.

- *Le complexe terminal* : constitué par un ensemble de petits bancs alternés, où les lamines représentent chacune une séquence millimétrique ou séquence mineure. Des microfigures de sédimentation s'observent à la base des séquences mineures, tandis qu'à leur sommet l'auteur remarque une abondance en matière organique et la présence de radiolaires.

Selon Gagny, un seul courant de turbidité serait responsable de la séquence majeure. La discontinuité nette dans le dépôt entre le terme de base et le complexe terminal s'expliquerait alors par la *dissociation du courant de turbidité* (1) en un courant principal et une série de courants secondaires générateurs des séquences mineures du complexe terminal.

Sans abandonner cependant le concept des courants de turbidité, L. Dangeard, F. Doré et P. Juignet (1961) tiennent un raisonnement différent. Les auteurs décrivent dans la vallée du Noireau, une alternance de grès et de schistes zonés : *on remarque que chaque banc de grès stratifié est surmonté lui-même par une alternance de bandes claires silteuses et de bandes sombres pélitiques* (Dangeard et coll., 1961, p. 254).

Pour les auteurs, cette séquence - assez proche des alternances, signalées ici, de grès et de schistes rubanés - ne résulte pas de la décantation d'un seul et même courant de turbidité. *Chaque micro-rythme de schiste zoné est le témoin d'un courant* : en ce lieu, ne parviendraient plus que *les échos discrets de rythmes plus proches du continent*. Tandis que la

(1) *Le fractionnement du courant résultant d'une évolution de sa structure au cours de son déplacement : il y aurait concentration des particules denses vers l'avant et la base, tandis que les plus légères se rassembleraient vers le sommet et l'arrière du courant.*

présence éventuelle de bancs de *grauwacke* dans un faisceau de tels rythmes témoignera d'un courant de turbidité plus puissant (Dangeard et coll., 1961, p. 256).

- Enfin, J.Ph. Mangin (1962-1963) rappelle que l'assimilation de nombreuses séquences alternées et laminées à des turbidites déposées en milieu profond, repose en fait sur *des critères d'absence qui ne sont jamais des preuves*. L'auteur ne peut que constater l'analogie entre des séries réputées à turbidites et, par exemple, les niveaux supérieurs du delta du Mississippi. Ainsi, une zone d'épandage sous faible tranche d'eau, mais à fond activement subsident, un débit fluvial réglé par les variations saisonnières, pourraient expliquer l'accumulation, sur de fortes épaisseurs, de sédiments en séquences alternantes, *présentant bien des structures des turbidites*.

d4) Problème posé par la présence des "microsphères"

Les microsphères sont *particulièrement abondantes vers le sommet des strates schisteuses*. Une disposition du même type a été mise en évidence par Nesteroff (1961-1962) pour les turbidites récentes et par Gagny (1962) qui signale que les micro-organismes et la matière organique se localisent préférentiellement vers le sommet des séquences mineures dans le Culm du lac de la Lauch.

Le problème se complique dans la présente étude par le fait que les microsphères observées ne sont révélatrices d'aucun milieu précis.

S'agit-il d'un matériel déjà présent lors de l'accumulation qui précède le déclenchement du courant ? et qui se retrouve donc à sa place, c'est-à-dire au sommet de la séquence, après granoclassement du dépôt.

S'agit-il, au contraire, de la trace du *fond continu de sédimentation* (Lombard, 1963) et ce matériel pélagique marque-t-il les intervalles entre les courants ?

Les corpuscules signalés s'observent aussi, dispersés dans la masse du sédiment et même dans les *graywackes*. Nous pouvons encore imaginer, pour expliquer cette dispersion, un courant de turbidité remaniant sur son passage, les niveaux pélagiques riches en microsphères déposés postérieu-

rement au courant précédent. La présence de copeaux de lutite incorporés aux wackes grossières granoclassées fournit d'ailleurs la preuve de ce "nourrisage" du courant en mouvement (1).

d5) Conclusions

Les caractères essentiels des sédiments briovériens de la baie de Douarnenez sont en accord avec une interprétation basée sur le concept des courants de turbidité, mais faisant appel, soit au mécanisme proposé par Gagny (fractionnement du courant initial), soit à celui évoqué par L. Dangeard et coll. (succession de rythmes et de microrhythmes). Ces deux mécanismes permettent, en effet, d'expliquer ici la succession verticale classiquement observée :

- de termes gréseux massifs, granoclassés, souvent grossiers, riches en flute-casts et contenant parfois des copeaux de lutite. Ils constituent la preuve du passage de courants de turbidité encore vigoureux.

- de passées de schistes laminés, souvent intercalés de grès fins. Elles représentent un faciès de convergence avec les dépôts varvés (2).

I.8 .- CONCLUSIONS A L'ETUDE DES FORMATIONS SEDIMENTAIRES

La série sédimentaire étudiée consiste en une accumulation de séquences de matériel détritique terrigène plus ou moins grossier, composé pour l'essentiel de quartz auquel s'associent phyllites, feldspaths et fragments lithiques.

(1) A ce propos, Nesterof (1962) souligne la nécessité d'insister sur la différence entre l'origine des matériaux et le mécanisme de leur mise en place. L'observation de dépôts rythmiques terrigènes modernes, selon cet auteur, permet de conclure que "toute la séquence type, vase et couche terminale d'organisme compris, est déposée par le courant de turbidité", et que, d'un point de vue statistique, le remplissage des plaines abyssales actuelles semble essentiellement mis en place par des courants de turbidité, la part des sédiments pélagiques étant très faible.

(2) Quelques faciès du Briovérien de la baie de Douarnenez peuvent être qualifiés de varvoïdes, les schistes rubanés par exemple, et j'ai soulevé précédemment l'hypothèse de la participation possible d'un matériel glaciaire. Aussi, ne peut-on formellement exclure l'influence de variations climatiques sur la rythmicité de certains niveaux. La part réelle de ces phénomènes reste cependant difficile à établir.

La proportion dans laquelle un minéral issu d'une roche mère participe à la réalisation d'un sédiment détritique est contrôlée par un certain nombre de facteurs étroitement liés : la tectonique, le climat, le transport, le milieu de dépôt.

Quartz, feldspaths et fragments lithiques en grains anguleux à subanguleux témoignent ici d'un démantèlement assez rapide, suivi d'un transport suffisamment bref pour ne pas avoir amélioré leur degré d'abrasion. Dans cette hypothèse, le matériel clastique doit être représentatif de la source qui nous apparaît ainsi comme une série d'origine sédimentaire métamorphisée dans l'épizone et constituée de grès, quartzites, quartzo-séricitoschistes, schistes séricito-chloriteux et phyllites. Cet ensemble admettait en outre quelques intercalations de roches volcaniques, comme en témoigne la faible teneur en feldspath des wackes briovériennes (1).

La tranche granulométrique la plus grossière du stock détritique élaboré aux dépens de la série mère forme les éléments figurés des wackes : quartz, feldspaths, micas, grains lithiques. Quant aux particules clastiques les plus fines, mêlées de produits argileux résultant de la transformation de feldspaths et de phyllites, ils se retrouvent dans les niveaux schisteux et dans la matrice des wackes.

Ces matériaux sont considérés comme le sédiment caractéristique de zones *actives tectoniquement*. Mais à propos de ces dépôts contrôlés par des épisodes de déformation, on a pendant longtemps tenu à distinguer *flyschs* et *molasses* :

- Le flysch sédiment pré à synorogénique, témoin de déformations modérées, marquerait la fin du comblement d'un géosynclinal ;
- la molasse sédiment syn à postorogénique, témoin de déformations intenses, représenterait les produits de démantèlement d'une chaîne.

(1) Je ne tiens pas compte dans cette reconstitution des niveaux particuliers riches en feldspaths que j'interprète comme des indices de l'activité volcanique contemporaine de la sédimentation.

L'attribution du terme flysch ou molasse repose sur l'analyse des caractères sédimentologiques de la série. Dans le cas des roches étudiées ici, ils se résument ainsi :

- Alternance de schistes et de grès, sans autre variation de composition latérale ou verticale ;
- présence d'un granoclasement ;
- semelles de bancs riches en figures de courant à caractère univectoriel ;
- milieu subaquatique permanent.

Il s'agit bien là des caractères généralement reconnus dans les formations rapportées à des *flyschs*.

Un problème du flysch demeurerait cependant : celui de ses *limites verticales*. Il peut se superposer à des sédiments pélagiques, et passer à une molasse ou inversement ; dès lors, son caractère de sédiment pré-orogénique ou synorogénique est très relatif.

J. Debelmas écrit à ce propos (1970) *le faciès flysch est essentiellement lié, non pas au début du paroxysme orogénique, mais à une simple déformation des fonds marins d'origine quelconque, ou, plus exactement, à une forme spéciale des pentes sous-marines bordant son aire de dépôt*. L'auteur considère que cette morphologie a le plus de chance d'être réalisée *aux approches de crises orogéniques*, mais qu'elle peut l'être aussi à des moments quelconques de l'évolution de la zone orogénique correspondante. Il souligne, en outre, que le faciès flysch n'est pas obligatoirement lié à des chaînes géosynclinales.

Enfin, B. Beaudoin, P. Gigot, D. Haccard (1970) se sont attachés à clarifier l'utilisation des mots flyschs et molasse en *termes sédimentologiques* : le granoclasement, le caractère univectoriel des figures de courant, conduisent à individualiser des séquences à *caractère flysch*, l'accumulation de séquences à caractère flysch permet alors de parler de *faciès flysch* dans un bassin fréquemment composite.

Au sens de ces auteurs, le Briovérien de la baie de Douarnez représente une formation à faciès flysch.

CHAPITRE II

LES ROCHES ERUPTIVES

La série sédimentaire briovérienne comporte de nombreuses manifestations éruptives parmi lesquelles on peut distinguer :

- Selon leur mode de gisement : des formations hypovolcaniques - en filons sécants, en filons couches ou "sills" - et des formations volcaniques, représentées par des coulées à débit en coussins.

- Selon leur composition minéralogique et chimique : des roches basiques et des roches acides, qui semblent appartenir, pour la majorité d'entre elles, à une association de type spilite-kératophyre d'âge briovérien.

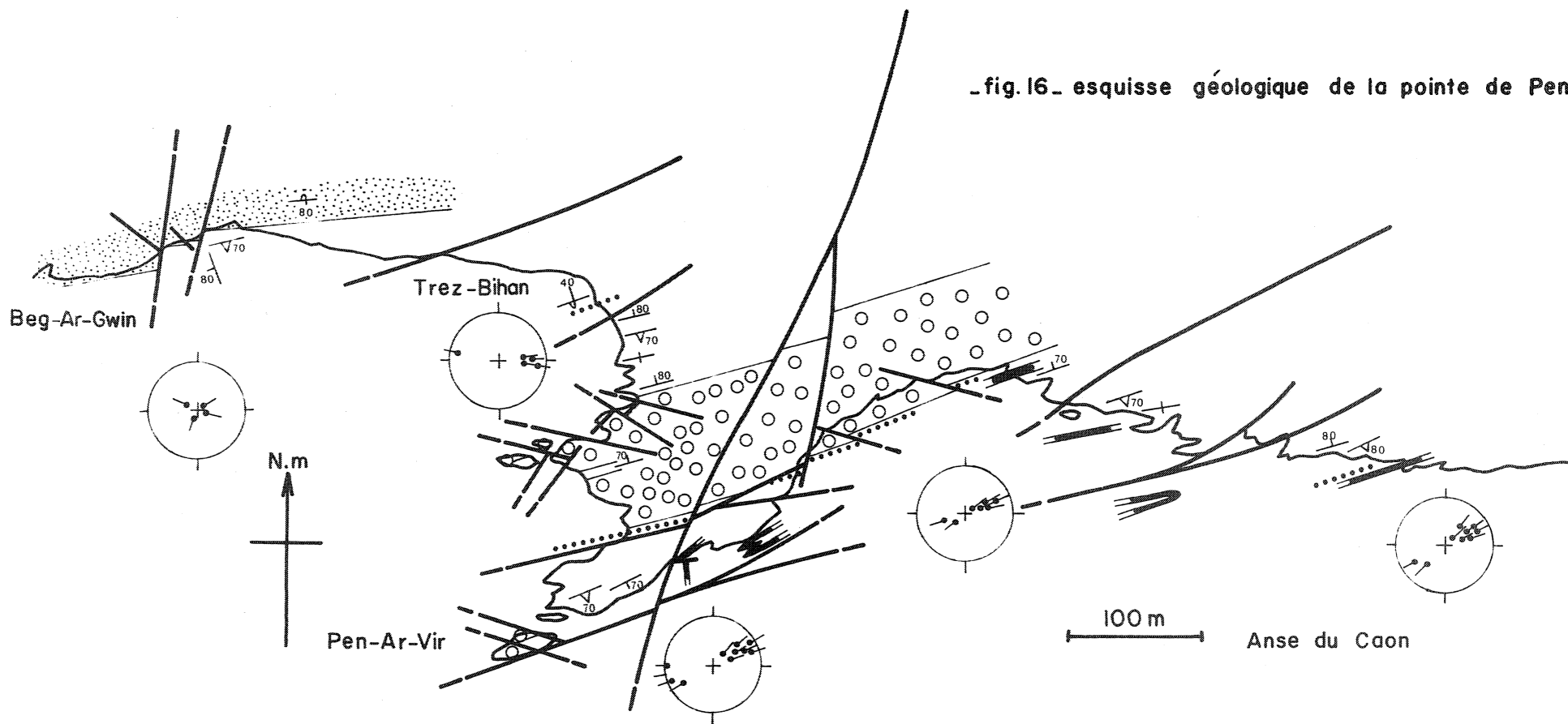
II.1 .- CHRONOLOGIE RELATIVE DES MANIFESTATIONS ERUPTIVES

La chronologie des manifestations éruptives peut être établie en étudiant leur comportement vis à vis des diverses phases tectoniques identifiées dans la région. On peut ainsi distinguer en baie de Douarnenez, au moins trois épisodes éruptifs, successifs, les roches qui les constituent se caractérisant par une évolution structurale d'autant plus complexe que la mise en place est plus ancienne.




a) Le matériel volcanique le plus ancien est représenté par les coulées basiques intercalées dans les schistes de Pen-Ar-Vir et du Bellec (fig. 16 et 17).

b) Les filons basiques sont, pour leur grande majorité, des filons couches. Localement, on peut observer qu'ils sont plissés avec l'encaissant, plus ou moins boudinés et affectés d'une schistosité parfois bien ex-

- fig.16_ esquisse géologique de la pointe de Pen-Ar-Vir





roches sédimentaires




-  série rouge cambro-trémadocienne
-  schistes et grès
-  conglomérats

Briovérien

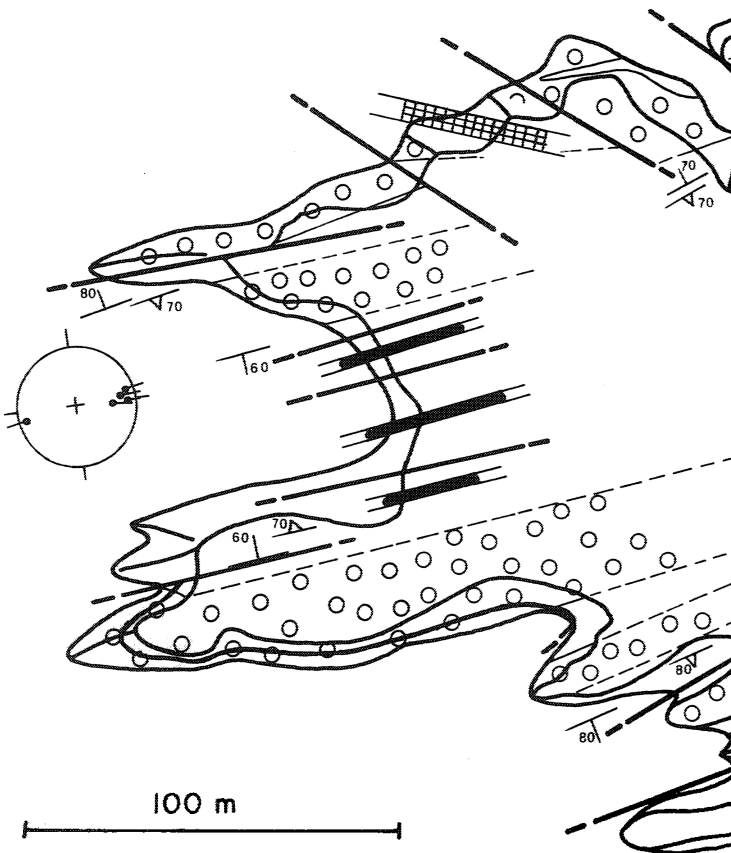
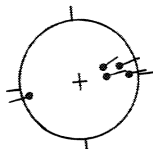
roches éruptives basiques

-  coulées
-  filons

failles

-  stratification
-  schistosité
-  axes de plis synschisteux

N.m



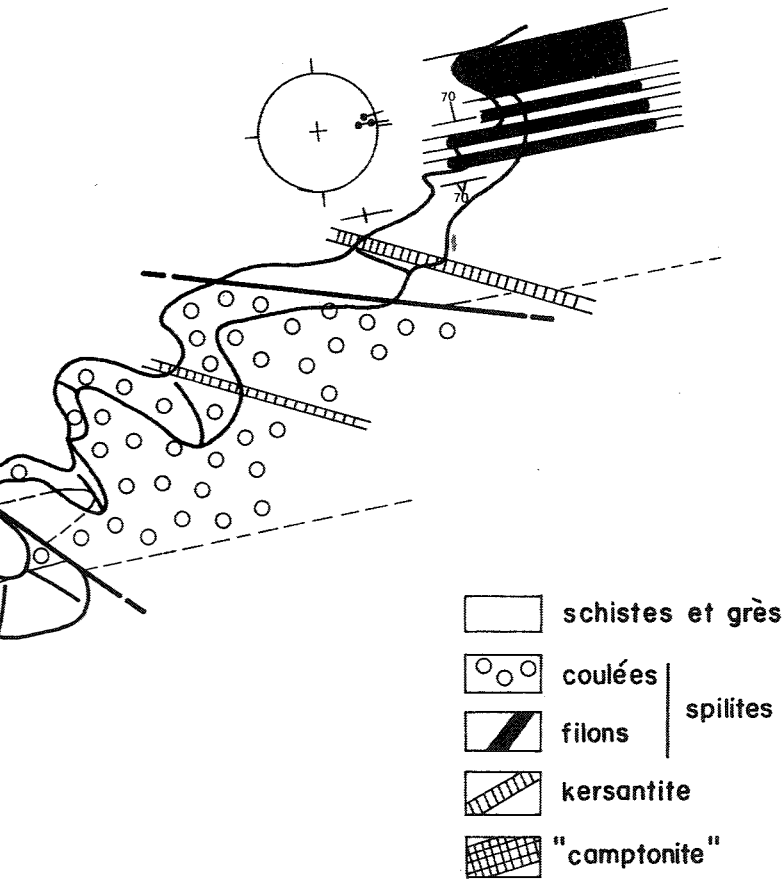


fig.17 esquisse géologique de la pointe du Bellec

primée. Celle-ci se traduit au microscope par une réorientation des minéraux constituant la paragenèse volcanique - la texture de type intersertal est ainsi souvent masquée par un aplatissement de la trame plagioclasique - et par la disposition ordonnée de grandes plages de chlorite néogène qui s'étirent, toutes parallèles, dans le plan de schistosité.

Il s'agit là, très vraisemblablement, d'intrusions ayant enregistré, comme les coulées, les déformations les plus anciennes. L'étude des caractères pétrographiques et géochimiques confirmera, nous le verrons, l'appartenance très probable des sills et des coulées à un même ensemble volcanique (1).

c) Les injections de matériel acide - microgranites, aplites - apparaissent plus tardives puisqu'elles recoupent au moins une génération de plis. Leur mise en place a toutefois été suivie d'un nouvel épisode de déformation qui se manifeste à diverses échelles par : des plis, une orientation de la trame phylliteuse et la rotation des phénocristaux chez les microgranites, la texture cataclastique des aplites.

d) La série est enfin recoupée par des dolérites et des lamprophyres massifs ne portant aucune trace d'une déformation souple. Ainsi, à proximité immédiate du niveau de schistes conglomératiques de Trez-Bellec, une intrusion de dolérite puissante de 3 mètres environ, verticale, apparaît à première vue interstratifiée. Mais, une observation précise des épontes révèle que le thermométamorphisme a fossilisé des plis à axes subverticaux. Il s'agit très vraisemblablement d'une intrusion récente, oblitérant ici une faille directionnelle.

Il est donc possible, dans les cas favorables, de distinguer à l'aide de critères structuraux, différentes générations de roches éruptives. Mais il faut insister sur le fait que très souvent, en l'absence de critères nets, on ne peut se prononcer sur l'âge des intrusions. Le problème se pose, en particulier, à propos des roches très altérées qui affleurent dans de petites carrières où leurs relations avec l'encaissant ne sont plus déchiffrables.

(1) Ch. Barrois ne doutait d'ailleurs pas de l'appartenance de ces roches à un même cortège, les désignant toutes par le symbole Σ^1

II.2 .- LE VOLCANISME BRIOVERIEN

Les formations volcaniques sont surtout développées dans le tiers nord de la baie où Barrois avait déjà reconnu leur importance et considérait qu'en l'absence des poudingues de Gourin, ces roches caractérisaient l'étage X^b *Schistes de Gourin*. Dans la légende de la feuille Quimper (1/80 000 - 1ère édition), cet auteur précise que *les diabases à ouralite (épidiorites) et porphyrites cambriennes (Σ^1) forment des lits interstratifiés dans les schistes cambriens du Sud du Menez-Hom, notamment dans les falaises de Saint-Nic (1891)*.

Mais il apparaît maintenant que Barrois a très probablement assimilé au volcanisme briovérien, un certain nombre d'intrusions basiques plus récentes, mises en place au cours des temps paléozoïques.

J'étudierai ici exclusivement les manifestations éruptives qui peuvent être considérées comme briovériennes sur la base d'arguments structuraux. Pour chacune de ces formations, le mode de gisement puis les caractères pétrographiques et chimiques seront envisagés successivement.

A) FORMATIONS HYPOVOLCANIQUES : FILONS INTERSTRATIFIES OU "SILLS" :

a) Type à pyroxène :

a1) Mode de gisement, caractères macroscopiques :

Ces roches à pyroxènes constituent quelques sills puissants d'un à deux mètres, à l'angle sud de la plage de Trez Bellec. La roche est de teinte gris-vert, on y reconnaît à l'oeil nu des feldspaths en baguettes atteignant 2 mm de long.

a2) Texture :

La texture apparaît *subophitique* ou *intersertale*, les cellules délimitées par la charpente étant occupées soit par le pyroxène (texture subophitique) soit par une mésostase très fine (texture intersertale). Il s'agit là de tendances moyennes, et dans une même lame, la texture peut devenir

ophitique : les plagioclases étant alors englobés dans de grands cristaux de pyroxène.

α3) Composition minéralogique :

Parmi les témoins de la paragenèse éruptive initiale on note : feldspath calco-alkalin, pyroxène, chlorite. On observe, en outre, la présence de minéraux d'apparition tardive - liés au métamorphisme épizonal (?) - chlorite, épidote, amphibole et albite (?).

Le feldspath : Il s'agit de lattes, couramment maclés polysynthétiquement, mesurant en moyenne 500 microns, mais atteignant souvent 2 mm. Leur état actuel ne permet plus d'effectuer de mesure optique. Leurs contours extérieurs, les plans de macle, les cassures, sont soulignés par un liseré blanc, probablement de l'albite, tandis que le reste du cristal est envahi par un assemblage cryptocristallin de phyllites, calcite et épidote lui conférant une teinte sombre.

Le pyroxène : ne présente pas de forme cristalline reconnaissable, il apparaît très fracturé et démantelé par l'exagération des clivages, toutefois la macle (100) est encore visible sur quelques sections basales. Les caractères optiques sont ceux d'un clinopyroxène, il s'agit vraisemblablement d'augite. En lumière naturelle, le minéral est très légèrement coloré en vert, mais ne présente pas de pléochroïsme. L'angle d'extinction maxima des sections à une seule direction de clivage est de l'ordre de 40°, le signe optique est biaxe +. La teinte de polarisation atteint le jaune orange du premier ordre.

La chlorite : abondante, forme des gerbes ténues dans la mésostase ou bien de grandes plages polarisant dans les "brun kaki". Elle envahit toujours le pyroxène à la faveur des clivages et fractures et s'insinue dans les feldspaths.

L'amphibole : la plupart des pyroxènes sont ouralitisés. Une amphibole aciculaire du groupe de l'actinote se développe aux extrémités des cristaux d'augite, avec un allongement conforme à celui de minéral auquel elle se substitue.

L'épidote : est relativement abondante, il s'agit de zoïsite en prismes trapus associée très probablement à un peu de pistachite.

Parmi les constituants de la mésostase : on remarque du quartz en petites plages à texture microquartzitique, de la calcite en amas granuleux, et un peu de séricite.

Les minéraux opaques sont représentés par de l'ilménite en baguettes parallèles.

b) Type sans pyroxène :

b1) Mode de gisement, caractères macroscopiques :

Il s'agit du type le plus commun. Cette roche se présente en sills d'une puissance variable, de 50 cm à 6 m. L'altération superficielle éclaircit à peine la teinte verte originelle, généralement peu soutenue, et parfois ponctuée de pustules plus sombres de nature chloriteuse. Ce sont, à quelques exceptions près, des roches aphanitiques.

b2) Texture :

Elle est du type intersertal : des lattes feldspathiques échantées sont noyées dans une mésostase microcristalline essentiellement chloriteuse.

b3) Composition minéralogique :

Ce matériel se distingue du type de roche que nous avons décrit précédemment par l'absence du pyroxène, surtout, et, en outre, par une plus grande abondance de chlorite et de calcite.

Le feldspath : les microlites atteignent 1 mm, mais leur taille moyenne est de l'ordre de 300 à 400 microns. Ils peuvent présenter la macle polysynthétique (macle de l'albite), mais il s'agit le plus souvent de groupements de deux individus. Ils sont, soit envahis de produits micacés, soit réduits à l'état de fantômes brunâtres, granuleux, entourés d'une gaine limpide, polarisant dans les gris-blanc. Du fait de leurs dimensions et des transformations qu'ils ont subies, il n'est pas toujours possible de les déterminer avec précision. Il s'agit très probablement d'un plagioclase albitisé.

La chlorite : on la rencontre en abondance sous la forme de paillettes (d'un vert pâle en LN, brunâtres en LP) incorporées au fond cryptocristallin de la roche et s'insinuant dans les cassures, clivages et plans de macle des plagioclases. Elle constitue aussi, parfois, des plages fusiformes polarisant dans le bleu-violet. Quelques amas chloriteux teintés de brun et de forme plus ou moins géométrique, pourraient représenter des fantômes de minéraux ferromagnésiens.

La calcite : elle est généralement assez abondante, formant des amas granuleux, ou bien des plages amiboïdes largement cristallisées et à clivages courbes. Elle se présente parfois, aussi, en association avec du quartz et de la chlorite dans des amygdales mesurant jusqu'à 1 mm. On la rencontre, enfin, sous forme de filonnets sillonnant la roche.

La séricite : c'est un minéral peu abondant, se développant au sein des plagioclases ou s'associant souvent à la calcite et au quartz dans la mésostase.

Le quartz : il apparaît dans le fond de la roche en plages à texture microquartzitique et, plus rarement, en sections monocristallines isolées.

Autres minéraux : la roche contient également une épidote, en grains ténus, dans la mésostase. Le sphène s'observe sous la forme de petits granules très réfringents. Les minéraux opaques sont toujours nombreux et se présentent sous divers aspects : en baguettes parallèles, en peignes (minéraux titanés ?), en sections quadrangulaires (pyrite ?), ou bien en amas granuleux.

c) Conclusions sur la nature des roches, données chimiques :

Le matériel étudié se caractérise pétrographiquement de la manière suivante :

- Texture de type intersertal, mieux exprimée dans le type à pyroxènes ;

- Constituants minéralogiques constants : albite, chlorite et calcite, pour l'essentiel, toujours un peu de quartz et d'épidote, minéraux opaques assez abondants. Le pyroxène, par contre, n'est pas un constituant obligatoire.

Ces caractères évoquent immédiatement les roches décrites dans la littérature sous le nom de spilites et notamment les *spilites à pyroxènes* et les *spilites sans pyroxène* parfois associées au sein d'un même sill, décrites dans la région de Bolazec par F. Conquéré (1966) et à la pointe de la Heussaye par B. Auvray (1967).

Sans aborder le problème de l'origine des spilites, il m'a paru important d'insister sur quelques faits concernant en tout premier lieu le plagioclase. Celui-ci se présente en baguettes automorphes, et, de toute évidence, il s'agit d'une *crystallisation primaire*. On arrive parfois à caractériser optiquement de l'oligoclase, mais le plus généralement, le minéral présente un coeur altéré (indéterminable) entouré d'une gaine limpide albitique. Ce fait semble traduire l'existence d'une *albitisation secondaire*. Le calcium libéré par cette acidification d'un plagioclase basique, participerait à la formation de calcite et d'épidote, constamment présentes dans les roches étudiées.

L'absence éventuelle du pyroxène pourrait être, elle aussi, l'indice d'une évolution plus ou moins avancée. L'observation d'amas chloriteux de forme géométrique dans une roche où par ailleurs calcite et chlorite sont abondamment exprimées, témoigne peut-être de la présence originelle du pyroxène.

L'analyse chimique (tabl. 7) ne met pas en évidence entre les spilites à pyroxènes et les spilites sans pyroxène, des variations aussi nettes que celles rapportées par B. Auvray (1967) dans son étude sur les spilites de la Heussaye.

TABLEAU n° 7

*Analyses chimiques des spilites à pyroxènes de Trez Bellec (XII)
et des spilites sans pyroxène de Pen-Ar-Vir (XIII)*

	XII	XIII
SiO ₂	54,00	52,50
Al ₂ O ₃	16,20	16,30
Fe ₂ O ₃	8,40	8,50
MgO	7,70	7,70
CaO	4,70	3,60
Na ₂ O	1,95	2,95
K ₂ O	0,30	0,55
TiO ₂	1,25	1,40
MnO	0,15	0,13
H ₂ O ⁺	4,35	5,55
H ₂ O ⁻	0,30	0,25
TOTAL	99,30	99,43

. La teneur en silice varie peu, et dans un sens inverse à celui noté par Auvray, la spilite à pyroxènes est ici la plus riche en SiO_2 .

. L'aluminium, le fer total et le magnésium ne varient pratiquement pas d'une roche à l'autre.

. Le type à pyroxènes montre une richesse toute relative en chaux, 4,70 % contre 3,60 %.

. La soude, par contre, est plus abondante dans la roche sans pyroxène et le rapport $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{CaO}}$ augmente lorsque l'on passe des spilites à pyroxènes aux spilites sans pyroxène (1).

. Les teneurs en TiO_2 sont relativement plus faibles (1,15 % et 1,40 %) que dans les spilites de la Heussaye (jusqu'à 2,14 %).

. L'eau est, par contre, plus abondante 4,65 % et 5,80 % contre 2,94 % et 3,45 %.

Les paramètres C.I.P.W. situent ces roches parmi les dolérites quartziques de la classification de Lacroix.

Outre les quelques variations, peu significatives, décelables entre les deux types de roche, on retiendra les caractères typiques qu'elles ont en commun :

- assez faible pourcentage en silicium ;
- relative richesse en sodium par rapport au calcium ;
- teneur en sodium supérieure à celle en potassium ;
- richesse notable en eau de constitution.

Ces caractères chimiques se traduisent par l'association minéralogique albite, chlorite, calcite typique des spilites.

(1) Un nombre important d'analyses nouvelles montre qu'entre les spilites à pyroxènes et les spilites sans pyroxène de la pointe de la Heussaye (B. Auvray, J. Hameurt, 1971), les variations de Na ne se font pas systématiquement dans le même sens.

B) FORMATIONS VOLCANIQUES : LES COULEES A DEBIT EN COUSSINS

Elles sont visibles dans le Nord de la Baie, aux pointes de Pen-Ar-Vir et du Bellec, deux éperons qui encadrent la plage de Trez Bellec (fig. 15 et 16). La structure de ces deux pointes est très complexe dans le détail : aux effets des plissements polyphasés, très vraisemblablement compliqués de disharmonie, s'est superposée une tectonique cassante assez intense.

En dépit de cette complexité, il est possible, à la pointe de Pen-Ar-Vir, de mettre en évidence plusieurs coulées successives (au moins trois) se superposant du Sud vers le Nord, et séparées par de brefs épisodes sédimentaires. Chacune d'elle a une épaisseur comprise entre 10 et 20 mètres. A la pointe du Bellec, au contraire, on observe vraisemblablement la répétition, par plis, d'une seule et même coulée, puissante elle aussi d'une dizaine de mètres.

Dans les deux cas, la roche présente un débit en *coussins* ou "*pillows*", caractéristique d'un épanchement volcanique sous-marin. La matrice unissant les pillows est peu abondante, elle comble les vides qui subsistent dans l'empilement des coussins généralement jointifs.

Une mesure d'âge radiométrique effectuée par la méthode au Rb-Sr, en roche totale, sur les pillows de Pen-Ar-Vir a donné 620 ± 20 M.A. (Leutwein et coll., 1969) (cf. page 7).

a) Etude des coussins.

a1) Caractères macroscopiques

Les coussins présentent le plus fréquemment une forme en oeuf et mesurent selon leur grand axe, subhorizontal ici, jusqu'à 1,5 et 2 mètres. Dans les falaises qui recoupent la coulée transversalement, ils apparaissent en sections elliptiques de taille très variable, fonction du niveau selon lequel le pillow est coupé (1) (Photos 1 et 3, pl. 7).

(1) Il semble cependant y avoir décroissance de la taille des coussins depuis la base vers le sommet de la coulée.

Localement, l'observation de faces supérieures convexes et craquelées permet de polariser la coulée (photo 2, pl.7). Mais très souvent, les coussins se moulent les uns sur les autres et se déforment mutuellement perdant ainsi leur forme caractéristique. Il devient alors difficile de différencier une coulée massive d'une coulée à débit en coussins, seule l'existence de la bordure figée sombre qui souligne la périphérie des pillows permet de lever l'indétermination.

Cette auréole brunâtre épaisse au maximum d'un centimètre, aphanitique, constitue la partie la plus externe du pillow. Lui succède vers le coeur, sur 2 à 3 centimètres, une zone gris vert ponctuée de pustules millimétriques (1 à 2 millimètres) tantôt blanchâtres, tantôt vert sombre, sans forme précise. Ces pustules sont beaucoup plus dispersées dans la zone interne, aphanitique, verdâtre, qui constitue l'essentiel du coussin.

a2) Caractères microscopiques

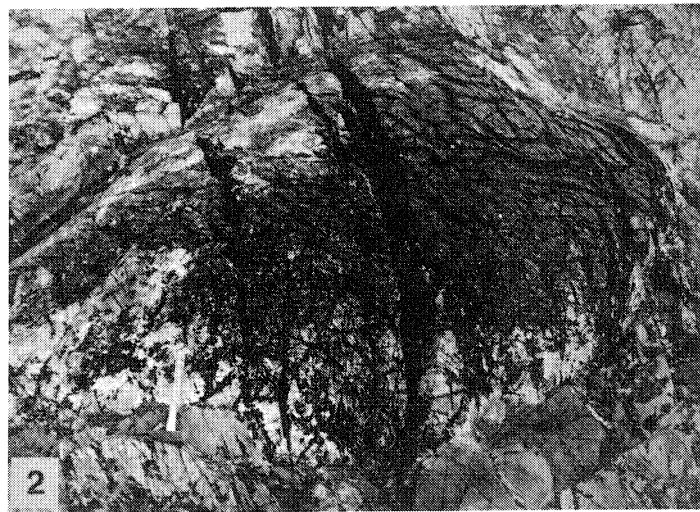
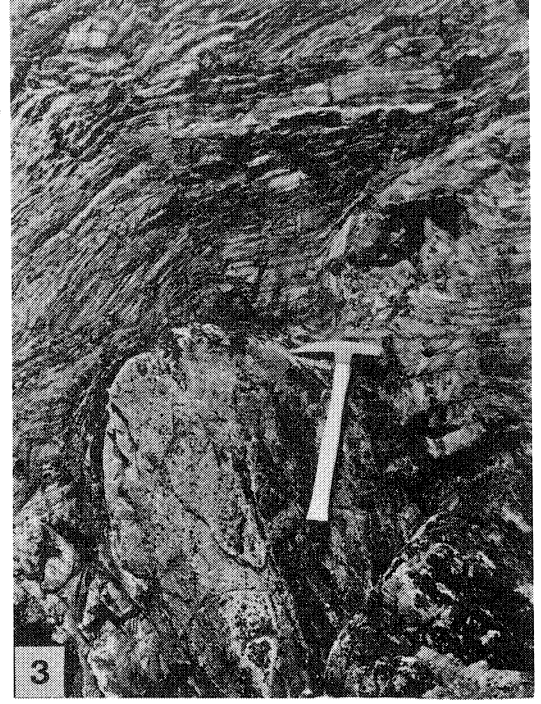
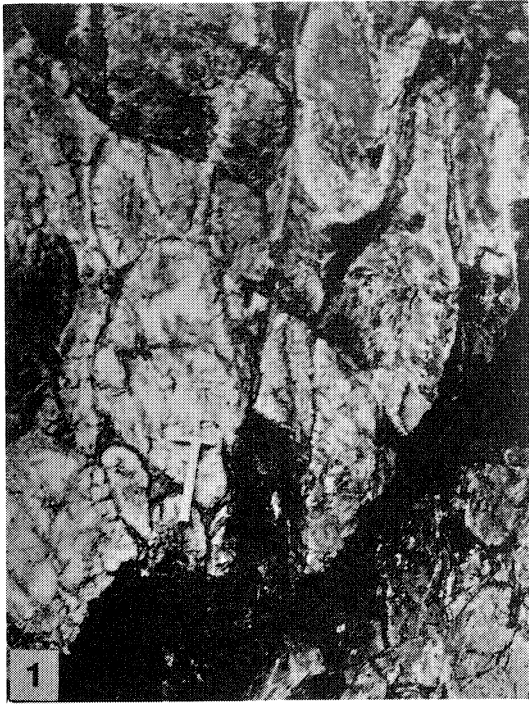
La zone interne est caractérisée par une texture arborescente : les microlites de feldspath qui mesurent en moyenne 150 microns s'y disposent, en effet, en gerbes rayonnantes (photo 1, pl. 8). Certaines baguettes isolées, maclées Carlsbad et très allongées (jusqu'à 300 microns) comparativement à leur section (5 à 10 microns), ont aussi la particularité de présenter des terminaisons fourchues, parfois plus ou moins touffues, leur donnant un aspect de pinceaux. Quelques rares cristaux se distinguent par leur plus grande taille (600 μ x 100 μ) ; ils sont maclés albite et toujours séricitisés. Compte tenu de leur taille et de leur altération, la détermination optique de ces feldspaths est assez malaisée. Néanmoins, dans quelques cas favorables, l'évaluation de l'indice de réfraction et la mesure de quelques angles d'extinction permettent de caractériser de l'albite (4 à 5 % d'An).

Les interstices de la trame feldspathique sont occupés par un fond cryptocristallin dont une chlorite polarisant dans les bruns est le constituant essentiel. Cette mésostase, très sombre en lumière polarisée, est parsemée de granules de calcite. Les minéraux opaques, très abondants, s'observent sous forme de grains infimes dispersés, ou bien en sections quadrangulaires dont les côtés mesurent jusqu'à 100 microns. Dans cette zone interne des pillows, on note aussi la présence d'amygdales de formes très diverses constituées de calcite largement cristallisée, fréquemment bordée d'une couronne de quartz et de chlorite mamelonnés. Quelques sections géométriques, subhexagonales parfois, sont garnies d'une association de quartz en mosaïque, de calcite et d'une chlorite presque isotrope en lumière polarisée. On constate une certaine concentration des granules opaques autour de ces amas polygonaux. La roche, enfin, est sillonnée de nombreux filonnets à dis-

- PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 7 .-

Les pillow-lavas

- Photo 1 : Section transversale de la coulée supérieure de Pen-Ar-Vir. La série est subverticale.
- Photo 2 : Face supérieure craquelée d'un coussin. Pen-Ar-Vir.
- Photo 3 : Section transversale d'un pillow de la pointe du Bellec. La série est en position normale.



tribution anarchique où l'on reconnaît selon les cas : calcite chlorite et minéraux opaques, quartz et chlorite, chlorite et minéraux opaques.

Au voisinage de la bordure extérieure sombre du coussin, la texture arborescente s'estompe. Les microlites qui atteignent ici fréquemment 700 microns et présentent, parfois, des extrémités fourchues, sont réduits à l'état de fantômes soit envahis d'un mélange de chlorite, calcite et quartz, soit totalement transformés en un agrégat microcristallin de paillettes de mica blanc. Ces reliques sont noyées dans une mésostase extrêmement fine, sombre en lumière polarisée, où s'associent intimement chlorite, calcite, quartz et minéraux opaques ultra-microscopiques. Il s'agit là, très probablement, d'un ancien verre. A ce niveau, la roche est caractérisée également par l'existence des pustules signalées dans le paragraphe traitant des caractères macroscopiques. Il s'agit de corps amiboïdes à structure concentrique : la plage centrale est constituée d'une chlorite pâle en lumière naturelle, polarisant dans les brun-vert, elle est bordée d'une auréole de calcite granuleuse, elle-même entourée d'une couronne extérieure composée de grains de quartz assemblés en mosaïque.

Le passage à la zone corticale brune, la plus externe, se fait assez brutalement ; le fond cryptocristallin s'éclaircit, il apparaît alors formé de chlorite polarisant dans les bruns, de paillettes ténues de mica blanc et de quelques grains de quartz. Cette mésostase emballe des globules du "verre" dévitrifié, dont le centre est occupé par un ou plusieurs microlites feldspathiques séricitisés (photo 2, pl. 8).

Cette observation est à rapprocher de celle effectuée par Arnaud (1966) : l'écorce vitreuse aurait été atteinte par un phénomène de fissuration perlitique isolant des globules du verre primitif. On remarque, en outre, dans cette zone, la tendance des microlites à s'allonger parallèlement à la bordure externe du coussin. Les minéraux opaques, très abondants, se groupent en traînées qui circulent entre les globules en soulignant peut-être les fissures ayant fragmenté l'écorce vitreuse.

b) Etude de la matrice unissant les coussins

Le matériel qui cimente les pillows n'est jamais abondant, et il s'avère de nature variée, chloriteuse, siliceuse ou carbonatée selon les points.

b1) Matrice chloriteuse

La roche à grain très fin, à éclat cireux et de teinte vert sombre, est alors presque uniquement constituée d'une chlorite de type pennine en petites touffes de 20 microns. Elle renferme aussi de petites paillettes de mica blanc (5 à 10 microns) très disséminées, quelques plages de quartz envahies de chlorite vermiculaire, des granules opaques, et de rares amas

quartzo-séricito-chloriteux. Ces derniers représentent peut-être des fragments du matériel sédimentaire sur lequel s'est épanché la lave.

b2) Matrice siliceuse

La roche aphanitique, d'une teinte gris sombre nuancé de brun rouge, apparaît au microscope comme une micromosaïque quartzreuse englobant quelques plages de calcite ellipsoïdales mesurant 100 microns en moyenne, ainsi que des agrégats de cristaux opaques groupés en bouffées. De nombreux filonnets à calcite, quartz et plagioclase se développent perpendiculairement aux épontes.

b3) Matrice carbonatée

Dans l'entassement des pillows de la pointe de Pen-Ar-Vir, on remarque des amas d'une roche de teinte rouge brique, à cassure de calcaire cristallin. La calcite, constituant essentiel, se présente en sections géométriques, zonées et imbriquées les unes dans les autres. Elle est envahie de granulations rouge sombre (hématite ?), dont l'abondance croît toujours vers le coeur des sections cristallines. Le carbonate affecte également des formes en *plumes* assez remarquables.

Cette phase calcaire emballe des amygdales occupées soit par du quartz cryptocristallin, soit par une chlorite fibreuse ; elle baigne également quelques plages mesurant jusqu'à 1 cm et truffées de microlites d'albite. Ces amas, de teinte gris clair, se détachent nettement sur la roche.

Ce matériel pourrait représenter un équivalent carbonaté des jaspes ferrugineux fréquemment associés aux coulées de lave et décrits, par exemple, par F. Conquéré (1966).

c) Quelques faciès particuliers.

C1) Lave tachetée

Au revers sud de la pointe du Bellec, sur un estran ensablé qui découvre à la faveur de fortes marées, on peut observer quelques pointements d'un matériel aphanitique, de teinte gris vert, ponctué de nombreuses taches sombres de taille variable (jusqu'à 5 mm). Elles déterminent par érosion, à la surface de la roche, des cupules qui renferment fréquemment de

grands cristaux de pyrite.

Au microscope, la roche, très sombre en lumière naturelle, évoque un ancien verre. Elle est composée de calcite, très abondante en amas granuleux, de nombreux minéraux opaques en grains, baguettes et arborescences squelettiques (ilménite ?), d'une chlorite brune en lumière polarisée et de fantômes de microlites de feldspaths (50 à 100 microns).

Les pustules, à contours diffus, sont formées du rassemblement de microlites calcitisés liés par une chlorite plus ou moins abondante et polarisant dans les bruns ; cette association se complète de quelques grains de quartz et de minéraux opaques en sections géométriques. Elles se regroupent fréquemment autour d'amygdales d'une taille nettement supérieure (atteignant 5 mm) et à structure concentrique : le coeur occupé par du quartz et par une chlorite type pennine est bordé d'une couronne de calcite. La roche est enfin parcourue d'un réseau anarchique et très dense de filonnets de quartz, de chlorite et de calcite.

Ce matériel tacheté borde vers le Sud une coulée en position normale, et à pendage sud ; il doit donc, si l'on admet la continuité d'affleurement, surmonter les pillows. Il s'agit peut-être d'une croûte à la surface de la coulée, sorte de bordure figée, brutalement refroidie et dans laquelle ont subsisté quelques centres de cristallisation précoce.

ø2) Coulées compactes

J'ai déjà signalé que, localement, la coalescence très étroite des pillows confèrait aux épanchements un aspect de coulée compacte. Il semble, cependant, qu'à certains niveaux, la lave se soit véritablement étalée sans prendre le débit caractéristique en coussins. Ce doit être, en particulier, le cas à la base du complexe volcanique de Pen-Ar-Vir.

Ici la roche est massive, pratiquement aphanitique, de teinte verte et patinée de rouge. Macroscopiquement, on n'y décèle aucun indice d'un empilement de coussins. Microscopiquement, elle présente une texture assez différente de celle des pillows. La texture est de type intersertal banal. Les plagioclases en cristaux trapus ($400 \mu \times 100 \mu$ en moyenne) maclés albite ou Carlsbad, toujours séricitisés, fracturés et cimentés par la chlorite, dessinent une charpente dont les mailles sont occupées par un matériel beaucoup plus fin :

- des microlites plagioclasiques dépassant rarement 100 mi-

- crons, montrant parfois des extrémités fourchues et une certaine tendance à se grouper en gerbes ;
- de la *chlorite* en plages fibreuses polarisant dans les bleus (pennine) ou dans les bruns. Cette dernière variété contient souvent, en inclusion, de petits globules de quartz ;
- de la *calcite* en amas granuleux ;
- quelques plages de *quartz* en mosaïque ;
- de nombreux petits granules très réfringents (sphène ?) ;
- d'abondants *minéraux opaques* en grains, ou en baguettes parallèles.

Vers le sommet de cette coulée, la roche présente indubitablement le débit caractéristique en pillows.

Une observation analogue est rapportée par Arnaud (1966) qui décrit dans la série spilitique de St Georges sur Loire, la succession verticale d'une dolérite massive, d'une dolérite contenant quelques coussins, et, enfin, d'un entassement de pillows.

d) Conclusion à l'étude des pillows lavas, données chimiques

L'étude pétrographique des pillows lavas permet de dégager les caractères généraux suivants :

- Existence d'une *structure concentrique*. Il est toujours possible de mettre en évidence au moins deux zones : un coeur qui présente la texture arborescente très typique et une écorce qui semble témoigner de phénomènes de dévitrification. Je n'ai jamais reconnu de bordures variolitiques analogues à celles que décrit B. Auvray (1967) à propos des spilites de la Heussaye.

- La matrice qui lie les pillows est très peu abondante, compacte, essentiellement chloriteuse ou siliceuse, parfois carbonatée.

- Du point de vue de la constitution minéralogique, les coussins sont caractérisés par la *dominance de l'albite et de la chlorite*, le pyroxène est absent. Les amygdales y sont assez fréquentes, on y reconnaît essentiellement calcite, chlorite et quartz.

On observe donc, ici encore, l'association minéralogique pla-

gioclase acide (albite) et chlorite, caractéristique des spilites ; ces minéraux paraissent tous deux primaires au vu de leurs relations texturales. Les résultats de l'analyse chimique (tabl. 8) soulignent également l'analogie des laves de Pen-Ar-Vir et du Bellec, et des spilites classiques.

TABLEAU n° 8

*Analyses chimiques des pillow lavas de Pen-Ar-Vir (XIV)
et du Bellec (XV) (1)*

	XIV	XV
SiO ₂	48,00	52,00
Al ₂ O ₃	16,30	18,65
Fe ₂ O ₃	7,25	9,15
MgO	4,80	7,80
CaO	8,15	0,80
Na ₂ O	3,70	5,20
K ₂ O	1,55	0,30
TiO ₂	1,15	1,50
MnO	0,13	0,12
H ₂ O ⁺	8,50	4,40
H ₂ O ⁻	0,20	0,15
TOTAL	99,73	100,07

(1) Chaque analyse a été effectuée sur un mélange d'échantillons prélevés, les uns sur le coeur, les autres sur la bordure des coussins.

- La teneur en silice est typiquement assez basse, elle oscille autour de 50 % ;

- Les pourcentages en alumine sont assez voisins de ceux que l'on avait constatés au niveau des sills (cf. tabl. 7) ;

- Il en est de même pour le fer total ; ici bien moins important que dans les pillows de la Heussaye (B. Auvray, 1967) (9,15 % maximum de Fe_2O_3 contre 15,60 %) ;

- Les coulées de Pen-Ar-Vir montrent un déficit marqué en magnésium par rapport à celles du Bellec (4,80 % de MgO contre 7,80 %) et par rapport aux sills étudiés précédemment (7,70 %) ;

- Une différence très sensible se manifeste dans les teneurs en chaux, teneur anormalement basse au Bellec (0,80 % de CaO) par rapport à Pen-Ar-Vir, où elle atteint 8,15 %. Il est probable qu'une variation de cet ordre est liée à la plus ou moins grande abondance d'amygdales et de filonnets de calcite, difficilement appréciable lors de l'échantillonnage.

- La teneur en soude (3,70 % et 5,20 %) est plus élevée que dans les sills et se rapproche des valeurs les plus fréquemment fournies par les spilites décrites dans la littérature (5 % environ).

- Le pourcentage relatif en potasse est toujours inférieur à la teneur en soude ; dans l'analyse de Pen-Ar-Vir, il s'éloigne cependant (1,55 %) de la teneur habituelle des spilites qui n'excède pas 1 %.

- Comme dans les sills, le titane n'est pas très abondant, TiO_2 ne dépasse pas 1,50 %.

- Une nouvelle différence est sensible quant à la teneur en eau (8,70 % et 4,55 %) ; ce sont là, des pourcentages supérieurs à ceux des spilites de la Heussaye (3,41 % maximum).

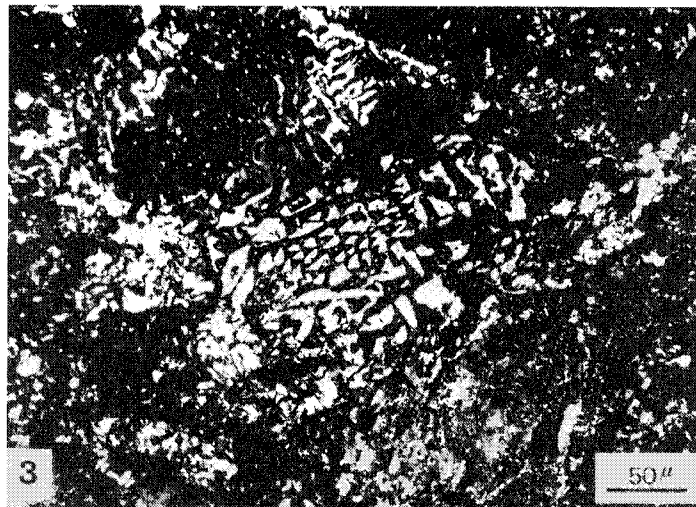
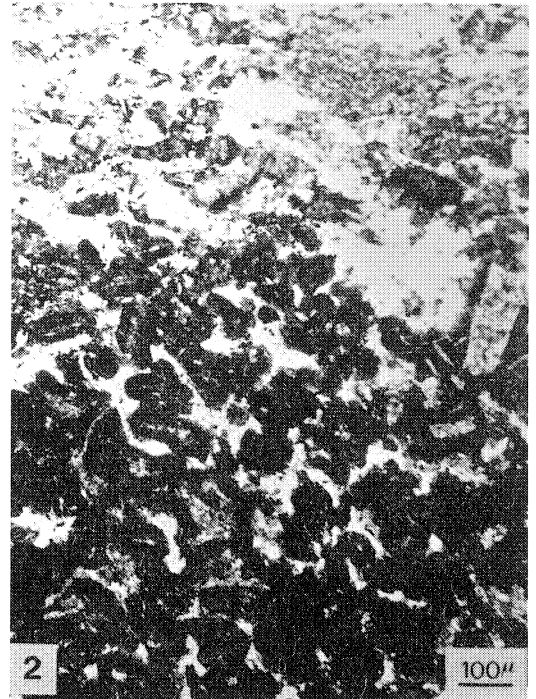
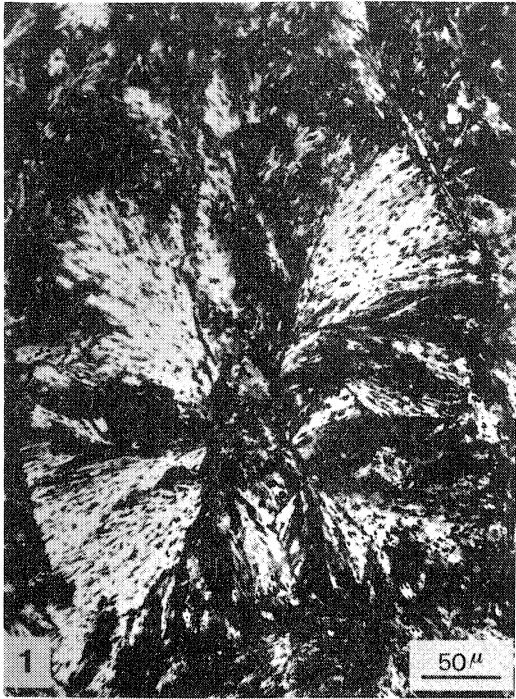
Mise à part l'anomalie constatée pour la chaux dans la lave du Bellec, les deux analyses présentent donc une certaine homogénéité. Elles traduisent le caractère spilitique des coussins par leurs pourcentages relatifs typiques en silicium, sodium et eau.

Les paramètres C.I.P.W. situent ces roches parmi les andésites (analyse n° XIV) et les basaltes (analyse n° XV) de la classification de Lacroix.

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 8 .-

Les roches éruptives basiques

- Photo 1 : Gerbes de feldspath et de chlorite dans la zone interne d'un coussin de Pen-Ar-Vir (L.P.A.)
- Photo 2 : Bordure externe d'un pillow de la pointe du Bellec (L.N.). La roche se fragmente en globules liés par une chlorite très claire.
- Photo 3 : Micropegmatite graphique dans l'intrusion de Ste-Anne-la-Palud (L.P.A.).



C) ROCHES ERUPTIVES PROBABLEMENT ASSOCIEES AU VOLCANISME
BRIOVERIEN

Ces roches ont été reconnues dans des conditions d'affleurement telles que leurs rapports initiaux avec la série sédimentaire encaissante ne sont plus perceptibles. Certains arguments présentés ci-après permettent cependant d'envisager une liaison de ces matériaux avec la série volcanique briovérienne.

a) Type à micropegmatite

Cette roche affleure à 250 m environ au Sud de Beg-Santez-Anna (pointe de Sainte-Anne-la-Palud). Il s'agit d'un filon puissant de 6 à 8 mètres, aux épontes parallèles à la stratification, orientée ici N 80 E et subverticale. Les contacts avec l'encaissant se font cependant par failles.

On y reconnaît au microscope :

- des plagioclases en baguettes n'excédant pas 2 mm, très altérés, et déterminant une texture de type dolérite (au sens large) ;
- de nombreuses associations quartzo-feldspathiques de type micropegmatite graphique (photo 3, pl. 8).
- de la chlorite, très abondante, en touffes disséminées ou bien en plages uniformes ;
- de la séricite, toujours associée à la chlorite dans le fond de la roche, ou bien en épigénisation des feldspaths ;
- de la calcite en amas granuleux ; elle se substitue parfois totalement au feldspath dans les associations micropegmatitiques ;
- des minéraux opaques squelettiques : de l'ilménite probablement.

Par sa constitution minéralogique, ce matériel ne se distingue donc pas des intrusions à caractère spilitique étudiées précédemment. Quant aux associations micropegmatitiques, B. Auvray (1967) en a reconnu de semblables, qu'il considère comme caractéristiques des spilites sans pyroxène de la Heussaye. L'auteur pense que de telles structures se rapportent à un stade tardif de cristallisation du magma, voisin du stade pneumatolytique.

b) Les albitophyres.

b1) Affleurement de Lescorveau

A proximité de Lescorveau (Nord de Saint-Nic), une petite carrière exploite un matériel destiné à l'empierrement. Il s'agit d'une roche aphanitique d'un vert très pâle, très fracturée et localement bréchique ; ses rapports avec l'encaissant ne sont pas visibles.

Au microscope, elle se caractérise par une texture *trachytique* : les microlites de feldspath maclés albite ou Carlsbad sont allongés les uns contre les autres, dans une direction statistiquement constante. Cet arrangement est plus ou moins oblitéré par la bréchification signalée précédemment ; ainsi des îlots de matériel présentant la texture trachytique sont séparés par des zones où la roche perd totalement son caractère microlitique ; il ne s'agit plus que d'une association microcristalline de quartz, feldspath et chlorite.

Le feldspath est, de loin, l'élément le plus abondant dans la roche ; il s'agit d'une *albite* presque pure, en lattes saines, mesurant 150 à 200 microns, assez rarement en phénocristaux. Les microlites sont cimentés par un mélange de quartz et d'albite en petites plages xénomorphes engrenées.

De la *chlorite* s'insinue dans les clivages, cassures et plans de macle des feldspaths ; elle se rencontre aussi, peu abondante, en pellicules intergranulaires dans le fond quartzoplagioclasique qui soude les microlites.

L'*apatite* en baguettes est assez abondante.

De petits *granules opaques* se concentrent en bouffées.

La roche est sillonnée de filonnets, où l'on reconnaît essentiellement du quartz contenant parfois en inclusion une chlorite vermiculaire.

L'examen microscopique a été complété par une étude par diffraction X qui a permis de vérifier le *caractère essentiellement albitique* de la roche, la présence de quartz et de chlorite.

Dans le même affleurement, on observe des passées d'une roche vert sombre, aphanitique, très dure et à aspect corné. Là encore, l'état actuel du gisement ne m'a pas permis d'apprécier les relations précises de ce matériel sombre, ni avec l'encaissant, ni avec la roche claire décrite plus haut.

La texture est du type microlitique, fluidal, et comme précédemment, le constituant essentiel de la roche est l'*albite*, en microlites

soudées par du quartz xénomorphe. La coloration verte très soutenue de ce faciès tient à l'abondance dans le fond de la roche de granules de pistachite, et d'une chlorite du type pennine, mais présente en proportion moindre que l'épidote

b2) Affleurements de Trez Malaouen

Immédiatement au Sud du village de Trez Malaouen, les escarpements qui dominent le ruisseau sont hérissés de nombreux chicots rocheux. Un matériel très dur, presque blanc, aphanitique, apparaît comme interstratifié dans des wackes fines. Le caractère fragmentaire des affleurements ne permet pas d'évaluer la puissance de ce faciès qui peut être rapproché des formations précédemment étudiées. Il se révèle en effet presque uniquement constitué d'albite :

- sous forme de microlites (80 à 100 microns) maclés Carlsbad, formant un fond à texture trachytique fluidale ;

- sous forme de nombreux phénocristaux trapus (800 microns) maclés albite et Carlsbad, fréquemment fracturés, et dont les fragments sont emballés dans une chlorite type pennine. Le quartz, en petites plages xénomorphes est associé aux microlites albitiques du fond de la roche.

b3) Interprétation, données chimiques

Il s'agit, en résumé, de roches essentiellement quartzo-albitiques, dans lesquelles la proportion en éléments colorés est relativement faible comparativement aux spilites. Elles présentent une texture trachytique, fluidale, parfois plus ou moins porphyrique. Par leurs caractères pétrographiques, elles s'apparentent aux kératophyres décrits par divers auteurs. Le quartz est exprimé, il ne se présente cependant pas en phénocristaux, mais en petites plages xénomorphes dans la mésostase.

Une analyse chimique a porté sur le matériel clair de Les-corveau (cf. *b1* p. 80). Elle permet de caractériser une roche moyennement siliceuse, faiblement magnésienne, pauvre en chaux, et très riche en sodium relativement à la teneur en potassium.

TABLEAU n° 9

*Analyse chimique du kératophyre (faciès clair)
de Lescorveau (XVI)*

	XVI
SiO ₂	64,00
Al ₂ O ₃	15,40
Fe ₂ O ₃	7,90
MgO	1,80
CaO	1,00
Na ₂ O	5,55
K ₂ O	0,35
TiO ₂	0,80
MnO	0,06
H ₂ O ⁺	2,30
H ₂ O ⁻	0,30
TOTAL	99,46

La teneur en silice est nettement plus élevée que dans les spilites ; elle atteint ici 64 %, une valeur comparable à celle des analyses de kératophyres (1) publiées dans la littérature (J. Fabri s, 1963 - F. Con-

(1) Les quartz-kératophyres par contre contiennent en moyenne 75 % de SiO₂ (Schermerhorn, 1973).

qué, 1966 - B. Auvray et J. Hameurt, 1971) ;

- Les pourcentages en alumine et en fer total sont assez semblables à ceux des spilites (cf. tabl. 7, p. 69).

- une baisse très sensible apparaît au niveau du magnésium (1,80 % de MgO contre presque 8 % dans les spilites). Elle doit être tout particulièrement significative de l'appauvrissement en chlorite.

- La teneur en chaux est, elle aussi, très basse ;

- La teneur en soude est relativement forte, et largement supérieure au pourcentage relatif en potasse ;

- Une diminution sensible est également enregistrée pour le titane, 0,80 % de TiO₂ contre 1,30 % en moyenne dans les spilites. Une variation de cet ordre entre spilites et kératophyres apparaît assez commune dans les analyses publiées ;

- La teneur en eau est encore relativement forte, en baisse légère cependant.

Les paramètres C.I.P.W. placent cette roche dans le groupe des dacites de la classification de Lacroix.

L'attribution de ces kératophyres au volcanisme briovérien apparaît ici raisonnable (1). Elle est fondée, d'une part sur des critères géométriques - caractère interstratifié localement observable - d'autre part, et surtout, sur le caractère extrêmement fréquent de l'association des spilites et de roches acides dans de nombreux *complexes cogénétiques spilites - kératophyres*. Cette association a été décrite récemment dans le cadre du Massif Armoricain par F. Conquéré (1966), A. Arnaud (1966) et B. Auvray (1967).

D) ROCHES SEDIMENTAIRES ASSOCIEES AU VOLCANISME

La mise en place des coulées n'a très vraisemblablement pas interrompu l'activité sédimentaire ; aux matériaux terrigènes ont dû se m -

(1) Il pourrait cependant s'agir de cheminées d'alimentation du volcanisme acide qui se manifeste à la base du Paléozoïque, par exemple dans la région de R miniac (Y. Qu t , Cl. Boyer, J.J. Chauvel, 1972) et probablement au Cap de la Chèvre (J.J. Chauvel, communication orale).

ler des débris clastiques d'origine volcanique, ainsi que divers éléments (Si, Ca, etc ...) libérés par le magma. Aussi, pour quelques roches stratifiées et de granulométrie fine, étroitement associées aux coulées, le terme de *volcano-sédimentaire* peut être utilisé. Il s'agit de faciès intermédiaires entre de véritables épisodes tuffacés et des roches détritiques terrigènes banales.

a) Schistes et calcaires

La série volcanique de Pen-Ar-Vir est surmontée d'une formation de grès et de schistes à passées noires en alternances centimétriques. Mais au contact même des pillows, la roche prend un aspect particulier, sur quelques décimètres il s'agit d'un schiste gris assez dur, mal stratifié, associé à des passées carbonatées.

Le schiste :

Une phase silteuse à quartz, chlorite et séricite emboîte des éclats de quartz très anguleux, mesurant en moyenne 100 microns, ainsi que quelques feldspaths.

Des paillettes de micas blancs noyées dans la matrice mesurent jusqu'à 200 et 300 microns. Les minéraux opaques sont abondants, en grains globuleux ou polygonaux, isolés, en traînées, ou bien en amas atteignant 2 et 3 mm et dans lesquels ils sont associés à de la chlorite et du quartz.

Les passées carbonatées : elles se révèlent constituées pour l'essentiel de petites plages de calcite juxtaposées (mesurant 60 à 80 microns) auxquelles se mêlent quelques îlots d'une chlorite très sombre en lumière polarisée, des globules de quartz en mosaïque, et quelques grains de quartz monocristallins de 100 à 150 microns, très souvent corrodés et pénétrés par le fond carbonaté. Ce matériel est lui aussi très riche en minéraux opaques.

b) Tuffite

b1) Description

Un épisode sédimentaire séparant deux coulées successives est particulièrement bien exposé dans un couloir de faille au Nord de Pen-Ar-Vir. La roche est aphanitique, très dure, siliceuse, de teinte grise et régulièrement stratifiée en unités centimétriques, granoclassées comme le révèle l'

étude au microscope.

- Dans les niveaux de base de chaque séquence, on reconnaît :
- du *quartz* très abondant, en fragments anguleux à subanguleux, atteignant 200 et 300 microns ;
 - de nombreuses sections d'*albite* relativement fraîches et finement maclées ;
 - des paillettes détritiques de *séricite* et de *chlorite* mesurant jusqu'à 150 microns. Cette dernière présente des teintes de polarisation anormales, il s'agit peut-être d'anciennes biotites partiellement amorphisées ;
 - des plages d'une *chlorite* du type pennine ;
 - quelques grains de *zircon* et de *tourmaline*.

Ces corps figurés sont liés par une matrice quartzo-séricito-chloriteuse extrêmement fine, qui constitue progressivement l'élément essentiel de la roche, lorsque l'on se rapproche du sommet de la séquence.

De la *pyrite*, en belles sections automorphes, se présente comme à l' "emporte-pièce" sur le fond, tandis que de petits grains opaques se réunissent en traînées soulignant le litage sédimentaire.

La roche est sillonnée de veinules où le quartz et l'albite ont cristallisé en plages xénomorphes engrenées.

b2) Données chimiques

TABLEAU n° 10

Analyse chimique de la tuffite de Pen-Ar-Vir (XVIII)

	XVIII
SiO ₂	62,50
Al ₂ O ₃	19,00
Fe ₂ O ₃	5,63
MgO	2,64
CaO	0,76
Na ₂ O	3,37
K ₂ O	3,45
TiO ₂	0,85
MnO	0,04
H ₂ O ⁺	0,34
H ₂ O ⁻	0,24
TOTAL	98,82

Alors que dans la série sédimentaire encaissante, la teneur en Na_2O approchait à peine 2 % (cf. tabl. 2, page 32), elle atteint ici 3,37 % et traduit la relative richesse en albite constatée lors de l'examen microscopique. On note également des pourcentages en Al_2O_3 , K_2O et TiO_2 plus forts que précédemment, SiO_2 par contre est plus faible.

b3) Interprétation

La richesse en Na_2O reflète non pas une contamination par le magma - ce que l'on pouvait légitimement suspecter - mais plutôt une *composition originelle particulière* du sédiment déposé. C'est du moins ce que l'on peut conclure à l'examen des plagioclases de la roche : en fragments subanguleux, toujours finement maclés, ce ne sont pas des feldspaths authigènes.

Dans l'étude de la série volcanique de la pointe de la Heussaye, B. Auvray (1967) décrit des roches assez semblables tant du point de vue de leur composition minéralogique que de leur gisement, et les assimile à des tufs à éléments fins : "*il a dû y avoir mélange de la fraction proprement volcanique et de la fraction sédimentaire encore meuble*" (B. Auvray, p. 69).

Le même raisonnement peut être tenu ici, et, pour ces roches à granulométrie fine dans lesquelles la participation de matériaux volcaniques est à peu près certaine, mais inévaluable, j'adopte le terme de tuffites.

Le problème reste cependant posé quant à la genèse du matériel volcanique clastique et son incorporation à la fraction sédimentaire, avec laquelle il va se déposer en unités granoclassées. Deux hypothèses peuvent être émises :

- Après un temps de dépôt plus ou moins bref, les produits résultant de la *fragmentation de la lave par explosions* (1), sont remaniés

(1) *Un liquide basaltique à faible teneur en eau ne peut donner des explosions et des brèches qu'à des profondeurs inférieures à 500 mètres, alors qu'un liquide rhyolitique, plus riche en eau (3 %) peut produire des cendres jusqu'à des profondeurs de 2 000 mètres (in Aubouin, Brousse, Lehman, 1968).*

par les courants de turbidité dévalant les pentes sous-marines. Toutefois, une granulométrie aussi fine paraît peu compatible avec des explosions sous-marines.

- Il s'agit de *retombées de cendres* caractérisant un volcanisme subaérien de type explosif.

E) CONCLUSIONS A L'ETUDE DES VOLCANITES BRIOVERIENNES

Les données pétrographiques et géochimiques mettent en évidence l'unité d'un ensemble volcanique à manifestations diverses, et son caractère spilitique.

Alors que les coulées s'épanchaient sur le fond sous-marin, la série sédimentaire était injectée de filons plus ou moins puissants, sans doute greffés latéralement sur les cheminées d'alimentation.

La coexistence de roches aussi contrastées que les spilites à pyroxènes et les kératophyres par exemple, peut s'expliquer par un phénomène de *différenciation* affectant le magma originel commun. Quant aux conditions de gisement, elles gouvernent bien évidemment le débit des roches, mais leur contrôle est également sensible dans les variations décelables au niveau de la texture du matériel éruptif.

Le nombre très limité des analyses chimiques rend précaire tout essai de caractérisation de la tendance géochimique du volcanisme briovérien, à l'aide des modes de représentation graphique classiquement utilisés. Cependant, à des fins de comparaison, j'ai reporté les points représentatifs des roches étudiées dans le diagramme triangulaire K - Na - Ca (fig. 18) où figurent également les données extraites d'analyses publiées par F. Conquéré (1966) et B. Auvray (1967). Les roches volcaniques briovériennes s'intègrent parfaitement à l'ensemble défini par les *spilites typiquement pauvres en potassium*.

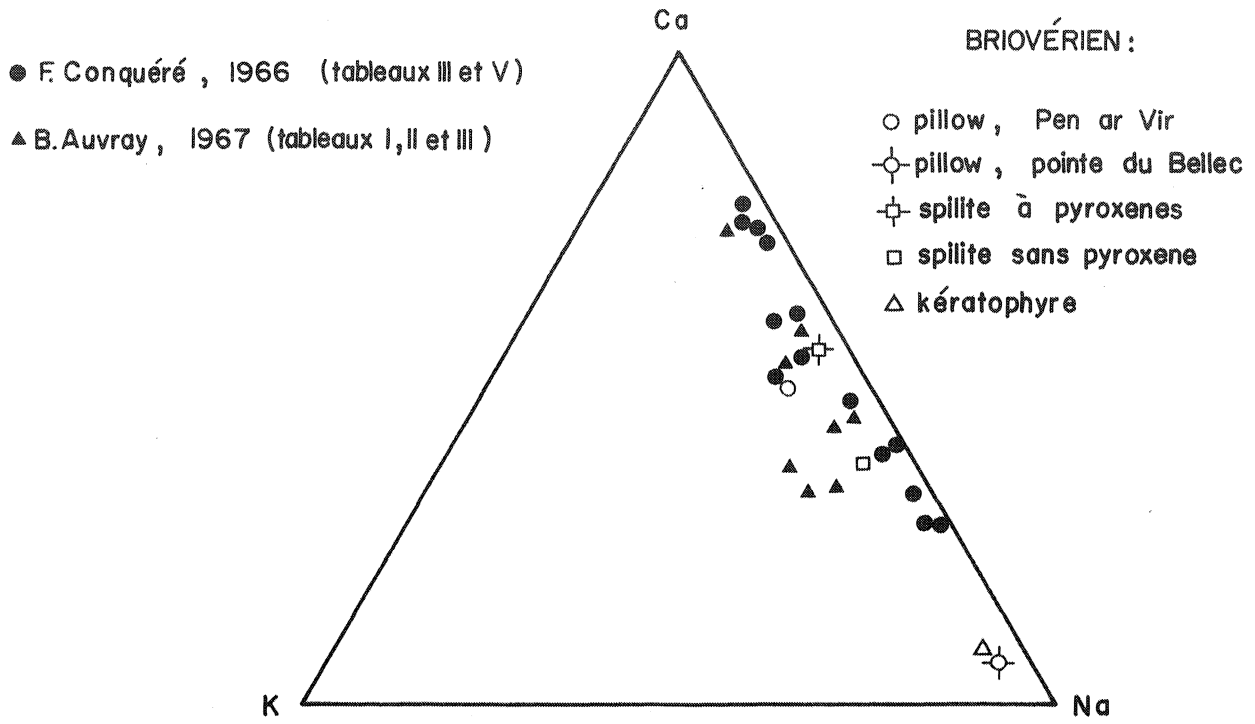


fig.18 Diagramme K-Na-Ca

II.3 .- LES ROCHES INTRUSIVES ACIDES

Par le symbole γ^3 et l'appellation *microgranulite*, Ch. Barrois désignait les filons de matériel acide du Sud de la baie et qu'il considérait comme des émissaires du granite de Locronan, très proche. On verra, en fait, que l'on peut distinguer dans cet ensemble, deux types de roche : des microgranites porphyriques avec deux temps de cristallisation nets, et des aplites leucocrates. Le problème de l'âge et de l'origine de ces filons sera évoqué dans le chapitre consacré à l'étude structurale. Nous les considérons cependant comme post-tectoniques vis-à-vis des plissements cadomiens, mais antétectoniques vis-à-vis des déformations hercyniennes.

A) LES FILONS DE MICROGRANITES

Ces filons sont bien représentés sur le littoral, entre Beg-Santez-Anna et le Ry, où l'on en dénombre une dizaine, et également dans l'arrière pays.

Il s'agit de filons sécants dépassant rarement 1 mètre de puissance, toujours subverticaux.

On y observe à l'oeil nu des phénocristaux de quartz ou de feldspath atteignant au maximum 3 mm dispersés dans une pâte aphanitique blanc-beige. La texture est de type microgrenu porphyrique.

Selon les cas, les phénocristaux sont représentés soit uniquement par des feldspaths, soit par des feldspaths et du quartz.

Les phénocristaux de quartz : se présentent en sections automorphes à subautomorphes, monocristallines ou polycristallines, qui montrent assez rarement des "golfs de corrosion". On y observe généralement des inclusions extrêmement ténues traversant le minéral en lignes parallèles.

Les phénocristaux de feldspath : constituent des tablettes automorphes maclées albite, Carlsbad, albite et péricline. Il s'agit de plagioclase sodique (albite ou oligoclase) toujours plus ou moins séricitisé, mais d'une manière générale, cette transformation est plus intense au coeur du minéral, tandis qu'elle s'estompe vers la périphérie. Ce phénomène aboutit à la formation de fantômes couronnés d'une bordure limpide.

A cette phase porphyrique, s'ajoutent des agrégats de paillettes de *muscovite* mêlées de *minéraux opaques*, témoins peut-être d'anciennes biotites ? Quelques *biotites* subsistent dans leur aspect originel, elles sont toutefois légèrement altérées, comme en témoigne leur pléochroïsme dans les tons verdâtres.

Ces divers éléments baignent dans une pâte microgrenue quartzo-feldspathique, plus ou moins riche en *micas blancs* ténus. Les oxydes de fer qui ont diffusé dans cette mésostase lui confèrent souvent une teinte brun jaune, en lumière naturelle.

B) APLITES

Les formations de la falaise Ar Grabineg, à l'extrême sud de la baie, sont injectées de filons d'aplite dépassant rarement une vingtaine de centimètres de puissance, tantôt sécants, tantôt interstratifiés. La roche leucocrate, à grain fin, est composée pour l'essentiel de feldspath, quartz et mica blanc.

- Albite automorphe à subautomorphe, maclée Carlsbad et albite, à macles polysynthétiques extrêmement fines ;
- Muscovite, en lamelles atteignant 1 mm, ou bien en plages formées d'une multitude de petites paillettes ;
- Quartz en plages xénomorphes.

La muscovite est souvent piquetée de particules très réfringentes. Un produit semblable s'insinue entre les grains de quartz et jusque dans les feldspaths, à la faveur des cassures et clivages.

La roche contient également un grenat automorphe à subautomorphe, mesurant jusqu'à 3 et 4 mm. Ce minéral est toujours parcouru d'un réseau de fractures remplies de produits micacés cryptocristallins. On y observe enfin quelques rares sections d'andalousite noyées au coeur d'agrégats de micas blancs ténus.

II.4 .- INTRUSIONS POST-TECTONIQUES

Il s'agit ici de roches qui peuvent être considérées comme tardi ou posthercyniennes sur la base de critères structuraux.

A) ROCHE A PYROXENES

Cette roche à pyroxène forme un filon dans la falaise Nord de Trez Bellec, immédiatement au Sud du niveau de schistes conglomératiques. Cette intrusion est concordante avec la stratification, mais des observations tectoniques (1) permettent de la considérer comme nettement postérieure au volcanisme briovérien.

La roche est massive, d'une teinte verte, ponctuée de taches sombres millimétriques. Il s'agit en premier examen d'un matériel essentiellement plagioclasiq ue et chloriteux présentant une texture microlitique intersertale.

J. Richard (1967) a effectué une étude très détaillée de ce matériel. Elle décèle, de la base vers le sommet de ce filon, les indices d'une évolution très nette. A la base de l'intrusion, l'auteur caractérise un plagioclase basique (50 à 70 % d'anorthite) qui enserme des cristaux d'augite ; vers le sommet la basicité du plagioclase diminue légèrement, de l'albite apparaît, et le pyroxène ne figure plus qu'à l'état de reliques. Selon J. Richard, à ce niveau, la roche correspond à une dolérite albitisée, modifiée par un phénomène de spilitisation.

La démonstration du caractère spilitique de ce matériel est importante puisqu'elle met en évidence, dans cette région, les manifestations d'un volcanisme sodique vraisemblablement paléozoïque, qui, d'après les travaux de A. Arnaud (1966) et F. Conquéré (1966), caractérise certaines étapes du cycle hercynien dans le Massif armoricain.

L'analyse chimique d'un échantillon prélevé dans la partie moyenne de l'intrusion donne les résultats suivants :

(1) Voir page 64.

TABLEAU n° 11

*Analyse chimique de la roche à pyroxène
de Trez Bellec (XVIII)*

	XVIII
SiO ₂	48,00
Al ₂ O ₃	12,90
Fe ₂ O ₃	11,90
MgO	11,80
CaO	6,55
Na ₂ O	1,95
K ₂ O	0,35
TiO ₂	2,60
MnO	0,20
H ₂ O ⁺	3,05
H ₂ O ⁻	0,65
TOTAL	99,95

Par rapport aux spilites briovériennes (cf. tabl. 7, p. 69) on constate une certaine baisse de la teneur en alumine, alors que les pourcentages relatifs en MgO et TiO₂ sont en augmentation sensible. Quant aux teneurs en soude et en potasse, elles sont analogues à ce que l'on a pu noter dans l'analyse des spilites à pyroxènes. Les paramètres C.I.P.W. situent cette roche dans le groupe des basaltes de la classification de Lacroix.

B) ROCHES A AMPHIBOLES

a) Affleurement de la pointe du Bellec

Il s'agit d'un filon, puissant de 6 à 8 m, qui recoupe les formations briovériennes au revers nord de la pointe du Bellec. Le matériel qui le constitue est phanéritique, isogranulaire, moucheté de vert et de blanc. A l'oeil nu, on peut estimer à environ 50 % la proportion d'éléments colorés.

La texture est du type subophitique. Les plagioclases automorphes, maclés albite et Carlsbad, qui mesurent en moyenne 1 à 2 mm, forment un réseau dont les interstices sont occupés par l'amphibole et les autres constituants.

- Le plagioclase est de l'oligoclase à 30 % d'An, piqueté de séricite en rosettes, de chlorite, et de quelques granules d'épidote.

- L'amphibole se présente en larges tablettes, atteignant 2 mm x 0,6 mm, dont le coeur est fréquemment occupé par des reliques de pyroxène fracturées, et à contours diffus.

En lumière naturelle, cette amphibole très colorée montre un pléochroïsme intense brun à jaune pâle. La teinte de polarisation ne dépasse pas le jaune de la fin du premier ordre. Elle présente un allongement positif, un angle d'extinction maximum de 16°, son signe optique est biaxe négatif. Mais à cette hornblende brune se juxtapose très souvent une amphibole aciculaire du groupe de l'actinote. Ce phénomène se traduisant par l'observation de plages à extinctions multiples et polarisant de manière hétérogène.

Le pyroxène est incolore en lumière naturelle, polarise dans le jaune orange du premier ordre et son angle d'extinction maximum atteint 45°, il s'agit d'augite.

- La chlorite : est abondante, autour des reliques de pyroxène, ou bien mêlée à l'association hornblende-actinote. Elle figure dans le fond de la roche en petites gerbes, et se présente largement cristallisée en remplissage de vacuoles à bordure d'épidote.

- L'épidote est représentée par de très nombreux cristaux de alinozoïsite et un peu de pistachite.

La roche renferme enfin quelques biotites chloritisées, très peu de quartz, de l'apatite en petites baguettes, du sphène en cristaux trapus, ainsi que de rares minéraux opaques à section carrée, de la pyrite probablement.

Ce matériel a été cartographié par Barrois en tant que *Kersanton* (feuille Quimper, 1/80 000, 1891), l'abondance en minéraux sombres pou-

vait justifier cette interprétation dans la classification de l'époque. L'intense développement de la hornblende brune en fait cependant un lamprophyre assez particulier. Dans la littérature des faciès semblables ont été décrits sous le nom de *camptonite*. Rosenbusch (1887) notamment, a utilisé ce terme pour désigner l'équivalent plagioclasiqne des vogésites (vogésites et camptonites appartenant aux lamprophyres dioritiques) (in Johannsen).

b) Affleurement de la pointe d'Ar Vechen

A la pointe d'Ar Vechen, les formations sédimentaires sont recoupées par un filon d'une roche verte à grain fin renfermant des lattes feldspathiques ténues à peine discernables à l'oeil nu. L'étude en lames minces montre l'existence d'une texture subophitique à intersertale, réalisée par la disposition en réseau des baguettes de plagioclase enserrant une amphibole et des assemblages minéraux microcristallins.

- Le plagioclase : Il se présente en baguettes mesurant en moyenne 400 microns, mais quelques phénocristaux trapus atteignent 1,5 mm. Il s'agit d'andésine à 40 % d'An, maclée albite, toujours piquetée de quelques granules d'épidote et de paillettes de micas blancs très fins ; ces dernières se développent préférentiellement dans les clivages ou les plans de macle. Ce phénomène est assez variable et dans une même lame, on passe de feldspath presque sains à des fantômes garnis de ce mélange cryptocristallin.

- L'amphibole : Elle est très abondante, se présentant soit sous forme de paquets flexueux mesurant 400 microns x 100 microns, soit en fines baguettes isolées. Elle se développe généralement à partir de masses granuleuses à contours diffus, teintées de brun en lumière naturelle, et polarisant jusque dans le jaune orange de la fin du premier ordre ; peut-être s'agit-il des fantômes du minéral auquel elle se substitue ? Cette amphibole montre un pléochroïsme net dans les verts, et polarise de façon très différente selon les divers points d'une même plage, le bleu du second ordre voisine avec le jaune orange du premier ordre. L'angle maximum d'extinction ne dépasse pas 16°, l'allongement est positif. Par ces divers caractères, ce minéral s'apparente à de l'actinote.

- Autres constituants : La roche renferme enfin quelques biotites vertes en plages apparemment très saines, de nombreux minéraux opaques et tout particulièrement de l'ilménite en grands cristaux squelettiques mesurant 1 mm. Quelques plages de quartz monocristallines sont dispersées dans le fond de la roche, essentiellement chloriteux (chlorite du type pennine, polarisant dans le bleu-violet très soutenu). On y observe également quelques associations micropegmatitiques.

La composition minéralogique actuelle de la roche d'Ar Vechen est donc celle d'une diorite. Mais le développement de cette amphibole fibreuse est manifestement secondaire. Bien qu'il soit impossible de caractériser son support, ce phénomène évoque l'*ouralitisation des pyroxènes*. La roche apparaît donc en fait comme une *épidiorite*. A ce propos, P.R. Giot (1945) signale l'abondance des épidiorites incluses dans le Briovérien au Sud des Montagnes Noires - soit à l'Est du secteur étudié ici -. Cet auteur considère qu'elles représentent les cheminées d'alimentation des nappes de diabases qui se sont épanchées au début du Carbonifère.

C) LES LAMPROPHYRES

Ils affleurent en nombre restreint et constituent des filons sécants ne dépassant guère 1 m de puissance. Battus par la mer, ils se présentent sous leur teinte originelle gris noirâtre, alors que vers le sommet des falaises ou dans l'arrière pays, l'altération qui les atteint considérablement leur confère localement un débit en boule. Mais, même dans cet état, ils sont encore reconnaissables par l'abondance des paillettes micacées.

Ces lamprophyres se caractérisent, au microscope, par de très nombreuses lamelles de *biotite* à disposition équante dans une pâte microgrenue à microlitique. Elles mesurant de 300 microns à 3 mm, et parfois plus dans les types porphyriques. Leur pléochroïsme est très intense, de brun jaune très pâle à brun rouge ; toutefois, les lamelles sont souvent assombries par un saupoudrage de minéraux opaques extrêmement fins.

De nombreuses plages associant *quartz et carbonate*, fréquemment entourées d'une couronne de pennine, et mesurant jusqu'à 5 mm, donnent localement à la roche un aspect moucheté.

Quelques fantômes dont la forme rappelle les sections caractéristiques d'olivine sont emplis d'un mélange de *quartz, calcite, chlorite et minéraux opaques*.

Le *feldspath* est très difficile à caractériser, il apparaît uniquement dans le fond de la roche, en sections xénomorphes, ou bien en microlites ténues (50 à 100 microns), maclées Carlsbad, damouritisées et parfois regroupées en gerbes.

La mésostase est très riche en *calcite*. On note, en outre, quelques plages d'une *chlorite* polarisant dans les gris bleu, quelques baguettes d'*apatite*, du *quartz* xénomorphe et de nombreux *granules opaques* sans forme caractéristique.

De tels lamprophyres mésocrates, micacés, peuvent être rap-

prochés des *kersantites* sombres de la rade de Brest, considérées comme tardihercyniennes (1).

II.5 .- ROCHES SEDIMENTAIRES TRANSFORMEES AU CONTACT DES INTRUSIONS

Parmi les modifications apportées à la série sédimentaire encaissante par les intrusions filoniennes, il convient de signaler le *thermométamorphisme* qui se manifeste par l'apparition de faciès indurés de part et d'autre des sills. La largeur de cette auréole est très certainement fonction de la puissance de l'intrusion ; elle atteint jusqu'à 1 m aux épontes d'un filon couche épais de 5 à 6 m.

Les schistes, de teinte vert jaunâtre, deviennent alors beaucoup moins fissiles, ils présentent sur cassure fraîche un aspect tacheté, nébuleux. Microscopiquement, la roche se caractérise par une *richesse anormale en séricite*, et par la tendance de ce minéral à se regrouper en plages à contours diffus plus ou moins isolées du fond quartzo-chloriteux. La roche est, en outre, sillonnée par un réseau assez dense de filonnets à chlorite (pennine) et quartz. Cette ségrégation de la séricite se double parfois d'une *imprégnation par un minéral opaque* : la roche est alors piquetée d'une multitude de petites pustules (0,5 à 1 mm) garnies d'un matériel terreux, blanc beige.

Au niveau des termes gréseux, le métamorphisme de contact se traduit par une recristallisation très intense du matériel, et la roche acquiert une texture quartzitique franche.

A ces modifications qui pourraient être qualifiées de statiques, s'ajoutent des phénomènes dynamiques comme par exemple la bréchification fréquemment observée aux épontes des filons, ou l'enclavement de fragments de roche sédimentaire.

(1) Une étude géochronologique récente a permis d'attribuer un âge radiométrique de 254 ± 10 M.A. à une kersantite de la pointe du Bellec (Leutwein et coll., 1972 - méthode au K-Ar).

A la base du complexe volcanique de Pen-Ar-Vir, on observe un phénomène assez particulier : la lave s'est épanchée ici sur un niveau conglomératique qu'elle pénètre en invaginations, et parfois même en lobes complètement isolés du corps volcanique qui les a émis. Ces aspects s'expliquent parfaitement par une mise en place sous-marine : la lave s'est répandue sur un sédiment encore meuble, ce qui a permis le mélange des deux phases.

II.6 .- CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES ERUPTIVES

Le chapitre qui précède rend compte de la variété et du nombre important des manifestations éruptives observées dans le complexe briovérien de la baie de Douarnenez. La prise en considération des critères structuraux conduit à les répartir entre trois ensembles se rattachant chacun à un stade plus ou moins ancien de l'évolution géologique de la région.

Le volcanisme briovérien se manifeste sous la forme de coulées sous-marines à débit en coussins, et sous la forme de sills. La paragenèse de ces corps éruptifs est dominée par l'albite et la chlorite. L'association probable de quelques filons essentiellement albitiques à ce volcanisme spilitique nous amène à soupçonner l'existence d'une série volcanique briovérienne de type *spilite-kératophyre*.

Postérieurement aux plissements cadomiens, le Briovérien est injecté de filons acides (microgranites, aplites). Il est probable qu'un certain nombre d'intrusions de roches basiques soit contemporain de ces venues acides. L'ensemble de ce matériel est atteint par une tectonique d'âge paléozoïque.

Enfin, la série briovérienne est recoupée par des lamprophyres (kersantites, camptonites ?) et des roches doléritiques, non déformées, tardi à posthercyniennes.



CHAPITRE III

DEGRE D'EVOLUTION METAMORPHIQUE

DES

FORMATIONS BRIOVERIENNES

III.1 .- LES DONNEES DE L'OBSERVATION MICROSCOPIQUE

Les indices d'une recristallisation métamorphique sont assez évidents en lames minces, mais variables selon le matériel affecté.

Dans le cas des termes gréseux, plus ou moins quartzeux, cette recristallisation se traduit souvent au niveau de la matrice par l'acquisition de textures microquartzitiques, tandis qu'il devient parfois très difficile d'apprécier la forme originelle des éléments figurés qui sont pénétrés sur leurs bordures par des épines de séricite et de chlorite. Certains grains de quartz se révèlent constitués d'un assemblage de plages xénomorphes s'imbriquant suivant des lignes de suture engrénées, il s'agit probablement d'anciens fragments monocristallins ayant granulé.

Ces phénomènes ne sont pas en eux-mêmes caractéristiques ; ils peuvent se manifester au cours de la diagenèse tardive ou sous l'effet d'un métamorphisme d'enfouissement. Il apparaît cependant que les recristallisations se sont effectuées ici sous le contrôle de contraintes. A l'échelle des lames minces, une orientation préférentielle des phyllites, fréquemment regroupées en amas, est décelable dans la matrice des wackes. Cette ébauche de *feuilletage* se moule sur les éléments figurés plus ou moins déformés en réponse aux mêmes sollicitations dynamiques. Ce phénomène est d'

autant plus sensible que la teneur en phyllite est plus forte, et, dans les lutites quartzo-phylliteuses, il se traduit par une orientation identique des lamelles de séricite et de chlorite, matérialisant les plans d'une *schistosité de flux*. Sur des lames minces taillées parallèlement à ce plan, on observe en outre, que les grains de quartz se présentent sous une forme amiboïde qui témoigne de leur fluage.

La recristallisation peut donc être qualifiée ici de syncinématique, et les contraintes contrôlant la cristallogénèse, de symmétamorphes.

Exception faite des micaschistes de la falaise Ar Grabineg - où l'on observe une cristallisation syntectonique de biotite et muscovite - la paragenèse néoformée est constante, elle comporte *quartz, chlorite et séricite*. Il s'agit là d'un faciès vers lequel convergent les stades les plus avancés de la diagenèse et les zones les plus faibles du métamorphisme. On ne peut donc conclure avec certitude à l'existence d'un métamorphisme épizonal sur la seule base des données micrographiques, d'où la nécessité de compléter celles-ci par une étude de la cristallinité de l'illite.

III.2 .- ETUDE DE LA CRISTALLINITE DE L'ILLITE

A) PRINCIPE DE LA METHODE

Cette méthode récemment introduite en France (B. Kubler, 1966 - G. Dunoyer de Segonzac, 1969) permet de suivre le passage de la diagenèse vers le métamorphisme. Elle repose sur la propriété qu'ont les minéraux argileux micacés d'acquérir une cristallinité croissante avec la température et la pression (1), alors qu'une série de transformations cristalochimiques les conduit de l'illite vers la séricite et la muscovite.

Ce phénomène peut être mis en évidence par la diffraction X,

(1) La température paraît être le facteur véritablement déterminant.

ainsi les pics de diffraction d'une illite sédimentaire, mal cristallisée, sont très larges, alors que ceux d'une muscovite d'un schiste cristallin sont très effilés.

B) TECHNIQUE DES MESURES

Le coefficient retenu pour caractériser la cristallinité de l'illite est la largeur à mi-hauteur (1) du pic à 10 \AA (B. Kubler, 1966).

L'utilisation de cet indice présente certaines difficultés ; il s'agit, en effet, d'une valeur absolue et l'amplitude de l'échelle dans laquelle elle varie est fonction des conditions expérimentales qu'il est donc indispensable de préciser. Dans le cas présent, elles s'énoncent ainsi :

- Diffractomètre PHILIPS PW 1130, 30 KV, 15 mA
Cu $K\alpha$, filtre Ni
Sensibilité $2 \cdot 10^2$, inertie 4.
- Enregistrement : PHILIPS, PW 1360
Vitesse papier 600 mm/h, soit $2\theta = 1^\circ = 20 \text{ mm}$.

Le mode de préparation des échantillons à étudier se résume en une série de broyages de plus en plus fins, une période de sédimentation, une concentration par centrifugation, et un séchage sur lame à l'étuve ; la durée des opérations doit être constante d'un échantillon à l'autre.

C) RESULTATS

Les résultats sont présentés graphiquement (fig.19) selon la méthode de J. Esquevin (1969) qui a mis en évidence l'influence de la composition chimique des illites (alumineuses, ferromagnésiennes) sur leur cristallinité.

Pour une première approche de ce problème, j'ai réalisé un

(1) Celle-ci sera donc d'autant plus faible que la cristallinité s'améliore.

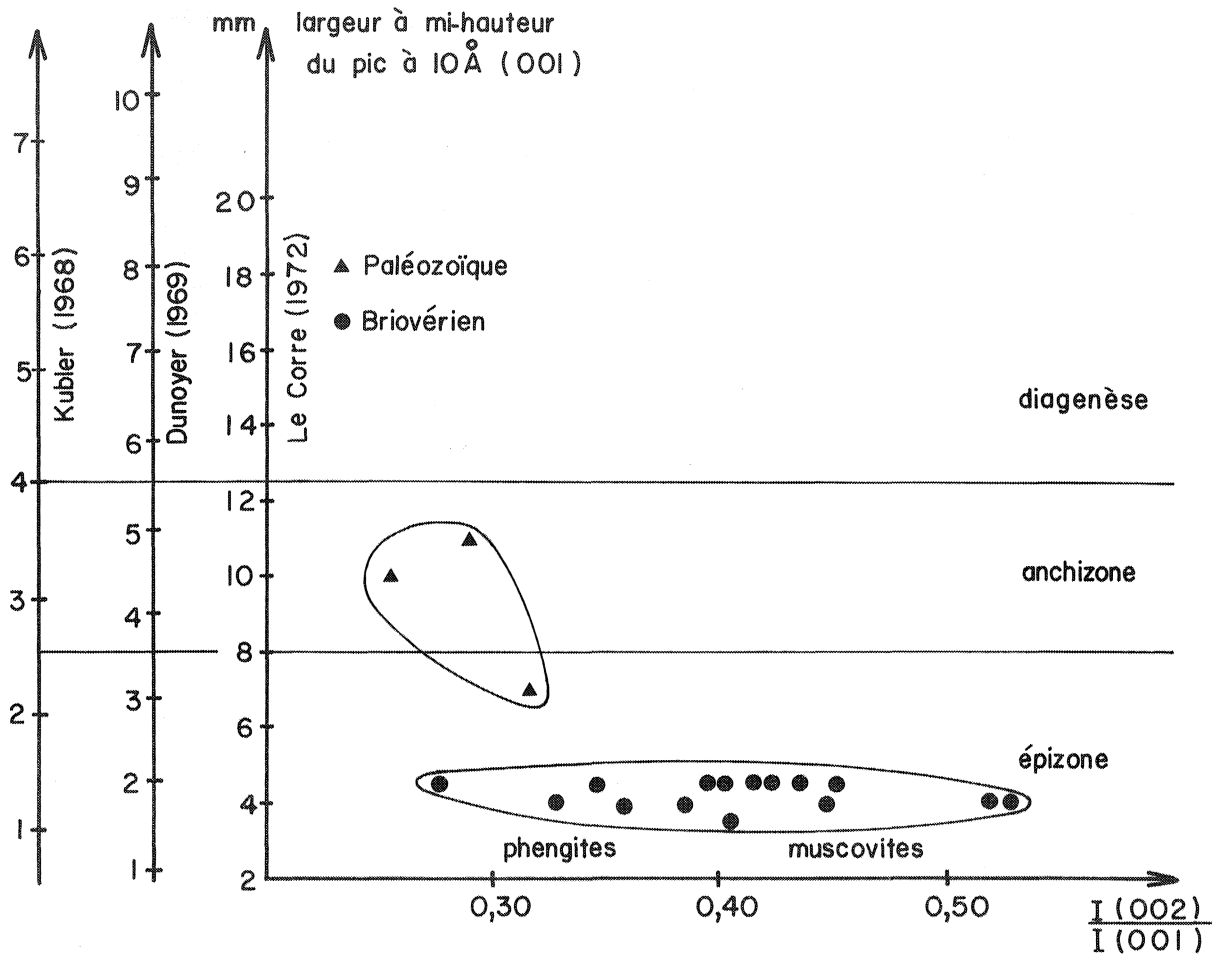


fig.19 Caractérisation des minéraux micacés selon la méthode d'ESQUEVIN (1969)

échantillonnage statistique de schistes briovériens, échelonnés du Nord au Sud de la baie. Ces roches présentent un indice de cristallinité uniformément faible et se placent ainsi dans le domaine de l'épizone (1). A titre de comparaison, j'ai étudié également trois échantillons de schistes ordovi-ciens de la plage de Kerglentin située immédiatement au Nord des séries étudiées. Ces schistes se placent dans l'anchizone et à la limite supérieure de l'épizone.

III.3 .- CONCLUSIONS

La série briovérienne - non compris les formations d'Ar Grabineg - porte partout la trace d'une *recristallisation métamorphique synclématique dans l'épizone*. Dans le cas des roches sédimentaires, il y a manifestation des cristallisations métamorphiques, mais au niveau des roches éruptives, seul l'aspect dynamique de ce métamorphisme est vraiment sensible (réorientation de minéraux préexistants). Il s'agit en effet de spilites dont la paragenèse initiale, albite-chlorite-calcite, est stable dans les conditions de l'épizone. On observe cependant fréquemment des plages de quartz à texture microquartzitique et la substitution d'une amphibole fibreuse à l'augite des spilites à pyroxènes ; ces phénomènes témoignent soit d'un stade tardif de l'évolution magmatique (stade deutérique), soit d'un métamorphisme épizonal.

(1) On retrouve ici des résultats analogues à ceux obtenus par Cl. Le Corre (à paraître) pour le Briovérien de la région de Rennes.

2ème PARTIE

ETUDE STRUCTURALE

-oOo-

L'étude structurale détaillée des falaises de la baie de Douarnenez nous a permis de mettre en évidence une phase de déformation jusqu' alors insoupçonnée (Bradshaw et coll., 1967), dont l'existence nous conduit à reprendre l'interprétation des tectoniques superposées dans la série briovérienne.

La superposition des phases de déformation souple se manifeste localement avec netteté, ainsi dans la falaise entre Porslous et Pentrez. Toutefois, les essais pour parvenir à un schéma synthétique applicable à l'ensemble de la baie, sont contrariés par le morcellement des affleurements en unités parfois fortement contrastées. A l'extrémité méridionale de la baie, par exemple, les roches constituant la falaise Ar Grabineg témoignent d'une certaine indépendance structurale vis-à-vis des autres affleurements ; elles sont en outre nettement plus métamorphiques que les formations situées plus au Nord. Leurs relations avec ces dernières ne sont pas encore définitivement établies, elles seront discutées dans un paragraphe particulier traitant des aspects pétrographiques et structuraux et posant le problème des corrélations.

I .- LES DONNEES DE L'OBSERVATION

A) MISE EN EVIDENCE DES TECTONIKES SUPERPOSEES DANS LE COMPLEXE BRIOVERIEN.

L'inventaire et l'analyse des structures plissées, planaires et linéaires à diverses échelles, l'établissement de leurs relations mutuelles et la reconnaissance d'interférences ou de superpositions font apparaître le caractère polyphasé de la tectonique.

A1) A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT

a) Les plis :

Les structures plissées sont particulièrement évidentes dans le complexe briovérien schisto-gréseux régulièrement stratifié en unités généralement peu épaisses et très fréquemment laminées. L'essentiel de la géométrie des affleurements paraît être dû au développement d'une seule phase plicative, d'orientation E-W, dont la *prépondérance* est sensible sur un stéréogramme où sont reportés les pôles des plans de stratification "So" (fig. 20). La dispersion des pôles de So laisse cependant supposer que ce plissement n'est probablement pas le seul, et l'on verra, en fait, qu'on peut distinguer au moins deux générations de plis.

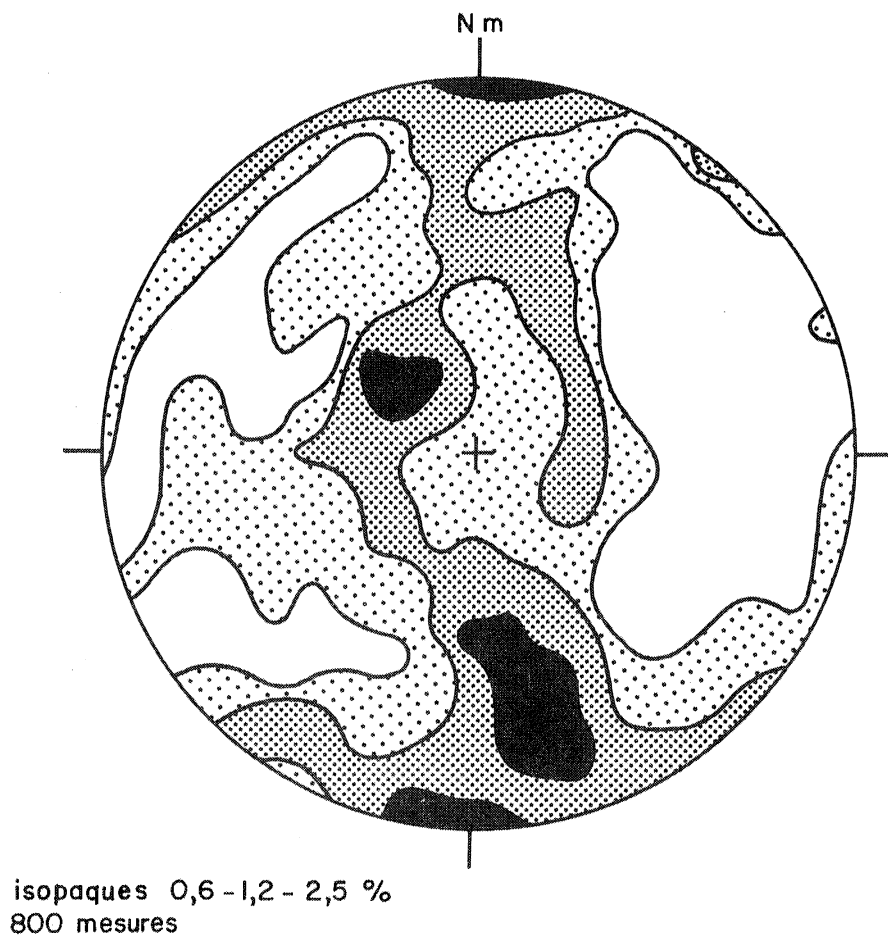
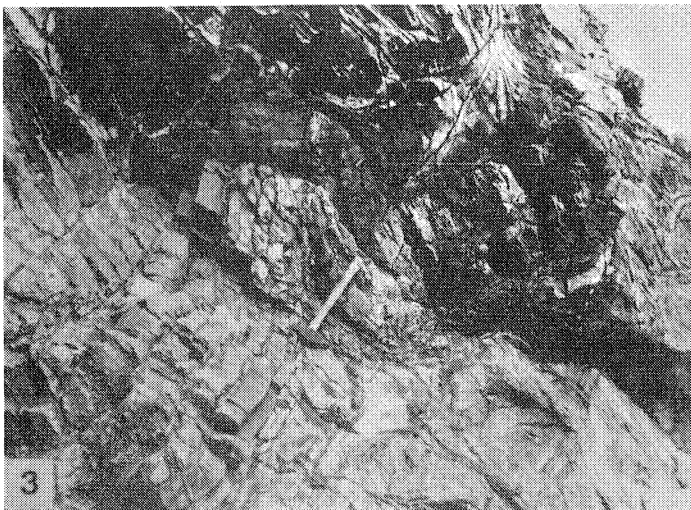
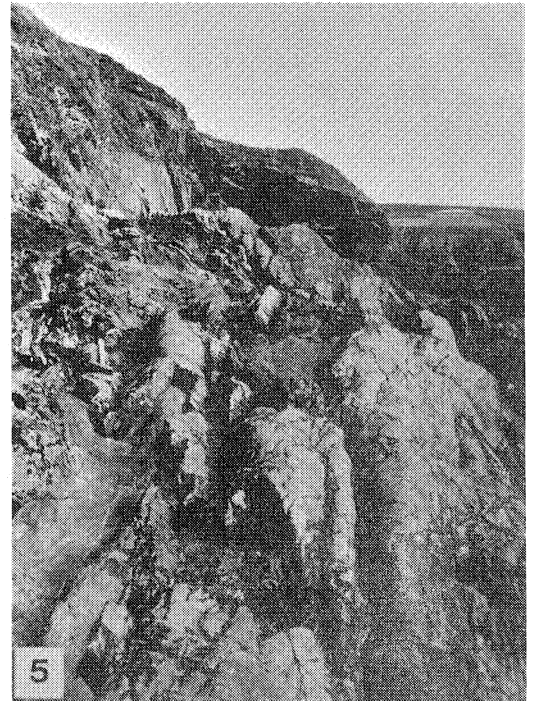
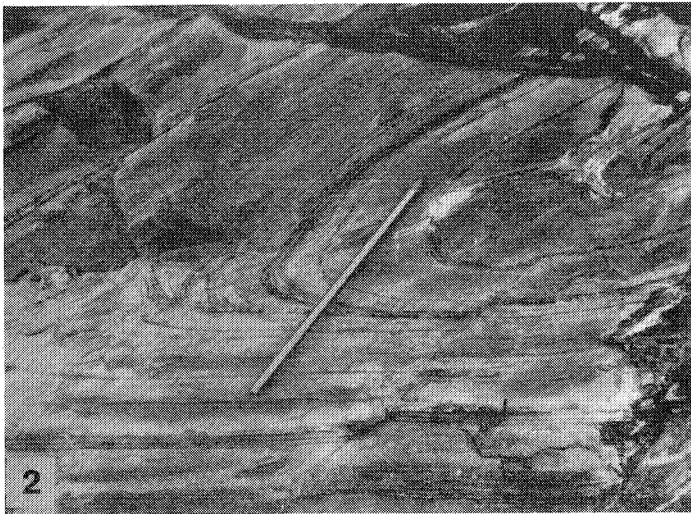
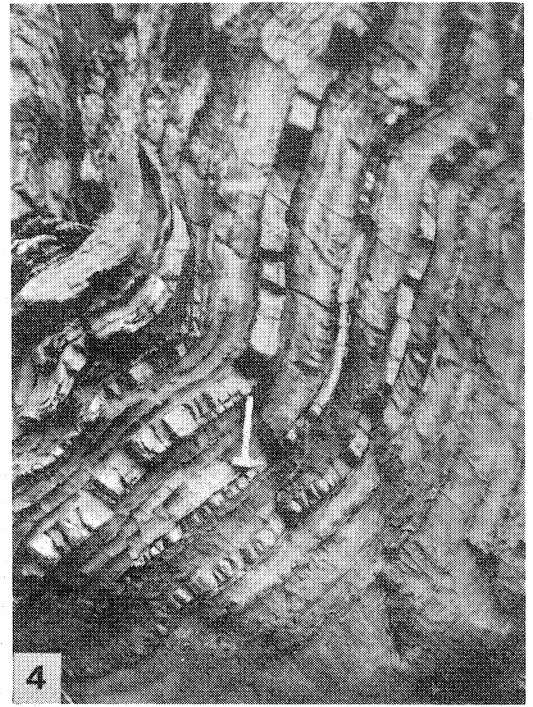
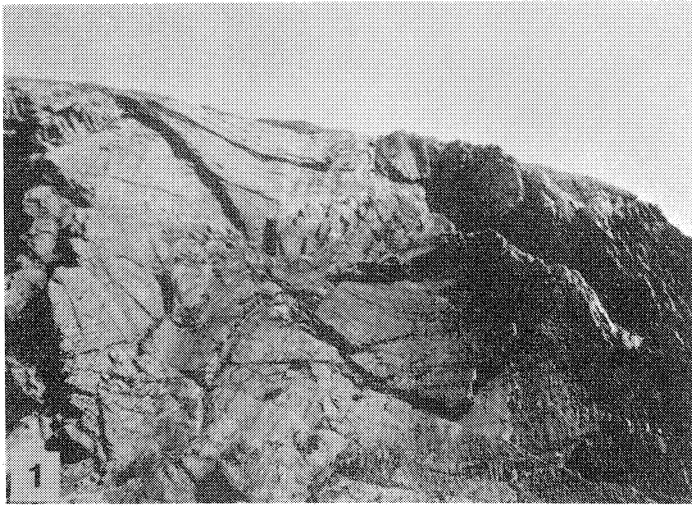


Fig.20 - diagramme général de la stratification So

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 9 .-

Les plis droits

- Photo 1 : pli isopaque ouvert, affectant une série en position inverse (nombreux flute-casts). L'axe de cette structure plonge de 30° environ vers l'Ouest.
- Photo 2 : Pli anisopaque à axe subvertical dans les schistes zonés de Caméros (pli de phase précoce verticalisé ?).
- Photo 3 : Déformation d'un banc gréseux en un pli presque isopaque compliqué de nombreuses fractures.
- Photo 4 : Plis isopaques très ouverts, à axes sub-horizontaux. La schistosité de flux Si est déformée dans ces structures.
- Photo 5 : Froncement d'une strate compétente, sub-horizontale, en une succession de méneaux-plis.



a1) Déformations les plus apparentes : il s'agit de *plis à plan axial subvertical orienté entre N-70-E et N-90-E*, d'amplitude et de morphologie assez variable (planche photographique n° 9). Ces structures sont le plus généralement dissymétriques, légèrement déversées localement, soit au Nord, soit au Sud. Leurs axes ont des plongements très divers, ils sont souvent *voisins de la verticale*, et se répartissent sur diagramme suivant une bande d'orientation sensiblement E-W (fig. 21).

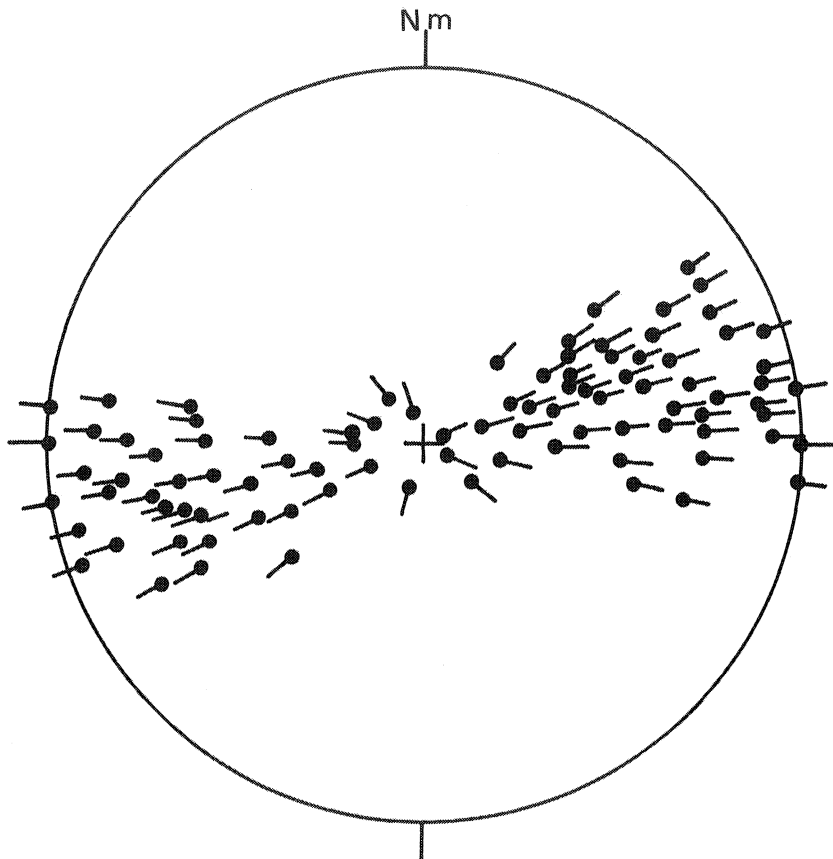
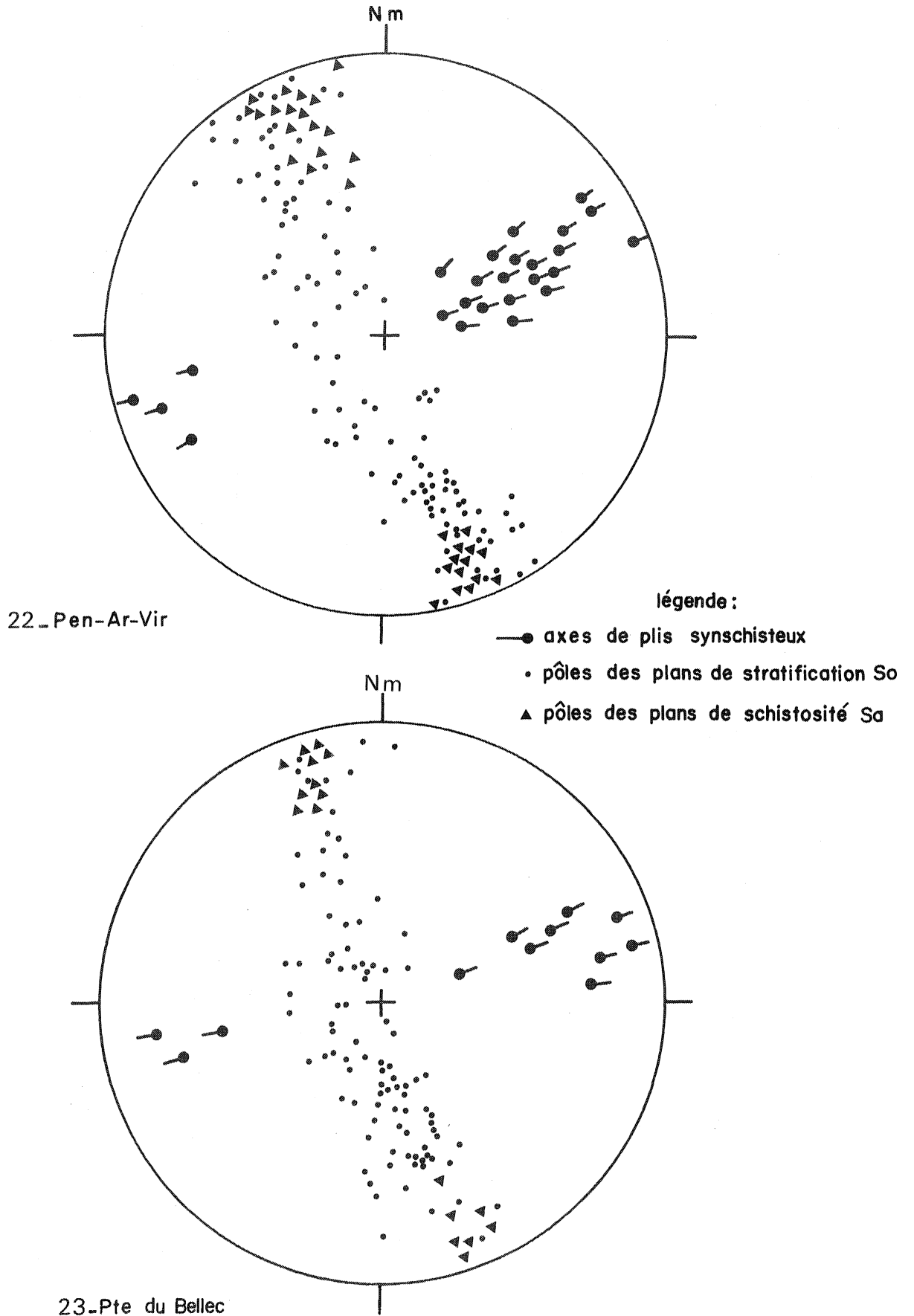


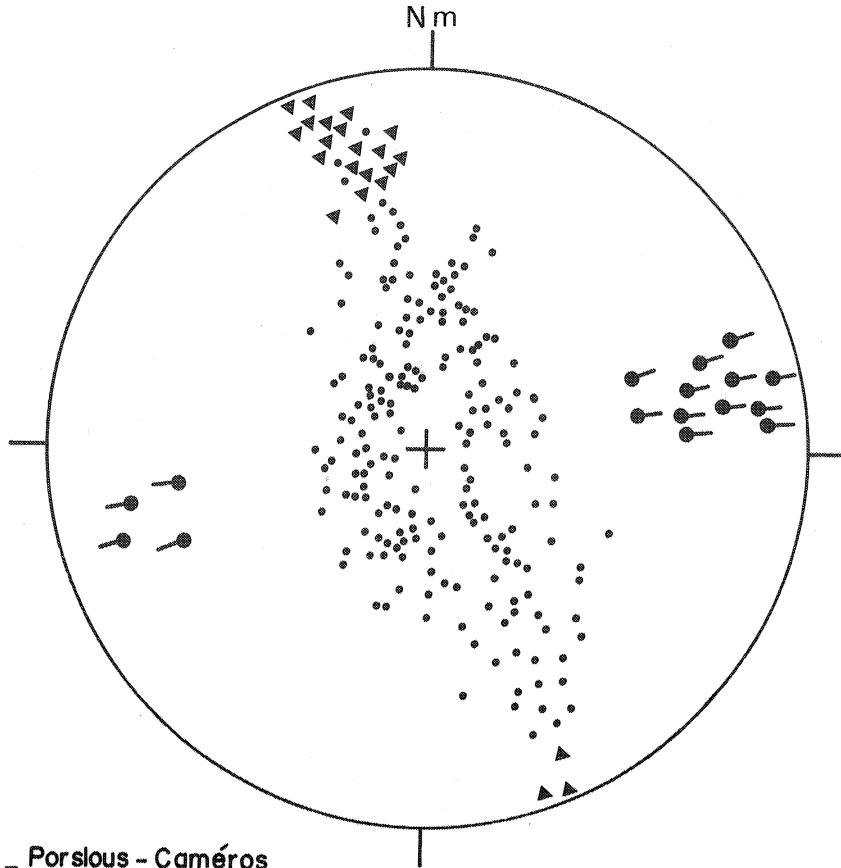
Fig.21 - les axes de plis synschisteux

Les pôles des plans de schistosité mesurés au niveau de ces plis s'intègrent bien aux cercles de zones construits à partir de la stratification So déformée (fig. 22 à 27). La schistosité observée - nous l'appellerons "Sa", ou schistosité apparente sur le terrain - est donc bien *plan axial de ces structures plissées* (1).

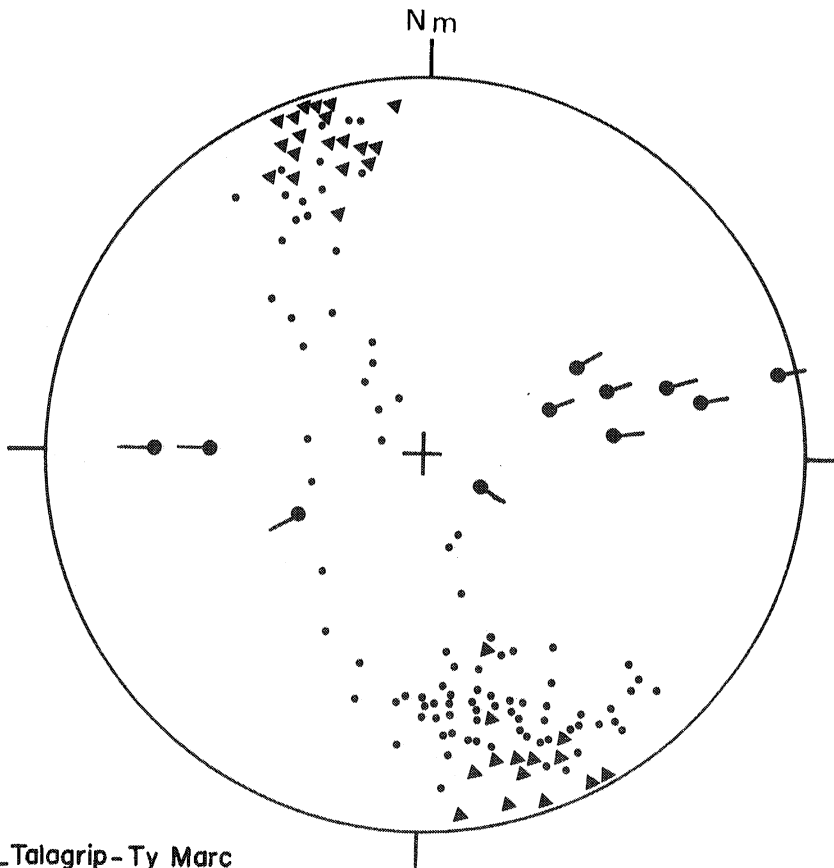
(1) Sauf pour quelques cas isolés de plis isoclinaux (cf. fig. 50 et 52.

Fig.22 à 27. diagrammes structuraux établis pour divers secteurs entre le Nord et le Sud de la baie

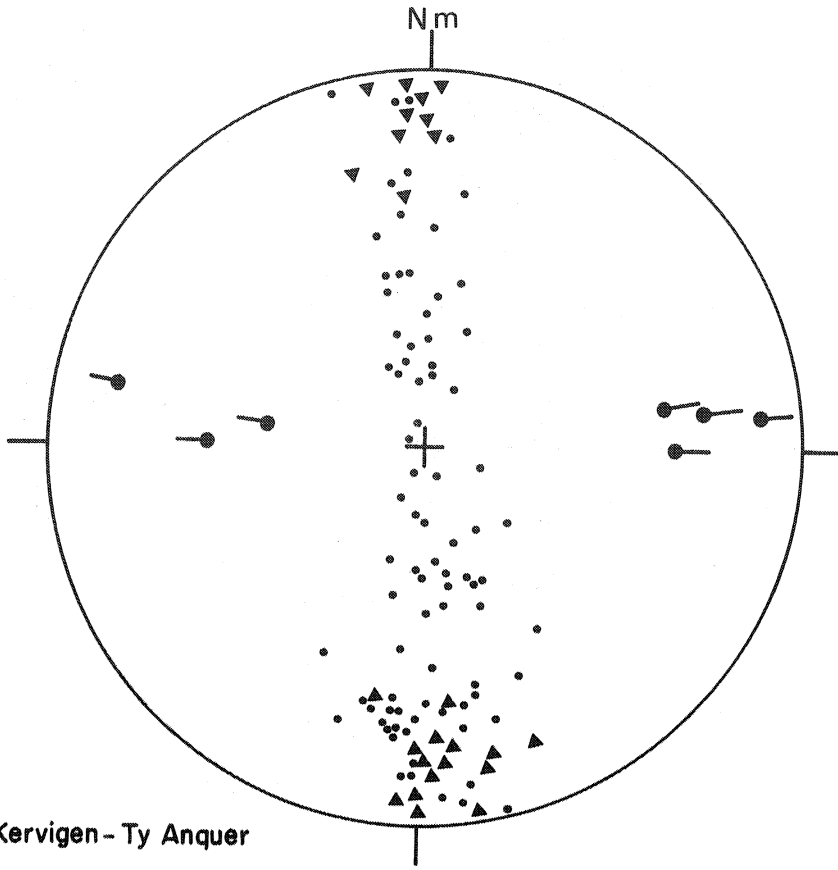




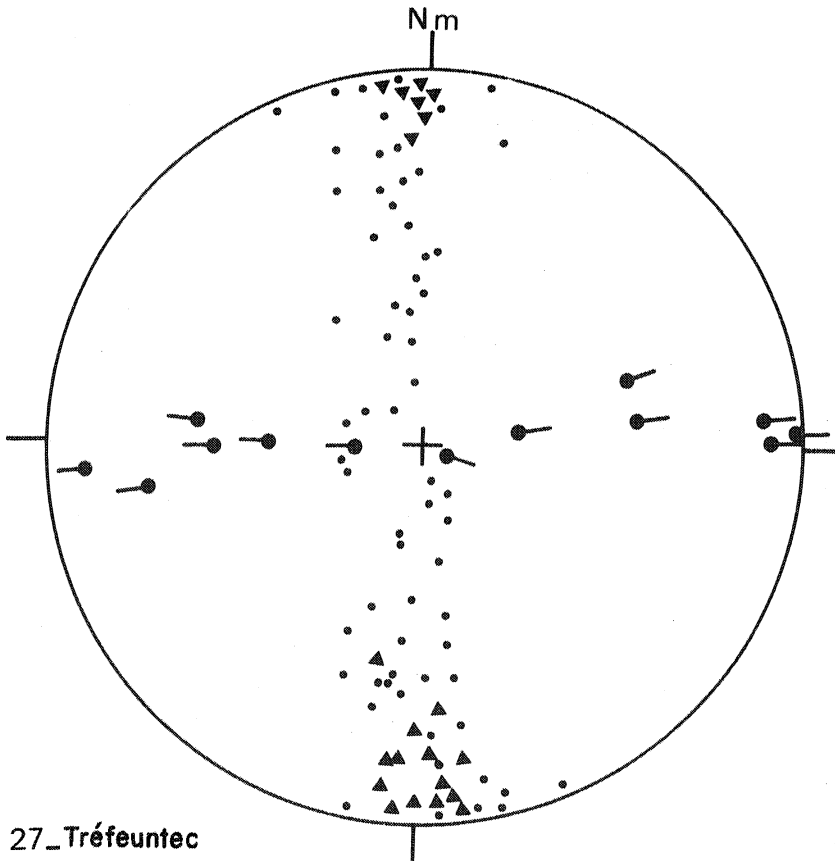
24_Porslous - Caméros



25_Talogrip - Ty Marc



26_Kervigen-Ty Anquer



27_Tréfeuntec

Localement, la série peut être déformée dans des plis isopaques très ouverts, sans cassure, et d'amplitude décimétrique à métrique (fig. 28), mais il s'agit le plus souvent de plis relativement serrés, parfois subsoclinaux, qui ont communiqué aux strates leur attitude très redressée. Les plis isopaques sont alors compliqués de fentes radiales se développant perpendiculairement à la stratification, et l'on note au niveau de leur charnière des phénomènes de rupture ou de décollement ainsi que l'apparition de plis parasites disharmoniques (fig. 29).

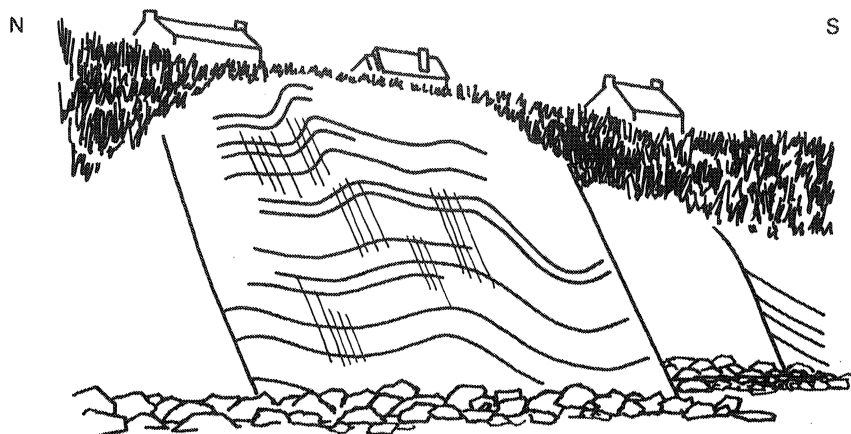


Fig.28 _ plis N-80-E très ouverts _ Pentrez

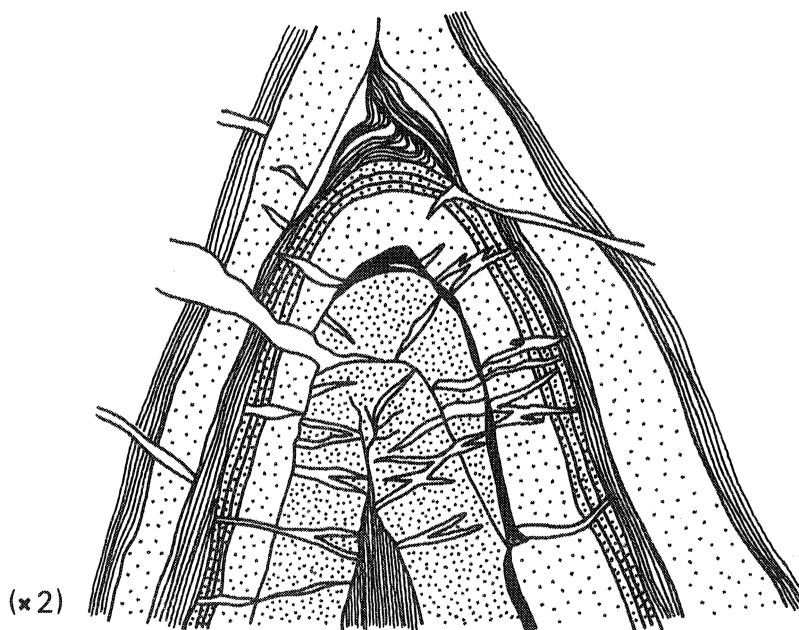


Fig.29 _ charnière d'un pli de type isopaque, serré

Un type de déformation relativement commun est représenté par des plis à charnières épaissies et flancs amincis, parfois laminés le long de failles subparallèles à leur plan axial (fig. 30).

On observe aussi quelques plis anisopaques presque semblables, à charnières anguleuses, et, localement un plissement en chevrons d'amplitude centimétrique à décimétrique (fig. 31).

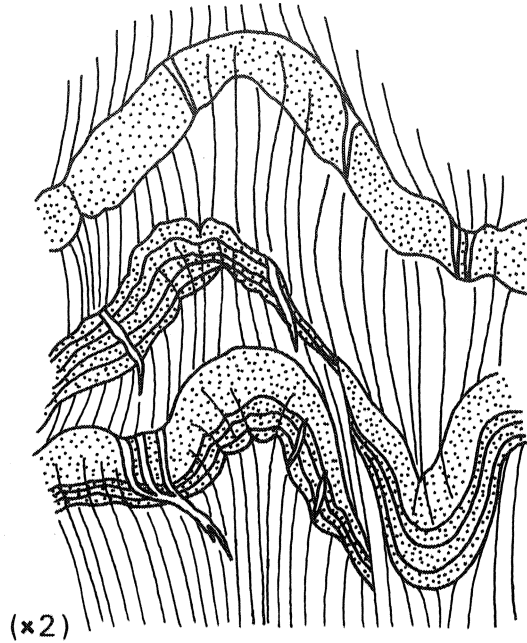


Fig.30 _ cisaillements parallèles au plan axial des plis droits

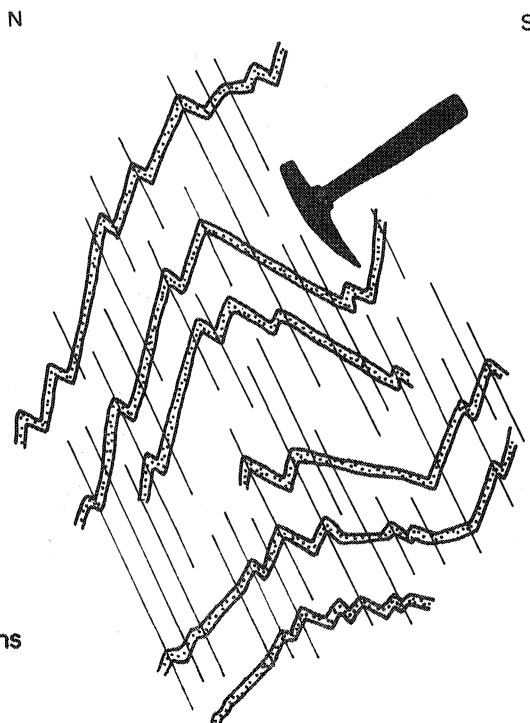


Fig.31 _ plissement en chevrons

La nature du matériel affecté, mais aussi la finesse des alternances lithologiques, influencent le style du plissement. D'une manière générale, les plis les plus simples, de type isopaque, bien ronds et ouverts, affectent des séquences de nature homogène et relativement épaisses (fig. 32), tandis que les plus serrés, souvent compliqués de disharmonies, s'expriment aux dépens de roches finement stratifiées et dans lesquelles alternent des lits de compétence différente (fig. 33).

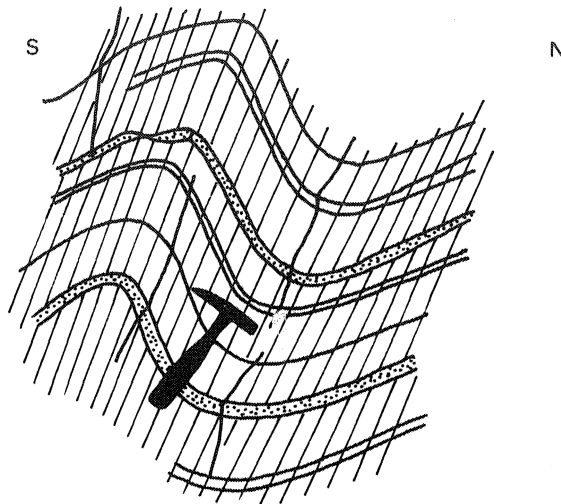


Fig.32 _ déformation des schistes zonés de Caméros

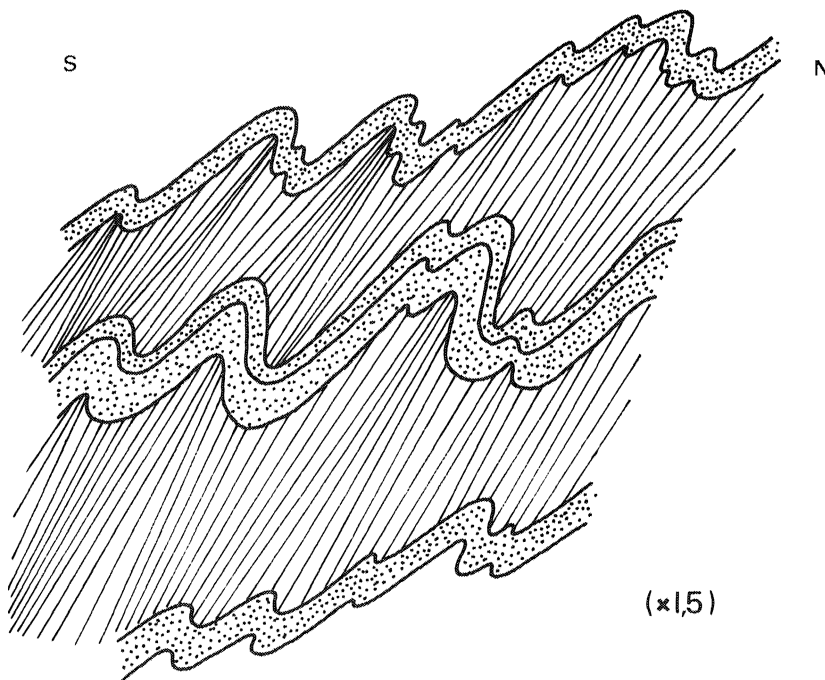


Fig. 33 _ déformation des schistes rubanés d'Ar Garreg

Une distinction de cet ordre peut être établie à plus petite échelle, au niveau de la lamination des schistes rubanés par exemple. La production de plis dans ce matériel résulte très vraisemblablement de la combinaison de plusieurs mécanismes. *Flexion et aplatissement* ont régi la déformation des lamines de matériel compétent en plis presque isopaques, alors que dans les passées argileuses, un *aplatissement* a déterminé l'apparition de plis à charnières épaissies et anguleuses (fig. 34).

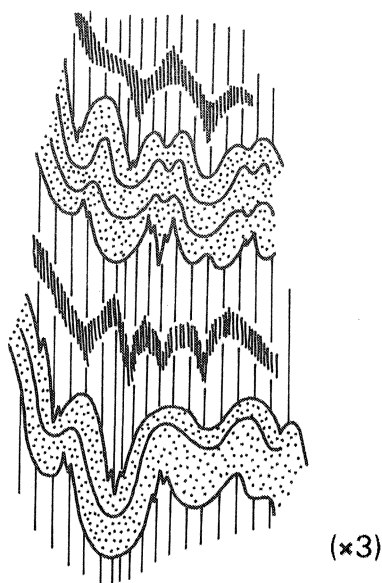


Fig.34_ microplis dans les schistes rubanés d'Ar Garreg

Les structures plissées qui viennent d'être décrites affectent des séries tantôt en *position normale*, tantôt en *position inverse* (1) ; lors d'une phase de déformation antérieure la série sédimentaire briovérienne a donc été renversée localement.

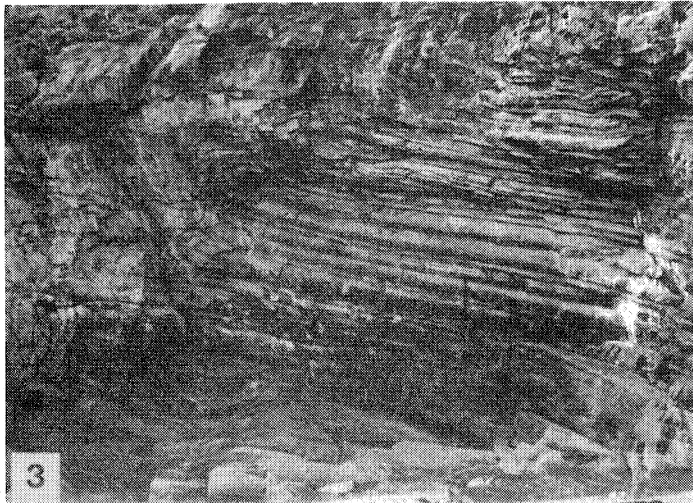
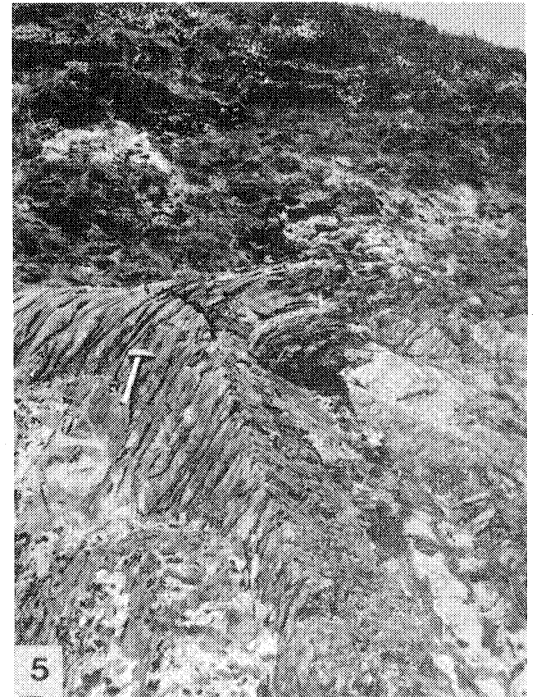
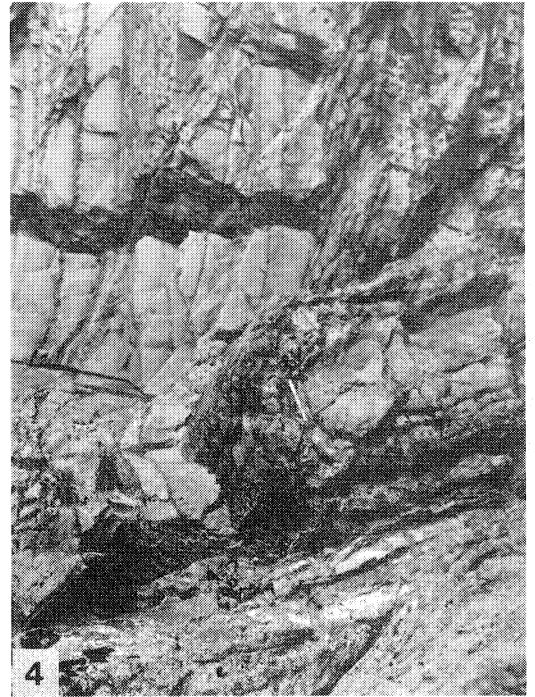
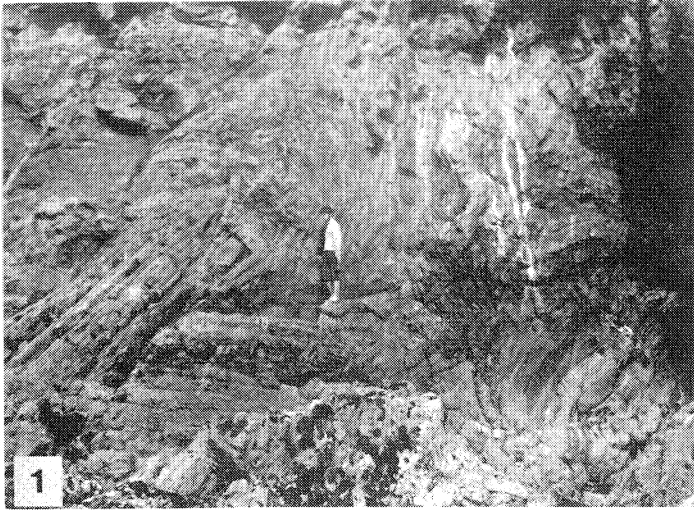
a2) Déformations anciennes : il s'agit de *plis couchés d'amplitude décamétrique à hectométrique dont les axes sont orientés N-150-E en moyenne*, aucune schistosité ne semble y être associée (du moins dans le Nord de la baie) (planche photographique n° 10) (fig. 35 et 36).

(1) Comme le montrent les critères de polarité (figures de base de banc).

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 10 .-

Les plis couchés

- Photo 1 : Charnières anguleuses de la phase précoce
- Photo 2 : Détail d'une charnière très anguleuse dans les schistes zonés de Caméros.
- Photo 3 : Amorce d'un pli d'entraînement de flanc normal
- Photo 4 : Pli en genou de flanc normal
- Photo 5 : Pli en genou de flanc inverse.



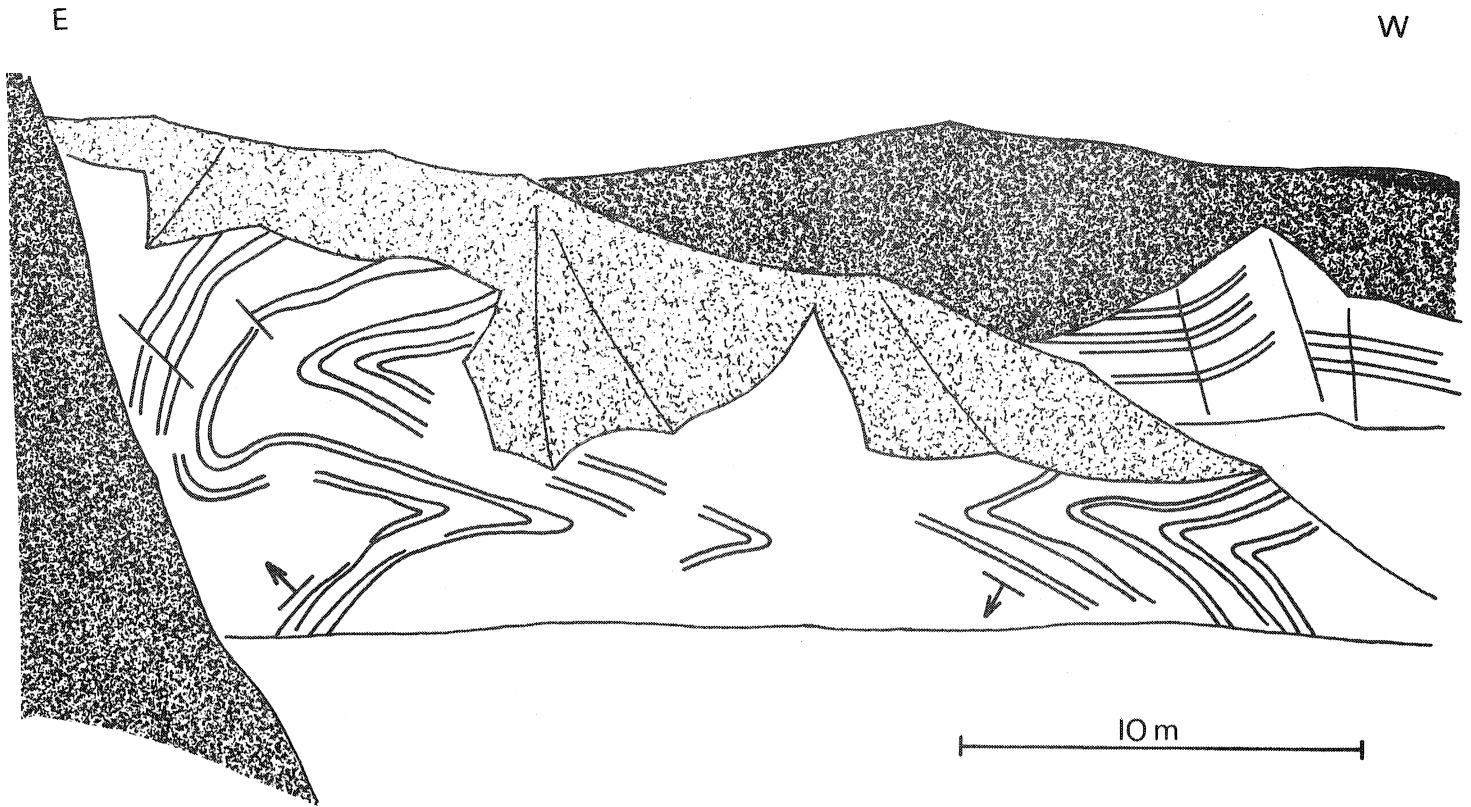


Fig.35 _ pli couché de Kéric

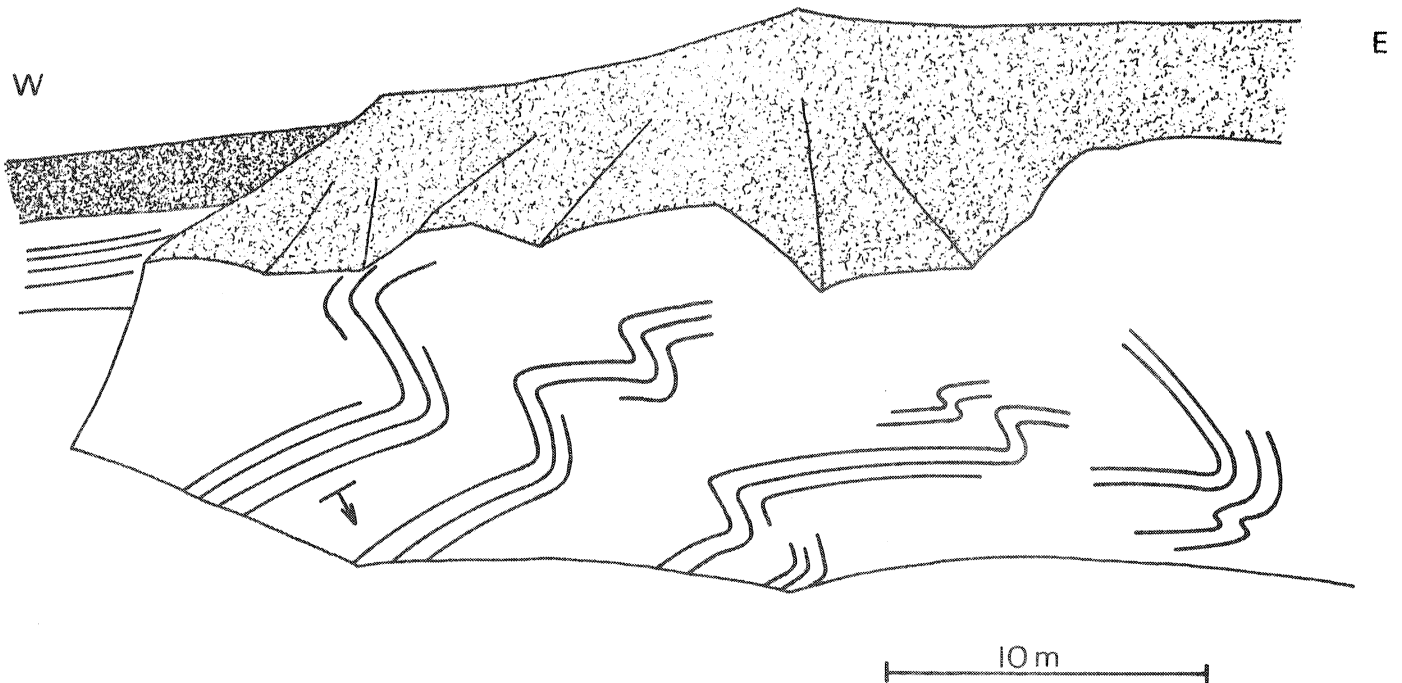


Fig.36 _ pli couché de Rosplen

Le stéréogramme de la figure 37 met en évidence la dispersion des axes de ces plis couchés repris dans les déformations ultérieures.

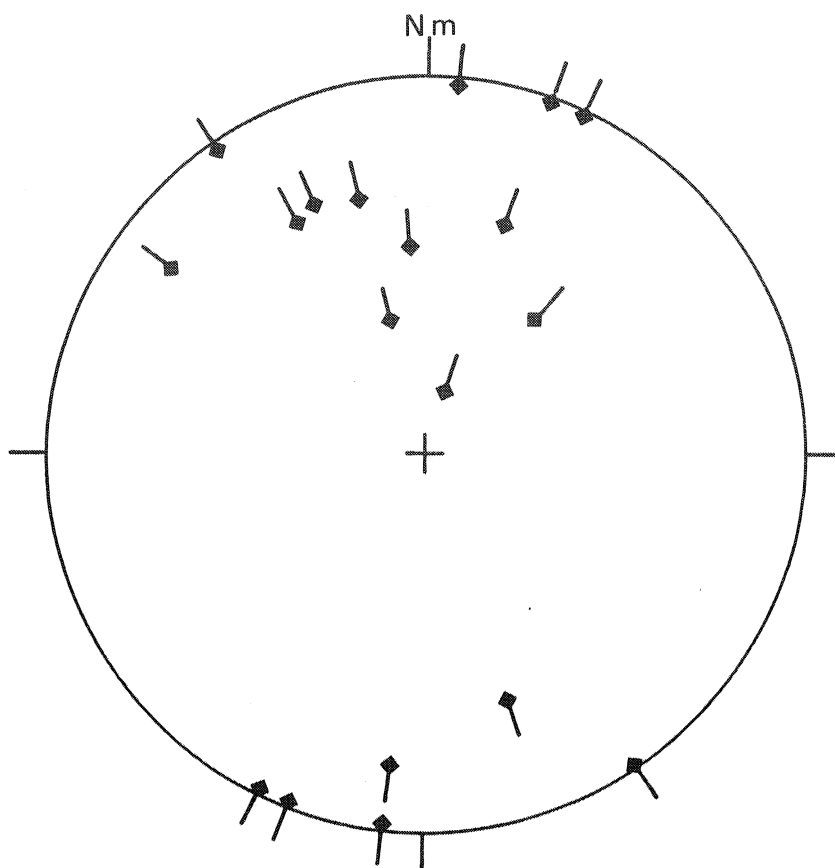


Fig.37_ dispersion des axes de plis couchés

La géométrie de ces structures varie entre le modèle isopaque et le modèle anisopaque et les remarques formulées dans le paragraphe précédent se justifient également ici : les niveaux incompetents sont déformés dans des plis à charnière épaissie, tandis que les intercalations gréseuses compétentes dessinent très fréquemment des plis dans lesquels l'épaisseur des strates demeure constante, perpendiculairement à la stratification. Il en résulte qu'une certaine disharmonie peut se manifester vers les zones radicales de ces structures couchées. Les plis d'entraînement déterminés sur leurs flancs ont une géométrie assez proche de celle des plis de type "knick"

ou plis en genou (fig. 38).

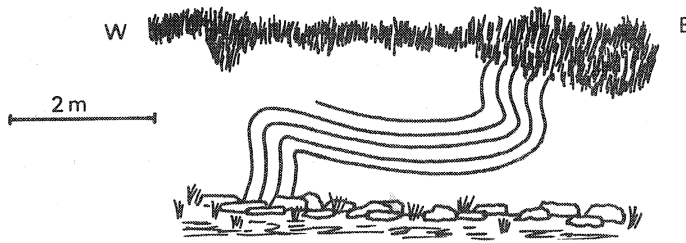


Fig.38_ plis en genou . Caméros

Lorsque leurs charnières ne sont pas visibles, l'existence de ces plis couchés est révélée par les panneaux, parfois longs de plusieurs dizaines de mètres, dans lesquels les strates sont *subhorizontales* mais en *position inverse*. La mise en évidence d'une polarité inverse ou normale - attestée par les figures de base de banc - à proximité de charnières, permet d'apprécier *le sens du déversement* : il s'est effectué de l'W vers l'E (fig. 39). Le sens de déversement ayant été établi, l'allure des plis d'entraînement permet de caractériser flanc inverse et flanc normal d'une mégastucture, même en l'absence de critères de polarité. En effet, le sens de déversement apparent d'un drag-fold de flanc normal est conforme à celui de la mégastucture, celui d'un drag-fold de flanc inverse est contraire (fig. 39).

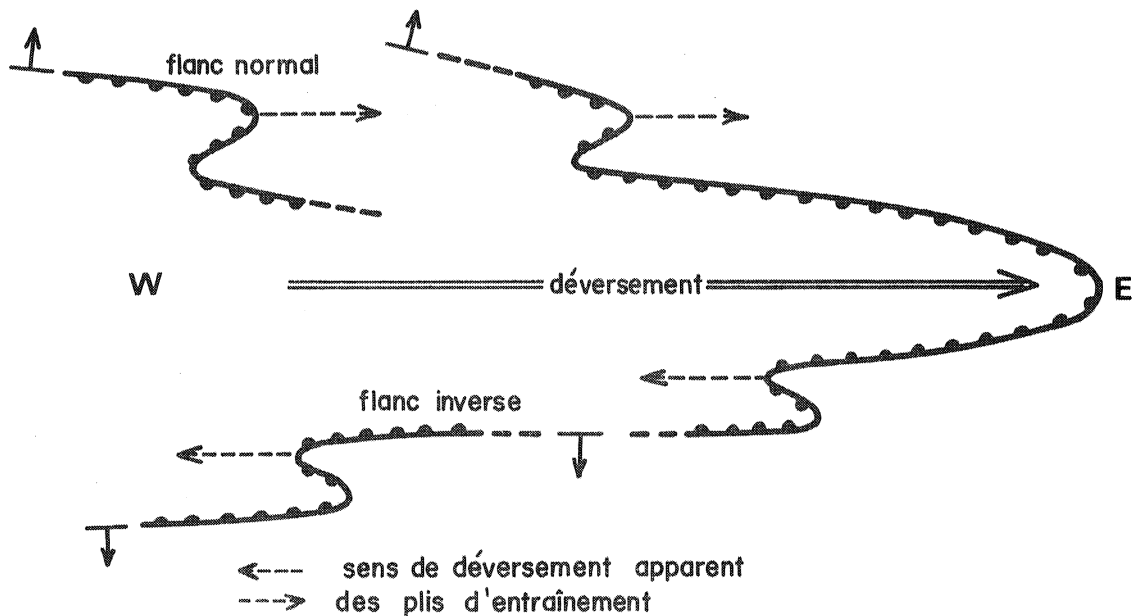


Fig.39_ sens de déversement des structures couchées

b) La schistosité "Sa"

Reportés sur un stéréogramme (fig. 40), les pôles de Sa mesurée sur l'ensemble du terrain - non compris la falaise Ar Grabineg - présentent un maximum. L'attitude relativement constante de ce plan structural, qui paraît être le fait d'une phase unique, s'oppose à la grande dispersion de So. La schistosité Sa n'est donc pas plissée et les plis droits synschisteux doivent être considérés comme tardifs.

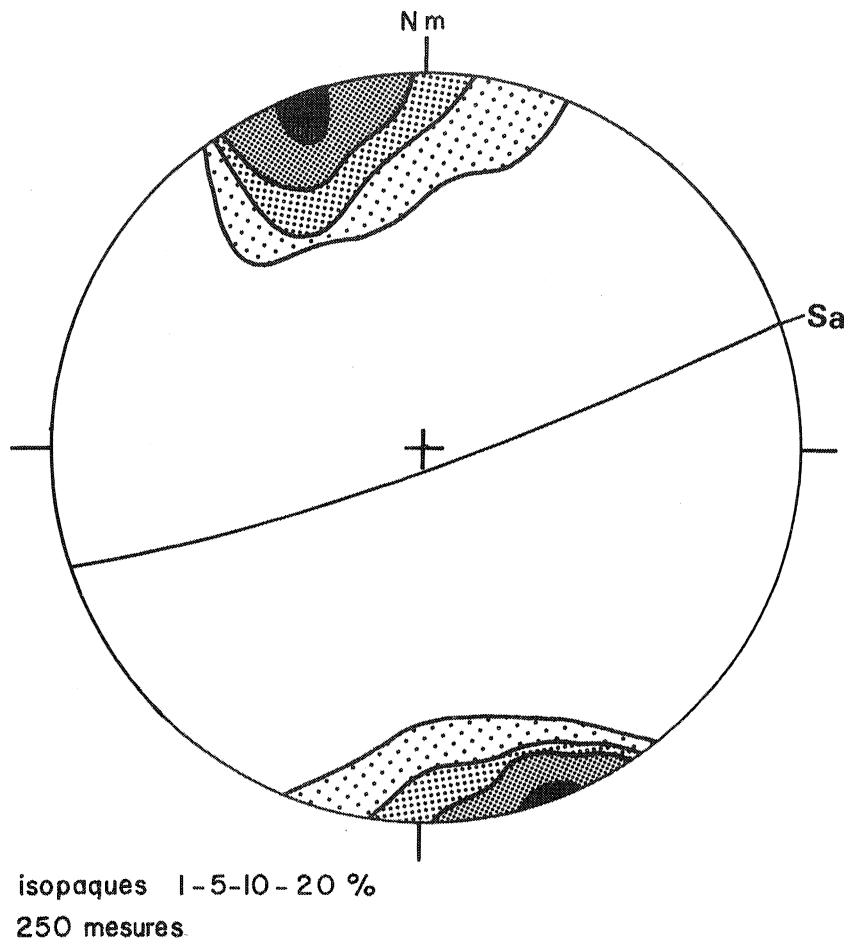


Fig.40 _diagramme général de la schistosité Sa

Le "plan statistique" de Sa, défini par le pôle de fréquence maximum, *contient les axes des plis synschisteux* (fig. 21) tandis qu'il *recoupe ceux des structures couchées précoces* (fig. 37).

Une certaine dispersion des pôles de Sa autour du maximum est cependant observable, elle trouve une explication à deux échelles :

- à l'échelle du terrain : entre le Nord et le Sud de la baie le plan de Sa passe progressivement d'une direction N-60-E environ, à une direction franchement E-W (cf. fig. 66),

- à l'échelle de l'affleurement : le plan de schistosité subit la *réfraction* en passant d'une unité plastique à un niveau compétent ; Sa adopte en outre une disposition en *éventail* au niveau des charnières de plis synschisteux. Il convient de signaler ici la disposition fréquente des plans de Sa selon un éventail inversé, dans les niveaux argileux. Ce phénomène résulte de l'interaction de la flexion et de l'aplatissement qui régissent le plissement d'un matériel présentant des alternances de niveaux compétents et incompétents (fig. 41).

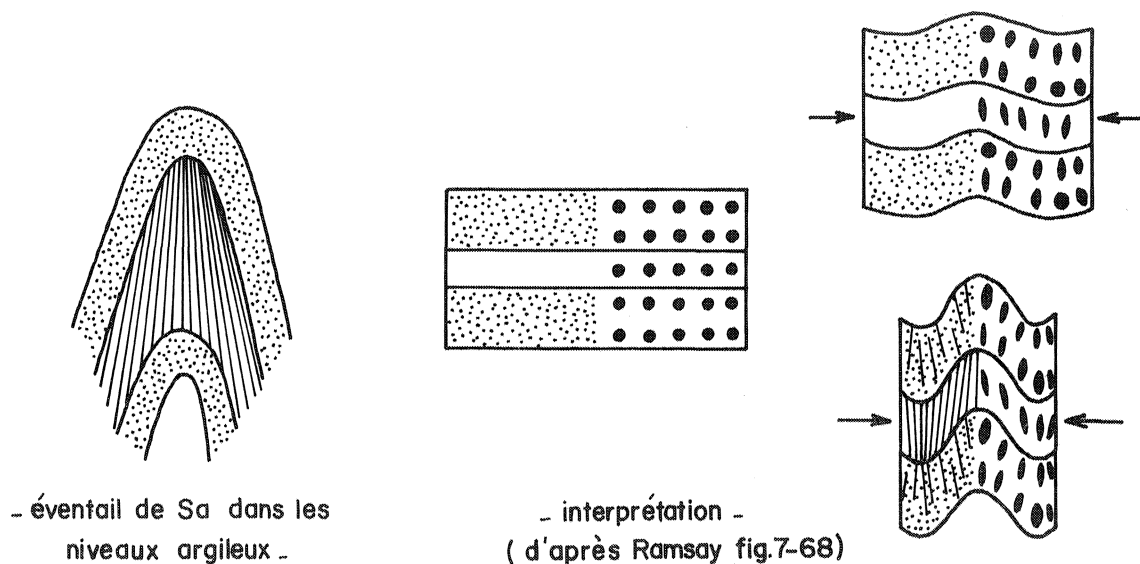


Fig. 41 - interaction de la flexion et de l'aplatissement

c) La linéation d'intersection schistosité-stratification (Sa/So)

Elle présente des plongements très variés, elle est *fréquemment subverticale*, et définit sur stéréogramme une guirlande qui coïncide avec la trace cyclographique du "plan statistique" de Sa (fig. 42). Dans les niveaux compétents affectés d'une schistosité Sa plutôt grossière, on note l'esquisse d'un débitage en *meneaux de clivage* déterminant une linéation parallèle à Sa/So (fig. 43).

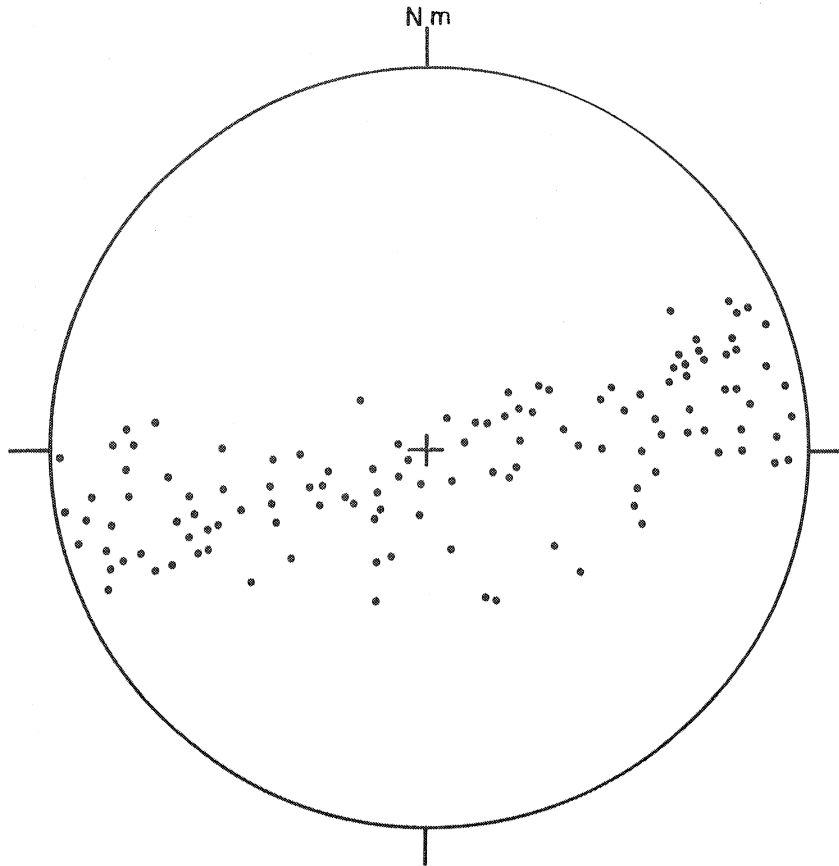


Fig.42 _ la linéation d'intersection Sa/So

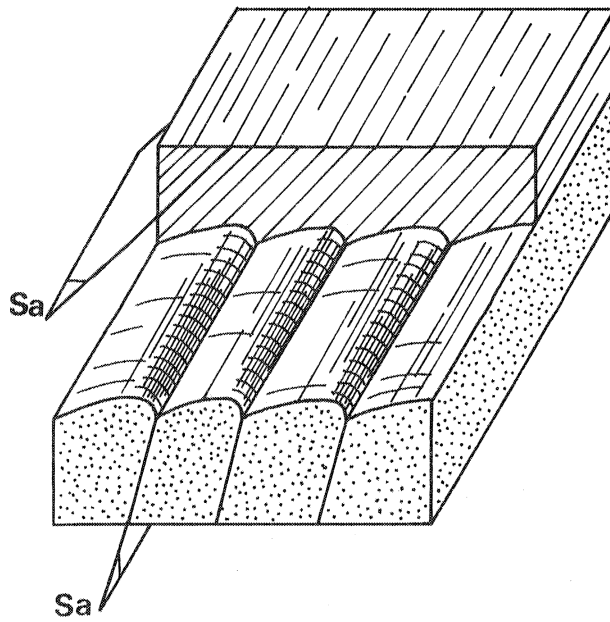


Fig.43 _ meneaux de clivage

d) Conclusions

L'observation des mésostructures et l'analyse structurale démontrent avec évidence l'intervention de tectoniques superposées. Le caractère tardif de la phase en plis droits, synschisteux, est vérifié par le fait que la schistosité associée, S_a , n'est pas plissée - elle n'est affectée que par des kink-bands - tandis qu'elle recoupe les axes de plis couchés réalisés lors d'une phase antérieure.

L'existence de ces *plis anciens* se traduisait dans les diagrammes précédents par la dispersion des pôles de S_o , ainsi que par l'étalement de la linéation d'intersection et celui des axes des plis synschisteux prenant tous les plongements possibles dans le plan axial S_a .

A2) A L'ECHELLE DE LA LAME MINCE :

L'examen microscopique de lames minces taillées dans les schistes révèle l'existence de deux schistosités :

- une schistosité de flux S' dont la présence n'est que très rarement soupçonnable à l'oeil nu (1) ;
- une schistosité de fracture S'' déjà perceptible sur le terrain.

a) La schistosité de flux S'

Très souvent subparallèle à la stratification, elle est matérialisée par une orientation commune des constituants minéralogiques : les innombrables phyllites ténues néoformées (séricite, chlorite) ainsi que les

(1) Selon F. Arthaud (1970, p. 9) "dans une roche affectée par une schistosité de flux, celle-ci n'est pas obligatoirement matérialisée par une fissilité due à l'existence de discontinuités, comme c'est le cas dans la schistosité de fracture". Une roche affectée par une schistosité de flux peut se présenter comme un milieu continu mais anisotrope, dans lequel on peut caractériser un plan d'aplatissement, dont l'existence constitue "le phénomène fondamental de la schistosité de flux".

paillettes de micas détritiques plus ou moins réorientées, s'alignent et contournent les grains de quartz eux-mêmes aplatis en amande.

Dans les schistes briovériens *l'intervention d'un aplatissement est incontestable*, et certains de ses effets, très caractéristiques, méritent d'être signalés :

- Les cristaux de pyrite, antétectoniques, non déformés, présentent des *queues de cristallisation fibreuses* ("pressure-shadow") allongées dans le plan de S' . Ces queues de cristallisation sont très fréquemment sigmoïdes ; ce fait témoigne probablement d'une rotation syntectonique des cristaux de pyrite.

- Sur une lame mince, j'ai pu observer le microplissement d'un filonnet de quartz antéschisteux, originellement perpendiculaire à la stratification. Dans la traversée des niveaux de schiste ce filonnet est vigoureusement déformé en une succession de microplis qui admettent S' - sub-parallèle à S_0 - comme plan axial, mais ce plissement disparaît lorsqu'il pénètre dans les intercalations gréseuses (fig. 44).

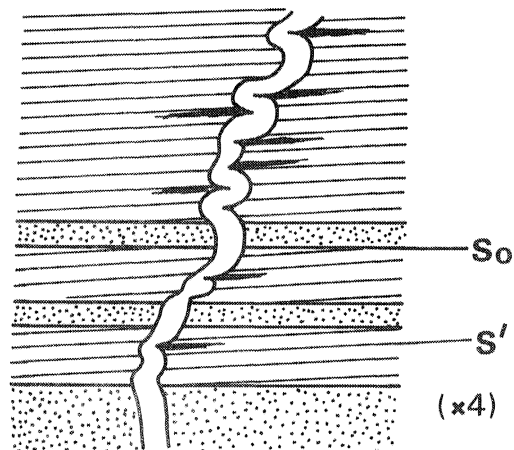


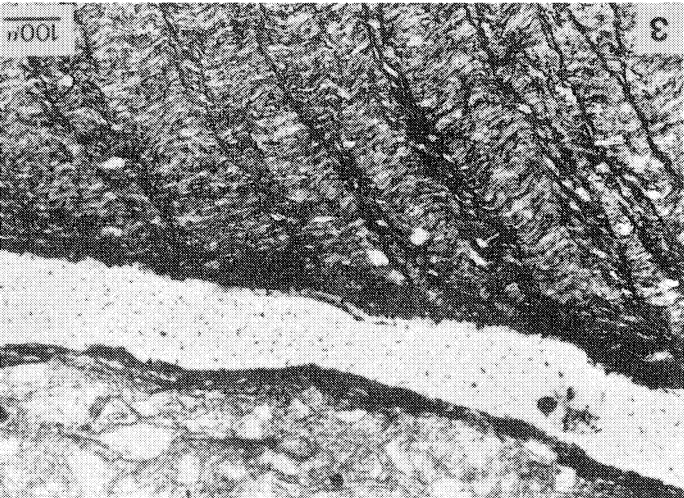
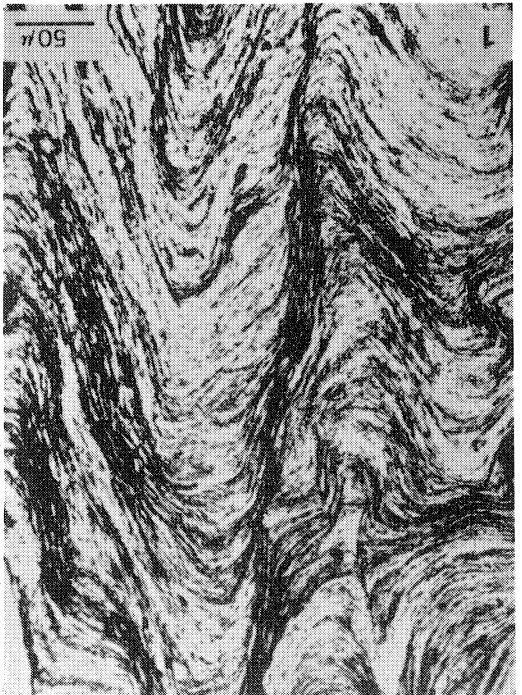
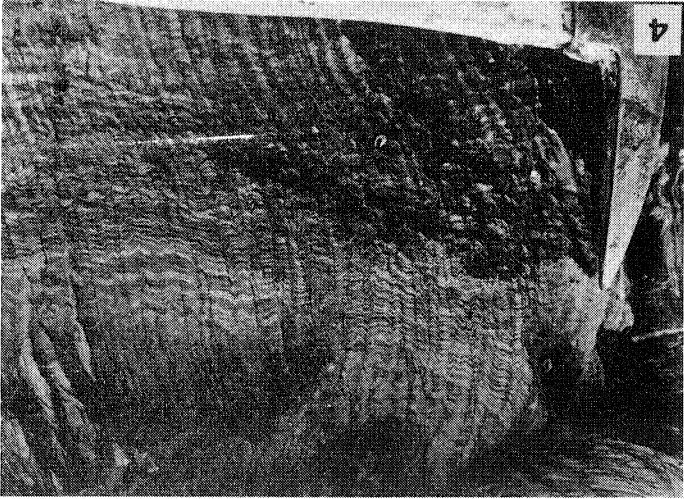
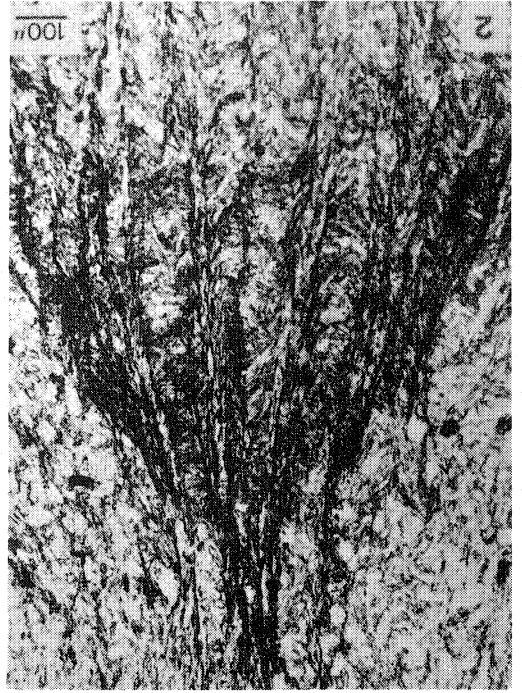
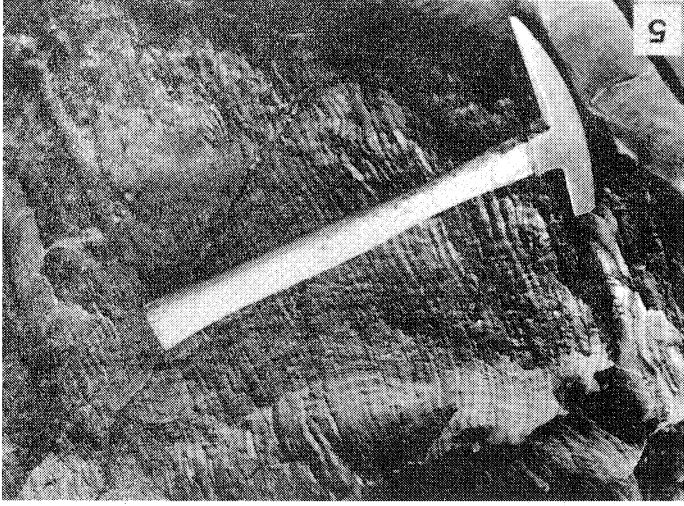
Fig. 44_ filonnet de quartz plissoté

Cette schistosité S' est plus fruste dans les grès. Elle s'y manifeste cependant par un certain étirement des éléments figurés emballés par la matrice quartzo-phylliteuse orientée.

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 11 .-

Les schistosités

- Photo 1 : Détail du microplissement de la schistosité de flux Si (L.N.)
- Photo 2 : Micropli déformant Si, subparallèle à So, et admettant St pour plan axial (L.N.)
- Photo 3 : Superposition de St à Si au niveau d'une charnière de phase tardive (L.N.)
- Photos 4 et 5 : Dans les schistes d'Ar Garreg, le microplissement associé à St évolue vers un litage tectonique



b) La schistosité de fracture S''

Il s'agit, de toute évidence, de la schistosité qui se manifeste nettement sur le terrain, et que j'ai désignée précédemment par le symbole Sa. Cette schistosité constitue une surface de discontinuité privilégiée, dominante sur la stratification. Elle confère à la roche un débit selon une multitude de plans parallèles, aisément identifiables au microscope car distants d'une centaine de microns en moyenne.

Elle se superpose à la schistosité de flux S' qu'elle recoupe selon un angle variable. Lorsque les deux schistosités sont très obliques l'une par rapport à l'autre, les microfailles qui déterminent la fissilité de la roche sont associées à un microplissement des plans de S'. Il s'agit d'une schistosité par pli fracture (photos 1, 2 et 3, pl. 11). Un feutrage de paillettes de séricite et de chlorite matérialise fréquemment les plans de cette schistosité, où diffusent également des sels de Fe. Mais il est délicat de faire la distinction entre une *véritable cristallogénèse orientée* et un simple *transfert des phyllites* de S' par le jeu des plis-failles.

Le microplissement entre les plans de S'' s'accompagne parfois de *ségrégation minérale* : le quartz se concentre dans les charnières des microplis tandis que les phyllites se rassemblent dans les zones de flanc. Quand ce phénomène est très avancé, on observe une alternance de microlithons alternativement clairs (gréseux) et sombres (phylliteux) qui soulignent S'', il y a réalisation d'un litage tectonique (fig. 45) qui masque parfois la disposition originelle en strates. Cette transposition tectonique est très nette dans le rocher d'Ar Garreg où elle peut masquer totalement S' (1) (fig. 45).

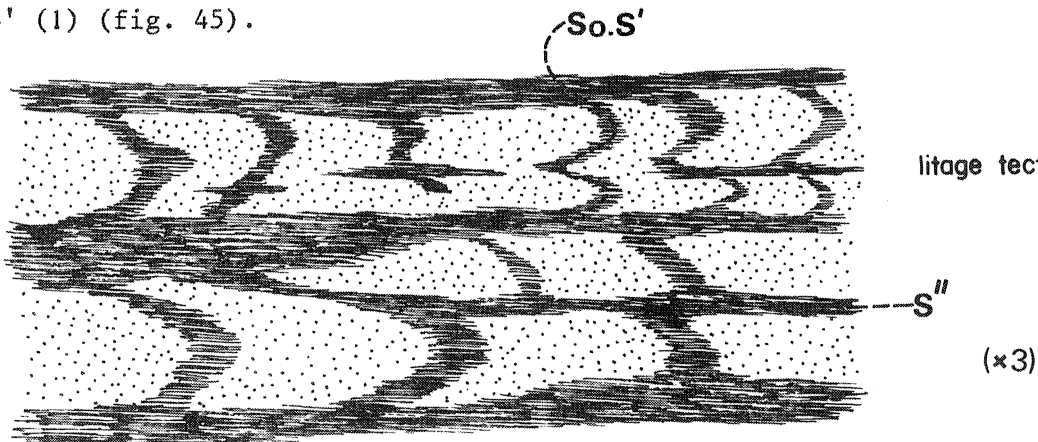


Fig. 45 -
litage tectonique à Ar Garreg

(1) L'examen de plusieurs lames minces confirme cependant l'existence de S' dans cet affleurement (cf. photo 2, pl. 11).

Assez couramment, cette schistosité de fracture s'estompe dans les niveaux gréseux où subsiste seule la trace de la schistosité de flux primitive (fig. 46).

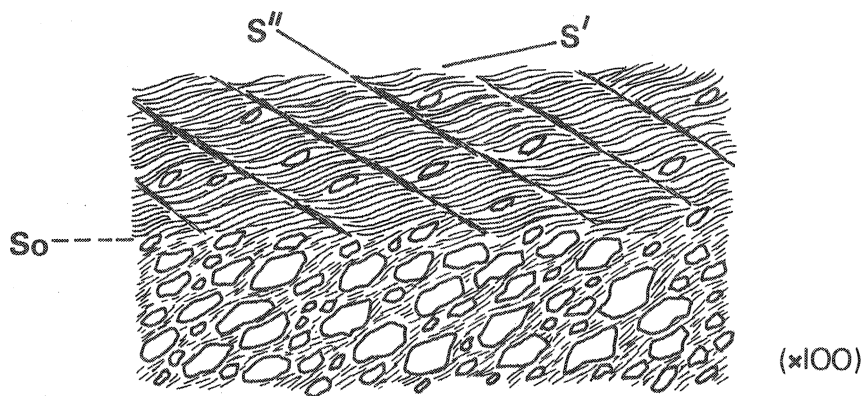


Fig. 46 - superposition de S'' à S'

c) Conclusions

L'observation des lames minces révèle l'existence de deux schistosités et en particulier d'une schistosité de flux S', déformée dans des plis admettant S'' (= Sa) pour plan axial. Cette schistosité témoigne de l'existence de plis anciens synschisteux. Or, l'étude de lames minces taillées dans des échantillons orientés (1) permet d'affirmer, qu'au moins dans le Nord, les plis précoces, couchés, sont dépourvus de schistosité. Cette absence de schistosité ne paraît pas attribuable à un effacement par des recristallisations ultérieures, si l'on en juge par le faible degré d'évolution métamorphique et la préservation des structures sédimentaires par exemple. En outre, le plan de S' peut être observé recoupant les axes N-150-E.

Cela revient donc à poser le problème de la signification de S', et, en définitive, celui de l'existence d'une phase intermédiaire. Nous sommes conduits au schéma suivant :

- 1) Phase précoce "Pp" : plis couchés N-150-E sans schistosité.

(1) prélevés au niveau des charnières de plis couchés.

2) Phase intermédiaire "Pi" : avec schistosité de flux Si
(= S').

3) Phase tardive "Pt" : plis droits synschisteux N-80-E
avec schistosité de fracture St (= S").

Nous pouvons remarquer, enfin, que le degré de cristallinité de l'illite (cf. page 103) est en accord avec l'existence d'une schistosité de flux ancienne, alors qu'il était peu compatible avec la présence de la seule schistosité de fracture.

B) ANALYSE DES RELATIONS STRUCTURALES ENTRE BRIOVERIEN ET PALEOZOIQUE :

Le problème de la tectonique du Paléozoïque et de ses manifestations dans le socle Précambrien a été abordé par divers auteurs :

- E. Bolelli (1951) négligeant les plissements proprement dits, insiste sur la *tectonique cassante* que l'on doit rapporter en fait à une phase tardive de l'orogénèse hercynienne ;

- C. Klein (1957) envisage un *décollement de la couverture* par rapport au socle qui se plisse violemment ;

- A. Philippot et J.J. Chauvel (1957) imaginent un mécanisme inverse dans lequel le Paléozoïque et la série rouge répondent seuls aux efforts du plissement hercynien, *le socle restant fixe*.

Toutes ces interprétations proposées en conclusion à l'étude de secteurs limités n'ont qu'une valeur locale. Il est nécessaire de multiplier les observations avant de proposer une théorie plus générale.

B1) DESCRIPTION DU CONTACT AU NORD DE LA BAIE DE DOUARNENEZ

A Beg-Ar-Gwin, falaise nord de l'anse de Trez Bihan, les strates briovériennes de direction moyenne N.140-150-E, mais *froncées par une série de replis à axes subverticaux*, viennent buter contre le conglomérat de base du Paléozoïque (série rouge cambro-trémadocienne). Celui-ci est orienté

N-70-80-E, subvertical et légèrement renversé (fig. 47). Vers le haut de la falaise, les bancs du Briovérien se recourbent et *dessinent sous la semelle du niveau conglomératique un pli plurimétrique*. Ce pli n'est pas accessible, mais on peut néanmoins apprécier la direction de son axe, voisine de N-150-E (fig. 48).

Au contact proprement dit, dans les cinquante premiers centimètres, les couches du Briovérien s'accordent plus ou moins à la base de la formation paléozoïque, mais cette zone étroite, manifestement perturbée, ne permet pas des observations structurales précises. A ce niveau, en effet, le poudingue paléozoïque a subi des écrasements et des recristallisations, on n'y observe plus de galets bien individualisés, mais seulement des masses quartzieuses de formes irrégulières. Les schistes briovériens sont hachés par un système de fractures anarchiques qui estompe le litage ; ils sont en outre teintés de rouge violacé ; la propagation de cette teinture sur un ou deux mètres, tient très probablement à l'existence d'une zone broyée permettant la diffusion facile du fer en solution. Dans ces roches, le contact est souligné par de petits miroirs de faille qui lui sont parallèles, tandis que les joints de stratification sont revêtus d'un enduit de quartz strié traduisant l'existence de mouvements différentiels couche sur couche.

La schistosité, très redressée, mesurée dans le Briovérien paraît être de plan axial pour les replis à axes subverticaux qui affectent ce matériel. Il s'agit d'une véritable *schistosité de flux*, caractérisée au microscope par un aplatissement très sensible des constituants de la roche.

Les lames minces taillées dans les intercalations argilo-gréseuses de la série rouge cambro-trémadocienne montrent que ce matériel est également affecté par une *schistosité de flux* ; enfin, dans la matrice des conglomérats de base, l'existence d'une cristallisation orientée de paillettes de mica blanc (séricite) est incontestable.

B2) INTERPRETATION DE LA GEOMETRIE DU CONTACT

A Beg-Ar-Gwin, la géométrie du contact résulte des mouvements de nature et d'amplitude diverses ayant affecté tant le Paléozoïque que le Briovérien, en réponse aux contraintes du plissement "hercynien". Dans le

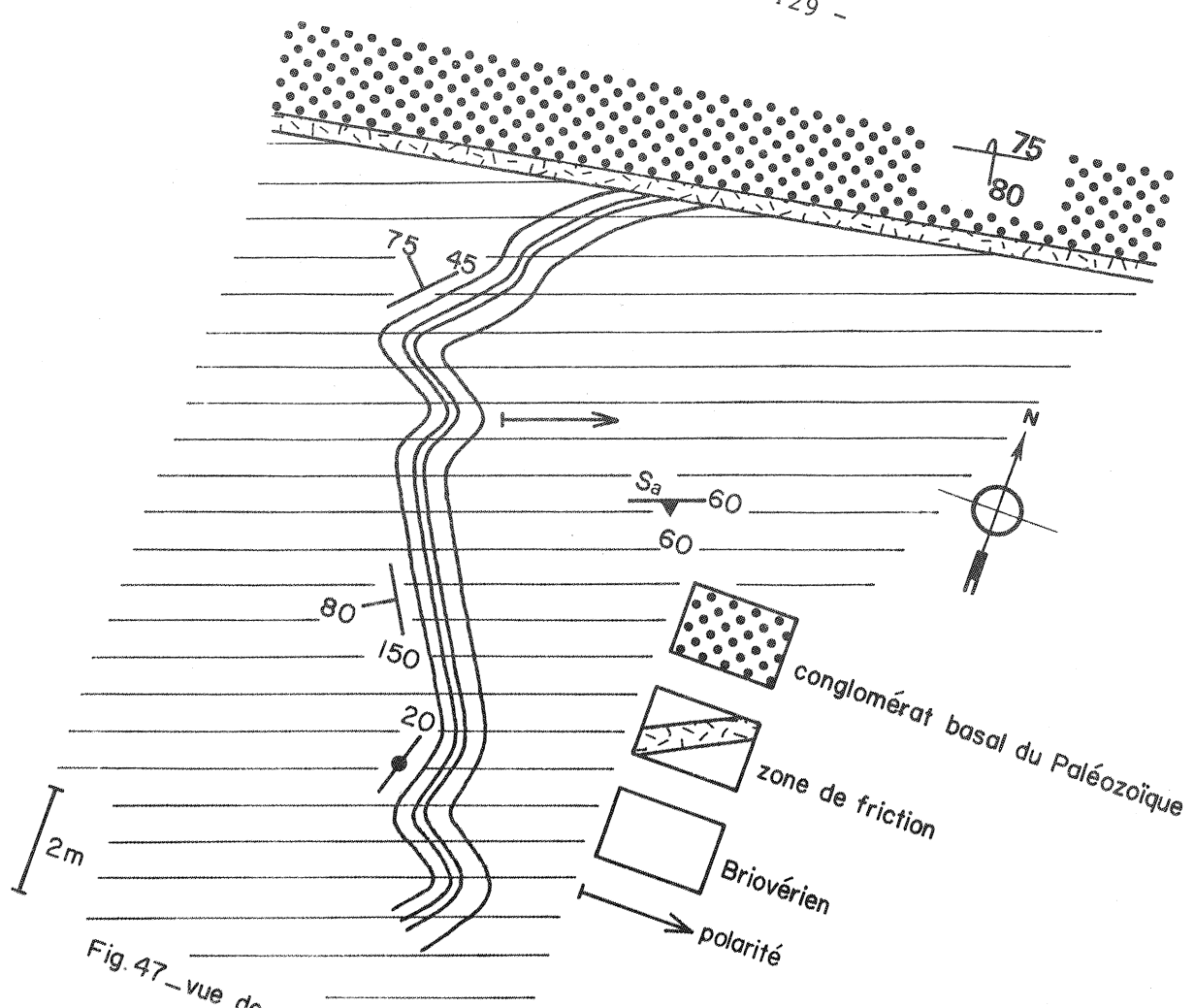


Fig. 47 - vue de dessus du contact Briovérien-Paléozoïque à Beg-Ar-Gwin

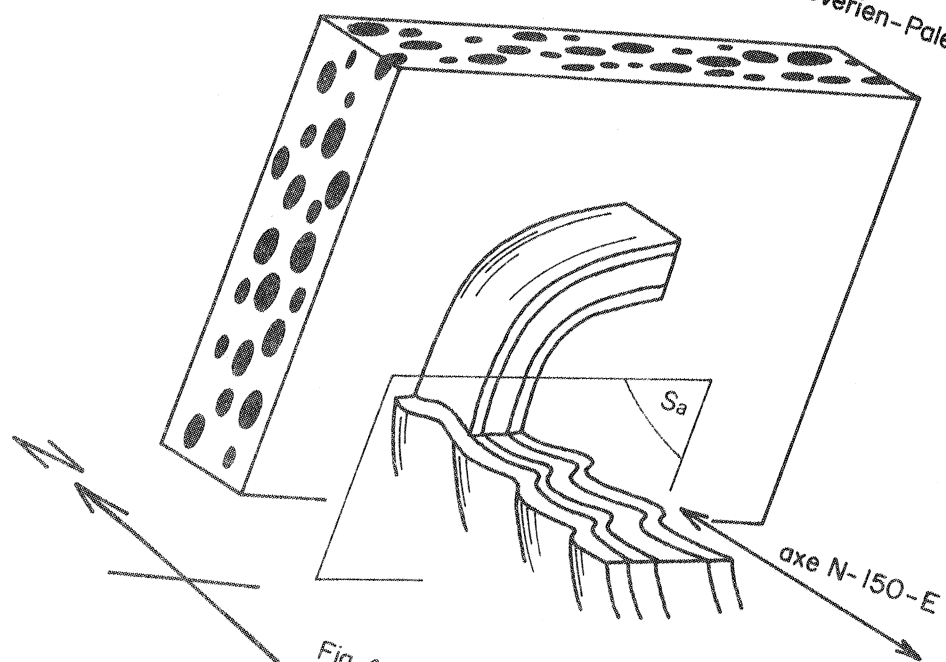


Fig. 48 - schéma de la géométrie du contact à Beg-Ar-Gwin

Briovérien, ces déformations ne sont pas limitées aux phénomènes de rabotage ou d'écrasement observables au niveau même du contact ; en effet, l'analyse structurale comparée de ce secteur permet de soupçonner *l'induction de plis et d'une schistosité d'âge paléozoïque dans un complexe déjà déformé.*

Sur la figure 49, le caractère polystructuré du complexe briovérien se manifeste par la dispersion des pôles des plans de stratification, dispersion qui s'oppose à l'attitude constante des strates paléozoïques orientées ici en moyenne N-75-E avec pendage de 75° vers le S.E. En outre, il apparaît nettement que la schistosité mesurée dans le Briovérien et la schistosité développée dans la série rouge cambro-trémadocienne ont la même attitude. La schistosité N-60-E qui affecte le Briovérien à Beg-Ar-Gwin serait donc *d'âge paléozoïque* ? Les charnières subverticales observées ici se seraient formées sur des strates verticalisées avant le serrage hercynien (?). Ces plis auraient été guidés par les niveaux de base du Paléozoïque, ceci expliquant le fait que la schistosité N-60-E ne soit pas plan axial de ces structures.

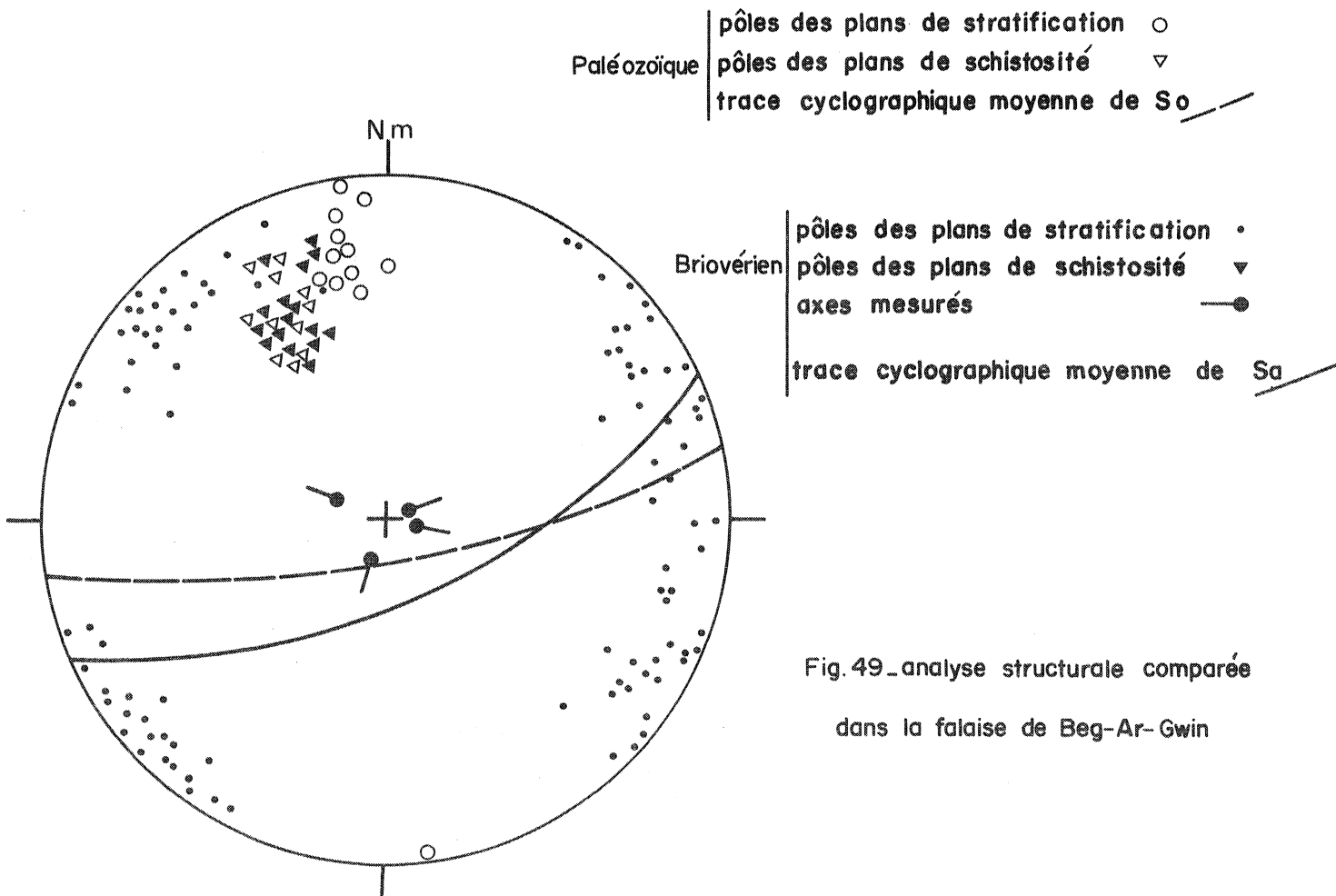


Fig. 49 - analyse structurale comparée dans la falaise de Beg-Ar-Gwin

Cette hypothèse rejoint celle qu'ont adoptée Cl. Le Corre et J.J. Chauvel (1970) qui ont démontré l'âge hercynien de plis et d'une schistosité affectant le Briovérien de l'anse du Portzic relativement proche.

B3) CONCLUSIONS

Antérieurement, Y. Milon avait conclu qu'en ce lieu les schistes briovériens étaient séparés des assises de base du Paléozoïque par un système de faille, et, que rien en conséquence ne permettait de conclure à l'âge antécambrien de ces schistes. En fait, si l'existence d'une zone perturbée au niveau même du contact est incontestable, rien ne permet de conclure, dans l'état actuel des connaissances, à la présence d'un accident cassant majeur d'importance régionale. Les écrasements et les glissements qui se manifestent à Beg-Ar-Gwin peuvent s'expliquer en effet par *le jeu disharmonique* des deux complexes dont les propriétés mécaniques étaient manifestement différentes.

Quelle que soit d'ailleurs la nature du contact, les observations structurales que j'ai effectuées dans la falaise de Beg-Ar-Gwin m'incitent à considérer que le Briovérien *préalablement déformé* a subi, au même titre que la série rouge, les effets d'une *tectonique d'âge paléozoïque*. Il existe donc une disharmonie structurale fondamentale entre les deux ensembles.

II .- INTERPRETATION GEOMETRIQUE ET CHRONOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE DE CES DONNEES ; TENTATIVE DE RECONSTITUTION DES DIVERSES PHASES

Ce chapitre s'attache à définir la part respective des plissements cadomiens et de déformations plus récentes (hercyniennes ?) dans la structuration du complexe briovérien. Il entreprend enfin l'étude de certaines manifestations des tectoniques superposées en baie de Douarnenez.

A) PHASE INTERMEDIAIRE (Pi) et PHASE TARDIVE (Pt)

La série briovérienne primitivement déformée (lors de Pp) dans de grands plis couchés orientés N-150-E et déversés à l'E-NE, a été replissée

lors de P_i . La mise en évidence de cette phase de plissement intermédiaire a été rendue possible grâce à l'observation en lame mince d'une schistosité de flux, S_i , déformée dans des plis d'axe N-70-80-E, rapportés à une phase de plissement tardive P_t .

L'existence de P_i peut cependant être établie à l'échelle des mésostructures dans quelques affleurements où l'on observe la superposition de la schistosité St à des plis anciens subisoclinaux et schistoux (fig. 50).

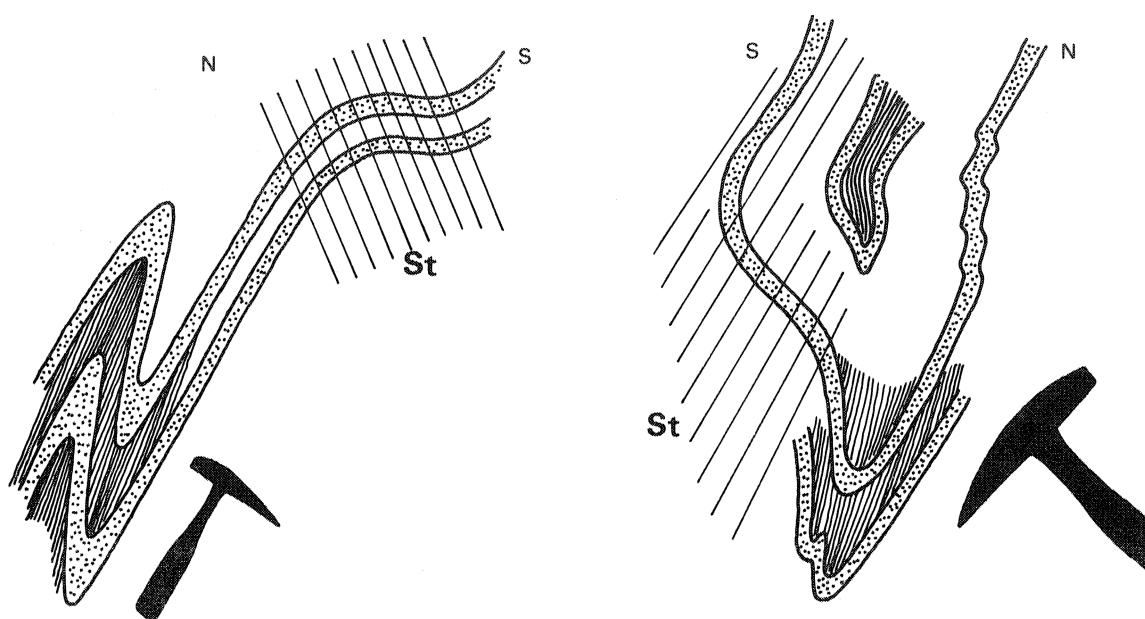


Fig.50_ superposition de St à des plis anciens N-80-E
(vers Pen-Ar-Vir)

Ces plis présentent une direction N-70-80-E, P_i et P_t seraient donc *homoaxiales*. Ceci est vérifié par l'absence de linéation déformée, S_i/S_o se confondant avec St/S_o . Cette interprétation permet aussi d'expliquer un fait assez fréquent : la présence dans la roche d'une seule et unique schistosité de flux. En effet, selon l'attitude des couches à l'issue de P_t , St n'a pas toujours eu à se développer, car S_i déjà présente matérialisait le plan axial répondant aux contraintes de P_t .

Les modalités de la superposition de Pt (+St) à Pi (+Si) sont évoquées par le schéma théorique (fig. 51) où j'ai figuré les diverses attitudes relatives de Si et St.

La géométrie des structures de la phase intermédiaire ne peut pas être rétablie avec précision. Il s'agirait cependant de plis à tendance isoclinale, comme en témoigne la schistosité Si souvent très proche de So ; le plongement de leur axe étant contrôlé par l'attitude des couches à l'issue de Pp.

La géométrie du contact Briovérien - Paléozoïque à Beg-Ar-Gwin pose elle aussi le problème de l'existence d'une phase de plissement intermédiaire, mais permet en outre d'aborder la question de son âge.

Ces démarches font appel, dans un premier temps, à l'interprétation de la nature du contact entre les deux ensembles. Kerforne puis Milon ont conclu à des contacts anormaux entre Briovérien et Paléozoïque. Bolelli enfin a interprété un certain nombre de contacts entre les deux systèmes comme le résultat d'une tectonique en "touches de piano" : le Briovérien induré se serait fracturé en compartiments qui auraient joué les uns par rapport aux autres dans le sens vertical, redressant localement les assises paléozoïques.

A Beg-Ar-Gwin (1) les observations ne sont pas, rappelons le, en faveur de l'existence d'une faille importante séparant les deux systèmes. Le contact n'y est pas souligné par un niveau de brèche ou par un filon de quartz, et les phénomènes d'écrasement ou de friction qui affectent Briovérien et Paléozoïque sur une faible puissance témoignent vraisemblablement de *mouvements différentiels* entre les deux ensembles dans un plissement fatalement *disharmonique*. Si nous admettons alors que les rapports géométriques initiaux entre Briovérien et Paléozoïque ne sont pas altérés, il apparaît que les poudingues se sont avancés sur un système affecté de plis à axes subverticaux, comme en témoigne la falaise de Beg-Ar-Gwin où les strates briovériennes dessinent une structure plissée contre la semelle du conglomérat de base paléozoïque verticalisé (cf. fig. 48). *L'hypothèse la plus simple envisage que ces axes sont ceux de la première phase Pp, redressés lors de Pi (fig. 56)*

(1) Il convient d'insister sur le caractère ponctuel de l'observation du contact.

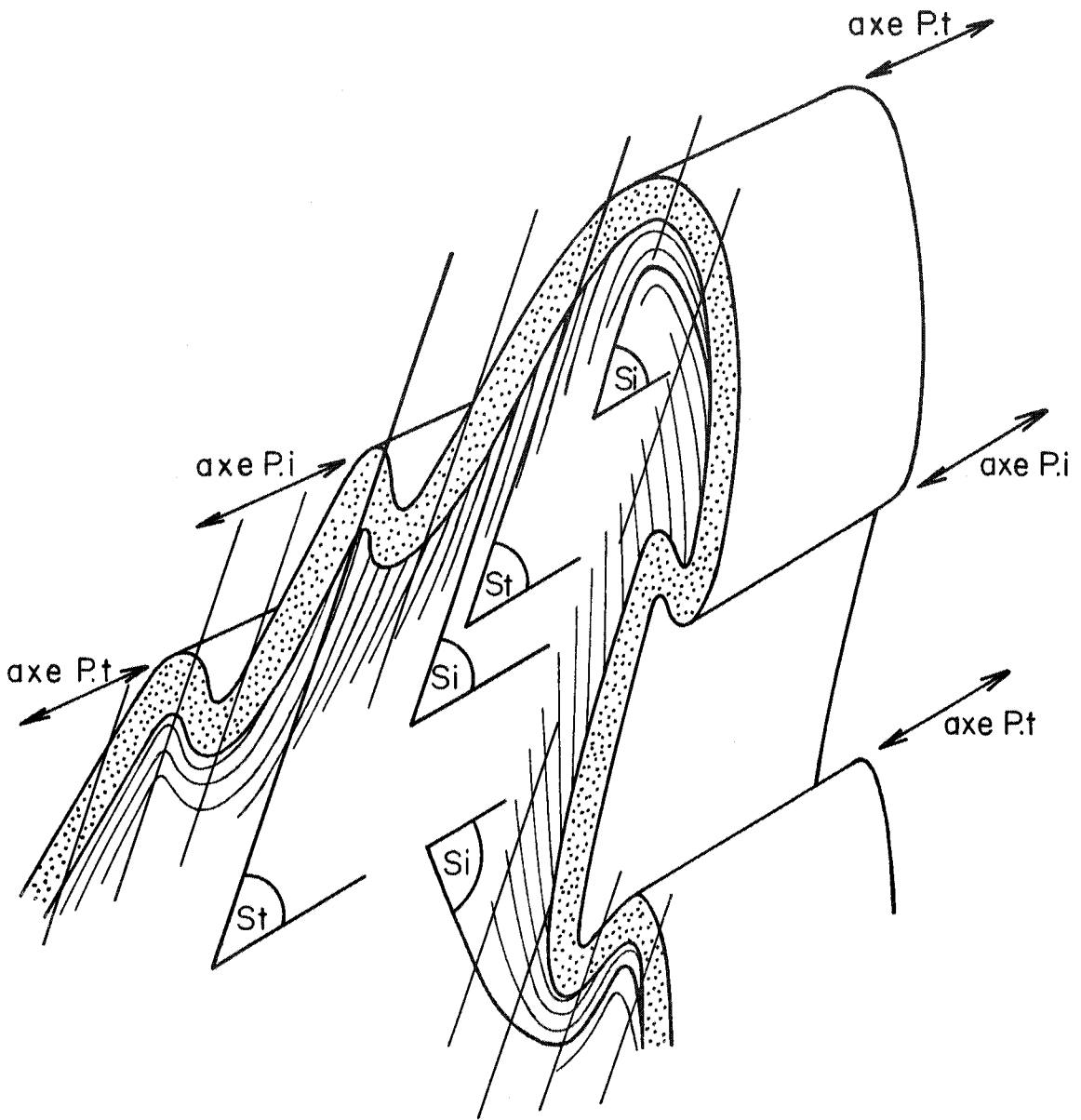
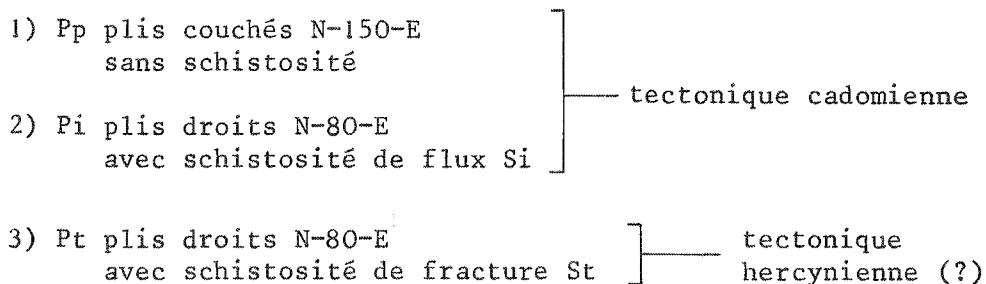


Fig.51 _ attitudes relatives de Si et St

Dans le cadre de cette interprétation, nous devons conclure à l'âge antécambrien de la phase de plissement intermédiaire Pi, et nous aboutissons au schéma suivant :



Cependant, la schistosité Si, qui dans cette hypothèse devrait se retrouver à l'affleurement en position subhorizontale, n'est pas visible. La schistosité de flux observable dans le Briovérien au niveau du contact est très redressée, et l'analyse structurale de la falaise de Beg-Ar-Gwin (cf. fig. 49) nous incite à considérer qu'elle est contemporaine des mouvements d'âge paléozoïque qui ont déterminé l'apparition de replis à axes subverticaux dans le Briovérien. Il reste donc à envisager que cette schistosité de flux soit *équivalente de St dans un domaine où régnaient des conditions thermodynamiques différentes*. A Beg-Ar-Gwin, l'aplatissement et les recristallisations caractérisant une schistosité paléozoïque auraient effacé la trace de Si, schistosité briovérienne.

B) ANALYSE DE QUELQUES PLISSEMENTS SUPERPOSES

a) Les plis à axes subverticaux

Comme on l'a vu précédemment, il est le plus souvent impossible de faire la distinction sur le terrain entre les plis de phase intermédiaire (Pi) et ceux de phase tardive (Pt). Mais dans le cas précis *d'axes verticaux*, le domaine d'incertitude est élargi : il peut s'agir, en effet, soit *d'axes Pt ou Pi affectant des couches verticalisées* antérieurement (lors de Pp), soit *d'axes Pp verticalisés* lors de Pi ou de Pt et ramenés dans le plan axial Si ou St.

Localement, cette indétermination peut être levée ; ainsi, sur le plateau rocheux qui domine la mer, immédiatement au Sud de la pointe

de Talagripp, où l'érosion différentielle a mis en relief un repli en S, isoclinal, à axes subverticaux (photo 1, pl. 12). Il s'agit d'un repli isolé dans une série subverticale d'orientation E-W, et non plus d'une succession de plis affectant des strates de direction moyenne N-150-E comme à Beg-Ar-Gwin. L'intersection schistosité-stratification, *oblique sur l'axe du pli*, se dispose suivant un grand cercle du canevas stéréographique, traduisant ainsi *l'antériorité du pli vis-à-vis du développement de la schistosité* (1) (fig. 52, photos 2-3, pl. 12). Ce pli antéschisteux ne peut être rapporté qu'à la phase précoce Pp ; il a été verticalisé lors de la phase intermédiaire (Pi), puis recoupé par la schistosité de fracture St.

Il est à remarquer que l'acquisition de *plongements aussi forts* par les axes Pp lors de leur plissement accrédite notre estimation de la direction primitive des structures couchées (N-150-E), rendue très délicate en raison des déformations ultérieures. Comme l'expliquent en effet les schémas de la figure 53, la verticalisation des axes de plis couchés anciens n'est réalisée que dans le cas où les deux phases superposées présentent des *directions axiales suborthogonales* (Pp N-150-E puis Pi N-80-E).

b) Les plis en "cuiller" et en "selle"

Contrastant avec les falaises où tout est redressé, certains panneaux se caractérisent par le fait que les axes Pp s'y observent affectés de *plongements très faibles*, sur des distances d'une dizaine de mètres environ. Au flanc de ces structures primitives, la série est déformée en une succession de plis droits orientés N-80-E, généralement peu vigoureux, d'amplitude décimétrique à métrique, et dont l'enveloppe générale est relativement plate. Ceci est sensible notamment entre Caméros et Pentrez.

Au niveau de ces charnières Pp, subhorizontales, l'intervention des plis droits se manifeste par la réalisation de structures d'interférence caractéristiques. Nous rapportons leur formation à la phase intermédiaire, Pi, puisqu'elles admettent la schistosité de flux, Si, subverticale,

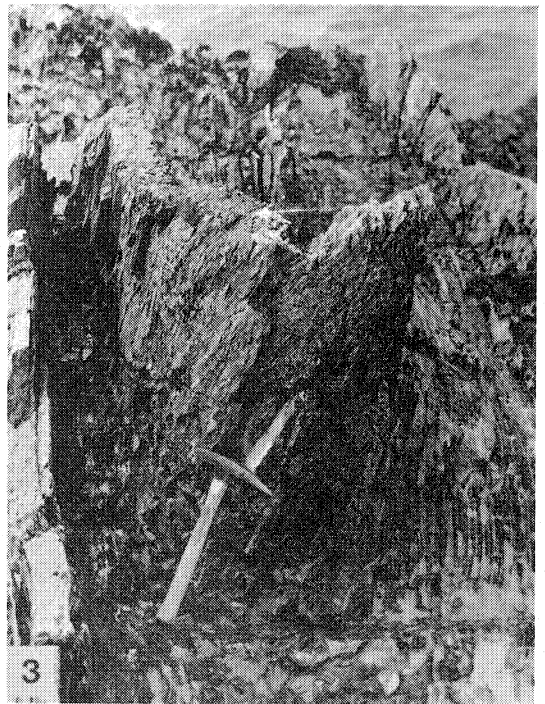
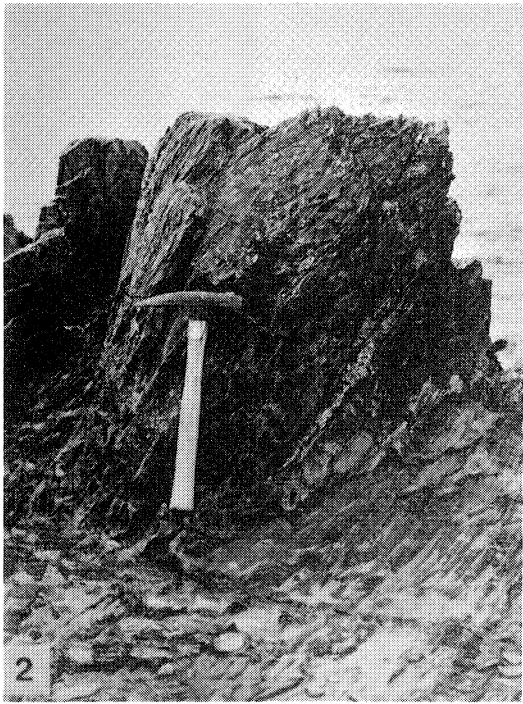
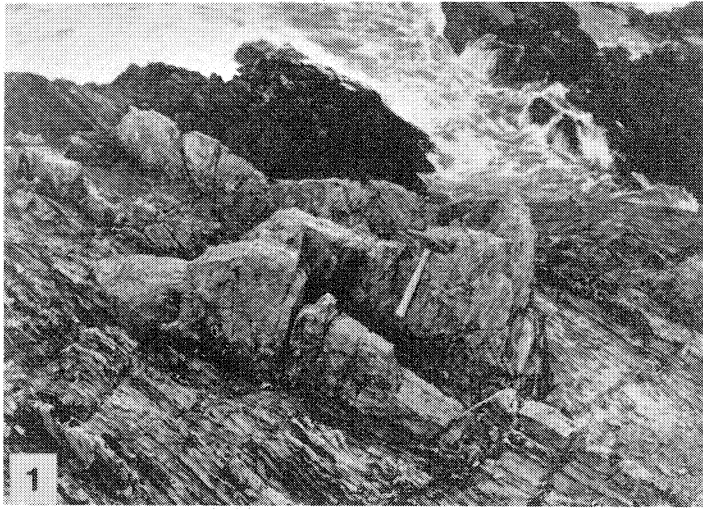
(1) Une certaine dispersion des pôles de St mesurée au niveau de cette structure peut être expliquée d'une part par le phénomène de réfraction, d'autre part par un développement en éventail.

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 12 .-

Le pli de Talagrip

1) Vue d'ensemble

2 et 3) L'intersection St/So est
oblique sur l'axe du pli.



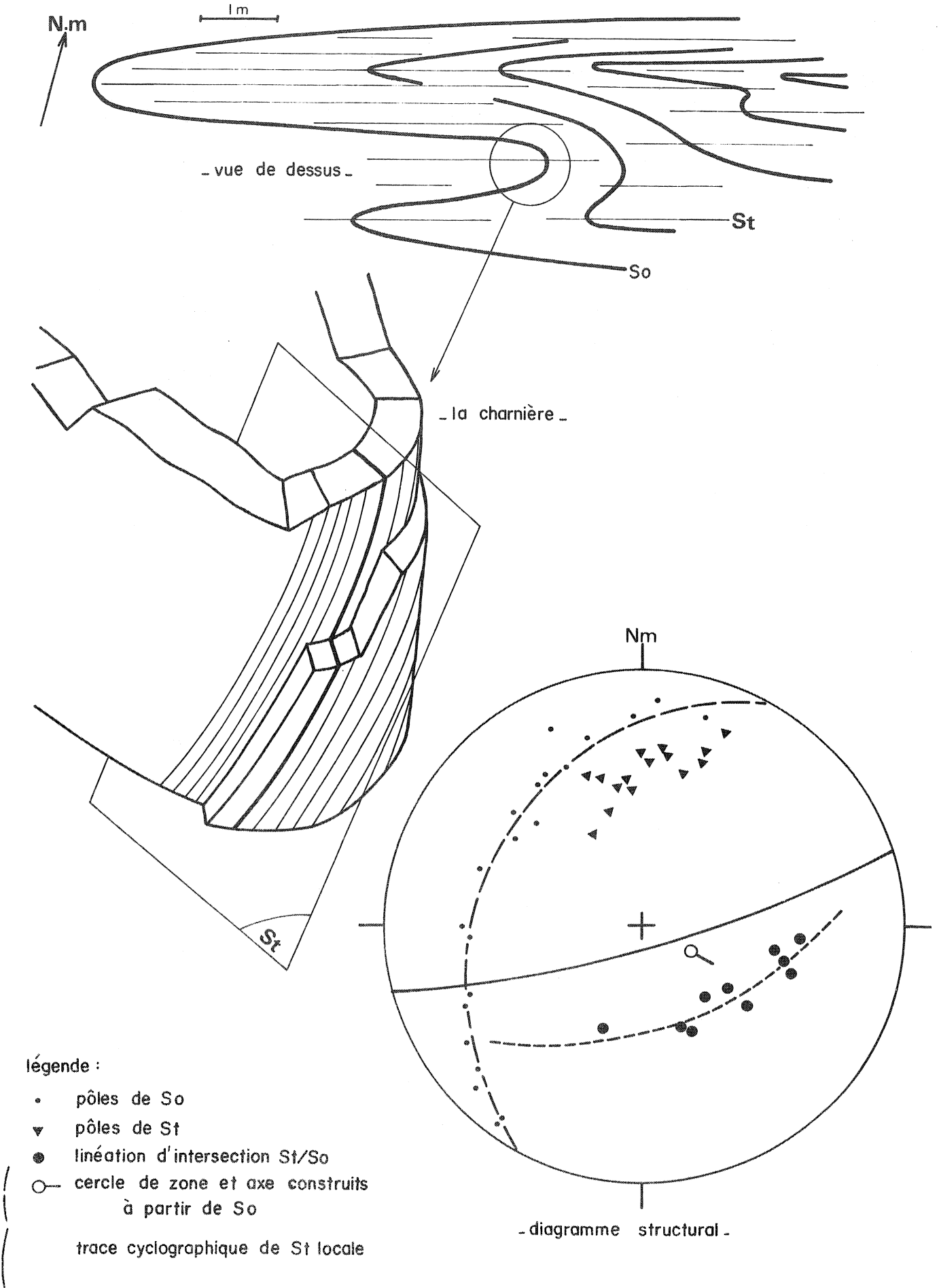
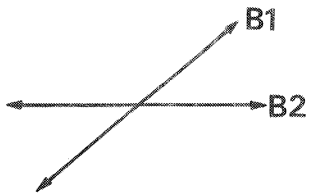
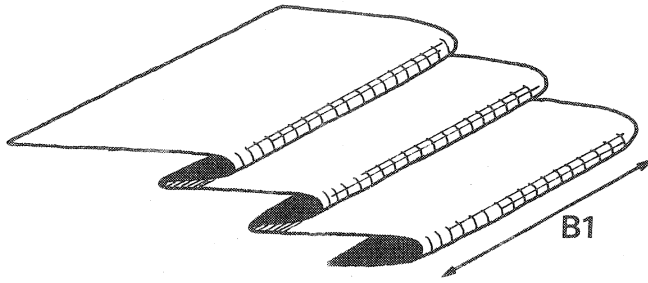
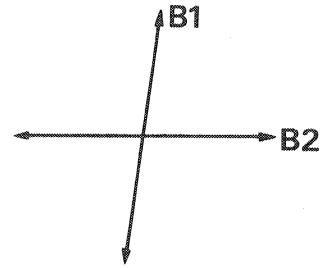


Fig.52 _ le pli de Talagrip



B1 et B2 obliques



B1 et B2 suborthogonaux

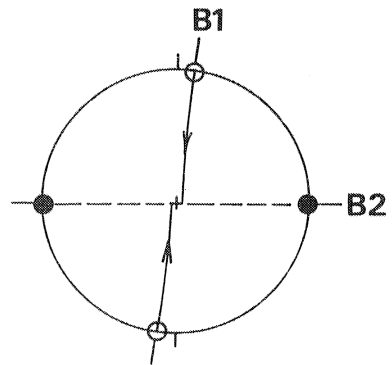
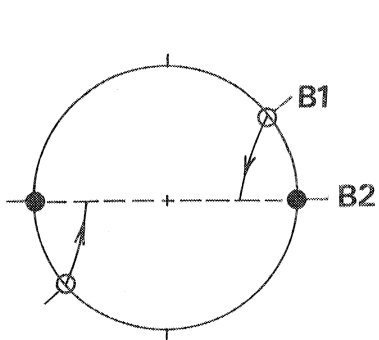
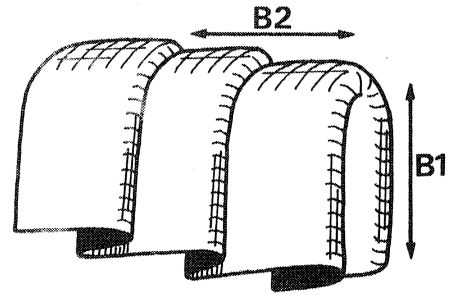
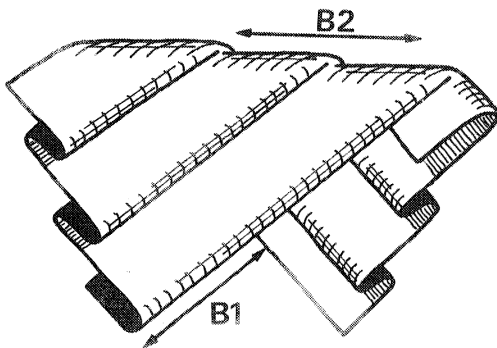
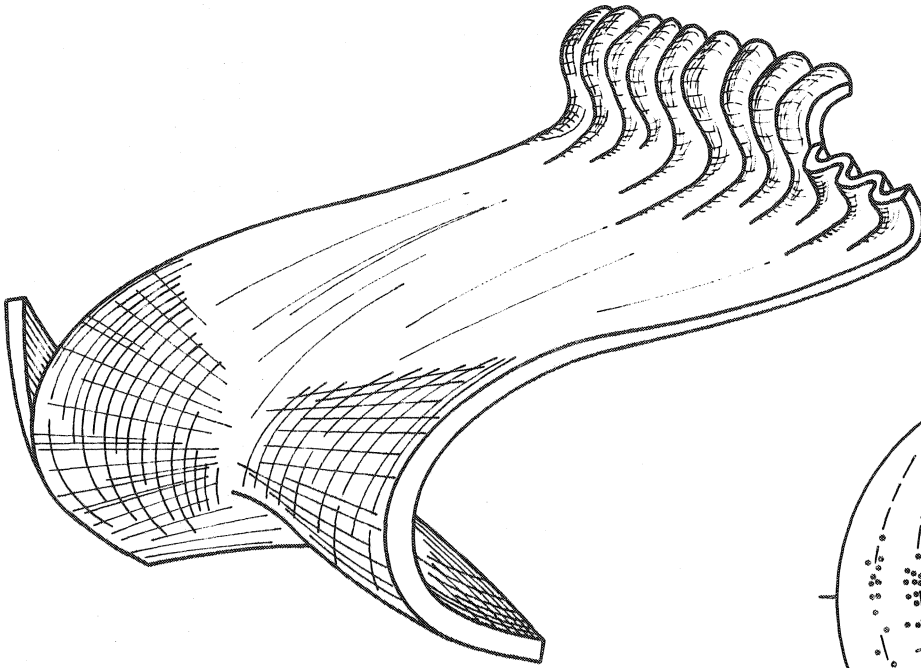


Fig.53 _ plissement des axes d'une structure couchée



interférence des plis couchés et des plis droits

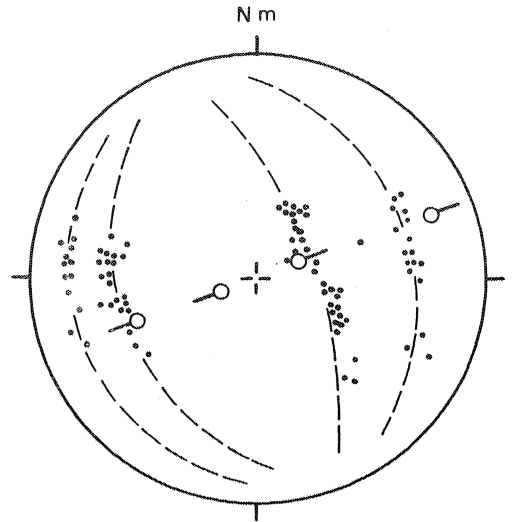
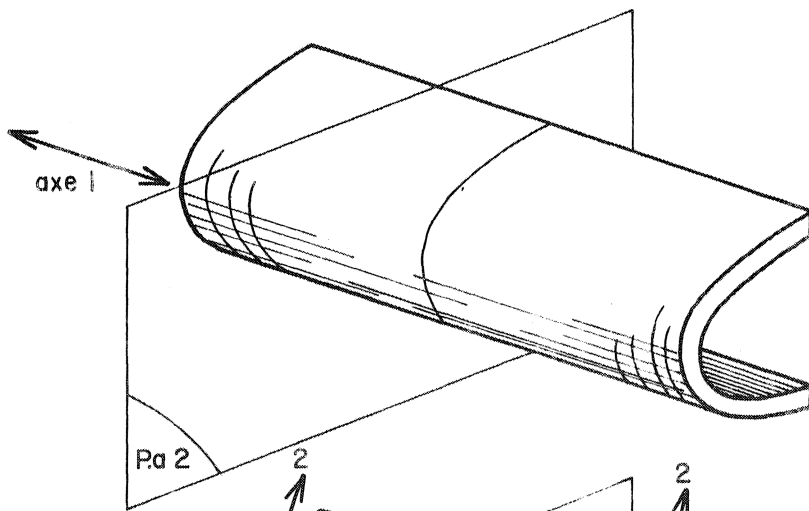


diagramme structural d'un pli en "cuiller" (axes construits à partir de S_0)



interprétation

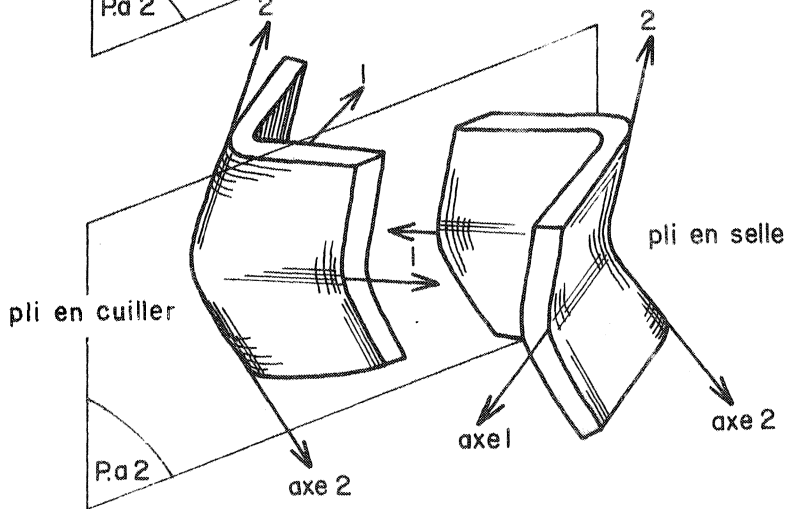


Fig.54 _ les plis en "cuiller" et en "selle"

comme *plan axial*. Dans ce cas précis des déformations superposées, les axes de Pp n'ont pas été plissés autour des axes de Pi - comme précédemment - mais ce sont en fait *les axes de Pi qui sont nés tout autour de l'axe Pp*, à l'intersection du plan axial, Si, et de la stratification déformée dans les charnières de Pp. Quant aux axes de Pp, ils ont été plus ou moins coudés dans un plan subhorizontal (fig. 54 et planche photographique n°13). En définitive, il y a froncement des charnières de Pp en une succession de plis alternativement en "*cuiller*" et en "*selle*".

Dans l'hypothèse des plissements superposés Pp + Pi, illustrée par la figure 56, l'apparition de ces structures se conçoit au niveau des charnières de la phase intermédiaire, où *les axes de Pp retrouvent une position subhorizontale*.

c) Structures particulières

L'intervention des plissements superposés, tels que nous les avons définis, permet enfin d'interpréter certaines structures particulières. Au flanc nord de la pointe de Pen-Ar-Vir, par exemple, on peut observer deux antifformes successifs, A et B, dont les axes sont affectés de plongements très différents (fig. 55). Nous rapportons le pli A à la phase intermédiaire (Pi), le plongement de son axe est déterminé par l'existence de plis anciens (Pp), et nous interprétons le pli B comme une manifestation de la phase tardive (Pt) au flanc d'une structure de Pi.

d) Conclusions

La superposition de trois phases de plissement dans le complexe briovérien de la baie de Douarnenez se traduit par une *réorientation de structures précoces* et par la *réalisation simultanée de structures nouvelles*. L'interprétation géométrique et chronologique proposée pour ces diverses manifestations est figurée dans les blocs diagrammes théoriques de la figure 56.

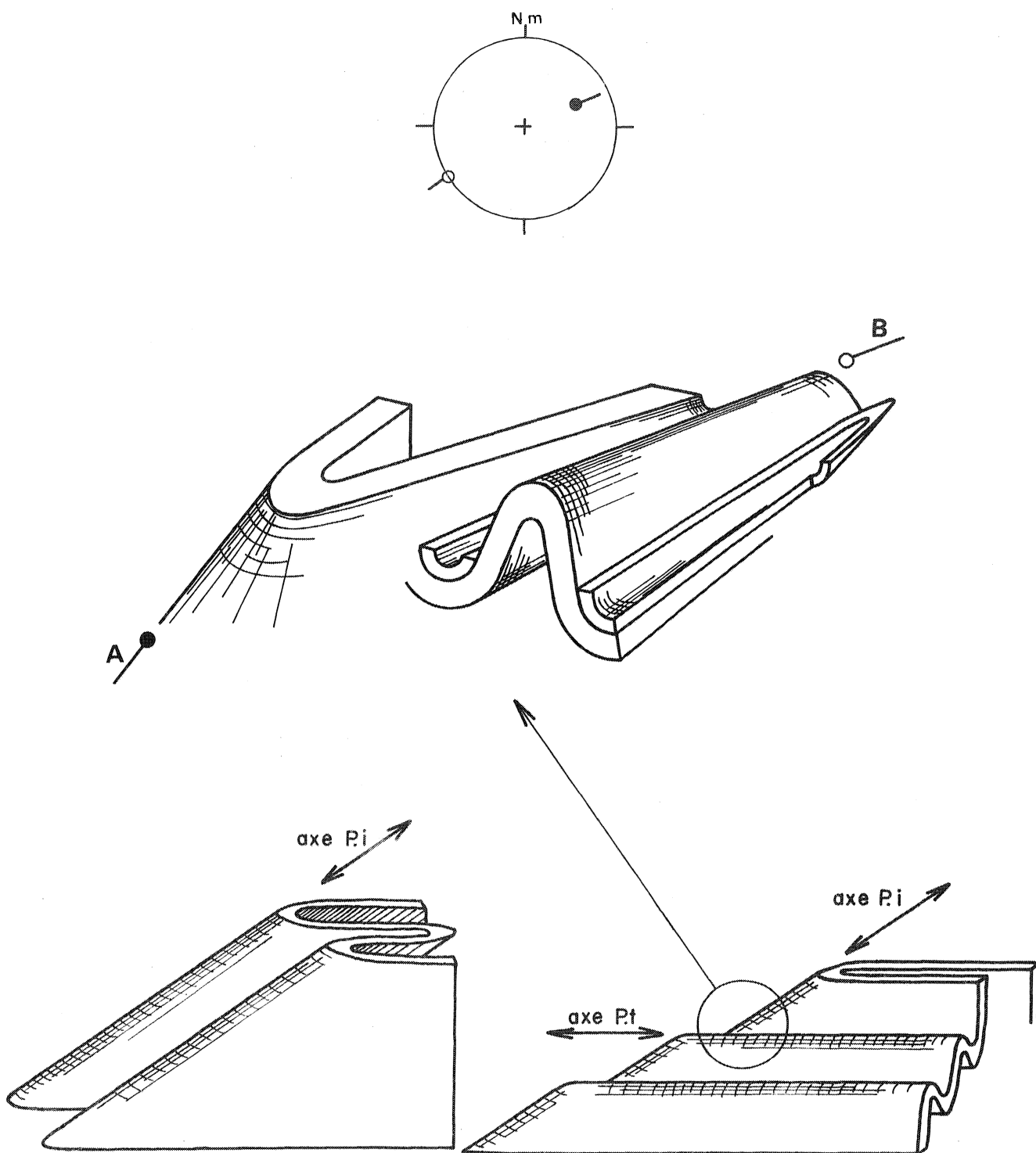


Fig.55_interprétation de la structure de Pen-Ar-Vir

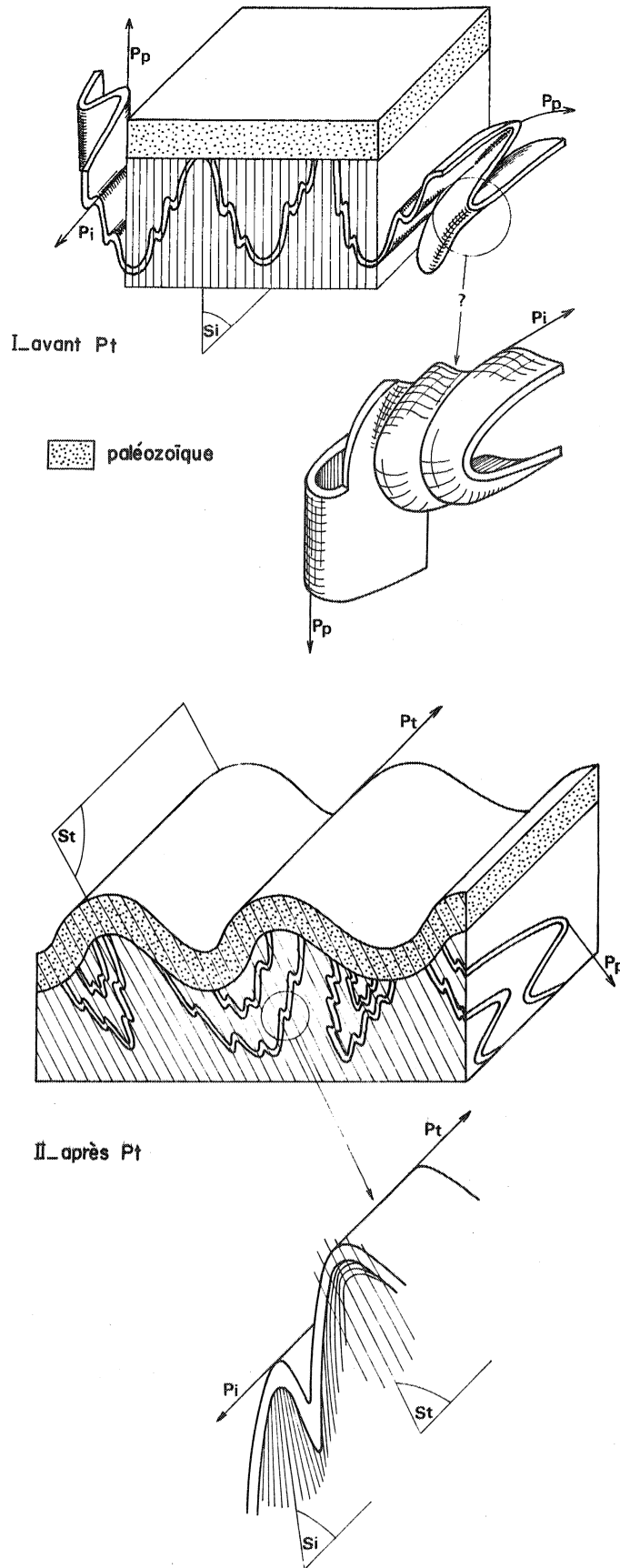
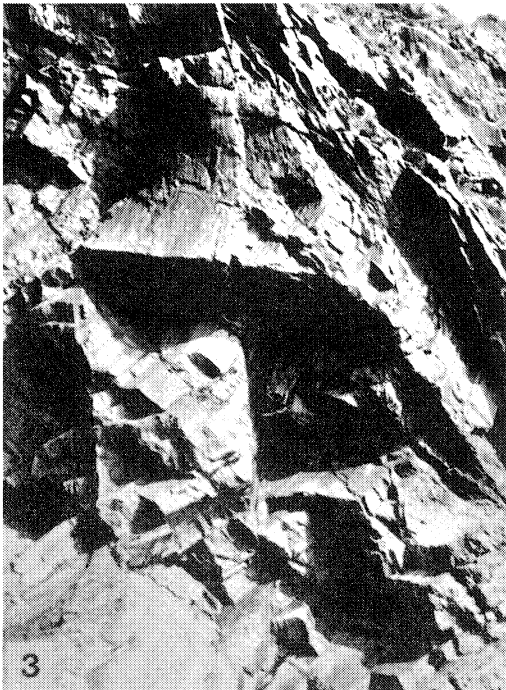
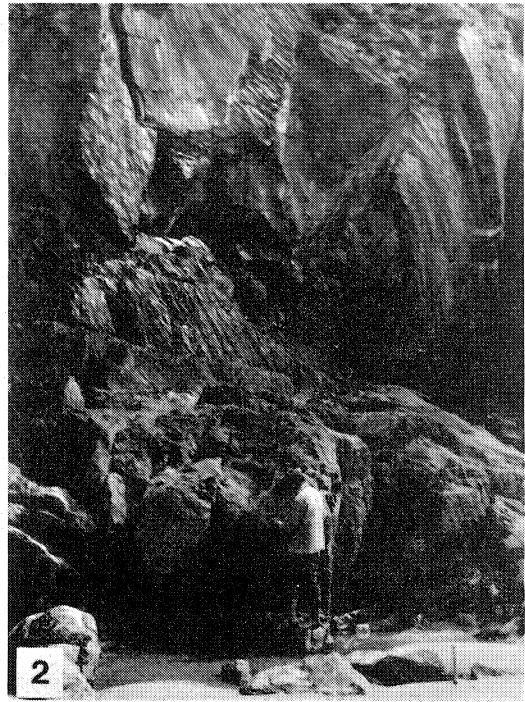


Fig.56_ interprétation géométrique et chronologique des tectoniques superposées

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 13 .-

Les structures d'interférence

- 1 et 2) Plis en "cuiller" (Caméros)
- 3) Pli en "selle" (Kéric)
- 4) Pli d'entraînement de flanc inverse
replissé en accordéon (Caméros)



III .- UN SECTEUR DE TRANSITION : LA POINTE DE TREFEUNTEC

Le secteur de la pointe de Tréfeuntec paraît illustrer un stade intermédiaire de l'évolution qui a pu conduire des formations briovériennes peu transformées, observées dans la partie nord de la baie, jusqu'au complexe métamorphique d'Ar Grabineg. L'étude structurale de ces affleurements met bien en évidence les phases de déformation caractérisées plus au Nord, mais au niveau de chacune d'elle des variations sensibles sont enregistrées.

A) LES DONNEES DE L'OBSERVATION

Dans le secteur Ste-Anne-la-Palud - Tréfeuntec, le plan de schistosité de la phase tardive (St) contient une *linéation d'intersection*, L, soulignée par la présence de bandes millimétriques sombres. Cette linéation, L, nettement distincte de So/St, par ailleurs bien visible, plonge d'un angle assez constant vers l'Est et peut être doublée d'une crénulation presque imperceptible. Le bloc diagramme de la figure 57 illustre la disposition des divers éléments structuraux de la roche.

Les lames minces taillées perpendiculairement à la linéation St/So, très marquée, montrent la superposition de la *schistosité de fracture* (St) à une *schistosité de flux ancienne* matérialisée par l'orientation commune des phyllites (séricite, chlorite). Dans ce même plan, l'intersection de la schistosité de flux a un plongement inverse (Sud) de celui de la linéation L (Nord). L apparaît matérialisée par des concentrations d'une substance noirâtre très divisée, circulant entre les phyllites et migrant en partie dans les plans de St, elle passe dans les lits gréseux en se réfractant. Elle est *crémulée par la schistosité de fracture* (St) mais ses rapports avec la schistosité de flux ne sont pas clairs.

B) INTERPRETATION DE CES DONNEES

La schistosité de flux observée peut, en toute probabilité, être rapprochée de Si. Quelle est alors la signification de "L" ? Celle-ci représente-t-elle l'intersection des plans d'une schistosité plus ancienne,

assez fruste, dans lesquels aurait migré un pigment sombre, primitivement disposé en lamines dans la roche ?

Dans cette hypothèse, il pourrait s'agir de Sp, schistosité associée aux plis couchés de phase précoce qui se manifestent encore de façon évidente dans ce secteur. A ce propos, il convient de signaler qu'à Beg-Santez-Anna on observe des *replis de flanc inverse*, et que l'attitude du plan (1) qui détermine la linéation L - soit, direction N-160-E et pendage 30° vers le N-E - correspond bien à celle d'une *schistosité de flanc inverse* dans le cas de structures couchées déversées à l'Est (fig. 58).

A Tréfeuntec, on aurait donc atteint le front supérieur de schistosité de la phase précoce, et, en cet endroit, la géométrie finale des plissements superposés serait telle que l'intersection de Sp et celle de Si sur St se confondent.

Ces observations locales amènent à une autre conclusion : les phases Pi et Pt ne sont plus ici homoaxiales ; on observe en effet une intersection Si/St oblique à So/St, ceci traduit que Si et St ne présentent plus la même direction.

L'analyse des tectoniques superposées sur canevas stéréographique est ici contrariée par le fait que St seule est mesurable sur le terrain et que son intersection avec la stratification, très accentuée, masque toute linéation antérieure.

IV .- LA FALAISE AR GRABINEG

Au milieu de l'anse d'Ar Vechen, le rocher Ar Garreg représente la limite méridionale du domaine septentrional caractérisé par une relative homogénéité pétrographique et structurale. On note à Ar Garreg, le développement de plis assez serrés, déversés au Nord, auxquels est associée une schistosité très marquée. Il s'agit de St, qui se superpose à une schistosité de

(1) Construit sur canevas de Wulf.

flux antérieure, Si, parallèle à So. St se caractérise ici par une réorientation très nette du matériel phylliteux (séricite - chlorite) tandis que le litage sédimentaire originel est plus ou moins masqué par l'apparition d'un *litage tectonique* (cf. fig. 45).

Il n'existe pas de zone de transition visible entre Ar Garreg et le complexe le plus méridional qui affleure à Ar Grabineg. Cette falaise est constituée de micaschistes et de quartzites micacés dans lesquels les structures sédimentaires originelles sont encore visibles (1).

A) MISE EN EVIDENCE DU CARACTERE POLYSTRUCTURE

a) Phase 1 et phase 2

A l'extrémité nord d'Ar Grabineg, la série apparaît déformée en plis concentriques d'amplitude métrique, dont les axes (N-100-110-E) plongent assez faiblement à l'Est. Il s'agit de structures dissymétriques déversées au Sud qui présentent de fait un flanc nord en pente douce et un flanc sud très raide, subvertical. Au niveau des fines alternances de schistes et de grès assimilables aux schistes rubanés du domaine septentrional, les plis d'entraînement sont très nombreux. Cette déformation qui affecte localement *des séries en position inverse* est accompagnée d'une schistosité orientée N-140-E avec pendage de 50° vers le N.E. Celle-ci se caractérise macroscopiquement par une certaine *ségrégation* minérale et microscopiquement par une crystallisation orientée de biotite brune et de muscovite. Il subsiste entre les plans de cette foliation des *phyllites déformées* mais qui témoignent d'une orientation originelle commune fréquemment subparallèle à la stratification.

Le renversement local de la série plissée, les vestiges d'une schistosité ancienne et la présence de quelques charnières isoclinales replissées, traduisent l'existence d'une phase de déformation P1, antérieure aux

(1) C'est dans cette formation que P.R. Giot (1945) avait signalé l'intercalation du matériel quartzeux qu'il assimilait au poudingue de Gourin.

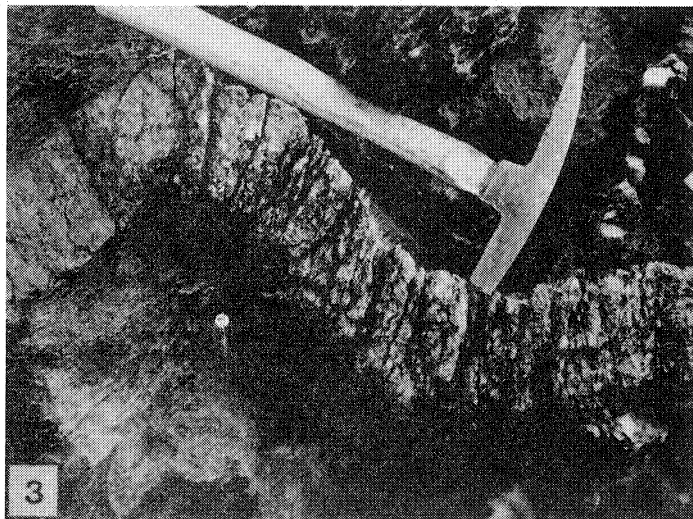
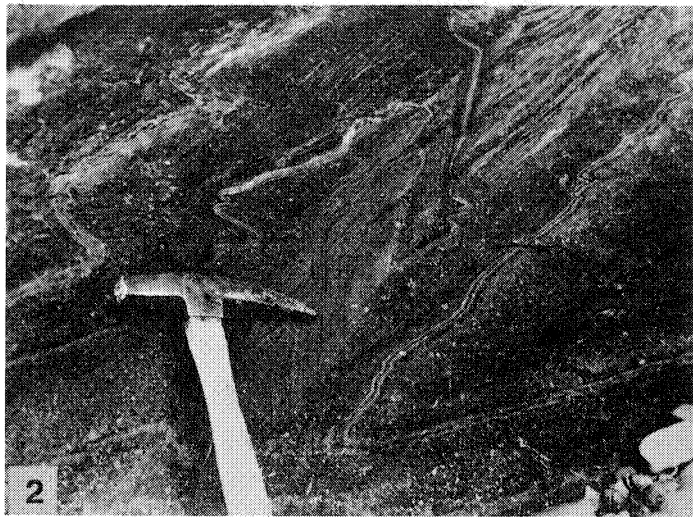
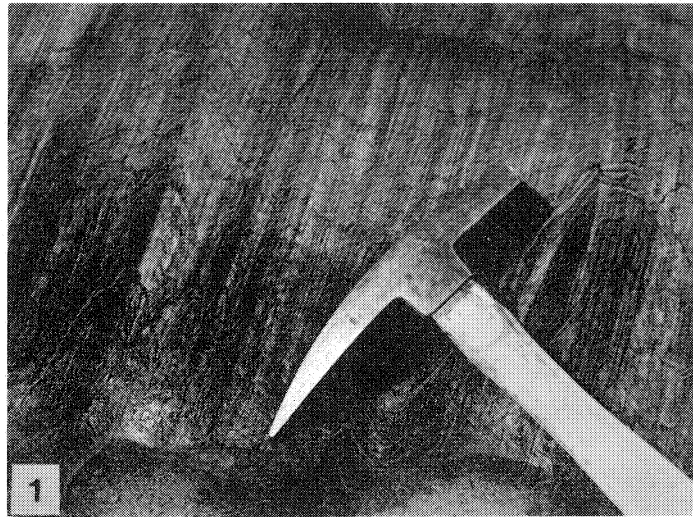
- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 14 .-

Les structures de la falaise Ar Grabineg

Photo 1 : Linéation de crénulation par S3

Photo 2 : Interférence des plis P2 et P3

Photo 3 : Filon aplitique plissé et cataclasé
lors de P3.



plis dissymétriques que l'on peut donc désigner par le symbole P2.

b) Phase 3

On remarque que ces plis P2 manifestent une nette tendance à s'aplatir et se coucher vers le Sud. La schistosité S2 devient parallèle à So, alors qu'elle est affectée d'une crénulation et de plis en chevrons d'amplitude millimétrique (photo 1, pl. 14). Ces phénomènes de microplissement paraissent être liés au développement d'un nouvel épisode de déformation, P3, en plis droits à plan axial légèrement déversé au Sud et d'orientation E-W.

La superposition de la schistosité de fracture, S3, à la schistosité S2 est particulièrement nette sur quelques surfaces polies par la mer (fig. 59). Localement aussi, la falaise montre de belles figures d'intersection des structures plissées ; leur motif *en champignon* est caractéristique de l'interférence des plissements P2 et P3 (fig. 60).

La relation entre crénulation, plis en chevron et déformation P3 est illustrée par le stéréogramme de la figure 61 où les axes des microstructures affectant S2 se groupent relativement bien sur la trace cyclographique moyenne de S3.

B) METAMORPHISME DE CONTACT

Dans les micaschistes les plus méridionaux, l'examen microscopique permet de déceler l'existence d'*agrégats globuleux de fines paillettes de mica blanc*, pseudomorphoses d'anciens cristaux - feldspaths ou silicates de métamorphisme - s'étant développés antérieurement à la crénulation. Les relations de ces agrégats et des microstructures liées à P2 ne sont pas claires. Il pourrait s'agir de néogenèses appartenant à la paragenèse de P2, ou encore de témoins d'un *métamorphisme de contact ultérieur*. L'intervention d'un métamorphisme thermique est beaucoup plus évidente en présence de *biotites brun rouge*, et de *muscovites* trapues, très limpides, dispersées, équantes et exemptes de toute déformation.

Dans l'environnement, deux corps éruptifs sont susceptibles d'

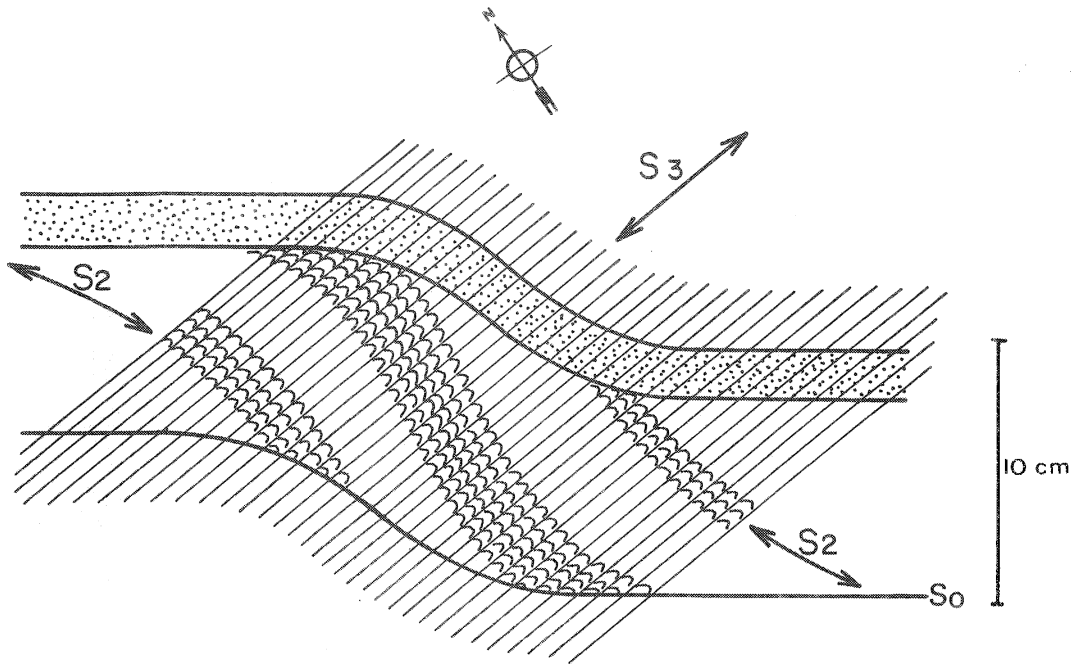


Fig.59_ superposition de S3 à S2

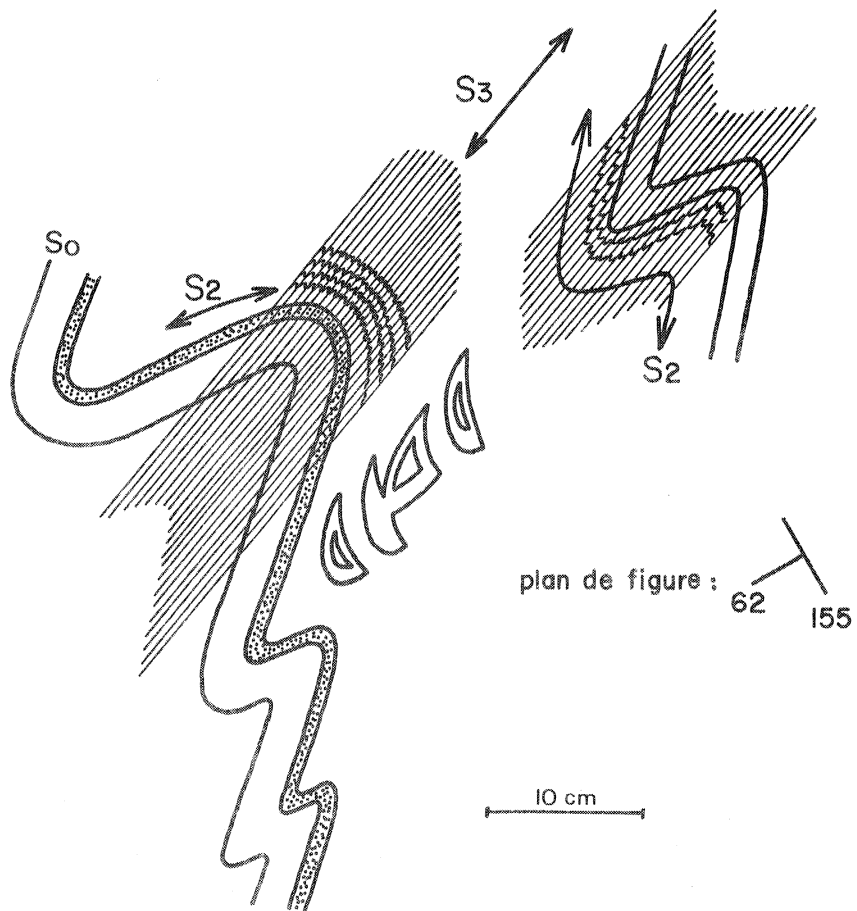


Fig.60_ figure d'interférence des plis P2 et P3

être à l'origine de ces cristallisations : la trondhjémite de Douarnenez d'une part ; et le granite de Locronan d'autre part, mais l'étude détaillée de leurs relations avec la série encaissante reste encore à entreprendre.

C) INTERPRETATION CHRONOLOGIQUE

Les corrélations que l'on peut envisager avec le complexe étudié dans le Nord de la baie, reposent essentiellement sur l'établissement d'une chronologie relative des déformations et des manifestations éruptives.

La série est en effet injectée de filonnets microgranitiques, aplitiques, aplo-pegmatitiques. Ces derniers peuvent *recouper nettement les plis P2* (fig. 62) tout en étant eux-mêmes fortement *cataclasés et plissés lors de la phase P3* (photo 3, pl. 14).

Ces filonnets de matériel acide peuvent être considérés, à priori, comme des émissaires des deux massifs de roches grenues affleurant au Sud de la baie :

- le granite de Locronan,
- la trondhjémite du Cap Sizun.

. Le granite de Locronan d'âge carbonifère, lobe intrusif échappé de la "bande syntectonique Pointe du Van - Baud" (J. Cogné, 1960) *n'est pas cataclasé*.

. La trondhjémite, en revanche, porte les traces d'une *évolution plus complexe*. M. Barrière (1970), d'après des considérations d'ordre régional, situe l'âge relatif de l'intrusion de trondhjémite entre le plissement isoclinal cadomien et l'intrusion du leucogranite de Locronan. Cette opinion est renforcée par les mesures d'âges radiométriques effectuées sur roche totale : 456 ± 23 M.A. (M. Barrière et coll., 1971). Postérieurement à un épisode de cataclase, le feuillet de trondhjémite a été *traversé par des filons de granite à deux micas* que l'auteur rapproche du granite de Locronan (Barrière, 1970).

On doit remarquer, enfin, l'*identité de direction de la schistosité de fracture S3* affectant le Briovérien d'Ar Grabineg et du plan de fo-

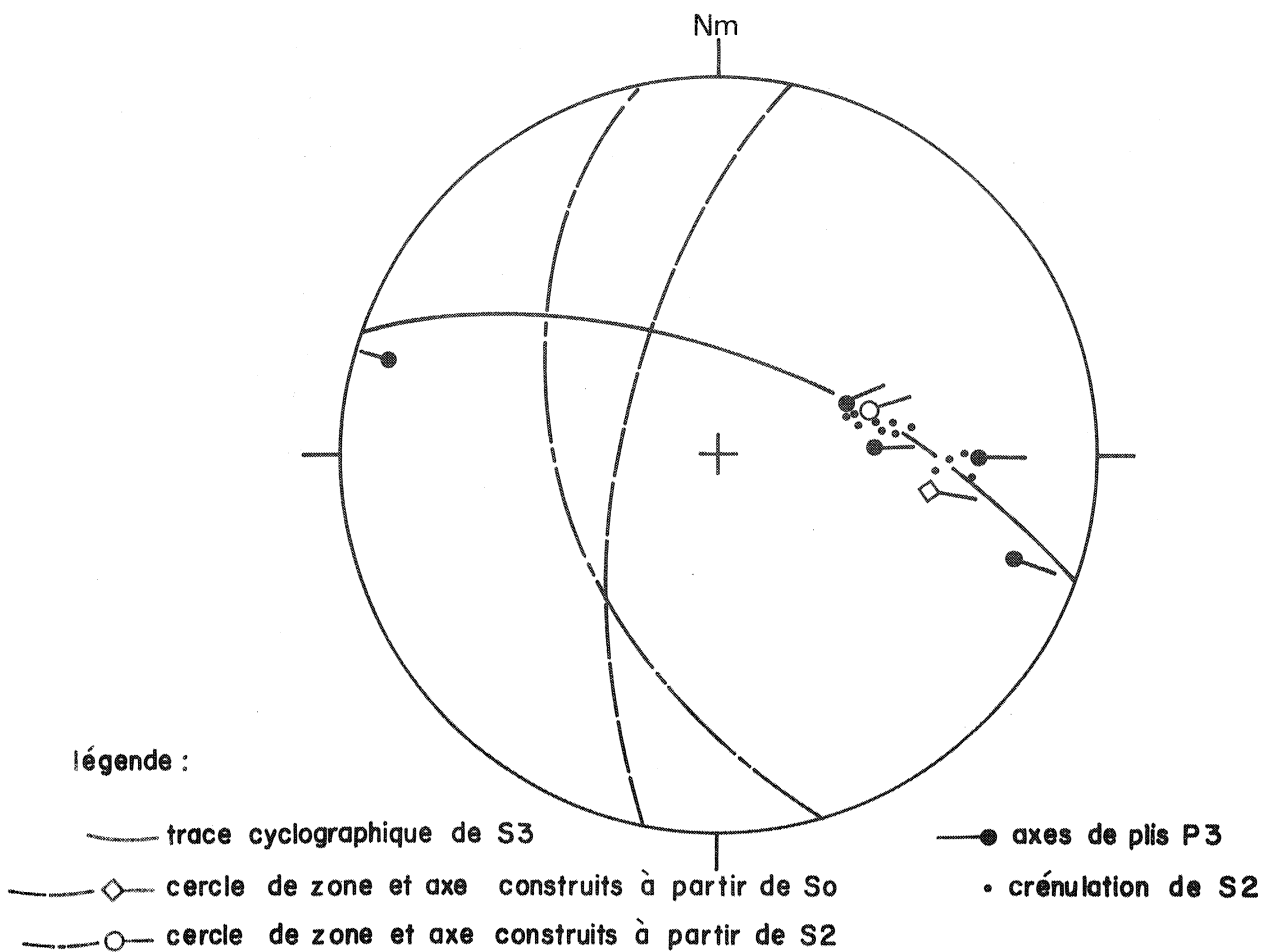


Fig. 61 - diagramme structural d'Ar Grabneg

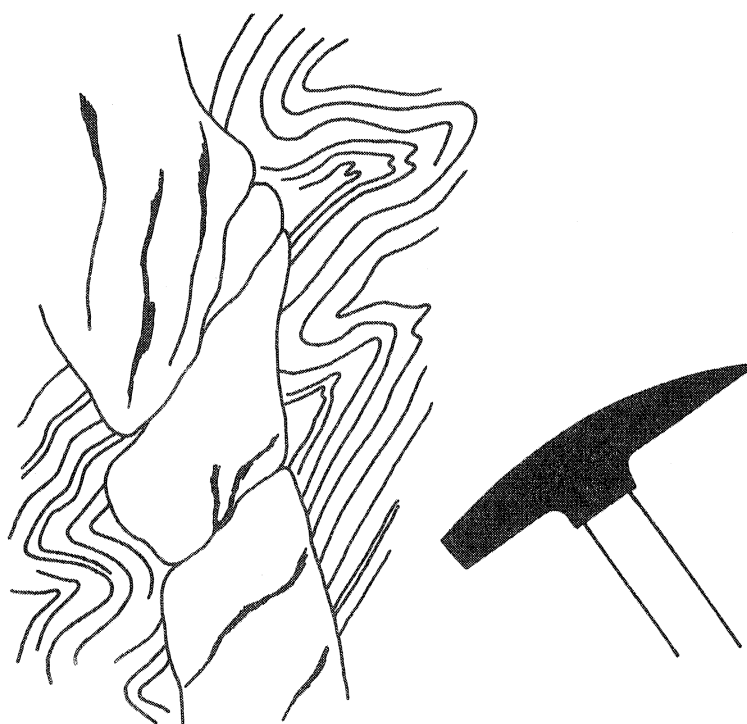
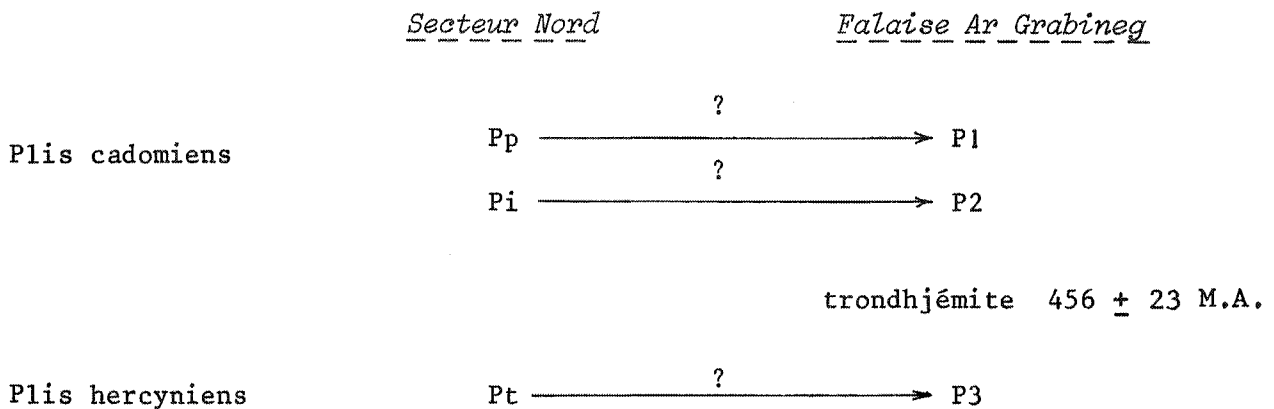


Fig. 62 - filon d'aplite cataclasé recoupant les plis P2

liation cataclastique de la trondhjémite, N110-110E, dans la partie est du feuillet.

Il semble alors très logique de voir dans les filons acides recoupant le Briovérien, des satellites filoniens associés à l'intrusion trondhjémitique et cataclasés avec elle. Ceci revient à proposer pour la phase de déformation P3, un âge post-trondhjémitique, soit dans l'état actuel des connaissances, hercynien.

Le schéma de corrélation avec les plissements du Nord s'établirait alors simplement, de la manière suivante :



Cette interprétation devra être vérifiée ultérieurement par une étude plus fine des relations structurales du granite de Locronan, et de la trondhjémite, avec les terrains encaissants.

V .- MANIFESTATIONS TECTONIQUES ULTIMES

Ces manifestations postérieures au développement de la schistosité tardive, St, se surimposent à un édifice déjà polystructuré. Il s'agit soit de déformations semi-rupturelles, soit de fractures.

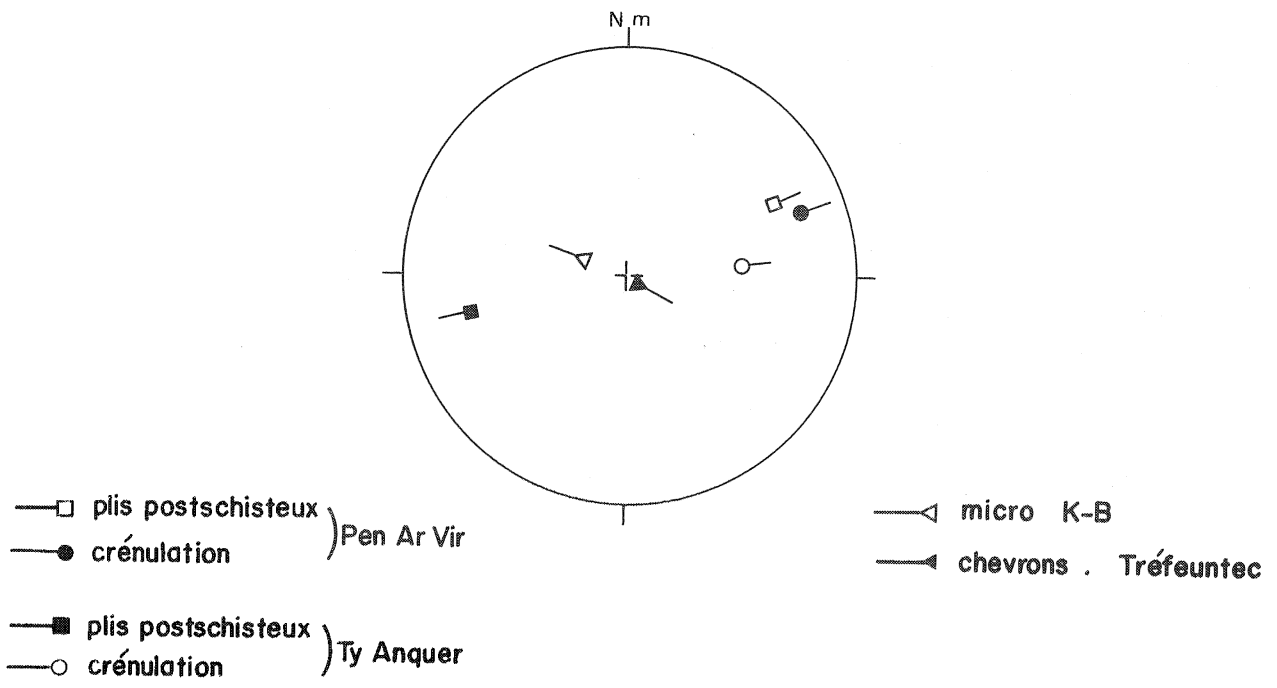


Fig.63 _ déformations de St

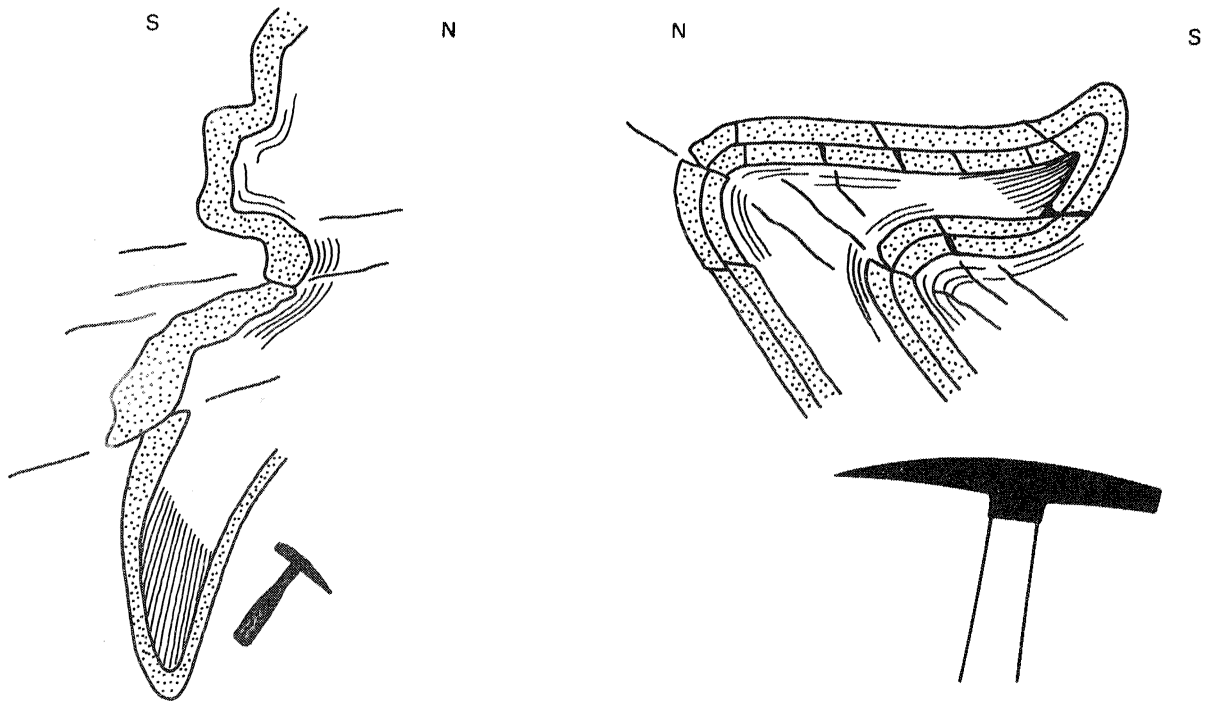


Fig.64 _ manifestations tectoniques postérieures à St (P.te de Pen-Ar-Vir)

A) DÉFORMATIONS SEMI-RUPTURELLES

a) Crénulations

Localement, le plan de St contient une linéation de crénulation à plongement variable (fig. 63). Dans les lames minces taillées perpendiculairement à cette linéation, on observe que le plan de crénulation - toujours plus ou moins perpendiculaire à St - provoque une déformation du matériel phylliteux de type "strain slip cleavage".

A Pen-Ar-Vir, la crénulation, à faible plongement est, paraît être associée au développement de structures d'amplitude décimétrique, dont la morphologie varie depuis de simples *kink-bands* jusqu'à de véritables *plis à plan axial faiblement penté* et matérialisé par une schistosité de fracture très grossière (fig. 64).

De la même manière, au Nord de Ty Anquer, on observe un gauffrage de So et St subverticales, par une série de *plis décimétriques à plan axial subhorizontal*, et dont les axes plongent faiblement à l'Ouest.

Quant à la linéation très pentée du secteur de Trefeuntec, elle est liée à la génération de *plis en chevrons* d'amplitude millimétrique à centimétrique, à plan axial subvertical et orienté N-40-E.

Le gauffrage de St par des crénulations à plan axial très peu penté est ici assez fréquent. L'origine de ce phénomène reste hypothétique. Traduit-il l'existence de *tassements lors de la phase de relaxation*, la pression lithostatique devenant alors la pression principale ? Ou bien l'induction de *contraintes cisailantes subhorizontales* au voisinage d'accidents cassants relativement plats ?

b) Kink-bands

Localement très nombreux - comme à Talagrip - et fréquemment accompagnés de fissures en échelon, ils se groupent en deux familles, probablement conjuguées, une première le plus généralement senestre et d'orientation N-150-E, l'autre dextre et d'orientation N-20-E, en moyenne. Cette der-

nière famille est représentée en particulier, par de "micro-kink-bands" très serrés, qui gauffrent le plan de schistosité en une succession de rides parallèles, dissymétriques, déterminant ainsi sur St une linéation à très fort plongement ouest (cf. fig. 63).

B) TECTONIQUE CASSANTE

a) Diaclases subverticales

Ces fractures sans rejet présentent un maximum de fréquence pour la direction N-150-E ; elles sont nées perpendiculairement à la direction axiale de Pt et peuvent s'interpréter comme les échos des accidents transversaux décrits ci-dessous .

b) Les failles

Ces failles appartiennent essentiellement à deux types :

- *des accidents transversaux* et diagonaux par rapport aux axes des plis Pt, ce sont les failles d'orientation N-NW-S.SE (de type Kerforne) et les failles d'orientation N.NE-S.SW,

- *des accidents directionnels*, sensiblement E-W.

Quelques contacts anormaux *subhorizontaux* se rencontrent également, mais dans l'état actuel des connaissances sur la stratigraphie du Briovérien, et, compte tenu du morcellement des affleurements, il est impossible d'apprécier leur importance.

Sur le terrain, ces accidents ont été en majorité qualifiés de tardifs dans la mesure où aucun argument structural ne témoignait d'une phase de déformation souple postérieure à leur genèse (1). Il est vraisemblable qu'ils ont rejoué à plusieurs reprises, mais, de manière générale, le plongement assez faible des stries présentes sur les miroirs de faille traduit des mouvements à *composante horizontale dominante* lors des phases les plus tardi-

(1) L'existence d'accidents cassants, anciens, sera évoquée au paragraphe qui suit.

ves.

L'examen stéréographique des photos aériennes permet souvent de soupçonner le prolongement de ces accidents assez loin dans l'arrière pays. Il semble en outre que le morcellement des affleurements de la baie, en blocs isolés, séparés par de vastes étendues de plage, doive leur être attribué.

VI .- CONTACTS ANORMAUX ANCIENS TECTONISES

Les plis couchés anciens (Pp) sont dépourvus de schistosité, tout au moins dans le Nord, mais, localement, il est possible d'observer des phénomènes de cisaillement parallèle au plan axial subhorizontal de ces structures (fig. 65, photo 1, pl. 15).

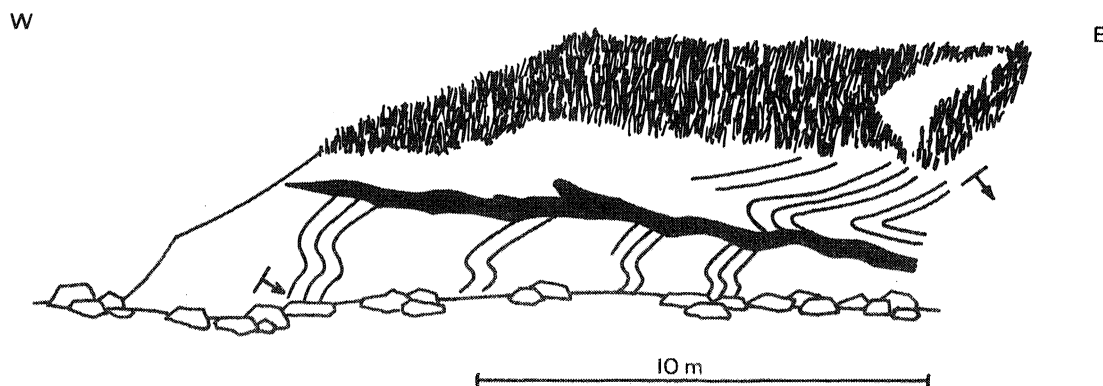


Fig.65_ filon de quartz cicatrisant une surface de cisaillement parallèle au plan axial d'un pli couché (Kéric)

Il est probable qu'un certain nombre des lames de quartz plissées visibles actuellement, représente la cicatrisation de fractures ainsi engendrées pendant le déversement des plis. L'amplitude du mouvement de part et d'autre de ces surfaces a dû être très variable, et il n'est pas interdit de

penser que de véritables *chevauchements* aient été induits dans cette tectonique en plis couchés réalisée probablement sous très faible charge lithostatique (1).

Deux exemples sont assez significatifs de l'existence de ces contacts anormaux plus ou moins anciens, repris dans une tectonique ultérieure :

- A l'Est de l'anse de Pen-Ar-Roz, un accident directionnel est matérialisé par une brèche tectonique puissante de 30 à 40 cm. Cette fracture est née *postérieurement* à *Pi*, comme en témoigne l'observation dans la brèche d'éléments possédant une *schistosité de flux* dont l'orientation varie d'un individu à un autre. Elle est, par contre, *antérieure* à *Pt*, puisque la matrice possède une *schistosité de fracture* qui se superpose à la schistosité primitive des fragments lithiques qu'elle emballe.

- A la pointe du Bellec, on observe une surface de contact anormal, cicatrisée par une intrusion basique, épaisse de 50 cm environ et *schistosée* (photo 3, pl. 15). Cette surface de chevauchement apparaît comme une manifestation des phases cassantes plus ou moins précoces, dont le développement a dû être favorisé par des *disharmonies* apparues au plissement. Dans cette zone alternent en effet des roches volcaniques compétentes et des schistes plastiques.

VII .- CONCLUSIONS AUX ETUDES STRUCTURALES

A) CHRONOLOGIE DES EPISODES DE DEFORMATION SOUPLE

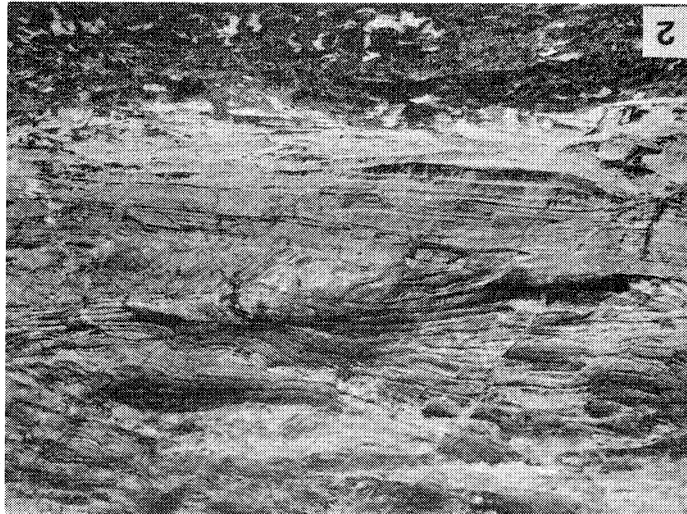
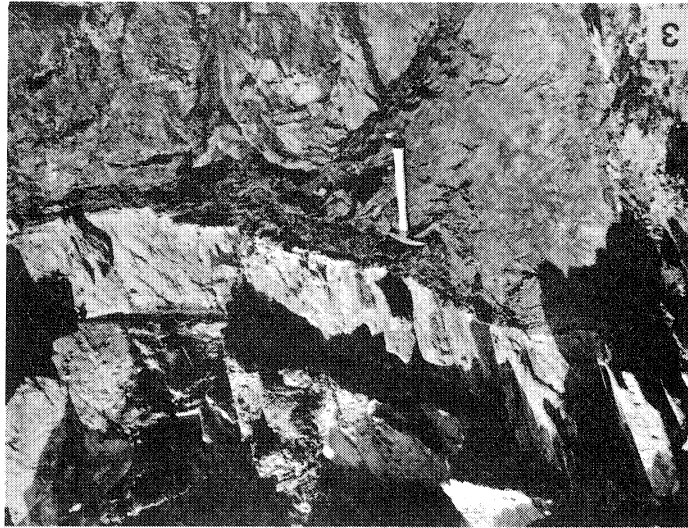
L'étude structurale des formations briovériennes de la baie de Douarnenez a permis de définir la succession de trois épisodes de déformation. Ce travail complète et précise le schéma d'une tectonique polyphasée proposé par J.D. Bradshaw et coll. (1967), *il s'oppose en outre aux conclusions de ces auteurs quant à l'influence de la tectonique hercynienne sur le Briovérien.*

(1) *comme en témoigne l'absence de schistosité associée.*

- . PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE N° 15 .-

Les contacts anormaux

- Photo 1 : Cisaillement parallèle au plan axial
d'un pli couché
- Photo 2 : Contact anormal subhorizontal
- Photo 3 : Filon cicatriciel, schistosé, de la
pointe du Bellec.



En baie de Douarnenez, les auteurs cités précédemment avaient mis en évidence *deux phases de plissement* qu'ils rapportaient à *l'orogénèse cadomienne* :

- 1) Phase " Pre Fe " en plis couchés, sans schistosité, dont les axes se situent dans le secteur compris entre W-N-W/E-S-E et N-N-E/S-S-W ;
- 2) Phase "Fe" en plis droits à plan axial W-S-W/E-N-E, accompagnés d'une schistosité Se.

Selon leur opinion, les effets de la tectonique varisque sur le Briovérien se limitaient à l'apparition de *kink-bands* et à un *rejeu selon les plans de schistosité Se*, amenant le socle à *s'accomoder* aux plis de la couverture.

Mon travail révèle l'existence d'une phase intermédiaire jusqu'alors insoupçonnée. En outre, il remet en cause l'âge des plis droits tardifs. De toute évidence, en effet, la phase Fe (+Se) de Bradshaw et coll. correspond à la phase désignée ici par Pt (+St) et dont je pense avoir démontré l'âge hercynien (cf. p. 130 et p. 135).

Les points d'accord et les divergences avec les travaux des auteurs anglais peuvent être illustrés par le tableau suivant :

<u>Travaux de Bradshaw et coll.</u>		<u>Résultats présentés dans ce travail</u>	
	" Pre Fe "	Pp	(P1?)
Cadomien		Pi + Si	(P2?)
	"Fe" + "Se"	Pt + St	(P3?)
Hercynien	K.B. et rejeux selon Se	K.B.	Hercynien

B) METAMORPHISME ET DEFORMATIONS

Dans l'état actuel des études, l'essentiel des recristallisations métamorphiques apparaît lié à la tectonique cadomienne ; la phase hercynienne n'aurait joué qu'un rôle subsidiaire.

a) Recristallisations métamorphiques liées aux plissements cadomiens

Dans la zone nord de la baie, la phase Pi s'accompagne d'une cristallisation orientée de séricite et de chlorite qui matérialisent les plans d'une *schistosité de flux* (Si). Le degré de cristallinité de l'illite confirme qu'ici le métamorphisme s'est développé en climat épizonal. Plus au Sud, dans la falaise Ar Grabineg P2, assimilée à Pi, s'accompagne d'une néogénèse syntectonique de biotite et muscovite.

On voit donc que le métamorphisme du Briovérien est à rapporter, essentiellement, à la phase de plissement cadomienne Pi, synschisteuse et symmétamorphe. En outre, si les corrélations entre les zones septentrionales et méridionales de la baie sont vérifiées, ce métamorphisme croît du Nord vers le Sud où il atteint la mésozone.

Dans le Nord de la baie, l'absence de schistosité associée aux plis couchés (Pp) est l'indice d'une phase de déformation réalisée dans des conditions relativement superficielles. A Tréfeuntec, cependant, l'observation de *vestiges d'une structure planaire ancienne* (cf. page 143) paraît indiquer que le front supérieur de la schistosité Sp est atteint. En outre, dans la falaise Ar Grabineg, la schistosité S2 (=Si) se superpose à une *schistosité antérieure*, S1, développée lors d'une phase P1 qui - dans les limites de validité des corrélations que je propose - peut être rapprochée de Pp.

Tous ces faits indiqueraient que, du Nord vers le Sud de la baie, les formations portées à l'affleurement sont de plus en plus profondes, *les influences du cycle orogénique cadomien s'y manifestent avec une intensité croissante* (cf. fig. 66).

b) Recristallisations liées à la tectonique hercynienne

L'intensité de la cristallogénèse associée au plissement hercynien (phase Pt = P3) est faible. A Ar Grabineg, il y a simplement *transposition* des micas de S2 (= SI) dans les plans de S3 (=St), sans néogénèse. Dans les formations du Nord de la baie, un *léger feutrage de chlorite et de*

séricite tapisse les plans de St (1). M. Barrière (1972), enfin, considère que la trondhjémite a acquis sa foliation de cataclase dans un climat de *ré-tromorphose épimétamorphique* assez léger.

La série briovérienne présente donc, localement, les manifestations d'un métamorphisme tardif, épizonal et syncinématique, dont l'étude reste à entreprendre.

C) VARIATIONS DES DIRECTIONS AXIALES

Du Nord vers le Sud de la baie, l'intensification des manifestations tectoniques et métamorphiques s'accompagne d'une variation dans la direction axiale des structures souples (fig. 66).

Cette modification est particulièrement sensible en ce qui concerne la phase Pi dont le plan axial passe de N-70-80-E dans le Nord, à N-140-E dans la falaise Ar Grabineg (2). Elle s'opère non pas de façon progressive, mais brutale, et cette discontinuité s'explique par l'intervention de failles ayant provoqué le morcellement des affleurements et entraîné la juxtaposition d'unités aussi contrastées que Ar Garreg et Ar Grabineg.

Une variation dans la direction axiale des structures de Pt (phase hercynienne) est également très nette. Cette direction passe de N-60, 70-E, dans la zone du contact avec le Paléozoïque, à N-80-E, puis N-90-E (à Tréfeuntec), et, si l'on intègre à ce schéma la falaise Ar Grabineg, elle atteint N-100, 110-E.

On ne peut que constater l'analogie entre cette disposition générale - en éventail - des plis tardifs, et le pincement occidental de la structure hercynienne du Massif Armoricain.

(1) Il convient cependant de rappeler qu'à Beg-Ar-Gwin (cf. p. 135) je rapporte à la phase tardive (Pt) une véritable schistosité de flux.

(2) Dans la mesure où l'on considère comme valable le schéma des corrélations proposées ici entre secteur septentrional et secteur méridional.

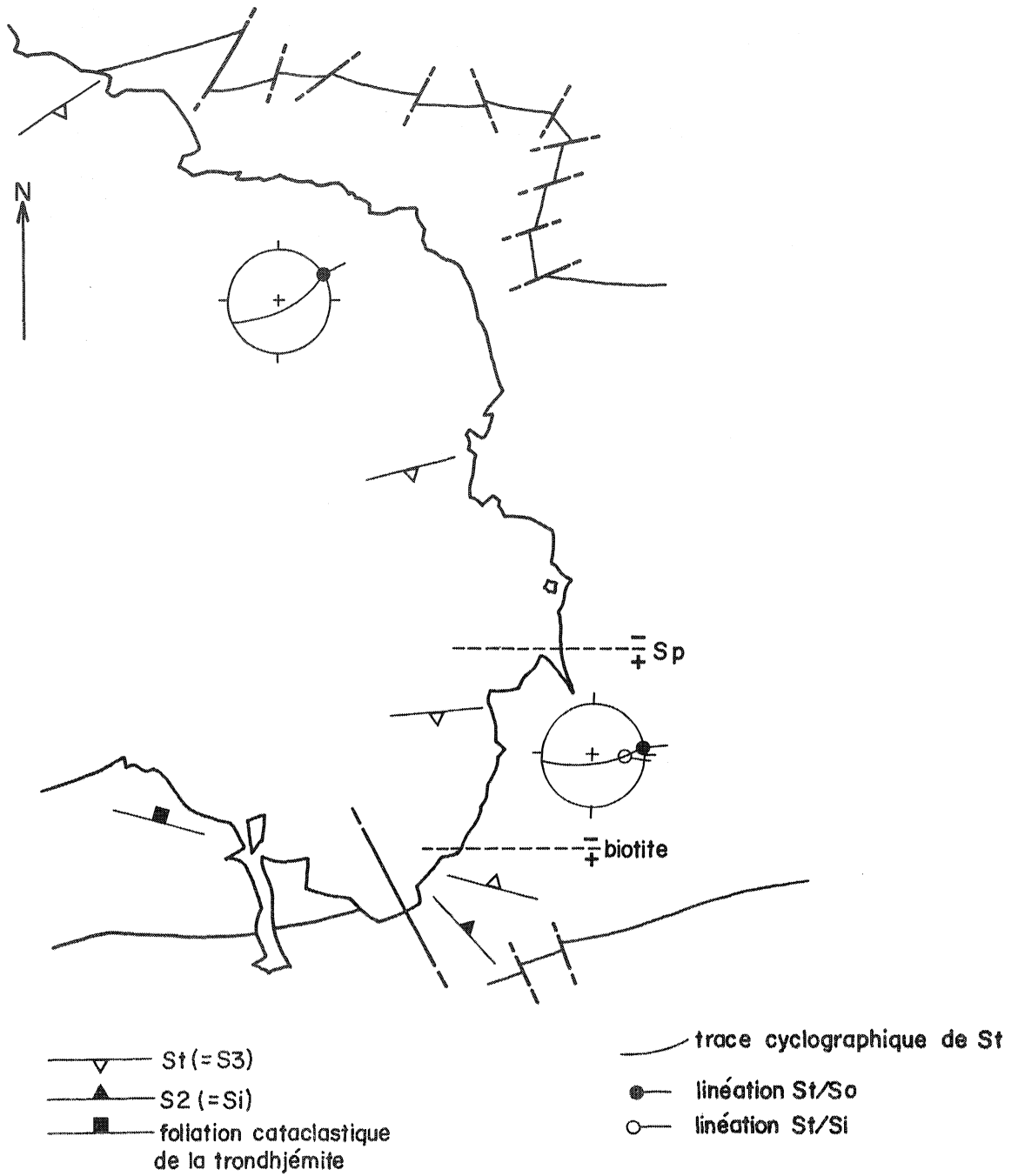


Fig.66_variation des directions axiales et du degré de recristallisation

3ème PARTIE

LE BRIOVERIEN DE LA BAIE DE DOUARNENEZ DANS LE CADRE DU

MASSIF ARMORICAIN

-oOo-

I .- LE POINT DES CONNAISSANCES ACQUISES SUR LE BRIOVERIEN

Les données essentielles à la compréhension du Briovérien et à la définition du cycle orogénique cadomien ont été acquises dans une région s'étendant de part et d'autre du golfe normano-breton, du Nord-Est de la Bretagne au Cotentin. C'est sur cette région, en effet, qu'ont porté plusieurs études déterminantes (Chauris et coll., 1956 ; Cogné, 1959 ; Graindor, 1957 ; Hameurt et coll. 1971 ; Jeannette, 1968-1971 ; Roblot, 1962 ; Vidal et coll. 1972).

Les éléments ainsi recueillis ont permis d'établir l'existence de deux phases tectoniques cadomiennes :

- la première phase cadomienne est responsable du plissement et du métamorphisme d'un complexe briovérien inférieur (au sens large) ;
- la seconde phase cadomienne, postérieure au dépôt du Briovérien supérieur, affecte la totalité de la série, déterminant le caractère polystructuré des assises inférieures, avant la transgression paléozoïque.

Le Briovérien inférieur (au sens large) est discordant sur un vieux soubassement cristallophyllien : le Pentévrien (J. Cogné, 1959). Il débute par des séries détritiques terrigènes et pyroclastiques, avec intercalations basiques (c'est le Briovérien inférieur au sens strict), surmontées par un complexe schisteux à niveaux de phanite. Au-dessus, viennent des alternances grésoschisteuses, dont la rythmicité et le faciès flyschoides, vers les parties hautes de la série, annoncent les premières manifestations de l'orogénèse cadomienne (c'est le Briovérien moyen au sens strict).

Le plissement isoclinal, très serré, est accompagné d'un métamorphisme épi à catazonal. Cette phase cadomienne I se traduit en Normandie, par la discordance du Briovérien supérieur qui débute par les "tillites" de Granville, et en baie de St-Brieuc, par la discordance de la série de Binic sur les "Schistes et amphibolites de Lanvollon" qui représentent l'équivalent métamorphisé des volcanites du Briovérien inférieur.

En Normandie, le flysch de la Laize - dont l'équivalent armo-

ricain est représenté par la série de Binic - se superpose aux tillites, achevant le cycle sédimentaire cadomien. Ce Briovérien supérieur est plissé et métamorphisé avec une intensité variable.

Cette étape finale est postdatée par l'intrusion des batholites mancelliens vers 560 - 570 M.A. et celle de la diorite de St-Quay à 559 ± 27 M.A. (Ph. Vidal et coll., 1972). L'édification de la chaîne cadomienne s'étendrait donc entre 800 et 550 M.A.

Dans le domaine centre-armoricain, auquel appartient la baie de Douarnenez, il est très délicat de placer une limite entre Briovérien inférieur (s.l.) et Briovérien supérieur. Toutefois, l'interstratification des poudingues de Gourin et de Plusquellec dans une série sédimentaire grésopélitique, marquant la tendance vers une sédimentation plus nettement flyschoides et mêlée d'épisodes calcareux, semble correspondre au passage Briovérien moyen (s. str.) / Briovérien supérieur, mis en évidence dans le Nord. La phase cadomienne I y serait alors inconnue.

II .- CORRELATIONS ENTRE LE BRIOVERIEN DE LA BAIE DE DOUARNENEZ ET LE BRIOVERIEN DES REGIONS TYPES.

L'âge radiométrique des pillow-lavas de Pen-Ar-Vir obtenu en roche totale (620 ± 20 M.A.) incite à considérer la série étudiée comme un Briovérien assez élevé.

Cette série comporte, interstratifiés dans les schistes, des niveaux à galets remaniant des phtanites, et analogues à certains des sédiments associés aux tillites de Granville (Briovérien supérieur) et au poudingue de Plusquellec, par exemple (Briovérien supérieur). Ces schistes à galets se rattacheraient ainsi à la famille des conglomérats qui, de plus en plus jeunes vers le Sud, représenteraient selon M.J. Graindor (1954) les équivalents lessivés des formations glaciaires de Granville.

Il convient d'autre part de souligner la similitude frappante entre les schistes zonés de la baie de Douarnenez et les faciès varvoïdes, riches en matière organique, de la série de St-Pair. Or, ceux-ci sont rapportés actuellement à la partie la plus jeune du Briovérien moyen recouvert

en discordance par la tillite, à Granville.

Chacun des arguments précédents pris isolément ne peut être tenu pour décisif. Ainsi, le caractère tillitique des conglomérats n'est pas incontestable et leur présence dans une série à faciès flysch pourrait simplement témoigner de mouvements précurseurs annonçant le paroxysme orogénique.

Compte tenu de ces réserves, tous ces arguments d'ordre géochronologique et lithologique convergent cependant et nous conduisent à situer le matériel étudié *vers la limite Briovérien moyen - Briovérien supérieur*.

Il n'y a pas de discordance sensible au sein de ce complexe briovérien, mais incontestablement celui-ci porte les traces de deux phases de plissement antérieures à la transgression du Paléozoïque.

En définitive, selon que l'on envisage ou non, que la phase cadomienne I mise en évidence dans le N-E du Massif Armoricaïn a également affecté la Bretagne centrale, la prise en considération de l'ensemble des données d'ordre géochronologique, lithologique et structural nous conduit à envisager deux types d'évolution possible pour la région étudiée :

1) La phase I existe dans le domaine centre-armoricain et le Briovérien de la baie de Douarnenez *tout entier rapporté au Briovérien supérieur* représente la couverture discordante d'un complexe inférieur encore inconnu (1) dans ces régions. Nous admettons alors l'intervention de *trois*

(1) Dans un chapitre d'introduction (p. 6), nous avons signalé que des anomalies gravimétriques et magnétiques étaient ancrées sur le Briovérien de la baie de Douarnenez, et, par analogie avec la baie d'Audierne, nous avons émis l'hypothèse qu'un massif de roches basiques devait exister en profondeur. Dans l'étude des schistes cristallins de la baie d'Audierne J.J. Peucat (1973) distingue deux groupes cristallogéniques discordants : le groupe inférieur de "Peumerit-Treogat" et le groupe supérieur de "Languidou-Penhors" qu'il rapporte respectivement au Briovérien inférieur et au Briovérien supérieur. L'auteur souligne que, par la nature des matériaux originels (série "schisto-grauwackeuse" avec intercalations basiques) le groupe supérieur peut se comparer avec le Briovérien de la baie de Douarnenez, mais que leurs évolutions structurales respectives sont fondamentalement différentes. En effet, J.J. Peucat caractérise dans le groupe .../

phases cadomiennes, la première déterminant la discordance envisagée dans cette hypothèse, les deux autres étant postérieures au dépôt de la série étudiée.

2) En l'absence de phase cadomienne I, il y a continuité de sédimentation, mais l'interstratification de coulées volcaniques et de niveaux conglomératiques remaniant des phanites témoigne probablement ici de l'activité orogénique liée à la phase I dans les domaines voisins (cf. fig. 67). *Deux phases cadomiennes tardives* confèrent à l'ensemble de la série son caractère polystructuré. L'association, en baie de Douarnenez, des faciès analogues à ceux qui encadrent la première phase cadomienne dans le N.E. du Massif Armoricaire (schistes zonés du Briovérien moyen, schistes à galets du Briovérien supérieur) trouve une justification dans cette proposition.

Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'opter pour l'une ou pour l'autre de ces hypothèses, mais toutes deux font apparaître l'importance d'une tectonique cadomienne tardive dans le domaine centre-armoricain. Il est impossible par ailleurs d'évaluer le temps qui sépare les phases Pp et Pi, s'agit-il de deux phases successives très rapprochées, ou bien encadrent-elles le dépôt d'une série (Briovérien très supérieur ? Cambrien ?) non représentée en baie de Douarnenez ? (fig. 68).

/... de "Languidou-Fenhors", monostructuré et monométamorphique, l'intervention d'une phase de plissement hercynienne et nous avons distingué en baie de Douarnenez les manifestations de trois phases de plissement superposées dont deux sont antérieures au dépôt du Cambro-trémadocien.

S'il existe en profondeur, sous la série que nous venons d'étudier, un complexe ultrabasique assimilable au groupe "Peumerit-Treogat", l'analogie avec la baie d'Audierne doit cependant s'arrêter là.

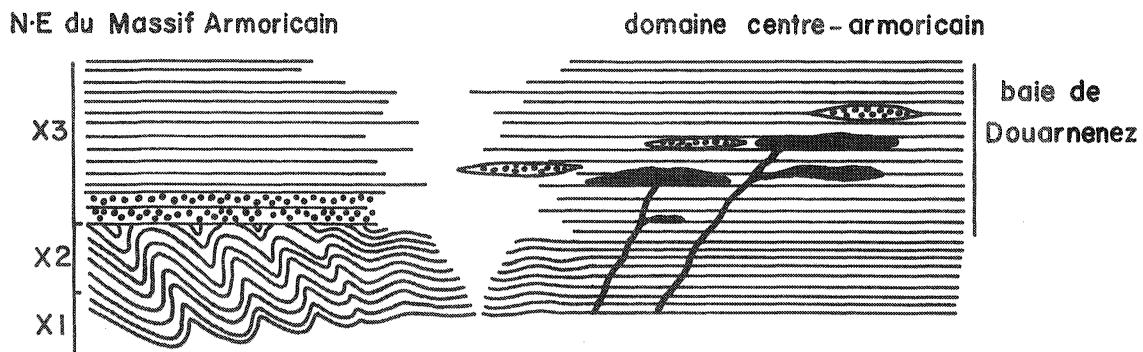


Fig. 67 - schéma des corrélations envisagées

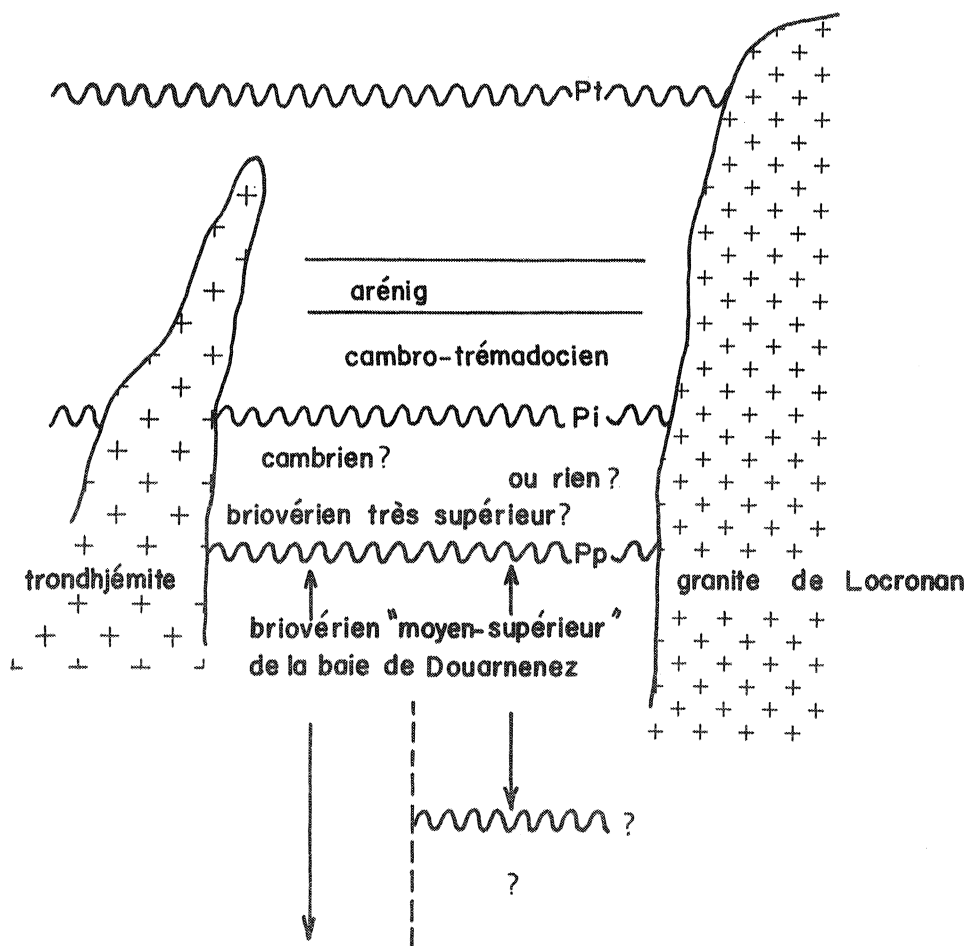


Fig. 68 - schéma de la succession des événements géologiques en baie de Douarnenez

CONCLUSIONS GENERALES

-oOo-

Surmonté en discordance stratigraphique par le Paléozoïque transgressif, dont les niveaux de base sont attribués au Cambro-trémadocien, le Briovérien de la baie de Douarnenez se définit comme une série sédimentaire schisto-gréseuse à faciès flysch de puissance inconnue. Ce flysch schisto-gréseux comporte en intercalations quelques niveaux conglomératiques, et plusieurs assises de roches volcaniques à caractère spilitique, contemporaines de la sédimentation.

L'analyse lithostratigraphique de ces formations ne peut être conduite à son terme compte tenu de la complexité structurale et du caractère relativement homogène de la lithologie.

Une certaine opposition entre zones tantôt plus gréseuses et tantôt plus schisteuses est seule décelable sans qu'il soit possible de rétablir l'ordre de leur succession stratigraphique. Il est vraisemblable que cette zonation représente des variations internes au sein du flysch, son apparition étant contrôlée par l'activité de la source (phases passives - phases actives), à moins qu'elle ne traduise un plus ou moins grand éloignement de la zone de dépôt par rapport au lieu où se déclenchent les courants transporteurs. Mais d'une manière générale, il s'agit d'un faciès à dominante silteuse considérée comme caractéristique des bassins relativement éloignés de la marge continentale.

La structure de ce complexe est héritée de la superposition de trois phases de plissement. Les deux premières, antérieures à la transgression paléozoïques, sont rapportées au cycle cadomien. La dernière est postérieure au dépôt du Cambro-trémadocien et certainement aussi postérieure à l'intrusion de la trondhjémite de Douarnenez ; nous l'interprétons, dans l'état actuel des connaissances, comme étant d'âge hercynien.

- *La première phase cadomienne* a développé des structures d'axes subméridiens, à déversement E-NE et sans schistosité (tout au moins dans le Nord de la baie).

- *La seconde phase cadomienne*, synschisteuse et synmétamorphe engendre des plis droits orientés N-80-E environ. Les recristallisations qui l'accompagnent (paragenèses épizonales à mésozonales) déterminent une schistosité de flux passant probablement à une foliation (Ar Grabineg).

Nous rapportons au "*plissement hercynien*" la reprise de cette schistosité de flux cadomienne dans des plis droits, orientés sensiblement E-W et accompagnés d'une schistosité de fracture. Les travaux actuellement menés dans le Paléozoïque armoricain devraient permettre de préciser l'âge de cette ultime phase de déformation.

B I B L I O G R A P H I E

--000--

- ALSAC, C., 1959 .- Etude pétrographique des pillow-lavas de la pointe Guilben près de Paimpol (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. franç. Miner. Crist.* (1959), t. LXXXII, pp. 363-366.
- ARNAUD, A., 1966 .- Une série spilite-kérotophyre dans le Silurien du Massif Armoricaïn : la série de Saint-Georges-sur-Loire. Etude stratigraphique et pétrographique. D.E.S. Nantes.
- ARTHAUD, D., 1970 .- Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Style des déformations successives - notions de sous-faciès, de faciès et de profils tectoniques. *Pub. USTELA, Montpellier, série géol. struct.*, n° 1, 1970.
- AUBOUIN, J., BROUSSE, R., LEHMAN, J.P., 1968 .- Précis de géologie. Tome 1. *Dunod, Paris.*
- AUVRAY, B., 1967 .- La série volcanique de la pointe de la Heussaye (Erquy, Côtes-du-Nord). Thèse 3ème cycle, Paris.
- AUVRAY, B., HAMEURT, J., 1972 .- Les caractères chimiques de la série spilitique d'Erquy (Bretagne septentrionale). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, série C, t. III, fasc. 2, 1971, pp. 59-76.
- BABIN, C. et coll., 1968 .- Le Paléozoïque antécarbonifère de Bretagne (France). Résultats récents et problèmes actuels. *Casopis pro mineralogii a geologii*. Présentée à la 23ème session du Congrès géologique international à Prague, 1968.
- BARRIERE, M., 1970 .- La trondhjémite de Douarnenez (Massif Armoricaïn, France). Thèse 3ème cycle, Paris.
- BARRIERE, M., 1972 .- Origine et mise en place de la trondhjémite gneissique de Douarnenez. *Bull. du B.R.G.M.*, 2ème série, section I, n° 2, pp. 15-38.
- BARROIS, Ch., 1886 .- Aperçu de la structure géologique du Finistère. *Bull. Soc. géol. de France*, 3ème série, t. XIV, pp. 655-665.
- BARROIS, Ch., 1886 .- Aperçu de la constitution géologique de la rade de Brest. *Bull. Soc. géol. de France*, 3ème série, t. XIV, pp. 678-707.

- BARROIS, Ch., 1888 .- Observations sur la constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne (3ème article). *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XVI, pp. 1-11.
- BARROIS, Ch., 1892 .- Sur la présence de fossiles dans le terrain azoïque de la Bretagne. *C.R. Acad. Sciences Paris*, t. 115, pp. 326-328.
- BARROIS, Ch., 1899 .- Sketch of the geology of Central Brittany. *Proceed. of the geol. Assoc.*, XVI, pp. 101-132.
- BEAUDOIN, B., GIGOT, P., HACCARD, D., 1970 .- Flysch et molasse, approche sédimentologique. *Bull. Soc. géol. de France*, 7ème série, t. XII, n° 4, pp. 664-672.
- BISHOP, A.C. et coll., 1969 .- The stratigraphy and structure of part of west Finistère, France. *Quarterly Journal geol. Soc. of London*, vol. 124, pp. 309-348.
- BOLELLI, E., 1944 .- Observations sur la tectonique du contact Briovérien - Cambrien du flanc Nord des synclinaux du Sud de Rennes. *C.R. Somm. Soc. géol. de France*, pp. 171-173.
- BOLELLI, E., 1951 .- Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes. Contact Briovérien - Cambrien. *Mém. Soc. géol. minéral. de Bretagne*, t. IX.
- BOUMA, A.M., BROUWER, A., 1964 .- Turbidites. *Developments in sedimentology* n° 3, Elsevier Publ. comp. 1964.
- BRADSHAW, J.D., 1963 .- The lower Palaeozoic and lowest Devonian rocks of the Crozon Peninsula (Finistère). Ph. D., thèse Londres, 1963 (inérite).
- BRADSHAW, J.D., RENOUF, J.T., TAYLOR, R.T., 1967 .- The development of Brioverian structures and Brioverian Palaeozoic relationships in west Finistère (France). *Geologischen Rundschau*, Band 56, pp. 567-596.
- CAILLEUX, A., TRICART, J., 1959 .- Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre de Documentation Universitaire, Paris.
- CAYEUX, L., 1894 .- Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien. Première note sur les Radiolaires précambriens. *Bull. Soc. géol. de France*, 3ème série, t. 22, pp. 197-228.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL .- Essai de nomenclature des roches sédimentaires. *Editions Technip*, 1961.
- Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. *Editions Technip*, 1966.
- CHAURIS, L., 1956 .- Sur les relations du Cambrien et du granite de Vire (Normandie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 242, pp. 3092-3094.
- CHAURIS, L. et coll., 1956 .- Les principaux batholites granitiques du Bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 243, pp. 77-79.

- CHAURIS, L., et MICHOT, J., 1965 .- Sur la nature des "gneiss de Brest" et sur leurs relations avec les quartzophyllades de l'Elorn et les micaschistes du Conquet. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 260, pp. 240-242.
- CHAUVEL, J.J. et PHILIPPOT, A., 1961 .- Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes, trois carrières démonstratives *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (Nelle série), fasc. 1, pp. 1-7, 1960.
- CHAUVEL, J.J. et LE CORRE, Cl., 1971 .- La transgression paléozoïque et l'Ordovicien inférieur dans la presqu'île de Crozon (Finistère). *Colloque Ordovicien-Silurien, Brest*, septembre 1971. *Editions du B.R.G.M.*, n° 73, pp. 109-117.
- COGNE, J., 1957 .- Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. expl. Carte géol. de France* (1960).
- COGNE, J., 1959 .- Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. France*, 7ème série, t. I, pp. 112-118.
- COGNE, J., 1962 .- Le Briovérien. *Bull. Soc. géol. France*, 7ème série, t. IV, pp. 413-430.
- COGNE, J., 1965 .- Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif Armoricain et les phénomènes de granitisation. *Etages tectoniques - Colloque de Neuchâtel*, avril 1966.
- COGNE, J., 1966 .- Une "nappe" cadomienne de style pennique : la série cristallophylienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou). *Bull. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, t. 19, fasc. 2, pp. 107-136.
- COGNE, J., 1967 .- Age et signification structurale des plis couchés au sein des schistes cristallins de Bretagne méridionale, par rapport aux phases principales de l'orogénèse cadomienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 552-555.
- COGNE, J., 1970 .- Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. *Colloque international sur les corrélations du Précambrien, C.N.R.S., Rabat 1970 ; Edition du Service géologique du Maroc*, 1972, pp. 193-218.
- CONQUERE, F., 1966 .- Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du bassin de Châteaulin ; région de Huelgoat. Thèse 3ème cycle, Paris.
- DANGEARD, L., GRAINDOR, M.J., 1953 .- Découverte d'une tillite précambrienne près de Caen : St Germain d'Ectot. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 237, pp. 1539-1540.
- DANGEARD, L., DORE, F., JUIGNET, P., 1961 .- Le Briovérien supérieur de Basse-Normandie (étage de la Laize), série à turbidites, a tous les caractères d'un flysch. *Revue géog. phys. géol. dyn.*, vol. IV, fasc. 4,

- DEBELMAS, J., 1970 .- La position des formations de type flysch dans le développement orogénique des chaînes méditerranéennes. *Bull. Soc. géol. de France*, 7ème série, t. XII, n° 4, pp. 595-598.
- DEFLANDRE, G., 1948 .- Les soi-disant Radiolaires du Précambrien de Bretagne et la question des Radiolaires embryonnaires fossiles. *Bull. Soc. zool. Fr.*, t. 74, 1949, pp. 351-352.
- DEFLANDRE, G., 1955 .- *Palaeocryptidium* n.g. *cayeuxi* n. sp., micro-organismes *incertae sedis* des phtanites briovériens bretons. *C.R. Somm. Soc. géol. de France*, pp. 182-184.
- DEFLANDRE, G., 1960 .- Micro-organismes du Précambrien : une mise au point. *C.R. Somm. Soc. géol. de France*, pp. 119-120.
- DE FOURCY, E., 1844 .- Description géologique du Finistère. *Imprimerie nationale, Paris*.
- DELATTRE, Ch., PRUVOST, P., 1952 .- Le poudingue de Plusquellec (Côtes-du-Nord). *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. LXXII, pp. 113-118.
- DICKINSON, W.R., 1970 .- Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of sedimentary Petrology*, vol. 40, n° 2, pp. 695-707.
- DOTT, R.H., 1964 .- Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification ? *Journ. Sedim. Petro.*, vol. 34, n° 3, p. 625-632.
- DUFF, P. McL.D., HALLAM, A., WALTON, E.K., 1967 .- Cyclic sedimentation. *Developments in sedimentology*, n° 10, Elsevier Publ. Comp., 1967.
- DUFRENOY, M., DE BEAUMONT, E., 1841 .- Explication de la carte géologique de la France. *Imprimerie nationale, Paris*.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., 1969 .- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mémoires du service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, n° 29.
- DZULINSKI, S., WALTON, E.K., 1965 .- Sedimentary features of flysch and graywackes. *Developments in sedimentology* n° 7, Elsevier Publ. Comp., 1965.
- ESQUEVIN, J., 1969 .- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, 3, pp. 147-153 (31 mai 1969).
- FABRIES, J., 1963 .- Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. Thèse, Nancy.
- FOLK, R.L., 1968 .- Petrology of sedimentary Rocks. *Hemphill's - Drawer M. University Station - Austin, Texas*.
- FOURNIER-VINAS, C., DEBAT, P., 1970 .- Micro-organismes dans les terrains métamorphiques précambriens (schistes X) de l'Ouest de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. de France*, 7ème série, t. XII, pp. 351-355.

- GAGNY, Cl., 1962 .- Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. *Bull. Service Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, t. 15, fasc. 4, pp. 139-160.
- GAGNY, Cl., 1964 .- Interprétation des laminites dans une série à turbidites du Culm des Vosges méridionales. *Bull. Soc. géol. France*, 7ème série, t. VI, pp. 43-54.
- GIOT, P.R., 1944 .- Sur le Briovérien du Sud des Montagnes Noires. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, pp. 179-181.
- GIOT, P.R., 1945 .- Les quartzites du Briovérien au Sud des Montagnes Noires. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, pp. 16-17.
- GIOT, P.R., 1945 .- Sur les épidiorites incluses dans le Briovérien au Sud des Montagnes Noires. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, pp. 29-31.
- GIOT, P.R., 1945 .- Sur le Briovérien de la baie de Douarnenez. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, pp. 103-104.
- GRAINDOR, M.J., 1954 .- Note préliminaire sur la glaciation infra-cambrienne dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. France*, 6ème série, t. IV, pp. 17-24.
- GRAINDOR, M.J., 1957 .- Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn. *Mém. Expl. Carte géol. de France*, 211 p.
- GRAINDOR, M.J., 1962 .- Définition du Briovérien sensu-stricto. *Bull. Soc. Linnéenne de Normandie*, 10ème série, vol. 3, pp. 88-91.
- GRAINDOR, M.J., WASSERBURG, G.J., 1962 .- Déterminations d'âges absolus dans le Nord du Massif Armoricaïn. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 254, pp. 3875-3877.
- GRAINDOR, M.J., 1964 .- Les tillites antécambriennes de Normandie. *Geol. Rund.* bd 54, pp. 61-81.
- GUILCHER, A., 1949 .- Toponymie de la côte bretonne entre Audierne et Camaret. *Annales hydrographiques*, t. XXI, pp. 227-297 (1951).
- HAMEURT, J., JEANNETTE, D., 1971 .- Mise en évidence d'un terme lithostratigraphique nouveau du Briovérien. Le groupe détritique de Saint-Cast (Bretagne septentrionale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, pp. 1767-1770.
- HAMEURT, J., 1972 .- Le Briovérien inférieur et la limite Briovérien - Pentévrien : problèmes actuels. *Colloque de Liblice (Tchécoslovaquie)* 29 Mai - 5 Juin 1972 : Corrélations des événements géologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe.
- HAWKINS, J.W., WHETTEN, J.T., 1969 .- Graywacke matrix minerals : hydrothermal reactions with Columbia river sediments. *Sciences*, n° 3907, vol. 166, novembre 1969, pp. 868-870.
- HOFMANN, H.J., 1972 .- Precambrian remains in Canada : Fossils, Dubiofossils, and Pseudofossils. *24ème Congrès géologique international, Montréal. Section 1, Géologie du Précambrien.*

- JEANNETTE, D., 1971 .- Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse, Strasbourg.
- JOHANNSEN, A., 1937 .- A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. IV. *The University of Chicago press*. 1937, édition 1963.
- KERFORNE, F., 1901 .- Etude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon. Thèse, Paris.
- KERFORNE, F., 1901 .- Discordance du Cambrien sur le Précambrien près de Rennes. *Bull. Soc. géol. de France*, 4ème série, t. 1, pp. 258-259.
- KERFORNE, F., 1919 .- Etude tectonique de la région silurienne du Sud de Rennes (nappe de la Vilaine). *Bull. Serv. Carte géol. de France*, n° 139, t. XXII, pp. 125-162.
- KERFORNE, F., 1923 .- Le Briovérien dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, pp. 123-132.
- KLEIN, C., 1957 .- Tectonique de couverture et discordance tectonisée en Armorique. *Bull. Ass. géol. français*, n° 263-264, Janvier-Février 1959.
- KLEIN, C., 1963 .- Phénomènes de réactivation tectonique et tectonique de revêtement en Armorique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 256, pp. 2448-2450.
- KUBLER, B., 1968 .- Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre rech. Pau - S.N.P.A.*, 2, pp. 385-397 (30 nov. 1968).
- LANTEAUME, M., BEAUDOIN, B., CAMPREDON, R., 1967 .- Figures sédimentaires du flysch "Grès d'Annot" du synclinal de Peira-Cava. *Editions du C.N.R.S.*, 1967.
- LA ROCHE, H. de, 1968 .- Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, série D, pp. 39-42.
- LEBESCONTE, P., 1900 .- Briovérien et Silurien en Bretagne et dans l'Ouest de la France. Leur séparation par les poudingues rouges. *Bull. Soc. géol. de France*, 3ème série, t. XXVIII, p. 815-831.
- LECORRE, Cl. CHAUVEL, J.J., 1970 .- Etude des relations entre le Briovérien et le Paléozoïque dans la presqu'île de Crozon. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, série C, t. I, fasc. 2, 1969, pp. 85-92.
- LEUTWEIN, F., SONET, J., 1965 .- Contribution à la connaissance de l'évolution géochronologique de la partie Nord-Est du Massif Armoricaïn français. *Sciences de la Terre*, t. X (1964-1965), n° 3-4, pp. 345-366.
- LEUTWEIN, F. et coll., 1969 .- Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif Armoricaïn). *Sciences de la Terre*, t. XIV, n° 4, pp. 329-358.

- LEUTWEIN, F. et coll., 1969 .- Principaux résultats de mesures géochronologiques dans le Nord-Ouest de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 268, pp. 2552-2555.
- LEUTWEIN, F. et coll., 1972 .- Dykes basiques du Massif Armoricaïn septentrional, Contribution à leur étude géochronologique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, pp. 1329-1330.
- MANGIN, J.Ph., 1962 .- Le flysch sediment climatique ? *C.R. Somm. Soc. géol. de France*, pp. 34-36.
- MANGIN, J.Ph., 1963 .- Turbidites, laminites, varves et séquence unité. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, pp. 112-114.
- MATTAUER, M., 1973 .- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Hermann, Paris*.
- METAIS, D., 1961 .- Les roches filoniennes basiques de la rade de Brest : kersantites et dolérites. *Bull. Soc. géol. France*, 7ème série, t. III, pp. 387-396.
- MILON, Y., 1922 .- Contribution à l'étude du Briovérien (X) de la presqu'île de Crozon (Finistère) et de ses contacts avec le grès armoricaïn (S^{1b}). *Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, t. III, fasc. 2, pp. 145-149.
- MILON, Y., 1923 .- Le contact du Briovérien (X) et du Cambrien (S^{1a}) à Telgruc (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV, fasc. 4, pp. 302-313.
- MILON, Y., 1928 .- Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, Rennes, 1928.
- NESTEROFF, W.D., 1961 .- La "séquence type" dans les turbidites terrigènes modernes. *Rev. géol. phys. géol. dyn.*, 2ème série, vol. IV, pp. 263-268.
- NESTEROFF, W.D., HEEZEN, B.C., 1962 .- Essais de comparaison entre les turbidites modernes et le flysch. *Rev. géog. phys. géol. dyn.*, 2ème série (1963), vol. V, fasc. 2.
- NESTEROFF, W.D., 1962 .- Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité. *Bull. Soc. géol. de France*, 7ème série, t. IV, pp. 849-855.
- OKADA, H., 1966 .- Non-graywacke "turbidite" sandstones in a geosyncline. *Sedimentology*, vol. 7, n° 3, pp. 211-232.
- PETTLJOHN, F.J., 1956 .- Sedimentary rocks. *Harper and Row, Publishers* (seconde édition).
- PETTLJOHN, F.J., POTTER, P.E., 1964 .- Atlas and glossary of primary sedimentary structures. *Springer Verlag*, 1964.

- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R., 1972 .- Sand and Sandstone. *Springer - Verlag*, 1972.
- PEUCAT, J.J., 1973 .- Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (Massif Armoricaïn, France). Etude pétrographique et structurale. Thèse de 3ème cycle, Rennes, 1973.
- PHILIPPOT, A., CHAUVEL, J.J., 1957 .- Relations entre les niveaux de la base du Paléozoïque et les assises inférieures, dans les synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (Nouvelle série), fasc. 2, décembre 1957.
- PULLON BOBLAYE, M., 1827 .- Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. *Mémoire du Muséum*, tome XV, pp. 54-116.
- RAMSAY, J.G., 1967 .- Folding and fracturing of rocks. *Intern. series in the earth and planetary Sciences - Mc Graw-Hill, book company*, 1967.
- RENOUF, J.T., 1965 .- The geology of the presqu'île de Plougastel (Finistère). Ph. D. thèse, Londres, 1965 (inédiée).
- RICHARD, J., 1967 .- Contribution à l'étude du Briovérien de la falaise de Telgruc. D.E.S. Paris.
- ROACH, R. et coll., 1972 .- The Precambrian stratigraphy of the Armorican Massif, NW France. *24th, I.G.C., Section 1, Precambrian*, pp. 246-252.
- ROBLOT, M.M., 1962 .- Sur une coupure stratigraphique à l'intérieur du Briovérien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 254, pp. 3720-3722.
- ROBLOT, M.M., 1963 .- Découverte de sporomorphes dans des sédiments antérieurs à 550 M.A. (Briovérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 256, pp. 1557-1559.
- ROBLOT, M.M., 1963 .- Les sporomorphes antécambriens sont d'origine végétale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 256, pp. 4944-4946.
- ROBLOT, M.M., 1964 .- Sporomorphes du Précambrien armoricaïn. *Ann. Pol.*, t. L, fasc. 2, 8 p.
- ROBLOT, M.M., 1966 .- Le Briovérien des feuilles de St-Lô et de Coutances au 1/80 000. *Bull. Serv. carte géol. de France*, n° 278, tome LXI.
- ROBLOT, M.M., 1967 .- Nouveaux Acritarches du Précambrien normand, leur étude à la microsonde électronique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 1263-1265.
- SCHERMERHORN, L.J.G., 1973 .- What is keratophyre ? *Lithos*, vol. 6, n° 1, pp. 1-11.
- SCHOPF, J.W., 1970 .- Precambrian micro-organisms and evolutionary events prior to the origin of vascular plants. *Biological reviews*, vol. 45, n° 3, pp. 319-352.

- SPRY, A., 1969 .- Metamorphic textures. *Pergamon Press*, 1969.
- TIMOFEEV, B.V., 1963 .- On organic remains in the Eocambrian of Norway. *Norsk geologisk tid.*, vol. 43, part 4, pp. 473-476.
- TIMOFEEV, B.V., 1970 .- Une découverte de *Phycomycetes* dans le Précambrien. *Rev. Paleobota. Palyn.*, pp. 79-81.
- TIMOFEEV, B.V., 1970 .- *Sphaeromorphida* géants dans le Précambrien avancé. *Review of Paleobotany and Palynology*, pp. 157-160.
- TURNER, F.J., WEISS, L.E., 1963 .- Structural analysis of metamorphic tectonites. *Intern. series in the earth and planetary Sciences - Mc Graw-Hill, book company*, 1963.
- VIDAL, Ph. et coll., 1971 .- Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, pp. 132-135.
- VIDAL, Ph. et coll., 1972 .- L'âge radiométrique de la diorite de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). Ses conséquences sur le Briovérien de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, pp. 1323-1326.
- WEGMAN, C.E., DANGEARD, L., GRAINDOR, M.J., 1950 .- Sur quelques caractères remarquables de la formation précambrienne connue sous le nom de poudingue de Granville. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 230, pp. 979-980.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J., GILBERT, C.M., 1954 .- Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. *W.H. Freeman and Company, San Francisco*.

LISTE DES TABLEAUX

-o0o-

Tabl. n° 1	:	Analyses modales des grès	p. 25
Tabl. n° 2	:	Analyses chimiques des roches sédimentaires	p. 32
Tabl. n° 3	:	Analyses modales des niveaux conglomératiques de Pen-Ar-Vir et de Trez Bellec	p. 39
Tabl. n° 4	:	Proportions relatives des éléments qui constituent les poudingues au Sud de Telgruc	p. 40
Tabl. n° 5	:	Analyse modale des grès "poivre et sel"	p. 42
Tabl. n° 6	:	Analyse chimique du niveau cinéritique de Talagrip	p. 44
Tabl. n° 7	:	Analyses chimiques des spilites à pyroxènes et des spilites sans pyroxène ..	p. 69
Tabl. n° 8	:	Analyses chimiques des pillow-lavas de Pen-Ar-Vir et du Bellec	p. 77
Tabl. n° 9	:	Analyse chimique du kératophyre de Les-corveau	p. 82
Tabl. n° 10	:	Analyse chimique de la tuffite de Pen-Ar-Vir	p. 85
Tabl. n° 11	:	Analyse chimique de la roche à pyroxènes de Trez Bellec	p. 92

LISTE DES FIGURES

-000-

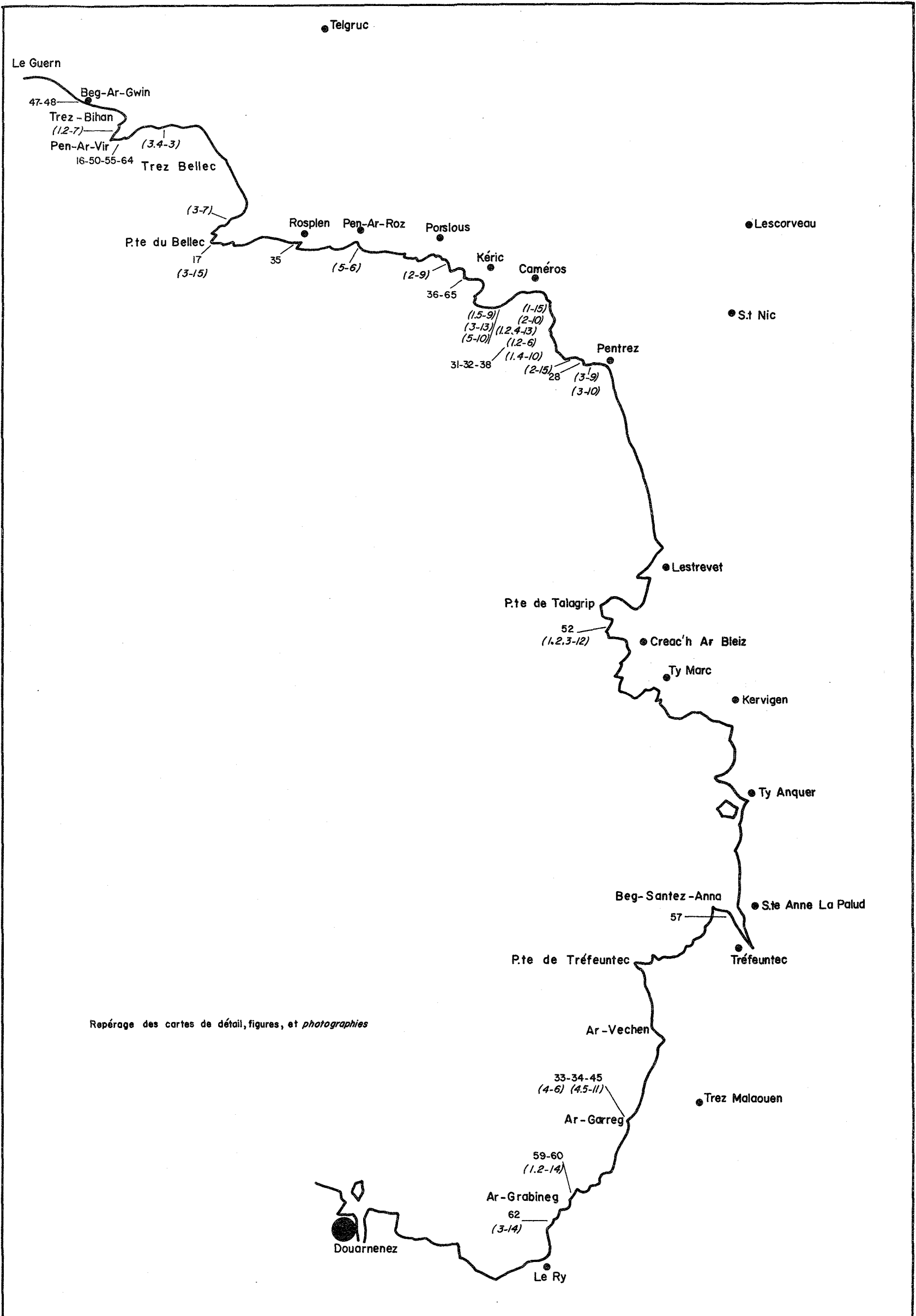
Fig. 1	: Esquisse géologique de l'Ouest du Massif Armoricain	
Fig. 2	: Croquis géologique de la baie de Douarnenez	p. 4
Fig. 3	: Carte gravimétrique	p. 8
Fig. 4	: Carte aéromagnétique	p. 8
Fig. 5	: Schistes rubanés	p. 17
Fig. 6	: Schistes zonés	p. 19
Fig. 7	: Courbes granulométriques des éléments mesurant plus de 30 microns	p. 22
Fig. 8	: Classification de Krynine	p. 30
Fig. 9	: Classification de Gilbert	p. 30
Fig. 10	: Diagramme de H. De La Roche	p. 34
Fig. 11	: Schéma de classification des roches sédimentaires .	p. 36
Fig. 12	: Menaux plis	p. 50
Fig. 13	: Intersection schistosité/stratification	p. 50
Fig. 14	: Figure sédimentaire déformée	p. 52
Fig. 15	: Structure déterminée par des secousses séismiques .	p. 52
Fig. 16	: Esquisse géologique de la Pointe de Pen-Ar-Vir	p. 62
Fig. 17	: Esquisse géologique de la Pointe du Bellec	p. 63
Fig. 18	: Diagramme K-Na-Ca	p. 88
Fig. 19	: Caractéristiques des minéraux micacés selon la mé- thode de J. Esquevin	p.102
Fig. 20	: Diagramme général de la stratification So	p.108
Fig. 21	: Les axes de plis synschisteux	p.109
Fig. 22	à Diagrammes structuraux établis pour divers secteurs	p.110-
27	entre le Nord et le Sud de la baie	112
Fig. 28	: Plis N-80-E très ouverts - Pentrez	p.113
Fig. 29	: Charnière d'un pli de type isopaque, serré	p.113
Fig. 30	: Cisaillements parallèles au plan axial des plis droits	p.114
Fig. 31	: Plissement en chevrons	p.114
Fig. 32	: Déformation des schistes zonés de Caméros	p.115
Fig. 33	: Déformation des schistes rubanés d'Ar Garreg	p.115
Fig. 34	: Microplis dans les schistes rubanés d'Ar Garreg ..	p.116
Fig. 35	: Pli couché de Rosplen	p.117

Fig. 36	: Pli couché de Kéric	p. 117
Fig. 37	: Dispersion des axes des plis couchés	p. 118
Fig. 38	: Plis en genou - Caméros	p. 119
Fig. 39	: Sens de déversement des structures couchées	p. 119
Fig. 40	: Diagramme général de la schistosité Sa	p. 120
Fig. 41	: Interaction de la flexion et de l'aplatissement	p. 121
Fig. 42	: La linéation d'intersection Sa/So	p. 122
Fig. 43	: Meneaux de clivage	p. 122
Fig. 44	: Filonnet de quartz plissoté	p. 124
Fig. 45	: Litage tectonique à Ar Garreg	p. 125
Fig. 46	: Superposition de S" à S'	p. 126
Fig. 47	: Vue de dessus du contact Briovérien - Paléozoïque à Beg-Ar-Gwin	p. 129
Fig. 48	: Schéma de la géométrie du contact à Beg-Ar-Gwin	p. 129
Fig. 49	: Analyse structurale comparée dans la falaise de Beg- Ar-Gwin	p. 130
Fig. 50	: Superposition de St à des plis anciens N-80-E	p. 132
Fig. 51	: Attitudes relatives de Si et St	p. 134
Fig. 52	: Le pli de Talagrip	p. 137
Fig. 53	: Plissement des axes d'une structure couchée	p. 138
Fig. 54	: Les plis en "cuiller" et en "selle"	p. 139
Fig. 55	: Interprétation de la structure de Pen-Ar-Vir	p. 141
Fig. 56	: Interprétation géométrique et chronologique des tectoniques superposées	p. 142
Fig. 57	: Les éléments structuraux de la roche à Tréfeuntec ..	p. 144
Fig. 58	: Relation entre "L" et les plis couchés	p. 144
Fig. 59	: Superposition de S3 à S2	p. 148
Fig. 60	: Figure d'interférence des plis P2 et P3	p. 148
Fig. 61	: Diagramme structural d'Ar Grabineg	p. 150
Fig. 62	: Filon d'aplite cataclasé recoupant les plis P2	p. 150
Fig. 63	: Déformations de St	p. 152
Fig. 64	: Manifestations tectoniques postérieures à St (Pen- Ar-Vir)	p. 152
Fig. 65	: Filon de quartz cicatrisant une surface de cisaille- ment parallèle au plan axial d'un pli couché (Kéric) p.	155
Fig. 66	: Variation des directions axiales et du degré de re- cristallisation	p. 160
Fig. 67	: Schéma des corrélations envisagées	p. 167
Fig. 68	: Schéma de la succession des évènements géologiques en baie de Douarnenez	p. 167

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

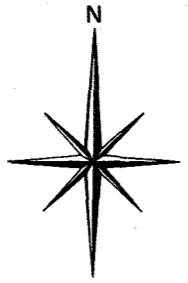
-000-

- Planche photographique n° 1 : Les schistes
- Planche photographique n° 2 : Les grès
- Planche photographique n° 3 : Les conglomérats
- Planche photographique n° 4 : Les formations particulières.
- Planche photographique n° 5 : Les microsphères
- Planche photographique n° 6 : Les figures sédimentaires
- Planche photographique n° 7 : Les pillow-lavas
- Planche photographique n° 8 : Les roches éruptives basiques
- Planche photographique n° 9 : Les plis droits
- Planche photographique n° 10 : Les plis couchés
- Planche photographique n° 11 : Les schistosités
- Planche photographique n° 12 : Le pli de Talagrip
- Planche photographique n° 13 : Les structures d'interférence
- Planche photographique n° 14 : Les structures de la falaise
Ar Grabineg
- Planche photographique n° 15 : Les contacts anormaux



Repérage des cartes de détail, figures, et photographies

baie de Douarnenez



- PALEOZOÏQUE
- schistes et grès
- niveaux conglomératiques
- niveaux cinéritiques
- niveaux carbonatés
- micaschistes
- proportions relatives de schistes et de grès
- coulées spilitiques à pilons
- filons basiques (spilites, diabases)
- filons de kératophyre
- filons d'apélite γ^a et de microgranite γ^b
- filons de lamprophyre
- trondhémite
- leucogranite
- granite de Locronan
- stratification S_0
- schistosité $S_1 (=S_3)$
- schistosité $S_2 (=S_1)$
- schistosité $S_3 (=S_1)$
- foliation cataclastique de la trondhémite
- linéation de crénulation
- linéation d'intersection
- axes de plis synschisteux (phases 2 et 3)
- axes de plis couchés (phase 1)
- charnière de phase 1 déformée
- faille

