



HAL
open science

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES SCHISTES CRISTALLINS DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE

Claude Audren

► **To cite this version:**

Claude Audren. ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES SCHISTES CRISTALLINS DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE. Pétrographie. Université de Rennes, 1971. Français. NNT: . tel-01757818

HAL Id: tel-01757818

<https://insu.hal.science/tel-01757818>

Submitted on 4 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.

Série : C

N° d'ordre : 195

N° de série : 62

D



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

pour obtenir
le titre de Docteur en troisième cycle
Spécialité : GEOLOGIE (Géologie structurale)

par

Claude AUDREN

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE
DES SCHISTES CRISTALLINS
DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE

Soutenu le 1er Juillet 1971 devant la Commission d'Examen

M. J. COGNÉ	Président
M. J. HAMEURT M. C. LE CORRE	Examineurs
M. M. RUHLAND	Membre invité

Série : C

N° d'ordre : 195

N° de série : 62



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

pour obtenir
le titre de Docteur en troisième cycle
Spécialité : GEOLOGIE (Géologie structurale)

par

Claude AUDREN

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE
DES SCHISTES CRISTALLINS
DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE

Soutenu le 1er Juillet 1971 devant la Commission d'Examen

M. J. COGNÉ	Président
M. J. HAMEURT M. C. LE CORRE	Examineurs
M. M. RUHLAND	Membre invité

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES

Numero
d'inventaire
Bibliothèque

74/2 = 1786

Série : C

N° d'ordre : 195

N° de série : 62

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

pour obtenir
le titre de Docteur en troisième cycle
Spécialité : GEOLOGIE (Géologie structurale)

par

Claude AUDREN

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE
DES SCHISTES CRISTALLINS
DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE

INSTITUT de GEOLOGIE de RENNES	
Numero d'inventaire Bibliothèque	74/R = 1756

Soutenue le 1er Juillet 1971 devant la Commission d'Examen

M. J. COGNÉ	Président
M. J. HAMEURT M. C. LE CORRE	Examineurs
M. M. RUHLAND	Membre invité

UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. issues de la FACULTE DES SCIENCES



Doyens Honoraires

M. MILON Y.
M. TREHIN R.
M. SCHMITT M.
M. LE MOAL H.
M. MARTIN Y.

Professeurs Honoraires

M. ANTOINE L.
M. FREYMANN R.
M. HAGENE P.
M. POISSON R.
M. ROHMER R.
M. TREHIN R.
M. SALMON-LEGAGNEUR F.
M. des ABBAYES H.
M. MILON Y.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
M. LECRECO A.

Mathématiques

Professeurs

Melle CHARPENTIER M.
M. GUERINDON J.
M. METIVIER M.
M. GIORGIUTTI I.
M. BRUNEL A.
M. TOUGERON J.C.

Maîtres de Conférences & Chargés de Cours

M. LEGOUPIL J.
M. HOUEBINE J.
M. EUVRARD D.
M. LIEUTAUD M.
M. NEDELEC J.C.
M. VERJUS J.P.
M. TRILLING L.

Physique

M. VACHER M.
M. VIGNERON L.
M. LE BOT J.
Mme ROBIN née SALOMOND
M. ROBIN S.
M. LE MONTAGNER S.
M. MEVEL J.Y.
M. MEINNEL J.
M. REGENSTREIF E.
M. BRUN P.
M. LE ROUX E.
M. DUBOST

M. GUIDINI
M. HAEUSLER C.
M. ARQUES P.Y.
M. DECAMPS E.
M. NUSIMOVICI M.A.

AVANT-PROPOS

QUE LES PERSONNES QUI ONT CONTRIBUE A L'ELABORATION DE CE
TRAVAIL VEUILLENT TROUVER ICI L'EXPRESSION DE MA PROFONDE RECONNAISSANCE.

SOMMAIRE

- :-

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION

I - <u>Le cadre géographique et géologique</u>	p. 1
II - <u>Travaux antérieurs</u>	2
1°) Historique	2
2°) L'état actuel des connaissances	4
3°) Les problèmes posés	5
III - <u>But et orientation de l'étude</u>	6

ETUDE PETROGRAPHIQUE

Chapitre I : LES MICASCHISTES

A - <u>Le faciès principal à muscovite, biotite et chlorite</u>	8
1°) Les micaschistes du secteur de la Vilaine	8
2°) Les micaschistes entre le Lomer et la pointe de Pen-Bé	12
3°) Les micaschistes entre la pointe de Merquelle et Piriac-sur-mer	14
B - <u>Les faciès particuliers</u>	16
1°) Les micaschistes à sillimanite, staurotide et andalousite	16
2°) Les micaschistes à chloritoïdes (Pointe Noire)	18
3°) Les porphyroïdes (côte du Castelli)	20
4°) Les quartzites graphitiques	22

Chapitre II : LES ROCHES BASIQUES ASSOCIEES AUX MICASCHISTES

A - <u>Les roches basiques de la Vilaine</u>	23
1°) Le faciès principal à hornblende et diopside	23
2°) Le faciès "skarn" à grenat calcique	27
3°) Le cipolin du Moustoir	28
B - <u>Les roches basiques au Sud de la Vilaine</u>	29

Chapitre III : LES GNEISS POTASSIQUES

A - <u>Le gneiss de Pénestin</u>	31
1°) Le gneiss "oeillé" de la pointe du Halguen	31
2°) Le gneiss de la carrière du Logo	34
B - <u>Le gneiss de la pointe de Pen-Bé</u>	34
C - <u>Conclusion</u>	35

Chapitre IV : LE POLYMETAMORPHISME DES SCHISTES CRISTALLINS

A - <u>Chronologie des événements métamorphiques</u>	36
B - <u>Polymétamorphisme et structure des schistes cristallins</u>	38

ETUDE STRUCTURALE

Chapitre I : INTRODUCTION A L'ETUDE STRUCTUROLOGIQUE DES SCHISTES CRISTALLINS

A - <u>Définitions et terminologie utilisée</u>	40
B - <u>Les relations entre stratification, schistosité et foliation</u>	41
1°) Etude d'un exemple dans les micaschistes	41
2°) Etude d'un exemple dans les roches basiques	45
C - <u>Conclusions générales</u>	46

Chapitre II : ETUDE ANALYTIQUE DES MEGASTRUCTURES PLISSEES

A - <u>La schistosité : déformations de faible amplitude</u>	47
B - <u>La schistosité : déformations de grande amplitude</u>	48
1°) Le pli synclinal de Piriac - Toul-Port	48
2°) Le pli du castelli	49
C - <u>Conséquences des déformations de la schistosité</u>	50

Chapitre III : ETUDE ANALYTIQUE DES MEGASTRUCTURES D'ECAILLAGE

A - <u>Description des structures</u>	51
1°) La pointe du Scal	51
2°) Le Palandrin	53
3°) La zone du Castelli	54
4°) Le pointe du Bile	56
5°) La pointe de Pen-Bé	56
B - <u>Généralité de la tectonique par écaillage</u>	57
1°) Caractères de la tectonique par écaillage	57
2°) Les niveaux brèchiques	57

Chapitre IV : ETUDE ANALYTIQUE DES MESOSTRUCTURES LINEAIRES

A - <u>Les structures linéaires fondamentales</u>	59
1°) Les structures linéaires dans les micaschistes et les porphyroïdes	59
2°) Les structures linéaires dans les roches basiques	60
3°) Les structures linéaires dans les quartzites graphitiques	61
4°) Conclusions sur le style de plissement	61
5°) Le cas du gneiss de Pénestin	62

B - <u>Les structures linéaires fondamentales dans le cadre des affleurements</u>	63
1°) De la pointe de Pen-Lan à Kerdavid	63
2°) De La Grée à la pointe du Scal	64
3°) De la pointe de Cofrenau à la pointe de l'Espernel	65
4°) Le Palandrin	65
5°) La pointe de Pen-Bé	65
6°) De la pointe de Merquelle à la pointe de Beaulieu	66
7°) De Toul-Port à Piriac-sur-mer	66
8°) La pointe du Castelli	66
9°) Le cas du gneiss de Pénestin	67
C - <u>Les variations de direction dans le cadre régional</u>	67
D - <u>Les structures linéaires secondaires, la fracturation</u>	69

Chapitre V : LES MICROSTRUCTURES

A - <u>L'orientation des minéraux dans les schistes cristallins</u>	71
1°) L'orientation des minéraux dans les roches basiques	71
2°) L'orientation des minéraux dans les micaschistes	73
3°) L'orientation des minéraux dans le gneiss de Pénestin	75
4°) Réflexions sur l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques	75
B - <u>Les microstructures secondaires</u>	76
1°) Les microstructures fossilisées	76
2°) Les microstructures indicatrices de mouvements intrafoliaux synschisteux	77
3°) Les microstructures indicatrices de mouvements intrafoliaux postschisteux	78

CONCLUSIONS GENERALES

Chapitre I : CHRONOLOGIE RELATIVE DES EVENEMENTS STRUCTURAUX ET METAMORPHIQUES

A - <u>Métamorphisme et déformation</u>	79
B - <u>Evolution métamorphique et structurale</u>	80

Chapitre II : LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA VILAINE DANS LE CADRE DE LA BRETAGNE MERIDIONALE

A - <u>Age des métamorphismes et des déformations</u>	82
1°) Age de la déformation synschisteuse	82
2°) Age des écaillages	82
3°) L'âge des métamorphismes	83
4°) Le cas du gneiss de Pénestin	83
B - <u>Les schistes cristallins en Bretagne méridionale</u>	84

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

I - Le cadre géographique et géologique

Les séries métamorphiques de l'Estuaire de la Vilaine constituent un vaste ensemble de schistes cristallins qui s'étend depuis le Golfe du Mor-Bihan jusqu'au plateau de Guérande, en Bretagne méridionale.(fig. 1 et 2).

Ce domaine, prolongé en mer par l'île Dumet, est séparé du horst cristalloyphyllien de Belle-Ile par l'axe granitique Quiberon, Houat, Haedic, Guérande.

Le présent travail porte exclusivement sur la région côtière délimitée par la feuille au 1/50 000 de la Roche-Bernard, entre la pointe de Pen-Lan (en Billiers) au Nord et la pointe du Castelli (en Piriac-sur-mer) au Sud. C'est la côte en effet qui offre seule des affleurements suffisamment continus pour aborder une étude pétrographique et structurale systématique, l'intérieur des terres étant très couvert.

Les schistes cristallins de la Vilaine constituent le socle d'une pénéplaine au relief monotone, et pénétrée profondément par la mer, ainsi qu'en témoignent les marais de Kerfalher, d'Assérac, de la Grande Brière, ou les nombreux "étiers" (anciennes vallées ennoyées et envasées).

Cette dépression est limitée au Nord par les hauteurs du "sillon de Bretagne", et au Sud par le plateau granitique de Guérande. La côte très découpée offre généralement des falaises peu élevées (rive droite de la Vilaine, Quimiac,... etc...) et un platier rocheux découvrant très loin à marée basse ; à la pointe du Halguen ces falaises

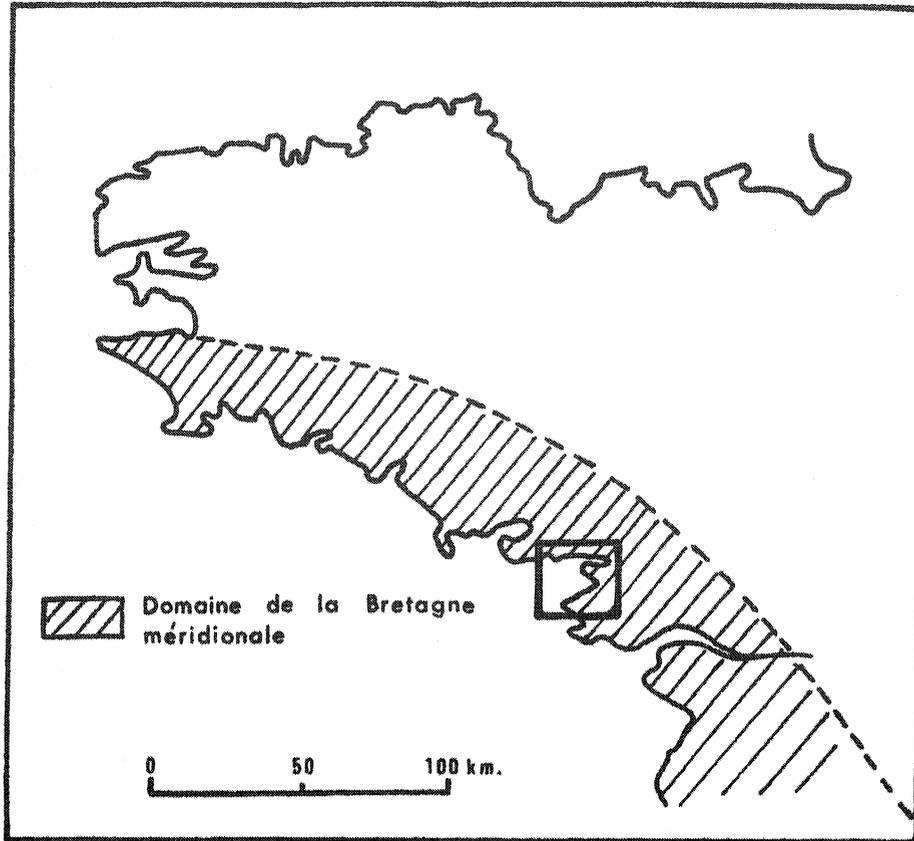


Figure 1

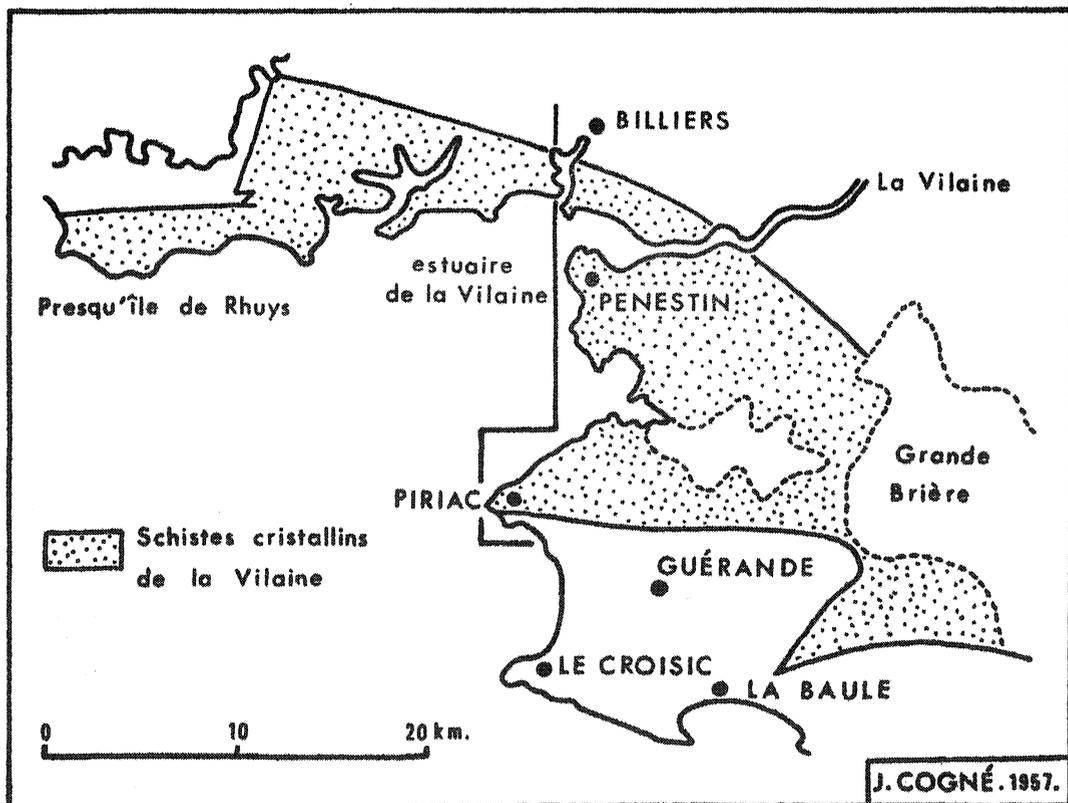


Figure 2

basses sont couronnées de plages suspendues, de dunes ou de dépôts pliocènes. L'ensemble de cette région présente ainsi une alternance de falaises, de dunes et d'étiers, ce qui a l'inconvénient d'isoler parfois complètement des affleurements qui paraissent essentiels à la compréhension de la structure générale.

Entre les granites et migmatites de l'anticlinal de Cornouaille orientées cartographiquement WNW-ESE, et les formations semblables de l'anticlinal de Saint-Nazaire orientées SW-NE, les schistes cristallins de la Vilaine montrent en première analyse une série de molles ondulations de directions variables. Les directions de l'anticlinal de Pénestin et du synclinal de Piriac sont EW, alors qu'une flexure en forme de "S" les sépare. Ce dispositif structural, simple en apparence, est le résultat d'un jeu tectonique et métamorphique complexe, que l'on se propose d'analyser dans ce travail.

II - Travaux antérieurs

1°) Historique

Dans la seconde moitié du XIXe siècle les premiers inventaires minéralogiques sur le Mor-Bihan sont établis par d'AULT-DUMESNIL (1866) puis par de LIMUR (1884) ; leurs travaux essentiellement descriptifs, concernent en particulier le recensement des nombreuses espèces minérales que l'on trouve dans les roches basiques des falaises de Billiers et du Moustoir.

C'est à Charles BARROIS que l'on doit la première étude pétrographique exhaustive des principaux faciès cristallophylliens de la Vilaine, ceci à l'occasion du lever des cartes géologiques au 1/80 000 de Quiberon et de Belle-Ile publiées en 1897. Les remarques structurales faites lors de cette étude l'ont amené à expliquer la complexité géologique de la région par des plissements successifs, et par des répétitions tectoniques perturbant la continuité des niveaux lithologiques

observés. Sa belle cartographie des "schistes à minéraux et micaschistes", des "amphibolites et pyroxénites" et des "gneiss" n'a été modifiée par la suite que dans le détail.

Quelques chercheurs se sont intéressés depuis à ces régions, de façon généralement passagère.

Intrigué par les orientations tectoniques originales de ce secteur, G. FERRONNIERE (1921-1922) les attribue à des plissements caledoniens ; A. DEMAY (1948) note le premier, la présence de plis couchés au sein de ces formations.

J. COGNÉ (1957 et publications ultérieures) reprenant l'étude générale des schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale, montre que leur histoire se déroule dans le cadre d'une évolution tectonique, structurale et métamorphique complexe, au cours de laquelle deux cycles orogéniques se superposent : le cycle cadomien puis le cycle hercynien.

Ces conceptions sont illustrées par la 2e édition de la carte géologique au 1/80 000 de Quiberon - Belle-Ile publiée en 1965 ; J. COGNÉ y propose un schéma général regroupant les données cartographiques, pétrographiques et structurales, schéma qui replace la série de la Vilaine dans un cadre dynamique ancien (plis couchés et nappes métamorphiques antécambriennes) repris par la tectogenèse et les granitisations hercyniennes.

Tout récemment enfin, B. HASSENFORDER (1970) étudiant les migmatites et les schistes cristallins de la feuille de Saint-Nazaire au 1/50 000, précise les structures liées aux déformations et leurs relations avec les métamorphismes cadomien et hercynien, de part et d'autre de la Loire.

2°) L'état actuel des connaissances

L'essentiel de ces connaissances est contenu dans la notice explicative de la feuille de Quiberon - Belle-Ile au 1/80 000 (2e édition, 1965) ; J. COGNÉ y propose un schéma cohérent de la région, et divise les schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine en deux "groupes".

- Groupe de l'estuaire de la Vilaine (correspondant aux "schistes à minéraux et micaschistes" de Ch. BARROIS).

Ce sont des séries polymétamorphiques représentées par des faciès pétrographiques variés, dont le plus fréquent est un micaschiste albitique à muscovite, biotite et chlorite, contenant localement des minéraux résiduels comme le grenat, le staurotide ou la biotite.

D'importants niveaux de roches basiques sont associés à ces micaschistes : ils sont constitués en majorité par des amphibolites plagioclasiques parfois riches en épidote, dans lesquelles subsistent des reliques d'amphibolites et de pyroxénites à grenats.

- Groupe de Belle-Ile (correspondant aux "phyllades de Saint-Lô séricitiques" de Ch. BARROIS).

Ce sont des micaschistes séricito-chloriteux apparemment monométamorphiques auxquels sont associés des porphyroïdes et des quartzites graphitiques.

Par comparaison avec la stratigraphie connue dans le Briovérien non métamorphisé, J. COGNÉ rapporte le groupe de l'estuaire de la Vilaine au Briovérien inférieur, et peut-être à la partie inférieure du Briovérien moyen, et le groupe de Belle-Ile au Briovérien moyen ou supérieur.

Le métamorphisme que l'on reconnaît actuellement dans les schistes cristallins de la Vilaine est d'âge hercynien, et se superpose à un métamorphisme ancien d'âge cadomien, Parallèlement à cette évolution

métamorphique, l'évolution structurale est caractérisée par la superposition de déformations anciennes EW en plis couchés rapportées au cycle cadomien, et d'une flexuration NE-SW ou d'un cisaillement WNW-ESE rapportés au cycle hercynien.

3°) Les problèmes posés

Les données pétrographiques et structurales précédentes peuvent se résumer ainsi :

- A un premier métamorphisme (mésozonal) d'âge cadomien, dont il ne reste plus que des traces, se superpose un second métamorphisme (méso à épizonal) d'âge hercynien.
- A cet ensemble est associée une succession de déformations connues en Bretagne méridionale par leurs directions EW (cadomiennes) et NE-SW ou WNW-ESE (hercyniennes).

La présence de plusieurs métamorphismes et de plusieurs structures dans les mêmes séries, pose LE PROBLEME FONDAMENTAL DES RELATIONS EXACTES QUI EXISTENT ENTRE METAMORPHISME ET DEFORMATION.

En d'autres termes il s'agit de savoir à quel métamorphisme est associée telle ou telle déformation.

D'autres problèmes sont à envisager, comme celui de la place du gneiss de Pénestin dans le schéma précédent ; J. COGNÉ pense qu'il présente, écrasé et plus métamorphisé, des analogies avec les porphyroïdes (Le Castelli, Assérac, Belle-Ile).

Quant aux leucogranites de Guérande, Piriac, et aux granites "tardimigmatitiques", leur âge hercynien est confirmé par les travaux récents de géochronologie (*). L'âge de ces granites est important car il constitue le seul repère daté dans le secteur étudié. Il est donc indispensable de déterminer leurs relations pétrogénétiques et structurales avec l'encaissant, ou avec d'éventuelles déformations qui leurs seraient liées.

(*) Communication personnelle de Ph. VIDAL (âge absolu Sr/Rb : 315 ± 8 M.A.)

III - But et orientation de l'étude

En 1942, dans son ouvrage intitulé "microtectonique et tectonique profonde", A. DEMAY écrivait, au sujet de ses propres recherches :

"..... indiquons d'abord la liaison des phénomènes orogéniques aux différentes échelles d'observation. Aux structures révélées par l'analyse régionale et par les cartes géologiques, correspondent presque toujours, malgré la possibilité de certaines disharmonies, des structures homologues visibles en affleurements sur quelques mètres, ou quelques dizaines de mètres, ou dans un échantillon sur une dizaine de centimètres, enfin dans une plaque mince, sous le microscope".

Ces propos, dont on a si peu tenu compte, sont plus que jamais d'actualité, et constituent en résumé la méthode d'analyse structurale par excellence, méthode à laquelle j'ai essayé de me conformer le plus exactement possible.

Le but de ce travail est l'étude comparative de la déformation des schistes cristallins de la Vilaine à toutes les échelles, et du matériel déformé lui-même.

Les moyens mis en oeuvre sont essentiellement la cartographie à petite échelle, l'analyse structurale détaillée de terrain et l'analyse pétrographique microstructurale qui, en dernier ressort, permet de considérer les relations entre la déformation et le constituant ultime de la roche : le minéral.

Le plan de travail découle logiquement des considérations qui précèdent :

Dans la première partie est étudiée la pétrographie des séries métamorphiques, c'est-à-dire la nature et la composition du matériel sur lequel s'exerce la déformation.

Dans la deuxième partie la déformation elle-même est envisagée du point de vue des structures qui en résultent :

- Les mégasstructures cartographiques,

- Les mésostructures de l'affleurement,
- Les microstructures de l'échantillon et de la lame mince, liées à l'orientation des minéraux.

Dans la troisième partie je tenterai d'établir une chronologie relative des événements structuraux et métamorphiques ; enfin l'ensemble des schistes cristallins de la Vilaine sera replacé dans le contexte de la Bretagne méridionale pour préciser l'importance relative des cycles cadomien et hercynien.

Première partie

E T U D E

P E T R O G R A P H I Q U E

Chapitre I : LES MICASCHISTESA - LE FACIES PRINCIPAL A MUSCOVITE, BIOTITE ET CHLORITE

Les micaschistes du "groupe de l'estuaire de la Vilaine" constituent la plus grande partie des affleurements côtiers entre la pointe de Pen-Lan au Nord et le port de Piriac-sur-mer au Sud. On distingue trois secteurs géographiques correspondant à une répartition différente des faciès pétrographiques :

- le secteur de la Vilaine, entre Pen-Lan et Ker-David (rive droite) et entre La Grée et la pointe du Scal (rive gauche),
- le secteur situé entre la plage du Lomer et la pointe de Pen-Bé,
- le secteur situé entre la pointe de Merquelle et le port de Piriac-sur-mer.

1°) Les micaschistes du secteur de la VilaineComposition minéralogique

quartz	grenat almandin
muscovite	staurotide
biotite	tourmaline
chlorite	zircon
albite (An \leq 5 %)	apatite
	minéraux opaques.

Le quartz : principal constituant des micaschistes, son abondance conditionne tous les aspects de la roche depuis les micaschistes très phylliteux à clivage facile, jusqu'au micaschiste leypunitique massif à clivage grossier. On reconnaît plusieurs aspects dans l'agencement des cristaux de quartz :

- . Petits cristaux isométriques juxtaposés ou engrenés, formant des lentilles ou des plages effilées dont la taille peut atteindre 1 mm.

. Grands cristaux, engrenés les uns dans les autres et alignés suivant des bandes continues, parallèlement aux lits de phyllites. Ce quartz a le plus souvent une extinction roulante.

. Cristaux irréguliers cimentant les minéraux fracturés ou remplissant des microfractures affectant tout un échantillon.

. Éléments de quartz en structure graphique dans les porphyroblastes de feldspath.

La muscovite : une muscovite primaire (muscovite I) en petites lames parallèles, est la plus fréquente ; son abondance contribue à donner aux micaschistes leur couleur claire. Plus rarement on observe une muscovite secondaire très fraîche (muscovite II) en grands cristaux obliques sur la "foliation".

La biotite : la plus abondante est une biotite secondaire fraîche (biotite II) fortement pléochroïque du brun-jaune au brun-verdâtre, et renfermant de nombreux zircons à auréole pléochroïque. Elle se présente en grandes paillettes disposées au hasard par rapport à la trame initiale du micaschiste. Elle se superpose à une biotite en petits cristaux complètement chloritisés, dont il ne reste plus que quelques individus intacts (biotite primaire ou biotite I).

La chlorite : elle présente deux aspects coexistant dans un même échantillon :

. Une chlorite en petites lames analogues à celles de la muscovite I, et déterminant, en alternance avec le quartz, la "foliation" métamorphique. Cette chlorite I provient de la transformation de la biotite I.

. Une chlorite (pennine) disposée en paquets flexueux plus ou moins importants dans la trame à muscovite I et à chlorite I.

Les feldspaths : ce sont des plagioclases voisins de l'albite (5 % d'An au maximum) en porphyroblastes de 1 à 5 mm. La plupart des individus ne sont pas mâclés ; quand ils le sont les plans de mâcle sont toujours déformés (mâcle polysynthétique de l'albite ou la mâcle de Carlsbad).

L'albite contient du quartz en structure graphique de façon presque constante.

A la pointe de Pen-Lan, l'albite se présente en porphyroblastes à contours nets, très largement poeciloblastique, englobant la muscovite I, la biotite I, l'apatite et le quartz ; elle est piquée dans la trame quartzo-phylliteuse suivant des plans grossièrement parallèles à la "foliation".

Certains cristaux ont subi une fracturation suivie d'une reconsolidation des éléments par du quartz secondaire.

Le développement de l'albite est postérieur à celui de la trame métamorphique ; cette cristallisation est en relation avec les déformations du micaschiste lui-même.

Le grenat : le grenat est peu abondant en dehors des micaschistes situés entre Pen-Lan et Les Granges, où il est associé au staurotide, et entre Les Granges et Port-Nart. La taille des cristaux varie de 1 à 10 mm et même plus pour les agrégats polycristallins. C'est de l'almandin qui se présente sous deux formes :

. Des grains irréguliers dispersés ou formant des plages en atoll contenant des produits chloriteux ; le même minéral peut être entouré ou non, d'une mince bordure de chlorites. La chlorite semble avoir remplacé progressivement le grenat sans qu'il y ait eu de cataclase contemporaine ; quand il y a fracturation avec soudure des éléments par du quartz, celle-ci est toujours secondaire et affecte également les autres minéraux. Certains grenats ont perdu complètement leur contour polygonal originel et montrent des formes, en

fuseaux, ou en lames, craquelées, parallèles à la trame actuelle. Enfin ils sont souvent corrodés et entourés par des cristaux de quartz à extinction roulante. Ces grenats sont donc de "vieux" grenats puisqu'ils se comportent comme des objets antéschisteux et sont contourés par la foliation (Almandin I).

. De cristaux à contour polygonal net, moins fracturés que les précédents et apparemment sans altération importante. Ils sont petits et beaucoup moins abondants (Almandin II).

Le staurotide : il existe dans tous les micaschistes sur les deux rives de la Vilaine ; il est particulièrement bien représenté entre Pen-Lan et Les Granges, au Loc'h et à Coetsurho.

Le staurotide se présente en cristaux trapus, de forme irrégulière ou allongée suivant (010), plus ou moins amiboïdes et fracturés ; il est fréquent d'observer un même cristal séparé en plusieurs fragments isolés par des phyllites et resoudés secondairement par du quartz, selon des orientations très diverses . Sa position structurale est indépendante de la trame phylliteuse muscovite I + biotite I.

Le staurotide n'est jamais en contact direct avec les autres minéraux : il est systématiquement entouré d'une bordure réactionnelle qui revêt ici deux aspects :

. Bordure réactionnelle bien développée de petites muscovites enchevêtrées sans contours nets (séricite) soulignant parfois l'ancien contour géométrique du staurotide ; ces phyllites s'observent également dans les fractures et à un degré moindre dans les clivages du staurotide.

Dans certains cas le staurotide a complètement disparu au profit de la séricite ; il reste alors seulement le fantôme de l'ancien minéral. Le minéral remplacé par la séricite autour des résidus de staurotide pourrait bien être du disthène ; en effet l'allure amiboïde du staurotide rappelle les associations symplectiques : disthène + staurotide que l'on rencontre dans les schistes cristallins.

. Bordure réduite de quartz, formant un liseré étroit et régulier autour du minéral dans son état relique actuel, le quartz ne souligne jamais l'ancien contour géométrique du staurotide.

Ces deux aspects peuvent coexister dans un même niveau ou être indépendants. Le staurotide est donc un minéral typiquement résiduel, qui caractérise un ancien métamorphisme presque complètement oblitéré.

Minéraux accessoires : tourmaline, apatite, zircon.

La tourmaline et le zircon sont contemporains de la biotite II et se retrouvent dans tous les micaschistes.

Quant à l'apatite elle est toujours incluse dans les poeciloblastes d'albite.

Minéraux opaques : abondants.

En conclusion, la superposition de trois paragenèses peut être établie dans les micaschistes de la Vilaine :

Paragenèse A : staurotide + almandin I + biotite I

Paragenèse B : quartz + chlorite I + muscovite I + pennine
+ almandin II + apatite + albite.

Paragenèse C : biotite II ou muscovite II
+ tourmaline + zircon.

2°) Les micaschistes entre le Lomer et la pointe de Pen-Bé

Dans ce secteur situé au Sud du gneiss de Pénestin (pointe du Halguen) le faciès des micaschistes change brusquement.

Composition minéralogique

quartz	albite oligoclase (5% < An < 10%)
muscovite	grenat almandin
biotite	tourmaline
chlorite	zircon
albite (An ≤ 5%)	apatite
	minéraux opaques.

On n'observe plus de staurotide, et le seul témoin de la paragenèse A est le grenat almandin déformé et fracturé ; de tels grenats abondent dans les micaschistes du Palandrin. Comme précédemment ce sont les minéraux de la paragenèse B qui sont les mieux développés

Le quartz : se présente en petits cristaux engrenés ou tabulaires parallèles aux "lits" phylliteux ; il est rarement figuré en structure graphique dans les feldspaths.

La muscovite : seule la muscovite I en petites lames soulignant la foliation, existe ici. Il n'y a plus de muscovite II en grands cristaux discordants.

La chlorite : la biotite I, dont il restait quelques cristaux intacts dans le secteur précédent, a ici disparu au profit de la chlorite I ; seules la forme et la taille des cristaux permettent de la différencier de la pennine en paquets fibreux.

La biotite : la biotite II secondaire en grande lame est de règle ; son pléochroïsme est ici du brun-clair au brun-rouge très foncé ; elle est disposée de façon quelconque en regard de la trame à muscovite I et chlorite I.

Les feldspaths sont de deux types :

- . Albite ($An \leq 5\%$) en poeciloblastes généralement non mâclés, "fossilisant" la trame métamorphique et d'anciennes déformations (cf. deuxième partie). Cette albite caractérise les micaschistes de la pointe du Bile et de la pointe de Fen-Bé (planche V).

- . Albite-oligoclase ($5\% < An < 10\%$) en petits cristaux dont les mâcles pratiquement intactes permettent leur détermination précise. Ils ne sont pas poecilitiques et semblent contemporains de la cristallisation de la trame quartzo-phylliteuse. L'albite-oligoclase est présente dans un micaschiste fin, bien lité, affleurant

entre les pointes de Loscolo et du Maresclé (planche V).

Les deux types de feldspaths ne sont jamais associés dans la même roche et s'excluent mutuellement.

Le grenat : l'almandin est représenté au Palandrin par des cristaux résiduels déformés et cataclasés (cf. deuxième partie) ; ces grenats sont identiques aux grenats I du premier secteur. A Pen-Bé il existe par contre de l'almandin en cristaux automorphes, que pour cette raison, nous rapportons au grenat II défini précédemment.

Grenat I et grenat II n'ont jamais été observés dans le même échantillon de micaschistes.

Minéraux accessoires : tourmaline, apatite, zircon.

Minéraux opaques.

Les micaschistes entre Le Lomer et Pen-Bé sont encore caractérisés par la succession de trois paragenèses.:

Paragenèse A : almandin I

Paragenèse B : quartz + chlorite I + muscovite I + pennine
+ almandin II + albite ou albite oligoclase
+ apatite.

Paragenèse C : biotite II + tourmaline + zircon.

3°) Les micaschistes entre la pointe de Merquelle et Piriac-sur-mer.

Au Sud de l'étier de Pont d'Arme le faciès pétrographique des micaschistes change à nouveau brusquement.

Composition minéralogique

quartz	albite (An \leq 5%)
muscovite	tourmaline
chlorite	zircon
pennine	apatite
	minéraux opaques.

La muscovite I est le minéral essentiel de la roche avec le quartz ; ces deux minéraux alternent régulièrement avec la chlorite I pour former la "foliation" métamorphique.

Certaines lames de muscovite légèrement pléochroïques laissent cependant penser qu'elles dérivent d'anciennes biotites I ayant perdu totalement leur fer. Cette muscovite donne au micaschiste un aspect verdâtre sur les plans de "foliation" (Port-Kennet). La pennine est toujours représentée par des amas lenticulaires et fibreux associés à la muscovite.

L'albite donne à la roche un aspect parfois porphyroïde (Baie du Cabonnais) : ces porphyroblastes de 2 à 5 mm, souvent polycristallins sont constitués d'albite non mâclée, poeciloblastique. Ils sont entourés d'une bordure de petites phyllites ou d'une bordure de minéraux opaques (oxydes de fer provenant des anciennes biotites I ?).

Le quartz est présent ici et dessine des structures graphiques comme dans les albites des micaschistes de la Vilaine.

A signaler que ces porphyroblastes sont particulièrement abondants dans certains niveaux de la Baie du Cabonnais (au Nord de Quimiac) : ils semblent indiquer l'existence d'un ancien lit sédimentaire bien particulier.

On ne trouve dans ces micaschistes que la paragenèse B, si l'on excepte la tourmaline et le zircon ; aucune trace de minéraux "reliques" n'a en effet été observée. Il est fort probable que ces micaschistes soient monométamorphiques.

Le grenat almandin, très abondant, montre deux types de formes cristallines :

- . Cristaux très déformés, en résidus épars (grenat I)
- . Cristaux automorphes, peu fracturés, (grenat II).

La muscovite en petites lames non déformées souligne une "foliation" que l'on distingue difficilement en lame mince.

La biotite possède des propriétés optiques particulières : son pléochroïsme varie du vert au brun foncé en passant par des vert-bruns très variables ; c'est une biotite secondaire (biotite II) en cristaux bien développés, coexistant avec une biotite brune chloritisée (biotite primaire ou biotite I) en lames plus petites associées à la muscovite.

Le quartz se présente en cristaux tabulaires engrenés les uns aux autres.

Les minéraux accessoires sont ici la chlorite (pennine), la tourmaline.

Les minéraux opaques sont peu abondants.

L'ordre de cristallisation des minéraux n'est pas aussi aisé à établir que dans le cas du faciès principal à muscovite, biotite et chlorite.

Il existe de "vieux" minéraux comme le staurotide, le grenat almandin I, et des minéraux "jeunes" comme l'andalousite et la biotite II.

Le staurotide, inclus dans l'andalousite sous forme de masses irrégulières et amiboïdes, présente des analogies certaines avec le staurotide, également amiboïde mais entouré d'une gaine de séricite, que l'on observe dans le micaschiste banal à muscovite et chlorite.

Ces relations sont significatives des associations symplectiques staurotide-disthène, et nous sommes conduits à penser que le disthène, englobant primitivement le staurotide a été épigénisé par l'andalousite.

La sillimanite se retrouve dans la biotite verte (biotite II) et l'andalousite, on peut donc la considérer comme un minéral ancien au même titre que le staurotide et le grenat I.

De ce qui précède on peut envisager la succession de deux paragenèses :

Première paragenèse : biotite I + grenat almandin I + sillimanite
+ association symplectique staurotide-disthène.

Seconde paragenèse : quartz + biotite II + muscovite
+ grenat almandin II + chlorite
+ association staurotide-andalousite (épigénie du disthène en andalousite).

Ces micaschistes, mis à l'affleurement à la faveur d'un accident tectonique, donnent une idée de ce que peut être le métamorphisme dans des zones plus profondes que celles auxquelles appartiennent tous les autres micaschistes observés.

2°) Les micaschistes à chloritoïdes (Pointe Noire)

A Pointe Noire (immédiatement à l'Est de la pointe de Pen-Bé) affleure un micaschiste bleu-noir, riche en grenats (1 à 5 mm) et en tourmaline, se débitant en plaquettes très fines suivant le plan de "foliation".

Composition minéralogique

muscovite	grenat almandin
chlorite	chloritoïde
quartz	tourmaline

La muscovite :

- . Petites lames contemporaines d'une déformation en microplis aplatis et très serrés, rapportées pour cette raison à une muscovite primaire (muscovite I).
- . Grands cristaux allongés parallèlement les uns aux autres et "fossilisant" les microplis à muscovite I ; c'est une muscovite secondaire (muscovite II).

Le chloritoïde : cristaux tabulaires ou allongés, de grande taille, bien formés, disposés de façon quelconque sur les microplis à muscovite I. Ils donnent à la roche sa couleur bleu-noir, très particulière.

La chlorite : est une pennine en paquets disséminés dans la trame à muscovite I.

Le grenat : en grands cristaux automorphes (2 à 5 mm) est de l'almandin II.

La tourmaline : est particulièrement abondante, et visible à la loupe sur les échantillons.

Le quartz : n'est représenté que par quelques cristaux.

Ce faciès à chloritoïde est associé à un micaschiste de couleur vert clair essentiellement constitué de muscovite I et de chlorite, truffé de petites baguettes de tourmaline et de grenats (almandin à bordure de pennine).

Deux paragenèses successives caractérisent ces micaschistes à chloritoïdes :

Première paragenèse : muscovite I + chlorite + grenat I + quartz.

Seconde paragenèse : muscovite II + chloritoïde + tourmaline.

Les micaschistes de Pointe Noire se distinguent des micaschistes de faciès banal à muscovite, chlorite et albite, ils sont d'ailleurs cartographiés comme "micaschistes séricito-chloriteux" appartenant au "groupe de Belle-Ile" (J. COGNÉ, 1965).

En Bretagne méridionale le chloritoïde a déjà été signalé à l'île de Groix (Ch. BARROIS, 1897 ; J. COGNÉ, 1957 ; J. COGNÉ, D. JEANNETTE et M. RUHLAND, 1966 ; C. FELIX, 1970).

3°) Les porphyroïdes (côte du Castelli)

Les porphyroïdes du "groupe de Belle-Ile" affleurent sur la totalité de la côte entre la pointe du Castelli au Nord, et la plage de la Mine au Sud (planche V) ; ils caractérisent la base du Briovérien supérieur (J. COGNÉ, 1965).

Les porphyroïdes sont associés à des quartzites graphitiques et des micaschistes séricito-chloriteux ; ils sont identiques à ceux d'Assérac, de Belle-Ile (J. COGNÉ, 1960b) et de Saint-Michel-Chef-Chef au Sud de la Loire (B. HASSENFORDER, 1970).

Sur le terrain on distingue deux faciès dûs essentiellement à la différence de taille des "yeux" de feldspath potassique :

- un faciès porphyroïde fin représenté à la plage de la Mine et au Rocher Bleu d'une part, à la pointe du Castelli et dans les roches qui la prolongent en mer d'autre part. La taille des feldspaths est comprise entre 1 et 3 mm au maximum.
- un faciès porphyroïde grossier, représenté entre la pointe du Castelli et le Rocher Bleu, et donc encadré au Nord et au Sud par le faciès fin. La taille des feldspaths est comprise entre 0,5 et 1 cm pour leur largeur, entre 1 et 3 cm pour leur plus grande longueur.

Il est important de noter que les deux faciès n'alternent jamais à l'échelle métrique ou centimétrique.

Le litage stratigraphique nettement marqué, et la présence de très belles figures de grano-classement dans le faciès grossier (rochers de la "Couette" et des "Oreillers") montrent que l'on est en présence d'une série sédimentaire à caractères détritiques, tantôt normale, tantôt inverse. L'étude microscopique met en évidence les relations entre la trame et les "yeux" de la roche.

- La trame du porphyroïde est formée de quartz, séricite, muscovite et chlorite ; le quartz y forme de petits lits de cristaux tabulaires engrenés alternant avec des lits micacés.
- Les "yeux" correspondent essentiellement à trois minéraux :
 - . du feldspath potassique (le plus grand nombre) mâclé carlsbad, ou avec la mâcle du microcline ; jamais poecilitique, et toujours contourné par la "foliation" comme un objet anté-schisteux. Tous les individus sont fracturés, tordus, déplacés ou tournés puis ressoudés secondairement par du quartz.
 - . du feldspath plagioclase (An 10 %) assez rare, très allongé à mâcle de l'albite tordue et parfois sigmoïde ; également fracturé et ressoudé par du quartz.
 - . du quartz bleu observable sur les échantillons à l'oeil nu. Ce sont des amandes macrocristallines à contours irréguliers et contournés, le plus souvent à extinction roulante.

Les prophyroblastes sont intéressants du point de vue microtectonique car ils ont enregistré les déformations contemporaines du métamorphisme : il y a eu ici un laminage intense puis une fracturation actuellement cicatrisée par le quartz (cf. deuxième partie).

Les porphyroïdes ne montrent aucune trace de minéraux "reliques", ni de minéraux de néoformation ; ils sont apparemment monométaboliques.

4°) Les quartzites graphitiques

Mis à part le niveau isolé du Palandrin, les quartzites graphitiques ont une très grande extension dans la région de Piriac - Mesquer - Saint-Molf où ils constituent un horizon repère très appréciable en terrain couvert. Ils ont été exploités de façon systématique à la fin du siècle dernier ainsi qu'en témoignent les très nombreuses carrières aujourd'hui abandonnées (carrières de Pont-Mélon, du Pabie, ou des pierres bleues).

Ils sont considérés comme d'anciennes phtanites (Ch. BARROIS, 1938 ; J. COGNÉ, 1957). Sur la côte les quartzites graphitiques sont bien exposés dans les falaises du Palandrin, et dans les falaises de la pointe du Castelli à la plage de la Mine.

Au Palandrin : c'est un quartzite fin, chargé d'une matière opaque en grains microscopiques sur le fond de la roche, ou accumulée en petits lits avec des chlorites. Entre les cristaux de quartz on observe de petites muscovites très fraîches et non déformées.

Au Castelli : c'est un quartzite chargé de la même matière opaque (graphite ?) ; il n'y a pas ici de chlorite ni de muscovite. Ce niveau est étroitement associé aux porphyroïdes ou à des schistes satinés ; cette dualité se retrouve à Assérac, dans l'intérieur des terres.

Il semble que ces quartzites graphitiques correspondent au même niveau phtanitique ancien.

Chapitre II : LES ROCHES BASIQUES ASSOCIEES
AUX MICASCHISTES

A - LES ROCHES BASIQUES DE LA VILAINE

Les roches basiques sont bien exposées de part et d'autre de la Vilaine et plus particulièrement sur la rive droite, entre Pen-Lan et Ker-David (planche V) ; elles sont incluses dans les micaschistes à résidus de staurotite et de grenat.

1°) Le faciès principal à hornblende et diopside

Les roches basiques sont constituées d'une alternance plus ou moins nette et régulière d'un certain nombre de "lits" élémentaires que l'on rencontre de façon constante à toutes les échelles, de la falaise à l'échantillon et à la lame mince :

- lits amphiboliques à hornblende,
- lits pyroxéniques à diopside et grenat
- lits épidotiques à pistachite
- lits micaschisteux à biotite chloritisée.

L'épaisseur de ces "lits" élémentaires varie du millimètre à la dizaine de centimètres dans les roches stratifiées.

On peut observer localement :

- de gros "bancs" de 1 à 3 mètres d'épaisseur d'une roche massive composée uniquement de lits amphiboliques et pyroxéniques (entre Port-Nart et Coetsurho),
- des niveaux de 50 cm à 5 mètres d'épaisseur composés uniquement de lits micaschisteux (pointe du Scal, planche I),
- des niveaux de 1 à 10 cm d'épaisseur d'une roche stratifiée composée de "lits" amphiboliques, pyroxéniques et micaschisteux (Les Granges),
- il existe enfin des "lits" d'épidote pure (Le Moustoir, Tréhiguier).

Les micaschistes interstratifiés dans les roches basiques étant identiques à ceux précédemment décrits, on étudiera seulement les pyroxénites et les amphibolites.

Composition minéralogique des "lits" pyroxéniques et amphiboliques

<u>Minéraux principaux</u>	<u>Minéraux secondaires</u>	<u>Minéraux accessoires</u>
hornblende	muscovite	quartz
diopside	biotite chloritisée	sphène
albite oligoclase (12% < An < 15%)	pennine	calcite
pistachite		
grenat calcique		
 <u>Minéraux opaques</u> 		

L'amphibole, minéral principal, se présente sous deux aspects :

. Une amphibole primaire (amphibole I) en grandes lames corrodées et rares, souvent sous forme de résidus indéterminables avec précision.

. Une amphibole secondaire (amphibole II) de loin la plus abondante : c'est une hornblende légèrement magnésienne en petits cristaux allongés, très frais, dont les axes c sont parallèles les uns aux autres et soulignent une linéation ; elle détermine à elle seule des "lits élémentaires" alternant avec les lits à pyroxène.

La hornblende est orientée rigoureusement par rapport aux éléments géométriques de la déformation et son comportement structural est fondamental (cf. 2e partie).

Le pyroxène : appartient à deux générations :

. Le pyroxène primaire (pyroxène I) est du diopside toujours en grands cristaux à contours plus ou moins nets ; la macle polysynthétique $h^1(100)$ est fréquente.

Il forme des plages irrégulières ou des microlits en alternance avec la trame d'amphibole II. Certains pyroxènes sont entourés d'une bordure de petites hornblendes II et il ne reste souvent qu'un squelette du minéral originel.

Par contre des plages entières de diopside sont pratiquement intactes de toute modification ou fracturation ; ce minéral constitue une relique, d'ailleurs fort bien conservée, d'un métamorphisme antérieur à celui que caractérise actuellement l'amphibole II.

. Le pyroxène secondaire (pyroxène II) est en petits cristaux peu abondants, pouvant se trouver indifféremment dans les "lits" à amphibole II ou à pyroxène I.

L'épidote : constitue parfois des niveaux importants. Elle est représentée presque uniquement dans les "lits" à pyroxène I par de la pistaschite.

Biotite chloritisée et chlorite : la biotite possède ici un habitus qui va de la biotite intacte à la chlorite ; l'ancienne forme tabulaire du minéral est cependant toujours reconnaissable. Quant à la chlorite (pennine) elle se trouve dans la trame à amphibole II et à biotite chloritisée en paquets flexueux ou en assemblages rayonnants.

La muscovite : grandes lames observées seulement dans quelques échantillons

Le feldspath : a une teneur en An oscillant entre 12 et 15 % ; il se présente en porphyroblastes dont la taille peut atteindre 3 à 5 mm.

Ces porphyroblastes forment des agrégats polycristallins (association mosaïque) à l'intérieur desquels chaque individu a une orientation optique variable ; les rapports entre les individus sont complexes et on observe très souvent

des myrmékites sur leur périphérie (Tréhiguiet). Les cristaux d'albite oligoclase sont de véritables "éponges" qui englobent tous les autres minéraux sauf le grenat ; ils sont bien développés dans un horizon repère que l'on peut qualifier de prasinitique (planche I).

Le grenat : observé dans les niveaux pyroxéniques est caractérisé par des anomalies optiques : il polarise légèrement et manifeste un zonage spécifique des grenats très calciques (pyrénéites). En grandes plages poecilitiques il englobe tous les autres minéraux y compris l'albite quand elle est présente dans les lits à pyroxène.

Ce grenat n'est jamais cataclasé ou déformé et possède des contours cristallins nets ; son abondance peut être si grande qu'il donne parfois de véritables grenatites en bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ce grenat calcique est le seul qui existe dans les roches basiques ; en particulier aucun "vieux" grenat n'a jusqu'ici été observé comme c'était le cas dans les micaschistes encaissants. Il s'est développé postérieurement au pyroxène I, à l'amphibole II, à l'albite-oligoclase, dans les niveaux à pyroxène seulement. Eux seuls présentaient sans doute les conditions chimiques nécessaires à sa cristallisation : il y a un métamorphisme atectonique superposé au métamorphisme principal.

C'est pourquoi il ne nous paraît pas correct de parler de pyroxénite à grenat pour des roches dans lesquelles le pyroxène et le grenat ne sont pas apparus durant le même métamorphisme.

Minéraux accessoires : quartz (localement abondant au Moustoir), sphène, calcite.

Minéraux opaques, pyrite en particulier.

L'histoire de la cristallisation des minéraux dans les roches basiques de la Vilaine s'est déroulée en trois épisodes, ainsi que nous l'avions déjà reconnu dans les micaschistes encaissants. Trois paragenèses peuvent être distinguées :

Paragenèse A : pyroxène I (diopside) + amphibole I

Paragenèse B : amphibole II (hornblende) + épidote (pistaschite).
+ muscovite + biotite chloritisée + chlorite (pennine)
+ albite-oligoclase + quartz + sphène.+ pyroxène II.

Paragenèse C : grenat calcique + calcite.

2°) Le faciès "skarn" à grenat calcique

Le grenat calcique peut être développé de façon remarquable en cristaux de 5 à 10 mm, dans une roche massive, riche en pyroxène et en épidote, donnant un véritable "skarn".

De telles roches constituent un niveau de 2 à 5 mètres d'épaisseur qui existe au Sud de Bourgerel (planche V) et à l'Ouest du Port de Tréhiguier (planche I).

Composition minéralogique du "skarn" de Bourgerel

<u>Minéraux principaux</u>	<u>Minéraux accessoires</u>	<u>Minéraux opaques.</u>
grenat calcique	hornblende	
diopside	albite oligoclase	
pistaschite	quartz	
chlorite (pennine)	sphène	

A noter que la hornblende est peu abondante mais qu'elle souligne cependant une "foliation grossière".

Composition minéralogique du "skarn" de Tréhiguier

<u>Minéraux principaux</u>	<u>Minéraux secondaires</u>
grenat calcique	albite-oligoclase
diopside	microcline
pistaschite	sphène
clinozoïzite	grenat quadratique (idocrase?).

Il n'y a pas de quartz ni d'amphibole et les minéraux opaques sont rares. Aucune structure ne rappelle ici une "foliation" : les minéraux s'ordonnent de façon quelconque et sans orientation particulière.

La succession des paragenèses A, B, C, est ici identique à la succession notée dans les autres roches basiques mais avec une pauvreté marquée en amphibole.

Les grenats calciques (urgandites) caractérisent un métamorphisme thermique important, localisé ici dans les anciens "lits" pyroxéniques.

A ce propos il faut signaler qu'en 1884 De LIMUR note dans les falaises de Billiers, la présence d'un grenat qu'il identifie comme étant du grossulaire. Ce grenat fait actuellement l'objet d'une étude détaillée en laboratoire afin de le déterminer avec précision.

3°) Le cipolin du Moustoir

La lentille de cipolin du Moustoir signalée par Ch. BARROIS (1897a) puis par J. COGNÉ (1957) qui en a retrouvé des échantillons sur l'estran, n'a jamais pu être localisée avec précision ; le seul endroit possible se situe dans les falaises de micaschistes à résidus de staurotide, au Sud de Coetsurho, donc sans relation directe avec les roches basiques.

Il semble que cette lentille, sans doute exploitée en totalité, ait disparu complètement aujourd'hui.

C'est un calcaire dolomitique finement cristallisé, chargé d'aiguilles de trémolite partiellement chloritisées (J. COGNÉ, 1965a).

B - LES ROCHES BASIQUES AU SUD DE LA VILAINE

Dans la masse des micaschistes, au Sud du gneiss de Pénestin, il n'y a guère que deux niveaux de roches basiques, encore ces niveaux sont-ils considérablement réduits. Ce sont les roches basiques de la pointe du Bile et de la pointe de Pen-Bé (planche IV, fig. A et B).

Composition minéralogique

actinote	chlorite (pennine)
clinozoïzite	sphène
albite-oligoclase	quartz
	minéraux opaques.

L'amphibole : est une actinote aciculaire, en cristaux très fins, allongés, disposés en paquets ou en gerbes, formant parfois des feutrages ténus traversant les plagioclases ; elle souligne une "foliation" par ailleurs perceptible sur le terrain.

L'épidote : très abondante, en "lits" presque monominéraux ; c'est de la clinozoïzite avec un peu de pistaschite.

Le feldspath : est de l'albite-oligoclase d'un type particulier. Certains cristaux mâclés sont très allongés et traversés par un feutrage d'actinote ; leur disposition évoque une ancienne structure intersertale. La cristallisation de l'actinote est nettement postérieure à celle du feldspath.

Minéraux accessoires : sphène, minéraux opaques, quartz, chlorite (pennine). Il n'y a ni grenat ni albite secondaire.

La "foliation" de la roche est ici une structure nettement secondaire acquise lors de la cristallisation sous contrainte de l'actinote en particulier.

Dans ce qui précède, il est difficile de retrouver les 3 étapes métamorphiques mises en évidence au Nord ; tout au plus peut-on penser au métamorphisme d'une roche magmatique correspondant à la paragenèse B.

Les roches basiques de la Vilaine et celles du Sud de la Vilaine sont donc très différentes du point de vue pétrographique et ne correspondent probablement pas à un "même niveau" répété par un éventuel jeu structural.

Chapitre III : LES GNEISS POTASSIQUES

A - LE GNEISS DE PENESTIN (fig. 21)

Le gneiss de Pénestin affleure principalement entre les pointes du Castily, du Halguen et de Cofrenau ; on le rencontre également dans le front de taille Sud de la carrière du Logo en Tréhiguier (planche I) sous un faciès particulier.

Il est connu uniquement dans les falaises côtières, car la presque totalité de la péninsule de Pénestin est occupée par une importante couverture pliocène, et des marécages. (Carte géologique de Quiberon - Belle-Ile, 1ère et 2e édition).

1°) Le gneiss "oeillé" de la pointe du Halguen sera pris comme exemple

les autres faciès ne constituant que des variations autour de ce type fondamental.

Composition minéralogique

quartz	chlorite (pennine)
feldspath potassique	apatite
plagioclase	zircon
(albite-oligoclase)	minéraux opaques.
biotite	

Les phyllites déterminent la trame du gneiss, et lui confèrent un aspect feuilleté ("foliation métamorphique"), ce sont des minéraux primaires. Il s'agit essentiellement de muscovite I (peu abondante), de biotite chloritisée I, en petites lames parallèles et de chlorite (pennine) en paquets ou en masses radiaires.

La biotite II : en grands cristaux frais à fort pléochroïsme disposés soit à plat dans la "foliation" soit de façon totalement indépendante ; Ch. BARROIS (1897a) avait déjà noté que la biotite était "...souvent oblique au plan des divisions faciles".

La biotite II est intacte de toute déformation.

Les feldspaths potassiques : sont des phénocristaux à l'échelle de la lame mince seulement ; ils ne sont pas visibles à l'oeil nu sur la roche elle-même et ne constituent jamais les "yeux" du gneiss. Ils sont optiquement homogènes, mâclés carlsbad, ou non mâclés, très peu poecilitiques et entourés d'une bordure de myrmékites ou de quartz. Tous ces cristaux sont fracturés, déplacés et resoudés par du quartz secondaire : il y a une intense cataclase.

Les plagioclases sont accidentels et leur déformation rend difficile leur détermination. Ils sont voisins de l'albite-oligoclase.

Le quartz : minéral essentiel avec le feldspath potassique :

- . Cristaux engrenés formant des bandes allongées parallèlement à la trame phylliteuse.
- . Plages équigranulaires avec petits plagioclases.
- . Plages de recristallisation lenticulaire (grands cristaux à extinction roulante).
- . Quartz de recristallisation dans les cassures des feldspaths.
- . Vermicules de quartz dans les myrmékites.

Il est important de distinguer ces différents types de quartz pour comprendre la structure du gneiss.

Minéraux accessoires : apatite, zircon,

Minéraux opaques.

Les "yeux" du gneiss de Pénestin sont des éléments figurés dont les dimensions vont de 5 à 15 mm pour la largeur et de 10 à 25 mm pour la longueur.

Il apparaît immédiatement que ces "yeux" ne sont pas des monocristaux de microcline comme c'est la règle pour les porphyroïdes (au Castelli par exemple).

Ils sont constitués en majorité par de petits cristaux de feldspath potassique non mâclés, jointifs, associés à des cristaux de quartz de même dimension ; on note également quelques grandes chlorites identiques à celles décrites dans le gneiss. Les "yeux" du gneiss ne sont donc pas le résultat d'une "blastèse".

La cataclase qui affecte les autres minéraux du gneiss, respecte curieusement ces "yeux" polycristallins, qui sont étonnamment frais, peu altérés, indemnes de toute cataclase, et en quelque sorte sans déformation postérieure à leur genèse.

En fait le gneiss de Pénestin réunit deux aspects contradictoires :

- un aspect d'ancien granite cataclasé, avec les phénocristaux de feldspath potassique.
- un aspect d'ancien niveau sédimentaire détritique avec les "yeux" du gneiss.

La structure de ces "yeux" peut faire penser à d'anciens galets métamorphisés analogues à ceux décrits par J. COGNÉ (1965b) dans le gneiss de Languidou (Sud-Finistère).

Cependant l'absence de fracturation, et la fraîcheur des "yeux" du gneiss sont peu compatibles avec la cataclase généralisée de la "matrice" qui les contient.

Dans l'état actuel des connaissances il n'y a aucune raison (pétrographique ou structurale) d'opter pour l'un ou l'autre de ces aspects.

Localement le gneiss de Pénestin possède un faciès très sombre, massif (Sud de la pointe de Cofrenau) ; il s'agit d'un matériel en tout point identique au précédent mais sur lequel s'est exercé, en plus de la cataclase, une lamination intense dont la conséquence est la déformation des feldspaths et l'exudation massive de fer (minéraux opaques très abondants).

2°) Le gneiss de la carrière du Logo (planche I)

Roche massive, pauvre en minéraux phylliteux, elle est composée uniquement de chlorite, de feldspath potassique et de quartz. Le feldspath potassique est perthitique, bordé d'une couronne de myrmécite, lardé de quartz en structure graphique, cataclasé et resoudé par du quartz secondaire.

On ne trouve ici ni la biotite II, ni les "yeux" du gneiss de Pénestin. Le gneiss du Logo est isolé tectoniquement et aucune continuité cartographique ne peut être mise en évidence avec les gneiss de l'Ouest.

B - LE GNEISS DE LA POINTE DE PEN-BÉ⁹ (planche IV)

Isolé vers le Sud, en position tectonique anormale sur des micaschistes à muscovite et chlorite, les "micaschistes" de la pointe de Pen-Bé sont en réalité des gneiss potassiques dont les aspects variables ne sont dus qu'à l'importance plus ou moins grande prise par une déformation tangentielle.

C'est un gneiss à chlorite, muscovite, feldspath potassique (cataclasé et resoudé par du quartz secondaire), quartz, zircon, apatite et minéraux opaques ; il y a peu de plagioclases. Le quartz possède son aspect caractéristique en cristaux tabulaires engrenés les uns aux autres, parallèlement à la trame phylliteuse.

Comme au Logo, ou dans les faciès sombres du gneiss de Pénestin, on observe une lamination tangentielle postérieure à la cataclase et ceci a une signification tectonique essentielle (cf. deuxième partie).

C - CONCLUSION

L'histoire de la cristallogénèse des gneiss potassiques est difficile à établir en raison de la cataclase et de déformations tangentielles parfois prépondérantes.

Ce n'est qu'à la pointe du Halguen qu'il est possible de distinguer un métamorphisme thermique correspondant à la paragenèse C notée dans les micaschistes de la Vilaine (présence de biotite II) ; cependant ce métamorphisme fait totalement défaut au Logo et à Pen-Bé.

On a vu qu'il était impossible de déterminer l'origine exacte de ce gneiss au point de vue pétrographique ; son histoire pétrographique est inséparable de son histoire microstructurale, c'est pourquoi on discutera plus précisément de l'âge et de la position de ce gneiss dans la deuxième partie de ce travail.

Chapitre IV - CONCLUSIONS : LE POLYMETAMORPHISME
DES SCHISTES CRISTALLINS.

A - CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS METAMORPHIQUES

Les micaschistes et les roches basiques résultent de la superposition de trois métamorphismes correspondant aux trois paragenèses A, B, C, mises en évidence dans l'étude pétrographique : ce polymétamorphisme est un fait fondamental.

Il faut noter cependant l'absence d'une ou plusieurs étapes métamorphiques dans certains schistes cristallins particuliers (porphyroïdes, micaschistes à chloritoïdes, micaschistes à staurotide-andalou-site, gneiss de Pénestin). Cette absence peut être expliquée, soit par l'oblitération complète d'un métamorphisme par un autre métamorphisme postérieur, soit par le fait que, pour une raison ou une autre, la roche échappe à ce métamorphisme.

Compte tenu de cette remarque, il est possible de proposer un schéma évolutif cohérent, intégrant toutes les données pétrographiques acquises.

Métamorphisme général I (correspondant à la paragenèse A), représenté uniquement par des minéraux reliques :

- dans les micaschistes : staurotide, grenat almandin I, biotite I.
- dans les roches basiques : pyroxène I (diopside) ou amphibole I.

Métamorphisme de type mésozonal (amphibolite-faciès).

Métamorphisme général II (correspondant à la paragenèse B), de type méso à épizonal ou caractérisant l'albite-épidote-amphibolite faciès, il est représenté par les minéraux essentiels suivants :

- dans les micaschistes : muscovite I, chlorite I, albite;
- dans les roches basiques : amphibole II (hornblende), épidote et albite-oligoclase;
- dans les gneiss : muscovite I, chlorite I et feldspath potassique.

Métamorphisme thermique III (correspondant à la paragenèse C) :

- dans les micaschistes : biotite II ou muscovite II, exceptionnellement andalousite et chloritoïde ;
- dans les roches basiques : grenat calcique dans les "lits" pyroxéniques;
- dans les gneiss : biotite II uniquement.

Cette interprétation est vraisemblable dans les domaines épimétamorphiques que l'on observe actuellement sur le terrain ; on a vu que l'évolution peut être différente dans les micaschistes à staurotide et andalousite, qui sont probablement d'un niveau métamorphique plus "profond".

Le tableau I fait la synthèse des données pétrographiques, et amène quelques commentaires.

- Le passage du métamorphisme I au métamorphisme II se fait par une rétro-morphose tout au moins dans le domaine étudié.
- Micaschistes et roches basiques sont "albitisés" ; sans entrer dans les considérations pétrogénétiques sur l'origine

T A B L E A U I

	METAMORPHISME I (Minéraux résiduels)	METAMORPHISME II (Minéraux principaux)	METAMORPHISME III	Localisation
Série basique les "roches basiques"	niveaux à pyroxène pyroxène I (diopside)	pyroxène II + épidote (pistaschite): + chlorite + sphène + quartz + albite poeciloblastique →	grenat calcique (calcite exprimée) faciès "skarn"	Roches basiques de la Vilaine
	niveaux à amphibole amphibole I	amphibole II (hornblende) + épidote: (pistaschite) + muscovite + biotite: chloritisée + chlorite + pyroxène II: + albite poeciloblastique →	pas de métamorphisme	
Série alumineuse "les micaschistes"	staurotide + biotite I + almandin I	amphibole II (actinote) + épidote (clinozoïzite) + sphène + chlorite + quartz + albite	thermique	Roches basiques du Sud de la Vilaine
	almandin I	muscovite I + chlorite I + almandin II + quartz + albite poeciloblastique →	biotite II ou muscovite II	Faciès principal des micaschistes
		chlorite I + muscovite I + almandin II + quartz + albite poeciloblastique →	biotite II	
		chlorite I + muscovite I + quartz + albite poeciloblastique →	pas de métamorphisme	
	Porphyroïdes : muscovite + chlorite + séricite + feldspath potassique + quartz		thermique	Faciès particuliers des micaschistes
	métamorphisme dans les zones profondes	sillimanite + association staurotide-disthène + biotite I + almandin I	andalousite + biotite II muscovite + chlorite + almandin II + quartz + tourmaline	Faciès particuliers des micaschistes
		muscovite I + chlorite I + grenat II + quartz	muscovite II + chloritoïde (+ tourmaline)	
Série alumino-potassique "les gneiss"		muscovite I + chlorite I + quartz + feldspath potassique	biotite II	Pénétration de Le Logo Pen-Bé

RETROMORPHOSE dans les domaines superficiels

blastèse albitique

blastèse albitique

cataclase et recristallisation orientée

de cette albitisation, nous dirons simplement que nous constatons une "blastèse albitique" contemporaine ou légèrement postérieure à la formation de la "foliation" métamorphique.

- Le métamorphisme III est thermique et affecte indistinctement l'ensemble des schistes cristallins ; il se superpose aux deux autres métamorphismes.
- Il apparaît enfin que le métamorphisme se comporte de façon différente suivant les schistes cristallins en présence :
 - . Le premier métamorphisme est représenté dans les micaschistes par des minéraux reliques disséminés dans la roche, alors que dans les roches basiques il est représenté par des niveaux entiers de ces minéraux (pyroxénite).
 - . Le second métamorphisme très homogène dans les micaschistes est essentiellement sélectif dans les roches basiques et se manifeste en priorité dans les niveaux anciens présentant les meilleures conditions nécessaires à sa réalisation.
 - . Le troisième métamorphisme, thermique, se localise également dans les anciens niveaux calciques des roches basiques, alors qu'il ne manifeste aucune préférence particulière dans les micaschistes.
 - . L'histoire pétrogénétique des roches basiques se résume en quelque sorte à une réutilisation sélective par les métamorphismes successifs, d'anciens horizons stratifiés à composition chimique convenable.

B - POLYMETAMORPHISME ET STRUCTURE DES SCHISTES CRISTALLINS

Les observations pétrographiques sont inséparables de certaines observations micro-structurales et l'on a vu que l'on pouvait distinguer les minéraux anciens des minéraux plus récents "discordants" ou "obliques" sur les premiers.

Le métamorphisme I, représenté par des minéraux reliques, est un métamorphisme "résiduel".

Le métamorphisme II, représenté par des minéraux liés à la "foliation" est un métamorphisme "syncinématique".

Le métamorphisme III, représenté par des minéraux discordants sur la "foliation" est un métamorphisme "postcinématique".

Dans cet ordre d'idée, le tableau I a pour but essentiel de mettre en évidence les minéraux propres à chaque métamorphisme afin de donner à l'étude structurale et microstructurale un support cohérent. Dès à présent on sait que la "foliation" jouera un rôle structural important, dans les schistes cristallins.

Enfin, il n'a pas été question jusqu'à présent de l'âge des métamorphismes successifs, et ceci s'inscrit parfaitement dans la logique de ce travail qui s'est proposé, entre autre but, de déterminer les relations entre métamorphisme et déformation.

Deuxième partie

E T U D E

S T R U C T U R A L E

Chapitre I : INTRODUCTION A L'ETUDE STRUCTUROLOGIQUE
DES SCHISTES CRISTALLINS

A - DEFINITIONS ET TERMINOLOGIE UTILISEE

Etant donné l'abondance et la diversité des termes utilisés dans les descriptions structurales des schistes cristallins, il est indispensable de préciser le sens dans lequel ils vont être employés afin d'éviter, par la suite, toute ambiguïté.

- Le feuilletage :

Caractère le plus immédiatement perceptible des schistes cristallins; au sens descriptif c'est un débit de la roche en plans parallèles d'épaisseur variable, quelque soit l'origine de ce débit.

- La foliation (ou foliation métamorphique)

"La foliation consiste en un arrangement parallèle de minéraux allongés ou aplatis en feuillets de composition différente" (d'après FOURMARIER, in BAER, 1956).

Cette définition descriptive implique la notion d'orientation minérale, et c'est dans le sens de plan structural suivant lequel ont cristallisés des minéraux, que nous l'emploierons ici.

- Le litage :

"Alternance répétée de minces couches de minéraux différents" (J. GROLIER et P. VIALON, 1964).

Cette alternance est a priori d'origine quelconque ; le litage sera qualifié de "litage sédimentaire" lorsqu'il aura été reconnu parallèle à une ancienne stratification.

- La schistosité :

"Débit d'une roche en feuillets perpendiculaires à la direction de compression maximale ; la schistosité matérialise les plans axiaux (bc) des plis nés dans cette compression" (J. GOGUEL, 1945).

Ce débit en feuillets, indépendant de toute surface ancienne, sera considéré comme un phénomène d'origine tectonique, affectant n'importe quelle roche, qu'elle soit sédimentaire ou métamorphique. Ce terme est employé dans un sens génétique.

- La linéation :

"...toute structure composée d'éléments parallèles linéaires..., quelque soit l'origine de la roche et de la structure". (P. COLLOMB, 1970). Le terme de "linéation" n'a en lui-même aucune signification génétique, il doit être suivi d'un qualificatif qui en précise la nature, et quand cela est possible, l'origine (T. CLOOS, 1946-1952).

B - LES RELATIONS ENTRE STRATIFICATION, SCHISTOSITE ET FOLIATION

1°) Etude d'un exemple dans les micaschistes

Dans les falaises de la baie du Cabonnais situées entre les pointes de Sorloc et du Touru, au Nord de Quimiac, affleurent des micaschistes à muscovite, chlorite et albite dont la structure plissée est assez remarquable.

Il existe en particulier un pli entièrement dégagé par l'érosion sur 5 à 6 mètres environ, et qui présente de ce fait les conditions requises pour une étude structurologique détaillée.

a) Observations sur le terrain

Le litage des micaschistes, souligné par une alternance de lits phylliteux sombres (chlorites) et de lits quartzo-feldspathiques clairs (grosses albites) dessine

un pli couché dissymétrique (fig. 3a). Les porphyroblastes d'albite sont toujours contenus dans les mêmes lits et la répartition de ceux-ci suivant leur taille n'est pas sans rappeler certaines figures de granulo-classement. Le litage représente ici une alternance d'anciens niveaux détritiques fins et détritiques grossiers d'origine sédimentaire ; il matérialise une ancienne stratification (S0) (litage sédimentaire).

La foliation (S1), qui constitue dans ce secteur la structure plissée la plus évidente des micaschistes "traverse" le pli sans subir aucune déformation.

On constate que la stratification et la foliation interfèrent de deux manières :

- sur le flanc supérieur du pli la foliation est parallèle à la stratification et confondue avec avec celle-ci (fig. 3a);
- sur le flanc subvertical du pli la foliation est sécante sur la stratification (fig. 3b).

Le pli étant le résultat de la déformation d'une ancienne stratification, il y a deux façons d'envisager ses relations avec la foliation :

- ou bien la foliation est contemporaine de la déformation de la stratification et résulte du même plissement ;
- ou bien la foliation est postérieure à la déformation de la stratification et résulte d'un événement structural différent.

Le cas où la foliation serait antérieure au plissement est évidemment exclu puisque cette surface recoupe le pli sans être déformée.

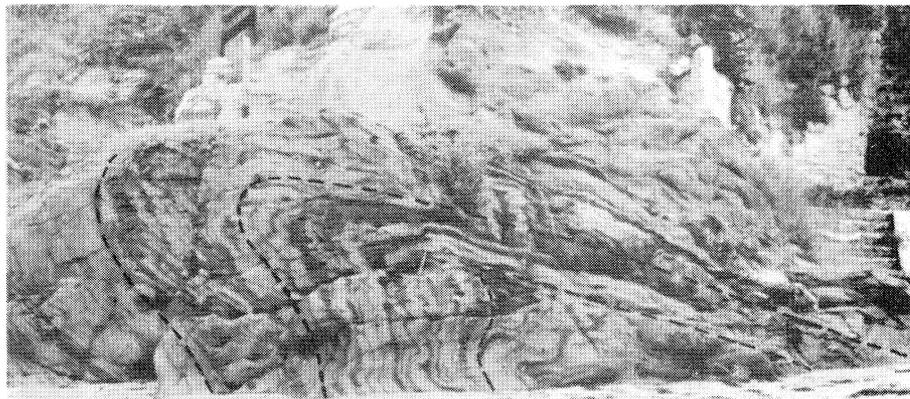


Fig. 3a. - Vue générale du pli de la baie du Cabonnais. La stratification (S_0) est soulignée par une alternance de lits phylliteux sombres et de lits quartzo-albitiques clairs. S_0 dessine un pli couché dissymétrique.

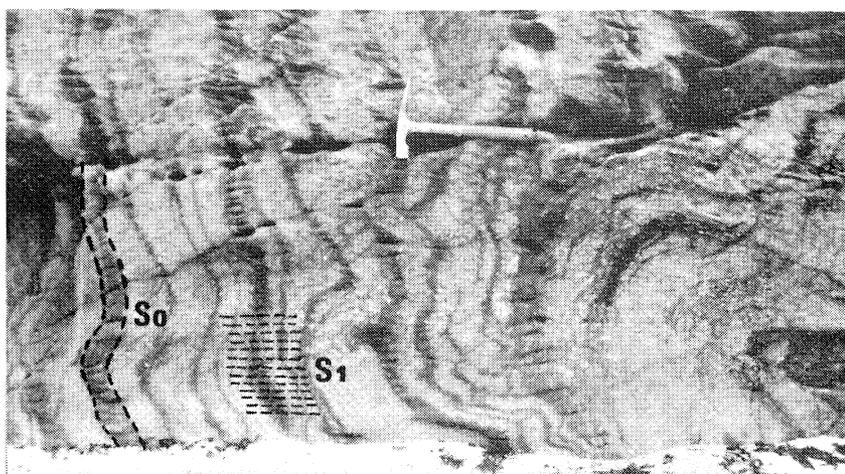


Fig. 3b. - Pli de la baie du Cabonnais. Relations entre la stratification (S_0) et la schistosité (S_1) dans le flanc subvertical du pli ; S_1 est sécant sur S_0 .

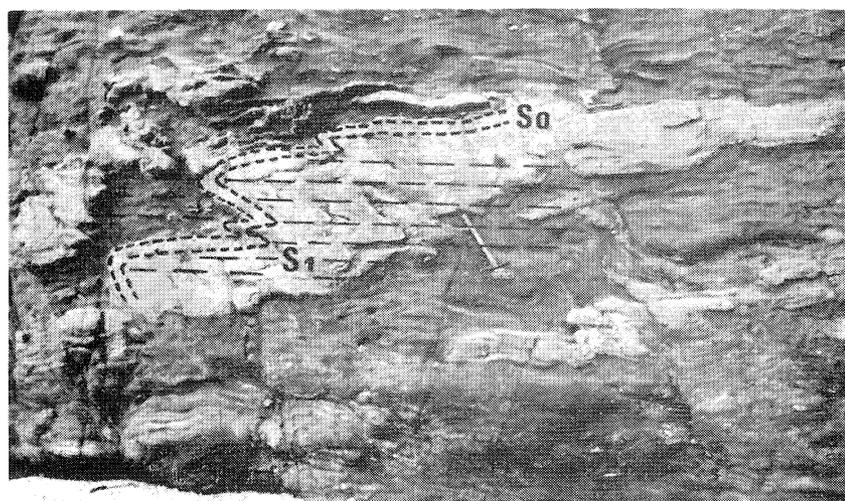


Fig. 4. - Pli de la pointe du Goulumer. Relations entre la stratification (S_0) et la schistosité (S_1). Dans les charnières S_1 est sécant sur S_0 alors que les deux surfaces sont parallèles sur les flancs des plis.

b) Etude structurologique du pli

Sur le stéréogramme (*) du pli (fig. 9) les pôles des plans de stratification se répartissent suivant un cercle de zone (plan π) auquel correspond l'axe β du pli considéré (30° à l'azimut 130).

Les pôles des plans de foliation sont groupés autour d'une position constante qui se trouve également sur le plan ; en ce point les plans de stratification et de foliation sont confondus.

Le plan axial (P.A.) contient l'axe β mais ne contient ni la stratification ni la foliation ce qui signifie que la foliation n'est pas une surface structurale de plan axial pour le pli observé (fig. 5).

La stratification (S0) et la foliation (S1) se recoupent suivant une droite qui est, a priori, d'orientation quelconque ; sur la surface S1 l'intersection S0/S1 est représentée par la droite L1, et sur la surface S0 cette intersection est représentée par la droite L2, L1 et L2 étant parallèles (fig. 6).

La surface affleurant communément sur le terrain étant la foliation, c'est dans ce plan que l'on a mesuré la linéation d'intersection S0/S1. Toutes les mesures ont donné une linéation orientée de 125 à 130° avec une pente de 25 à 30° vers le SE, c'est à dire que la linéation d'intersection L1 est parallèle à l'axe du pli (30° à l'azimut 130). La stratification et la foliation ne sont donc pas des surfaces indépendantes, car si elle l'étaient la direction de leur intersection aurait été différente de la direction de l'axe du pli.

Ce résultat est confirmé par le parallélisme de l'axe β et des alignements de phyllites (L3), sur le flanc supérieur du pli : $L_1 // L_2 // L_3 // \beta$ (fig. 6).

(*) Canevas équiangle de Wulff, projection de la sphère supérieure.

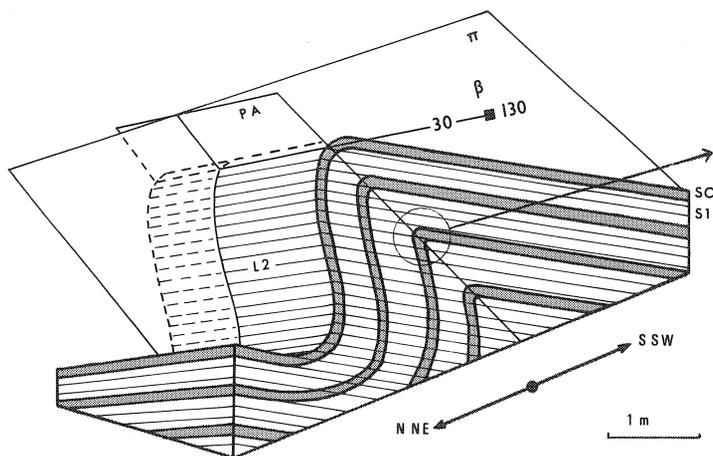


Fig. 5. - Géométrie du pli.

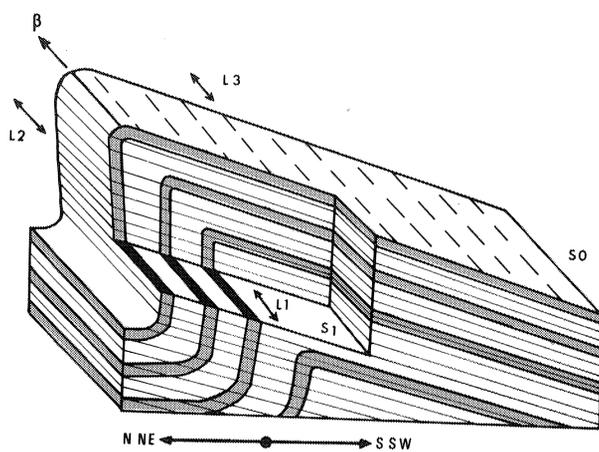


Fig. 6. - Linéation d'intersection.

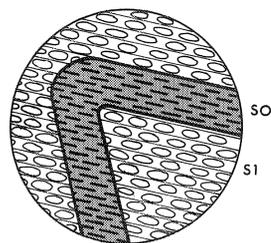


Fig. 7. - Disposition des phyllites dans S₀ et S₁.

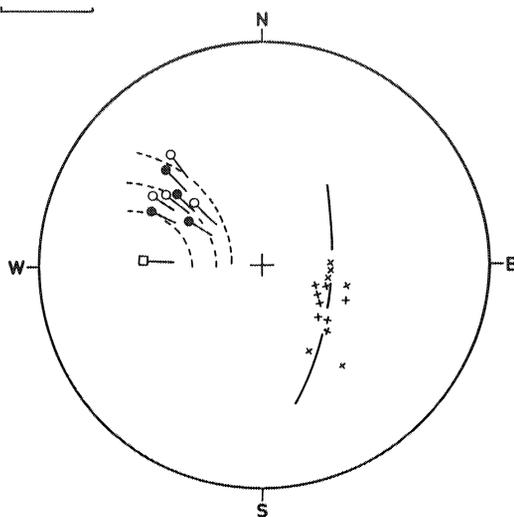


Fig. 8. - Stéréogramme général.

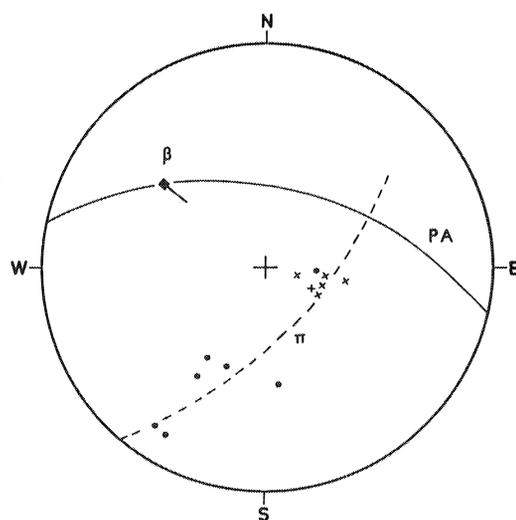


Fig. 9. - Stéréogramme du pli.

- SO • : PLAN DE STRATIFICATION (LITAGE STRATIGRAPHIQUE)
- S1 + : PLAN DE SCHISTOSITÉ (FOLIATION MÉTAMORPHIQUE)
- β ■ — : AXE DU PLI (30 au 130)
- π : CERCLE DE ZONE (PLAN π DE B. SANDER)
- PA : PLAN AXIAL DU PLI
- L1 : LINÉATION D'INTERSECTION SO/S1 DANS LE PLAN S1
- L2 : LINÉATION D'INTERSECTION SO/S1 DANS LE PLAN SO
- L3 : LINÉATION PAR PHYLITES ORIENTÉES DANS LE PLAN DE SO CONFONDU AVEC S1 (L1//L2//L3// β)
- — : ROULEAUX DE QUARTZ (RODS)
- — : AXE DE PLI SYNCHISTEUX (SYMMÉTAMORPHE)
- — : AXE DE PLI SECONDAIRE DÉFORMANT LA SCHISTOSITÉ S1

b) Conclusions

L'ensemble des mesures de pli de détail et des rouleaux de quartz dans la baie du Cabonnais montre une identité parfaite de direction avec l'axe du pli et la linéation d'intersection (fig. 8).

L'étude structurologique apporte donc les éléments suivants :

- la déformation de la stratification et l'apparition de la foliation sont des phénomènes liés entre eux ;
- les linéations d'intersection sont parallèles à l'axe β du pli et parallèles à la linéation générale du secteur de la baie du Cabonnais.

Une telle convergence de fait montre que la déformation de la stratification en plis couchés et la naissance de la foliation sont des phénomènes contemporains résultant du même plissement.

La foliation n'est cependant pas de plan axial pour le pli observé, car c'est un pli de détail appartenant à une mégastructure dont on n'entrevoit qu'une petite partie ; elle est par contre de plan axial pour cette mégastructure toute entière. Dans cette optique le pli de la baie du Cabonnais fait partie soit du flanc normal d'une structure déversée vers le NE, soit du flanc inverse d'une structure déversée vers le SW.

La foliation se comporte donc exactement comme une schistosité vis à vis du plissement qui lui a donné naissance et les propriétés structurales des deux surfaces sont identiques.

Le même raisonnement peut être appliqué aux plis de la falaise du Goulumer, au Sud de Kerfalher (fig. 4) ; la schistosité sécante sur la stratification dans les charnières lui est parallèle sur les flancs des plis. Ces plis ont été

probablement observés par Charles BARROIS dès 1895, car il note à propos des "schistes à minéraux et micaschistes" qu'ils "ondulent en couches presque horizontales dans les falaises du Trait de Pen-Baie" mais que "la schistosité toutefois n'y coïncide pas avec la stratification". (Ch. BARROIS, 1897a, p. 27).

2°) Etude d'un exemple dans les roches basiques

Entre la pointe de Pen-Lan et Kerdavid (rive droite de la Vilaine) on a vu que les roches basiques résultaient de l'alternance de plusieurs lits élémentaires de composition minéralogique différente ; lors de la déformation cette différence se traduit par un comportement mécanique qui est fonction de la compétence relative des matériaux en présence. En tenant compte de cette observation, l'étude des relations entre la stratification et la foliation peut se paralléliser avec l'étude qui en a été faite dans les micaschistes.

On prendra comme exemple les plis isoclinaux couchés des falaises du Moustoir (fig. 14b).

Le litage est ici parallèle à une ancienne stratification (S0) ou à une roche stratifiée (quelque soit son origine) ; cette stratification est soulignée par des lits d'amphibolite massive dessinant des plis de détail isolés dans des micaschistes. On observe dans les micaschistes une foliation (S1) qui ne traverse pas les charnières amphiboliques et qui subit à leur niveau une déviation (J. H. DIETERICH, 1969) ; la foliation est parallèle à la stratification dans les flancs des plis. Il faut noter enfin que le plan axial du pli contient ici la foliation et que par conséquent elle représente une surface structurale de plan axial.

Dès lors, il apparaît clairement que :

- la foliation (S1) est une schistosité de plan axial qui apparaît lors de la déformation de la stratification en plis couchés.

- la foliation (S1) tend à s'adapter à la stratification au niveau des charnières mais lui reste parallèle sur les flancs des plis.

C - CONCLUSIONS GENERALES

LA DEFORMATION DES SCHISTES CRISTALLINS EN PLIS ISOCLINAUX COUCHES S'ACCOMPAGNE DE L'APPARITION D'UN CLIVAGE DE PLAN AXIAL (FOLIATION) QUI N'EST GENETIQUEMENT PAS DIFFERENT DE LA SCHISTOSITE, DANS LES DOMAINES PLUS SUPERFICIELS.

Le terme foliation sera donc abandonné au bénéfice du terme de "schistosité".

Ces conclusions recourent parfaitement les résultats obtenus par G. GUITARD dans le Canigou (1960) , H.J. ZWART dans le Massif Central (1960), J. GROLIER dans le Massif Central (1962), P. VIALON dans la Dora Maïra (1963) et R. DUBOIS en Calabre centrale (1967).

Tous ont montré que "la foliation métamorphique régionale correspond à une schistosité de plan axial".

La linéation régionale en particulier est interprétée comme "... l'intersection du litage stratigraphique et de la foliation" (J. GROLIER et P. VIALON, 1964).

Suivant ces conceptions on ne peut qu'être frappé par la justesse de la remarque de P. COLLOMB (1970, p. 294) concernant la cartographie en pays cristallin :

"La plupart des cartes géologiques actuelles.... indiquent, dans les terrains métamorphiques, des signes de pendage analogues à ceux qui accompagnent les figurés sédimentaires ; les différents faciès pétrographiques y sont considérés comme des strates superposées dont ces signes de pendage donneraient l'inclinaison".

On peut ajouter que ce n'est même pas une stratification originelle qui est cartographiée mais une schistosité.

Chapitre II : ETUDE ANALYTIQUE DES
MEGASTRUCTURES PLISSEES

A - LA SCHISTOSITE : DEFORMATIONS DE FAIBLE AMPLITUDE

La schistosité dans les schistes cristallins ("foliation métamorphique") est le plan structural fondamental qui donne à l'ensemble de la série une allure monoclinale marquée ; le pendage excède rarement 25 à 30°, sauf dans la zone comprise entre les pointes de Merquelle et de Beaulieu, où il est voisin de 45° environ. Il n'est pas rare d'observer en certains points une schistosité pratiquement horizontale.

Sur toute la côte, mais en particulier de part et d'autre de la Vilaine, la schistosité présente des ondulations de faible amplitude qui n'ont que peu d'influence sur la cartographie de cette surface (planche V). Les stéréogrammes 1 à 8 montrent que les pôles des plans de schistosité sont répartis suivant des cercles de zone correspondant à des axes de déformations secondaires, pratiquement subhorizontaux ou ne dépassant pas 20° de pente ; la faible dispersion des pôles sur des grands cercles met cependant en évidence la dernière déformation subie par la schistosité.

Si l'on considère l'ensemble des axes de dispersion déterminés par les stéréogrammes de détail, on s'aperçoit qu'il existe quatre directions principales de déformation :

- direction NS,
- direction N 50,
- direction EW,
- direction N 140.

Une observation attentive montre que très souvent ces directions sont associées deux à deux de façon suborthogonale (stéréogramme 2) ;

on distingue ainsi une première famille associant les directions NS et EW et une seconde famille associant les directions N 50 et N 140.

Quand une de ces familles est représentée en un point, l'autre ne l'est pas et réciproquement ; un excellent exemple de ceci est visible dans les falaises de la Grée au Nord de Camoël.

Les directions NS et EW semblent contemporaines ainsi que les directions N 50 et N 140, mais il est difficile de dater relativement une des familles par rapport à l'autre. Ces déformations de faible amplitude s'observent presque toujours dans les zones très faillées (la Vilaine) et il est probable qu'elles résultent d'un jeu tectonique tardif entre blocs.

B - LA SCHISTOSITE : DEFORMATIONS DE GRANDE AMPLITUDE

1°) Le pli synclinal de Piriac - Toul-Port

Entre Toul-Port et Piriac-sur-mer, la schistosité a subi une déformation de grande amplitude qui modifie considérablement la cartographie structurale de la région (planche III). Un relevé systématique des directions et pentes du plan de schistosité, en particulier sur l'estran, met en évidence une structure synclinale très ample à axe plongeant vers le Nord-Est.

Sur les stéréogrammes 16 et 17 il apparaît que les pôles des plans de schistosité s'organisent suivant des cercles de zone auxquels correspondent des axes de déformation aisément observables dans la falaise ou sur le platier rocheux à marée très basse.

Ces axes caractérisent essentiellement :

- Le pli synclinal dissymétrique de Pors-er-Ster, qui s'étend de Toul-Port à la faille transverse de Port-au-Loup. L'axe du pli a une direction N 70° et un plongement de 10° vers le Nord-Est (stéréogramme 16).

Ce pli est visible sur une longueur de 2 km environ.

- Le pli synclinal faillé de Piriac - Port-Kennet qui s'étend de la faille de Port-au-loup jusqu'au fond du port de Piriac. L'axe du pli a une direction N 60° et un plongement de 20° vers le Nord-Est (stéréogramme 17).

Ce pli est visible sur une longueur de 1,6 km environ.

Ces deux éléments synclinaux ne faisaient qu'un seul pli à l'origine : c'est la faille de Port-au-Loup qui les a séparés en deux tronçons. Nous considérerons ce pli dans son ensemble sous la dénomination de "pli synclinal de Piriac - Toul-Port". Les relations de ce pli avec le granite de Piriac sont assez particulières : le granite recoupe le pli suivant une faille orientée N 80° donc légèrement oblique sur l'axe de ce pli (N 60°). Il faut noter que cartographiquement le granite de Piriac est beaucoup plus étendu que ne le figurent actuellement les cartes géologiques (Quiberon - Belle-Ile, 1er et 2e édition) ; la partie NE du granite, limitée par la faille de Port-au-Loup, possède un feuilletage grossier orienté N 80° avec un pendage de 30 à 40° vers le Nord (planche III et V).

Le contact entre le granite et le pli est donc un contact structural plus complexe qu'une simple faille ; ce contact est malheureusement observé sur un estran rocheux ensablé, et il est difficile de le caractériser avec plus de précision.

2°) Le pli du Castelli

Les porphyroïdes et les quartzites graphitiques affleurant entre la pointe du Castelli au Nord, et la plage de la Mine au Sud, dessinent un synclinal très ample, légèrement dissymétrique, à axe horizontal de direction EW (stéréogramme 18).

La surface déformée est la schistosité parallèle ici à une ancienne stratification (cf. : porphyroïdes).

Le pli du castelli est limité au Nord par le granite de Piriac et au Sud par le granite de Guérande : ces limites sont des failles dont l'importance est parfois difficile à apprécier.

Aucune relation cartographique n'a été observée entre le pli du Castelli et le pli de Piriac - Toul-Port ; il est cependant probable qu'ils résultent de la même phase de déformation.

C - CONSEQUENCES DES DEFORMATIONS DE LA SCHISTOSITE

Les déformations de faible amplitude et de grande amplitude n'ont jamais été observées simultanément ; elles semblent plutôt affecter des régions différentes, et se relayer d'un point à un autre sans se superposer : elles seront considérées comme pénécontemporaines. La première conséquence de ces déformations est de fixer définitivement la cartographie de la schistosité : la carte structurale (planche V) n'est que le reflet de la dernière déformation survenue dans les schistes cristallins.

La seconde conséquence est la dispersion de toute linéation contenue dans le plan de schistosité, dispersion se faisant suivant les axes de déformation que l'on vient d'étudier.

En conclusion, c'est la schistosité qui détermine les mégastructures dans les schistes cristallins.

Chapitre III : ETUDE ANALYTIQUE DES
MEGASTRUCTURES D'ECAILLAGE

A - DESCRIPTION DES STRUCTURES

De nombreux contacts anormaux, en dehors des failles, ont été relevés depuis la pointe de Pen-Lan jusqu'à la pointe du Castelli ; ces contacts anormaux, subconcordants aux plans de schistosité, sont caractérisés par la présence de roches mylonitisées au simplement plissées.

1°) La pointe du Scal (planche I)

La structure de la côte comprise entre le port de Tréhiguier à l'Est, et la carrière du Logo à l'Ouest, est extrêmement complexe ; le problème essentiel concerne ici les relations qui existent entre les roches basiques côtières et le gneiss affleurant dans la carrière du Logo.

Il y a apparemment incomptabilité entre la direction de la schistosité mesurée dans les roches basiques, et celle mesurée dans le gneiss : le passage d'une direction à l'autre ne peut se faire que de façon discontinue.

a) La côte Nord de la pointe du Scal

Cette côte est limitée à l'Ouest par un système de failles sensiblement Nord-Sud qui isole un compartiment de micaschistes leypunitiques.

Jusqu'au port de Tréhiguier la côte est constituée par un complexe de roches basiques dans lequel sont intercalés des lits de micaschistes ; la base du complexe est marquée par un niveau de skarn à gros grenat présentant localement des traces de broyage et de recristallisation.

Cet ensemble repose à l'Est sur une unité lithologiquement semblable mais orientée différemment.

Il y a une disharmonie structurale entre ces deux unités qui correspondent en fait à des écailles tectoniques : l'écaille supérieure (2) chevauchant l'écaille inférieure (1).

Leur superposition se fait suivant une surface structurale parallèle au plan de schistosité de l'écaille supérieure (planche I, stéréogramme B).

Le skarn constituant le plan de base de l'écaille chevauchante, on peut se demander si la cristallisation des grenats n'est pas en rapport direct avec un métamorphisme particulier localisé dans les zones d'écaillage.

Dans le secteur des Abers D. SHELLEY interprétait de tels grenats comme "le témoignage d'un métamorphisme contemporain de déformations cisailantes", il précisait en outre que ces recristallisations grenatifères étaient "indépendantes de la lithologie" (J. COGNÉ et D. SHELLEY, 1966). Or on sait que le grenat a cristallisé atectoniquement dans un niveau pyroxénique lithologiquement précis (cf. première partie) et qu'il est le résultat d'un métamorphisme thermique très général dans la région. L'hypothèse de D. SHELLEY ne peut donc être retenue pour les écaillages observés au Scal.

b) La côte Ouest de la pointe du Scal

L'essentiel de la falaise est occupé par une remarquable surface mylonitique faiblement pentée vers l'Ouest et vers le NW, que l'on peut suivre sur 200 mètres environ.

Cette surface sépare :

- A l'Ouest un panneau de micaschistes en position anormale constituant l'écaille du Logo.
- A l'Est un ensemble de micaschistes et de roches basiques chevauché par le panneau de micaschistes précédent.

Le plan de contact est marqué par une brèche tectonique quartzeuse de 5 à 10 cm d'épaisseur ; la brèche a recristallisé mais les éléments ne sont jamais orientés dans la matrice.

c) La carrière du Logo.

La partie Nord du front de taille de la carrière montre un niveau basique massif, séparé du front de taille Sud, constitué de gneiss écrasé, par une faille sensiblement EW. Il est probable que ces roches basiques se raccordent à l'ensemble situé sous l'écaille de micaschistes, et sont séparées de celle-ci par la surface mylonitique.

Il est difficile de préciser les relations du gneiss de la carrière avec les roches basiques et les micaschistes précédents car il est isolé tectoniquement. Cependant une cartographie précise montre qu'il est probable que le gneiss, les micaschistes et les roches basiques affleurent à la faveur d'une fenêtre tectonique limitée par la surface mylonitique.

Le panneau de micaschistes plissés ne serait qu'un témoin réduit d'une écaille qui, à l'origine, devait recouvrir complètement le gneiss, au moins jusqu'au système de failles Nord-Sud de la pointe du Scal.

2°) Le Palandrin (planche II)

Les falaises du Palandrin sont situées sur la côte Sud de la péninsule de Pénestin, entre la pointe du Bile et la pointe de Pen-Bé.

Dans ces falaises affleurent des micaschistes à muscovite et chlorite (avec ou sans résidus de grenat) et des quartzites graphitiques.

On y observe en plus trois niveaux brêchiques constitués d'une roche laminée, plissée et injectée par du quartz (fig. 20). La brèche n'est que faiblement recristallisée et liée visiblement à des efforts mécaniques tangentiels importants.

Les niveaux brechiques sont parfaitement concordants avec la schistosité mesurée par ailleurs dans tout le secteur. Une coupe synthétique de la falaise montre que les trois niveaux brêchiques appartiennent probablement à une même surface de contact originelle qui a été faillée et ramenée à l'affleurement par un rejeu vertical de blocs ; cette surface sépare au moins deux écailles tectoniques superposées.

L'analyse structurale des déformations entraînées par l'écaillage au niveau des brèches (plis d'entraînement) montre ici que :

- Les plis d'entraînement ont une direction axiale moyenne NE-SW (stéréogramme 19).
- Les plans axiaux de ces plis sont déversés vers le NW.

Ceci permet de définir une direction de mouvement qui est SE-NW (plis d'axe NE-SW) et un sens relatif de ce mouvement qui va du SE vers le NW (plans axiaux déversés vers le NW).

On peut remarquer également une dispersion des axes de plis d'entraînement, dispersion due aux déformations postérieures de la schistosité.

3°) La zone du Castelli (planche III)

Géologiquement la zone du Castelli s'étend du granite de Piriac au Nord au granite de Guérande au Sud (plage de la Mine).

Les faciès lithologiques sont ici représentatifs du "groupe de Belle-Ile" avec des niveaux caractéristiques : porphyroïdes, quartzites graphitiques et schistes satinés. On a vu précédemment que cet ensemble constituait un synclinal très ample de direction EW.

a) La pointe du Castelli

La pointe du Castelli est enfermée dans un réseau de failles parallèles deux à deux qui l'isolent complètement du granite de Piriac-sur-mer au Nord, et apparemment des porphyroïdes au Sud.

Une étude détaillée montre que la pointe est constituée de trois écailles superposées les unes sur les autres (B, C, D) et séparées par des surfaces plissées ou faiblement bréchi-fiées. Le grand découpage de la côte permet d'avoir une bonne idée de cette superposition, et ceci dans les trois directions de l'espace.

Les plans de contact entre les écailles sont orientés EW et pendent de 15 à 30° vers le Sud. Les plis d'entraînement dûs à l'écaillage ont une direction axiale voisine de NE-SW comme au Palandrin (stéréogramme 20). Le sens du déversement des plis n'a pu être observé avec certitude, en raison de déformations postérieures.

b) Le Rocher Bleu (fig. 22)

Au Sud du synclinal du Castelli, la plage du Rocher Bleu est constituée de schistes satinés, quartzites graphitiques et porphyroïdes fins.

La structure la plus apparente tient essentiellement en des failles EW très redressées comme les couches elles-mêmes, et avec une pente de 40° à 60° vers le Nord.

Ces plans sont accompagnés de plis d'entraînement tout à fait analogues à ceux du Palandrin et à ceux de la pointe du Castelli ; on doit noter en plus des stries de glissement NS superposées aux plis d'entraînement.

Les failles ne sont ni plus ni moins que des surfaces d'écaillage semblables à celles du Castelli mais déformées secondairement.

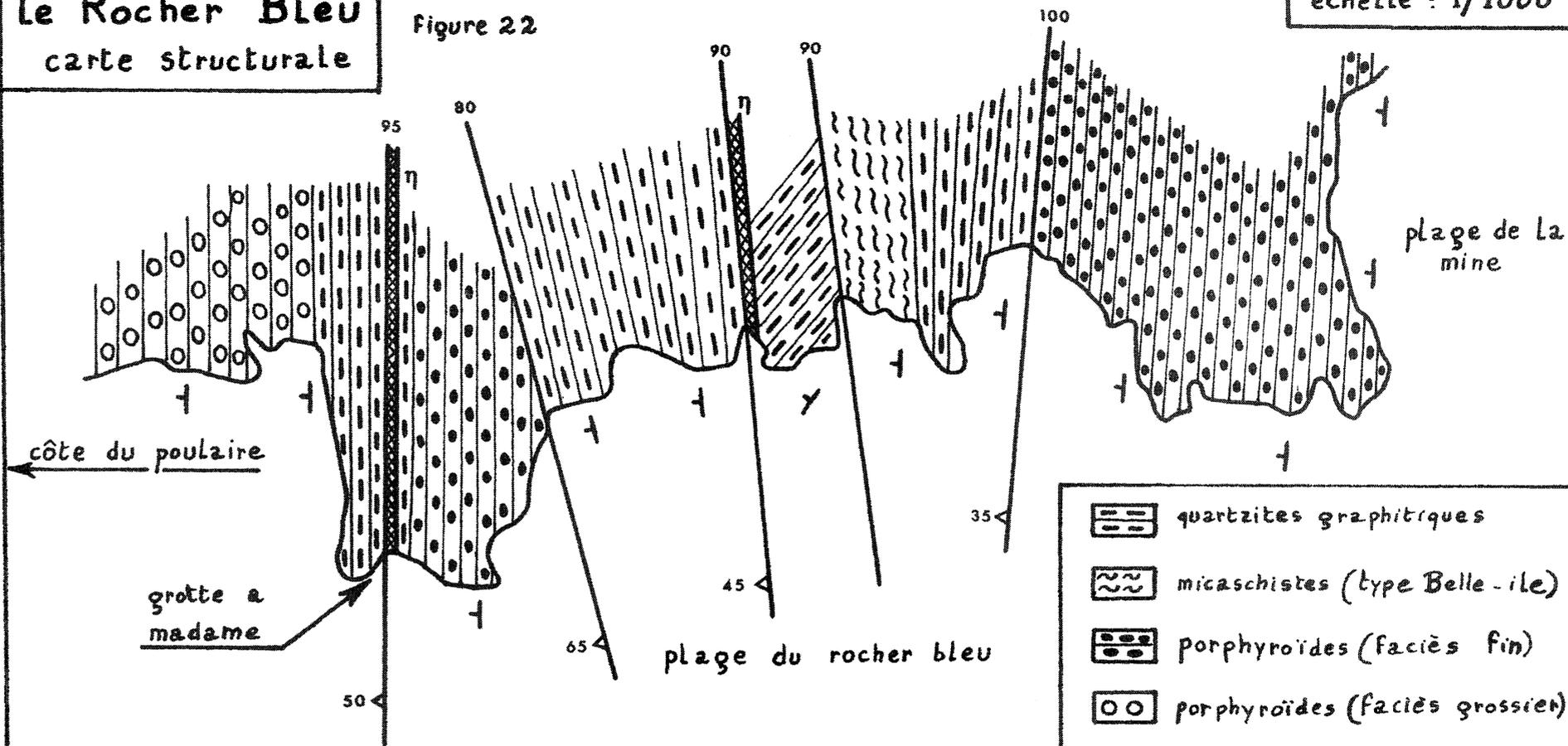
L'analyse structurale des plis d'entraînement met en évidence une grande dispersion des axes sur les plans d'écaillage (stéréogramme 21) ; cette dispersion est régie par un axe horizontal orienté EW qui est celui du synclinal du Castelli : les stries de glissement NS superposées aux plis d'entraînement en sont le résultat le plus direct.

Le Rocher Bleu

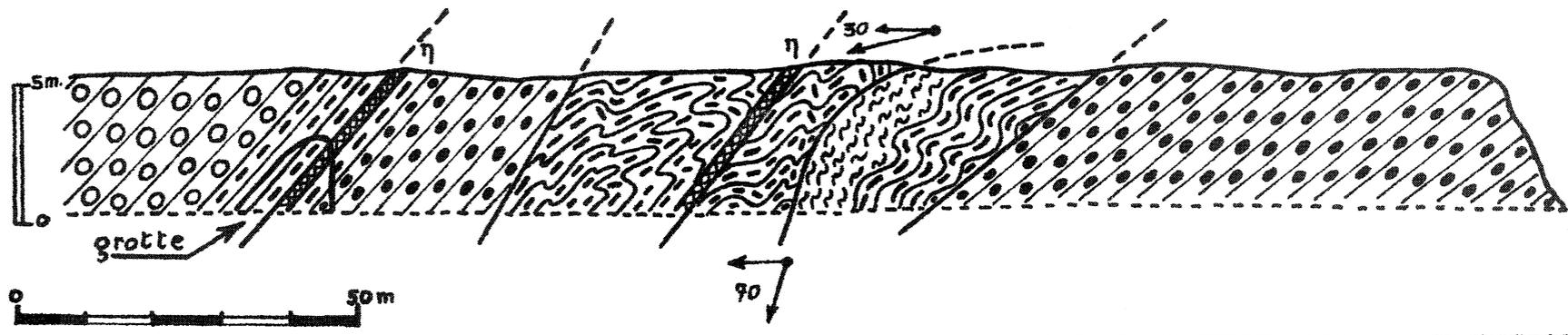
carte structurale

Figure 22

echelle : 1/1000



-  quartzites graphitiques
-  micaschistes (type Belle-île)
-  porphyroïdes (faciès fin)
-  porphyroïdes (faciès grossier)
-  zones broyées



Nous arrivons ainsi à une conclusion très importante : les écaillages de la zone du Castelli sont antérieurs aux déformations de grande amplitude définies au chapitre II (deuxième partie).

4°) La pointe du Bile (planche IV, fig. A)

Le niveau basique mentionné dans l'étude pétrographique détermine la morphologie de la pointe du Bile ; il est encadré à l'Est et à l'Ouest par des micaschistes albitiques. Sur la côte Ouest le passage entre les micaschistes et les roches basiques se fait normalement en concordance, alors que sur la côte Est ce passage est anormal et révèle une légère disharmonie structurale.

Le contact est un système faillé, orienté NS avec un pendage de 30 à 45° vers l'Est. On ne relève pas de zones mylonitisées ou bréchifiées, mais simplement des plis d'entraînement orientés NS (stéréogramme A de la planche IV).

Les micaschistes de la côte Est sont donc chevauchants sur les roches basiques et micaschistes de la côte Ouest.

5°) La pointe de Pen-Bé (planche IV, fig. B)

On a vu que la pointe de Pen-Bé était constituée d'un gneiss analogue à celui de Pénestin ; ce gneiss repose sur un substrat de micaschistes albitiques et de roches basiques, par l'intermédiaire d'une brèche tectonique analogue à la brèche du Logo. Le plan de contact est orienté N 160° avec un pendage moyen de 30° vers le SW (stéréogramme B de la planche IV); immédiatement sous ce plan de contact, et dans les micaschistes leypnitiques on observe un très beau pli d'entraînement de l'ordre de 4 à 5 mètres :

- au Nord de la pointe, l'axe du pli est orienté N 130°,
- au Sud de la pointe, l'axe du pli est orienté N 170°.

Ce qui signifie que l'axe du pli a été déformé secondairement en même temps d'ailleurs que le plan de contact qui peut avoir un pendage allant jusqu'à 60° vers le SW, en certains points. Contrairement aux observations qui précèdent l'écaille gneissique de Pen-Bé repose en "discordance" sur le plan de schistosité du substrat micaschisteux, ainsi que le montre la coupe SW-NE de la figure B.

B - GENERALITE DE LA TECTONIQUE PAR ECAILLAGE

1°) Caractères de la tectonique par écaillage

Les exemples que nous venons d'examiner montrent que l'existence d'une tectonique d'écaillage est un fait constant dans les schistes cristallins de la Vilaine.

Les caractères des écaillages peuvent être résumés de la façon suivante :

- le plan d'écaillage est généralement parallèle au plan de schistosité (Le Palandrin, Le Scal, Le Castelli);
- le plan d'écaillage peut être "discordant" sur le plan de schistosité (Pen-Bé) ou n'avoir avec celui-ci aucun rapport particulier (écaille du Logo);
- le contact entre deux écailles est accompagné soit par des brèches tectoniques, soit par des plis d'entraînement ou les deux à la fois ;
- toutes les structures dues aux écaillages ont été déformées secondairement ;
- certains écaillages sont en rapport avec les leucogranites.

2°) Les niveaux bréchiques

Le caractère principal des brèches tectoniques est une recristallisation non orientée du quartz dans les plans d'écaillage (cf. Le Logo).

Or si l'on sait que le comportement tectonique du quartz est très mal connu (P. COLLOMB, 1970), et qu'il recristallise très facilement sous des contraintes faibles, on voit qu'il est difficile de déterminer un éventuel niveau structural ou métamorphique dans lequel se seraient formées ces brèches. Il ne peut s'agir ici de blastomylonites et toute idée de métamorphisme lié aux zones d'écaillage doit être exclue pour des raisons déjà explicitées (cf. : niveau à grenat du Scal).

Un niveau brêchique particulier a été observé à Port-Nart dans les amphibolites de la rive droite de la Vilaine (fig. 19). Cette brèche est constituée d'éléments amphibolo-pyroxéniques anguleux noyés dans un ciment microfeldspathique et épidotique recristallisé.

Chaque élément a conservé intacte sa "foliation" initiale. La brèche ne constitue pas un niveau régulier entre les micaschistes et les roches basiques, elle occupe des zones irrégulièrement réparties; elle est injectée, en outre, par un matériel aplitique tantôt sécant, tantôt diffus dans la roche.

Les granites "tardimigmatitiques" se trouvant à 200 mètres vers le Nord, on est tenté de penser que ce matériel aplitique en provient ; ce qui revient à dire que la recristallisation de la brèche est au moins contemporaine de la mise en place de ces granites.

Le problème est de savoir si la brèche de Port-Nart est bien une brèche liée à un écaillage entre les micaschistes et les roches basiques ; en tout cas aucun argument structural ne permet de l'affirmer. Il faut noter la ressemblance de cette brèche avec les brèches décrites par P.M. ANTHONIOZ (1969) à Bragança (NE du Portugal) et situées sous de grands complexes basiques ; l'analogie s'arrête là, car il est bien évident que le contexte structural des schistes cristallins de la Vilaine est complètement différent.

Chapitre IV : ETUDE ANALYTIQUE DES
MESOSTRUCTURES LINEAIRES

A - LES STRUCTURES LINEAIRES FONDAMENTALES

1°) Les structures linéaires dans les micaschistes et les porphyroïdes.

Les déformations se traduisent dans les micaschistes et les porphyroïdes par deux types de structures liées entre elles.

- Structures en rouleaux ou "rods" (G. WILSON, 1961)

Ces rouleaux de quartz, cannelés, parfois très longs (1 mètre) apparaissent comme des ségrégations monominérales dans les charnières des plis des micaschistes.

Ces rouleaux sont parallèles aux linéations minérales ainsi qu'à l'axe β de structures d'amplitude immédiatement supérieure. La côte Ouest de la pointe de Pen-Lan est particulièrement démonstrative à ce sujet (fig. 10a, 10b, 11). De tels rouleaux se retrouvent dans les porphyroïdes du Castelli où ils constituent parfois des charnières isolées dans le plan de schistosité.

- Structures en plis isoclinaux couchés déjà décrites dans le chapitre I (2e partie) : pli de la baie du Cabonnais (fig. 3a, 3b) et pli de la pointe du Goulumer (fig. 4).

Au Goulumer les charnières de plis parasites sont injectées par du quartz qui apparaît alors en relief sur la falaise ; la linéation ainsi formée a été interprétée comme une linéation d'intersection entre une schistosité et une ancienne stratification.

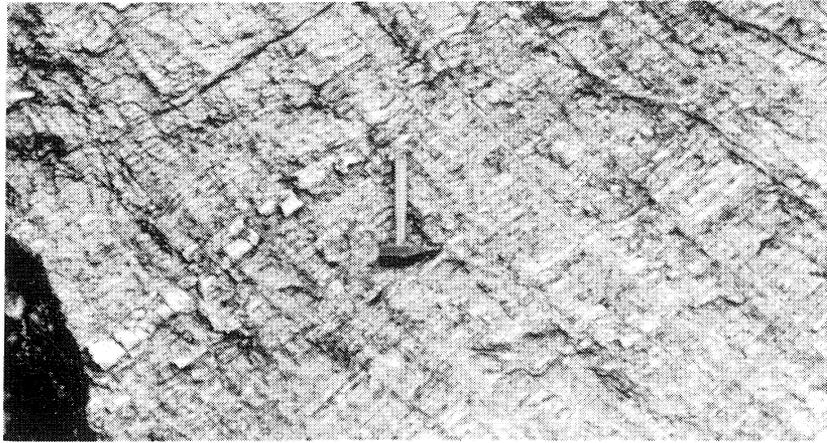


Fig. 10a. - Micaschistes de Pen Lan. Linéation par rouleaux de quartz sur la schistosité S_1 (foliation). Direction EW (vue parallèle à β). Remarquer les kink-bands recoupant la linéation et déformant S_1 .

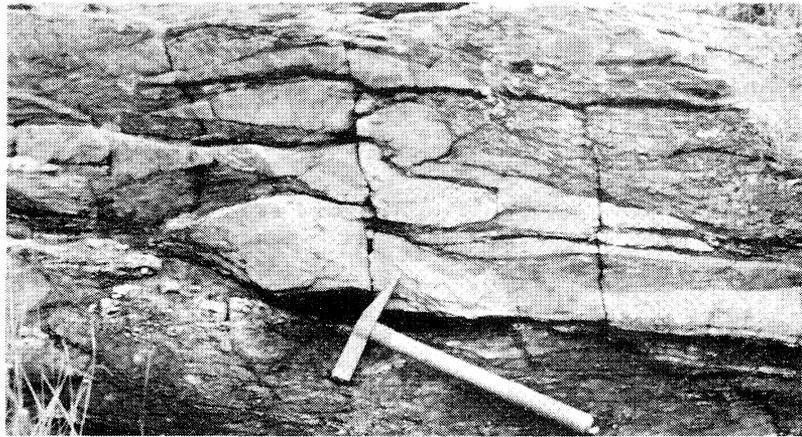


Fig. 10b. - Micaschistes de Coetsurho. Charnières de plis synschisteux «nourris» par du quartz. Direction EW (vue perpendiculaire à β).

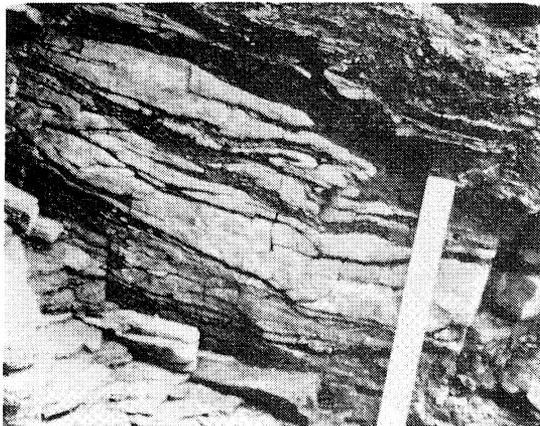


Fig. 11. - Micaschistes des Granges. Petits plis synschisteux injectés par du quartz. Direction EW (vue perpendiculaire à β).



Fig. 12. - Micaschistes de la baie du Cabonnais. Plis synschisteux soulignés par une alternance de lits albitiques et de lits chloriteux. Direction N 130°.

Il existe enfin des plis synschisteux, centimétriques à décimétriques, soulignés ou non par du quartz d'exudation (fig. 11, 12).

Il faut retenir de ce qui précède, que les rouleaux de quartz et les plis sont étroitement associés et matérialisent dans les micaschistes une linéation d'axe β .

2°) Les structures linéaires dans les roches basiques

Ces déformations sont analysées dans les niveaux basiques situés de part et d'autre de l'estuaire de la Vilaine :

- entre Pen-Lan et le Moustoir au Nord,
- entre La Grée et la pointe du Scal au Sud.

On y observe des déformations strictement ordonnées à celles décrites dans les micaschistes.

- Structure en meneaux ou "mullions" (G. WILSON, 1961)

Il s'agit essentiellement de charnières de plis isolées les unes des autres par étirement des flancs. Ils résultent du même phénomène que celui ayant donné les rouleaux, mais le meneau est constitué par la roche elle-même, et non plus par un minéral d'exudation comme le quartz. Ces structures sont également parallèles à l'axe β de structures d'ordre supérieur.

De tels meneaux sont bien représentés dans la falaise de la plage des Barges et des Granges (rive Nord), où ils s'observent en relief le long des plans de faille N-S.

Ces surfaces sont littéralement piquetées de meneaux bien parallèles les uns aux autres (fig. 13a, 13b).

- Structure en plis isoclinaux, métriques, à charnière arrondie ou peu aplatie, parfois complètement isolée ; ils accompagnent des plis très arrondis de l'ordre de 2 à 3 mètres d'amplitude, dont les axes sont parallèles aux précédents (fig.15).

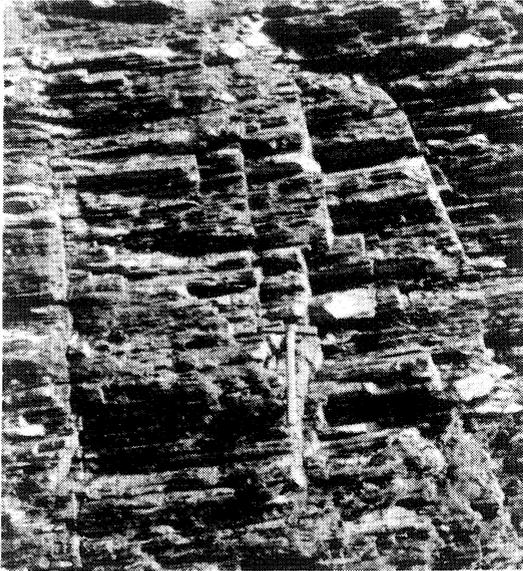


Fig. 13a. - Roches basiques des Granges. Charnières de plis isolés ou «mullions» donnant à la roche un débit en cylindre. Direction EW (vue parallèle à β).

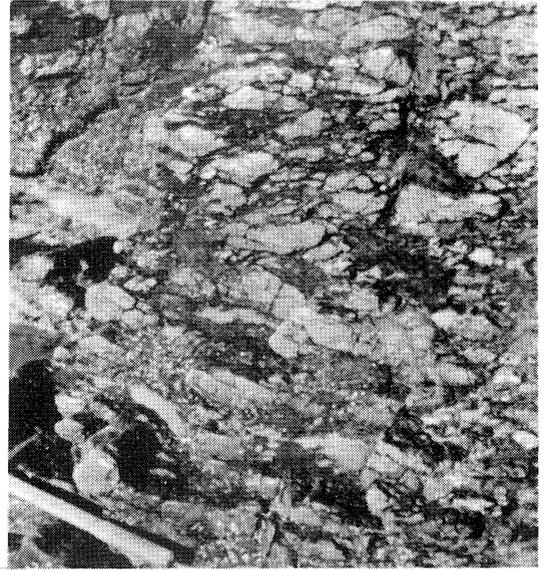


Fig. 13b. - Roches basiques des Granges. «Mullions» de direction EW observés sur un plan de faille (vue perpendiculaire à β).

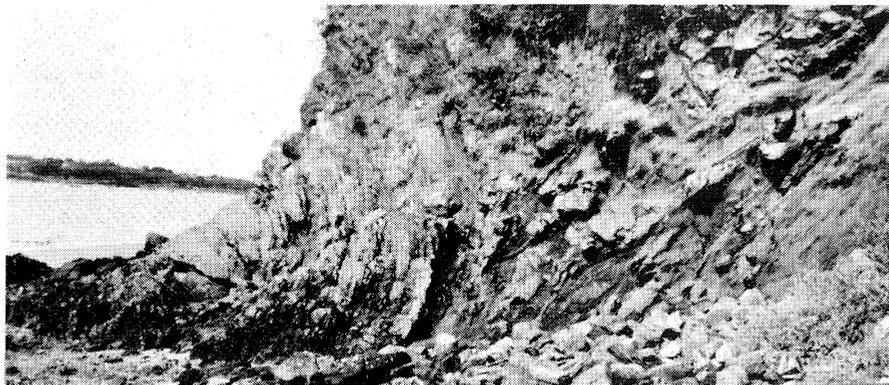


Fig. 14a. - Roches basiques du Moustoir. Plis isoclinaux de direction EW, associés à un pli de grande amplitude de même direction.

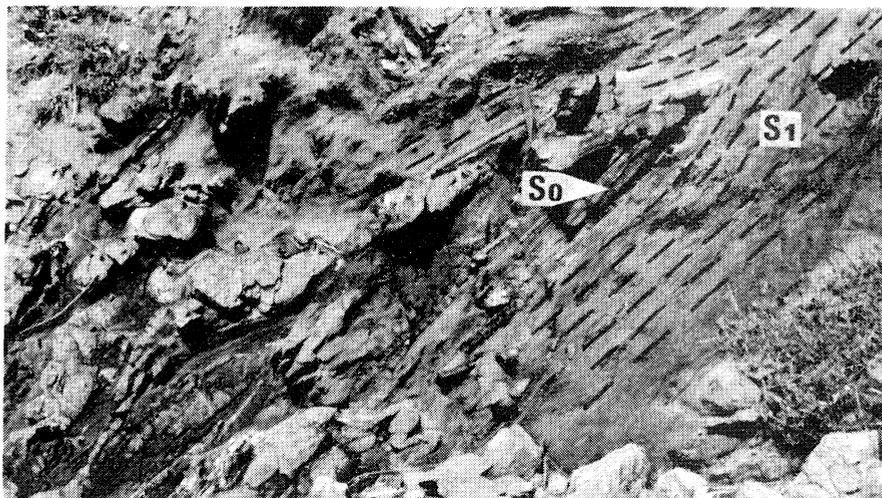


Fig. 14 b. - Roches basiques du Moustoir. Plis isoclinaux de direction EW déformant la stratification (S_0). La schistosité associée (S_1), visible seulement dans les micaschistes coiffant le pli, subit une adaptation locale à la direction et au pendage de la stratification au niveau des charnières de roche compétente (amphibolite).

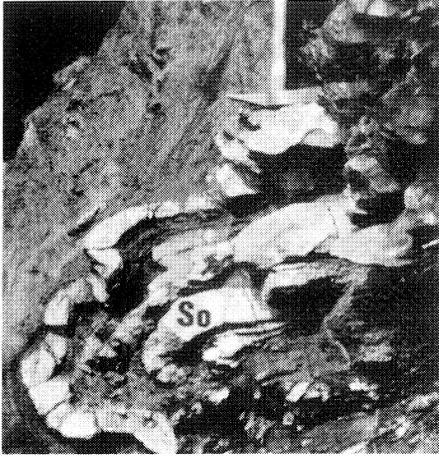


Fig. 15. - Roches basiques du Moustoir. Plis isoclinaux arrondis de direction EW, déformant la stratification (S_0).

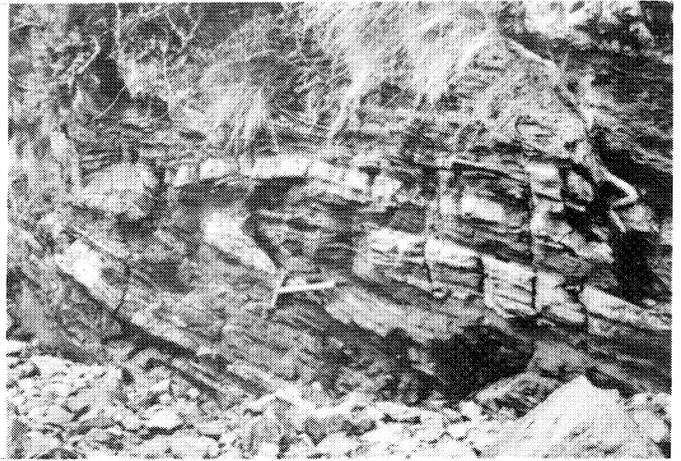


Fig. 16. - Roches basiques à l'Ouest de Tréguier. Pli isoclinal de direction N 140°.

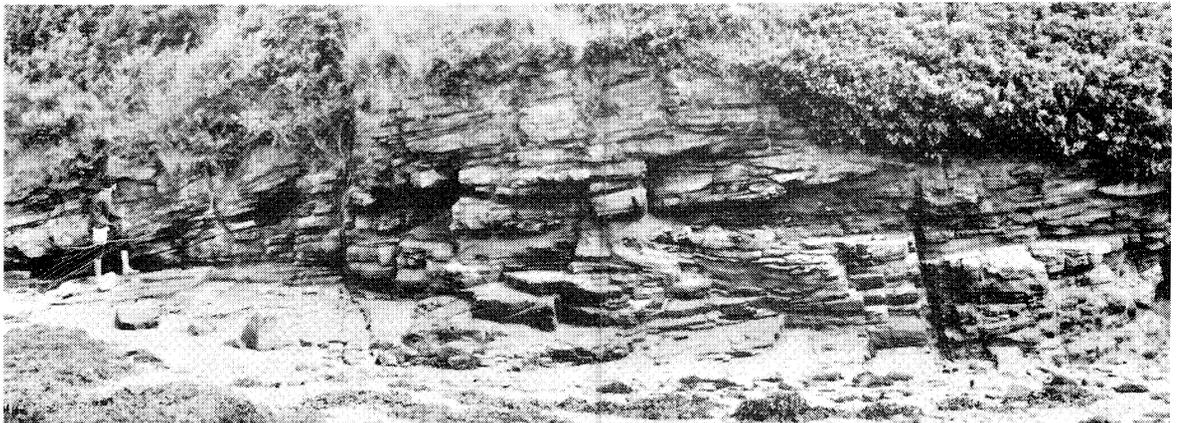


Fig. 17a. - Roches basiques du Moustoir. Structure décamétrique en plis couchés de direction NS.

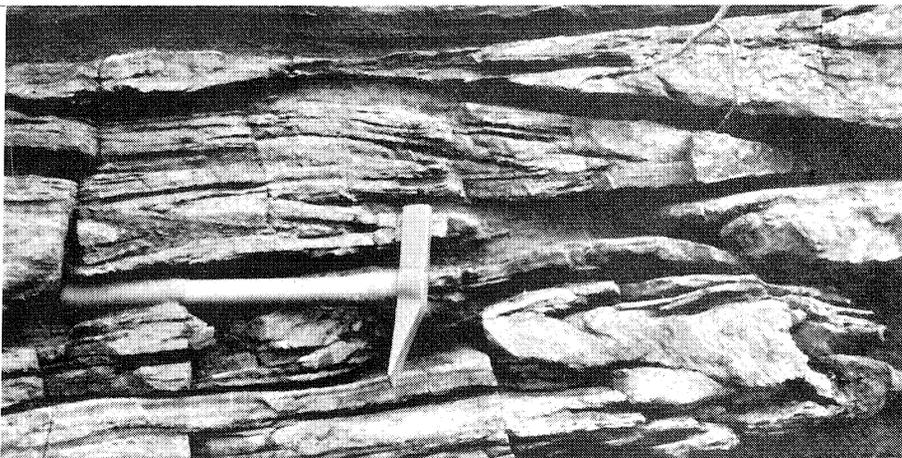


Fig. 17b. - Roches basiques du Moustoir. Plis isoclinaux couchés, très serrés à charnières aplaties, de direction NS.

Ces plis sont visibles dans les roches basiques sur les falaises du Moustoir (fig. 14a, 14b) et de la Grée (fig. 16).

Plis et meneaux sont associés dans les roches basiques comme étaient associés les plis et les rouleaux dans les micaschistes.

- Structures en plis couchés très aigus, étirés ou aplatis, à charnière très riche en épidote, décimétriques ou métriques ; ces plis visibles à l'Est du Moustoir s'intègrent en une structure de plusieurs dizaines de mètres. (fig. 17a, 17b).

3°) Les structures linéaires dans les quartzites graphitiques

Ces déformations ont été observées au Palandrin (Sud de Pénestin), à la pointe du Castelli (Piriac-sur-mer) et dans les anciennes carrières des "Pierres bleues" (Mesquer).

Les plis sont couchés, très serrés, étirés et aplatis, de l'ordre de la dizaine de centimètres, à charnière injectée, ou non, par du quartz (fig. 18).

Dans la schistosité on observe une série de petits rouleaux de quartz très fins parallèles les uns aux autres.

Ce style de plis est tout à fait comparable aux plis micaschisteux, leur amplitude varie de l'échelle centimétrique (au Palandrin) à l'échelle métrique (Le Castelli, et carrières des "Pierres bleues").

4°) Conclusions sur le style de plissement

Une certaine homogénéité de structure se dégage des observations précédentes ; on peut distinguer au sein des schistes cristallins au moins deux styles de déformation fondamentale, correspondant tous les deux à des efforts tangentiels aboutissant à des plis isoclinaux ou couchés.

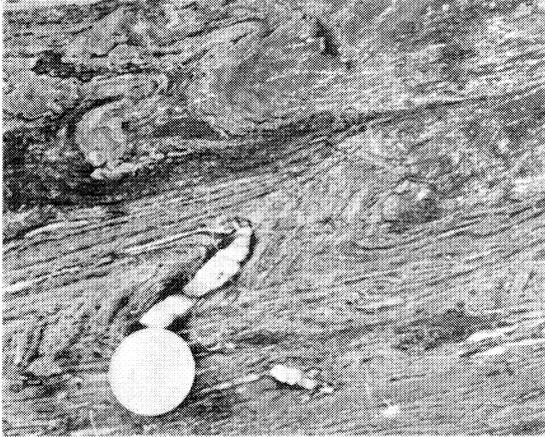


Fig. 18. - Quartzites graphitiques du Palandrin.
Plis isoclinaux couchés, très serrés
à charnières injectées de quartz. Di-
rection EW.

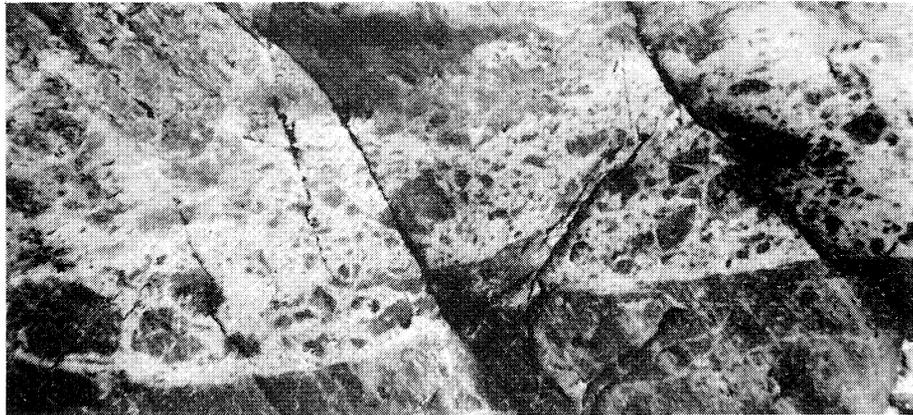
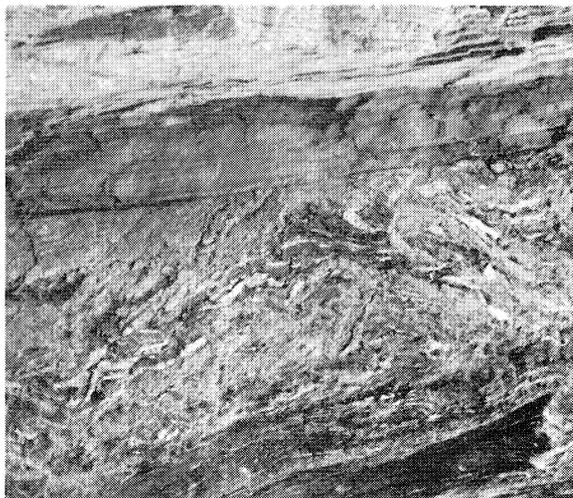


Fig. 19. - Port-Nart. Brèche basique.



**Fig. 20. - Le Palandrin. Brèche tectonique sépa-
rant les deux écailles.**

- Un style en plis isoclinaux à charnière arrondie ou peu aplatie, de l'ordre de la dizaine de centimètres pour les plis parasites, de l'ordre de la dizaine de mètres pour les plis d'amplitude supérieure quand ils sont observables.

Ces structures sont le plus souvent représentées par des rouleaux de quartz dans les micaschistes et les porphyroïdes, par des meneaux dans les roches basiques et par des plis dans les quartzites graphitiques.

Ce style de déformation est le plus fréquemment rencontré, quelle qu'en soit la direction qui apparaîtra progressivement variable dans l'ensemble du domaine étudié.

- Un style en plis couchés aigus et étirés à charnière aplatie, riche en épidote que l'on ne rencontre que dans les roches basiques du Moustoir.

5°) Le cas du gneiss de Pénestin (fig. 21)

On ne considère ici que les affleurements côtiers entre la pointe du Castily et la pointe de Cofrenau.

Aucune structure plissée n'a été observée dans le gneiss de Pénestin ; le seul élément linéaire porté par la schistosité est constitué de petits rouleaux de quartz irréguliers parallèles entre eux.

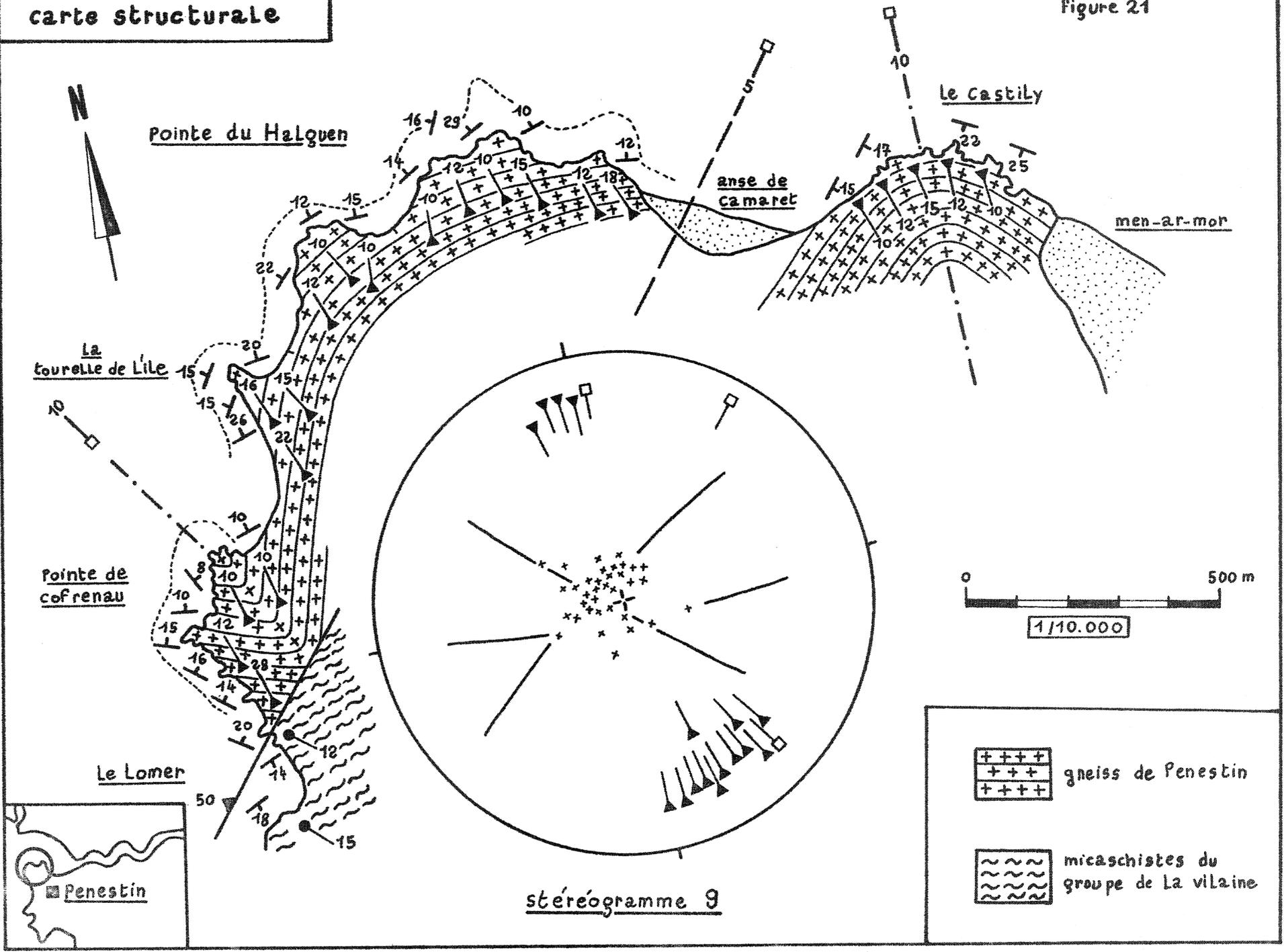
Au microscope il est difficile de déterminer une structure bien précise ; certains faciès ressemblent aux "pencil-gneiss" des arglo-saxons (KNOPF and INGERSON, 1939), avec des cristaux de quartz engrenés les uns aux autres et formant des "crayons" siliceux parallèles à l'axe .

Le gneiss de Pénestin est isolé tectoniquement des formations contigües :

- à l'Ouest par les écaillages de la pointe du Scal,
- au Sud par la faille du Lomer.

Le Gneiss de Penestin carte structurale

Figure 21



Pointe du Halquen

Le Castily

anse de Camaret

men-ar-mor

La tourelle de L'île

Pointe de Cofrenau

Le Lomer

stéréogramme 9

0 500 m
1/10.000

- | | | | |
|---|---|---|---|
| + | + | + | + |
| + | + | + | + |
| + | + | + | + |

gneiss de Penestin

- | | | | |
|---|---|---|---|
| ~ | ~ | ~ | ~ |
| ~ | ~ | ~ | ~ |
| ~ | ~ | ~ | ~ |

micaschistes du groupe de La vilaine

Penestin

La couverture pliocène très épaisse ne laisse subsister aucun affleurement à l'intérieur des terres.

Cet isolement en fait un matériel qu'il est impossible de raccorder structurellement, ni aux roches basiques du Nord, ni aux micaschistes du Sud.

B - LES STRUCTURES LINEAIRES FONDAMENTALES DANS LE CADRE DES AFFLEUREMENTS

Avant toute considération régionale sur les directions de déformation, il convient d'examiner leur agencement à l'échelle de l'affleurement.

- l'élément planaire est la schistosité qui donne à l'ensemble des séries une allure monoclinale marquée, parfois subhorizontale ; toutes les mesures de direction sont faites dans la schistosité qui est par conséquent le plan structural de base (plan porteur de la linéation).

- l'élément linéaire est constitué par les directions axiales des plis dont on a précisé le style précédemment, ou par l'alignement de minéraux parallèlement à ces directions axiales.

L'étude de la répartition des directions axiales de déformations permet de distinguer huit secteurs géographiques dans l'ensemble du domaine étudié et que nous décrirons du Nord vers le Sud. Elle permet d'observer une variation considérable de ces directions, d'un secteur à l'autre.

1°) De la pointe de Pen-Lan à Kerdavid (rive droite de la Vilaine).

- Les stéréogrammes 1 à 5 montrent que la direction fondamentale est Est-Ouest avec des variations très locales. Ceci est confirmé jusqu'à l'échelle du minéral : les cristaux d'amphiboles sont en effet parallèles entre eux et parallèles aux axes mesurés des mésostructures.

A cette direction E-W se rapportent les plis couchés à charnière arrondie ou peu aplatie, avec leurs manifestations les plus courantes : rouleaux, meneaux, etc...

- Dans les roches basiques du Moustoir (à l'Est de la jetée) cette direction E-W est affrontée à une direction Nord-Sud à laquelle se rattachent les plis couchés étirés à charnière très aigüe, décrits précédemment.

Cette structure dite "Nord-Sud" (entre N 170 et N 10) n'est strictement connue qu'au Moustoir où elle dessine de grands plis isoclinaux très serrés.

Elle ne correspond à aucune linéation minérale particulière ; ses plans axiaux se confondent avec ceux de la structure E-W également isoclinale et couchée, et portent des linéation minérales E-W (amphibole, albite).

Le style de ces plis aplatis, étirés, à charnière très aigüe, l'absence de linéation minérale associée, laisse penser qu'il s'agit probablement de reliques de structures plus anciennes, peut-être propres au niveau ou à l'étage des roches basiques. Mais aucune preuve directe de cette antériorité des plis N-S par rapport aux plis E-W n'a pu être observée sur le terrain, par reprise des premiers dans les seconds par exemple.

Les plans de schistosité ont généralement un pendage faible vers le Sud ou vers le Sud-Est ; leur direction est souvent subordonnée à des jeux tardifs.

2°) De la Grée à la Pointe du Scal (rive gauche de la Vilaine)

La direction E-W nette entre Pen-Lan et Kerdavid, subit ici des variations entre N 90° et N 160° (stéréogrammes 6, 7, et 8a,8b) ce sont les micaschistes qui présentent les structures N 90°, et les roches basiques les structures entre N 90° et N 160°.

En outre les plans de schistosité plongent vers le Nord ou vers le Nord-Ouest, contrairement à ceux de la zone précédente : l'ensemble des plans, entre ces deux zones, dessine ainsi un synforme secondaire assez large de direction globale E-W.

3°) De la pointe de Cofrenau à la pointe de l'Espernel

Au delà des gneiss de Pénestin, vers le Sud, la série monotone des micaschistes bien exposés aux pointes du Maresclé et de Loscolo présente une direction axiale moyenne autour de N 120°.

Il faut cependant constater un étalement assez grand de ces directions axiales entre N 100° et N 180° (stéréogrammes 10 et 11).

Les plans de schistosité ont un pendage faible (15 à 25°) vers l'Est ou vers le S-E, et une direction assez constante de N-S à NE-SW.

4°) Le Palandrin

Les falaises du Palandrin sont complètement isolées des pointes micaschisteuses de l'Espernel (à l'Ouest) et de Pen-Bé (au Sud-Est) par des dépressions marécageuses.

A travers les écaillages complexes déjà analysés les plis fondamentaux sont à nouveau orientés EW (comme à Pen-Lan) (stéréogramme 12).

La schistosité est orientée sensiblement Nord-Sud avec un pendage de 25 à 30° vers l'Est.

5°) La pointe de Pen-Bé (entre Le Créno et Pointe-Noire)

Les directions axiales moyennes dans les micaschistes se situent autour de N 140° et N 150°, avec un étalement compris entre N 120° et N 180° (stéréogrammes 13 et 14).

La schistosité est par contre orientée globalement N-S avec un pendage de 20 à 30° vers l'Est.

L'étude des plis et de la disposition de la foliation est rendue difficile par le fait que la pointe de Pen-Bé est traversée par une grande faille NE-SW compliquée d'un écaillage.

6°) De la pointe de Merquelle à la pointe de Beaulieu

Les directions axiales de plis (essentiellement des rouleaux de quartz) sont groupées autour de N 110° à N 120° avec un plongement de 35 à 40° vers le SE (stéréogramme 15) ; quelques axes de direction N 50° semblent annoncer le secteur de Piriac.

Comme dans le secteur précédent la schistosité présente une direction voisine de N-S, mais avec un pendage fort (40 à 50°) vers l'Est.

7°) De Toul-Port à Piriac-dur-mer

Les déformations de grande amplitude de la schistosité (chapitre II, 2e partie) provoquent un étalement des axes fondamentaux ; la direction de ces axes est comprise entre N 20° et N 50° avec une moyenne se situant à N 35° environ (stéréogrammes 16 et 17).

8°) La pointe du Castelli

La structure fondamentale dans les porphyroïdes est orientée NS et répartie sur les deux flancs du pli synclinal du Castelli (stéréogramme 18).

L'axe EW de ce synclinal secondaire correspond à la déformation du plan porteur de la linéation NS, qui est la schistosité.

9°) Le cas du gneiss de Pénestin (fig.21, stéréogramme 9).

La structure intime du gneiss de Pénestin détermine sur le plan de schistosité une linéation orientée sensiblement N-S, avec un étalement compris entre N 150° et N 180°, et ceci avec une très grande constance directionnelle, contrairement à ce qui se note dans les micaschistes.

L'isolement tectonique qui accompagne cette direction confère au gneiss une originalité structurale unique dans le domaine étudié.

C - LES VARIATIONS DE DIRECTION DANS LE CADRE REGIONAL

L'interprétation de directions aussi diverses pour des structures homologues, est rendue difficile par la discontinuité des affleurements entre les divers secteurs.

Cependant un élément important permet de relier l'ensemble : les plis fondamentaux observés ici (mis à part les plis NS du Moustoir qui paraissent antérieurs) quelles que soient leurs directions, sont de même style et ne se superposent jamais ; il y a passage brusque d'une direction à une autre, cette direction restant constante dans un secteur déterminé.

C'est pourquoi il n'y a aucune raison d'invoquer pour ces plis, des déformations d'âge variable pour la seule raison qu'ils sont de directions différentes.

Il est plus juste d'invoquer une seule et même déformation caractérisée par un style déterminé, déformation dont la direction oscille originellement ou secondairement pour des raisons qu'il reste à rechercher.

Trois secteurs directionnels principaux peuvent ainsi être reconnus dans ces structures fondamentales :

- 1 - micaschistes et roches basiques de Pen-Lan à Kerdavid et de La Grée à la pointe du Scal, de part et d'autre de l'estuaire de la Vilaine ; direction E-W dominante.
- 2 - micaschistes de la pointe de Cofrenau à la pointe Noire (Pen-Bé) ; direction moyenne NW-SE à N-S.
- 3 - de pointe Noire à la pointe du Castelli ; direction moyenne NNE-SSW à N-S.

Ces trois secteurs directionnels sont limités ou bordés par des accidents ou des môles structuraux (gneiss de Pénestin) qui ont dû jouer un rôle important dans les déviations ainsi notées.

Le secteur septentrional de la Vilaine montre des déformations fondamentales orientées EW et reprises selon un synforme assez large entre l'anticlinal de Cornouaille au Nord et le gneiss de Pénestin au Sud, qui forme un dôme structuralement indépendant.

La direction EW est conforme aux directions notées à l'île de Groix (J. COGNÉ, D. JEANNETTE et M. RUHLAND, 1966) ou dans la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux (J. COGNÉ, 1966a). Elle correspond au même style isoclinal.

Le secteur moyen situé au Sud du gneiss de Pénestin, présente les mêmes déformations mais orientées NW-SE à NS, sans qu'il y ait reprise des premières par les secondes. La seule direction NW-SE connue dans la région est hercynienne (direction sud-armoricaine) et constitue une reprise de directions anciennes.

Le secteur méridional avec ses directions NNE-SSW à NS est bordé au Sud par le granite de Guérande et les migmatites de l'anticlinal de Saint Nazaire ; les directions que l'on rencontre par ailleurs sont orientées SW-NE et NW-SE et leur âge est encore hercynien.

Les trois directions générales mises en évidence sont structurellement contemporaines ; il est donc bien certain que, si la direction EW caractérise une déformation d'âge briovérien, les deux autres directions sont également de même âge ; ce qui exclut toute comparaison avec des déformations de même direction mais d'âge hercynien. On aboutit ici à une division structurale en trois secteurs, parallèlement aux divisions faites lors de l'étude pétrographique.

Il est probable qu'une tectonique de faille a séparé la région en trois blocs, provoquant ainsi les variations structurales et pétrographiques discontinues observées.

D - LES STRUCTURES LINEAIRES SECONDAIRES, LA FRACTURATION

Il s'agit essentiellement de structures mineures liées à une fracturation régionale postérieure à tous les événements tectoniques précédents ; c'est pourquoi leur étude n'est pas dissociée de celle de la fracturation.

Les plis en chevron ("chevron-fold" des anglo-saxons)

Ils sont bien caractérisés à la pointe de l'Espernel (stéréogramme 11), à la pointe du Castelli (stéréogramme 20) et à Port-au-Loup (stéréogramme 17). Ces plis d'échelle centimétrique déterminent sur la schistosité une linéation d'intersection orientée N 120° de façon assez constante.

A Port-au-Loup on peut observer que les plis en chevron déforment les rouleaux de quartz qui eux, sont orientés N 40°.

Les "kink-band"

Ce sont des déformations discontinues d'une surface plane (ici la schistosité).

Ils n'ont été observés qu'à la pointe de Pen-Lan où leur intersection avec la schistosité est orientée N 30°. Les "kink-band" recourent la linéation d'axe β marquée par les rouleaux de quartz (fig. 10a).

Les plis en chevron et les "kink-band" sont des structures souvent associées : dans les deux cas ils déterminent sur le plan de schistosité une crénulation.

Les fractures

Il s'agit à la différence des failles de cassures sans déplacement ni mouvement relatif visible (diaclasses). Les roses de fréquence (planche V) montrent une permanence de la fracturation N-S (entre 0 et N 10°) par rapport à d'autres directions moins constantes mais pouvant localement devenir dominantes. Parmi ces dernières, la direction N 110° - 120° est un élément important, à paralléliser aux plis et gaufrage en chevron notés précédemment.

Chapitre V : LES MICROSTRUCTURESA - L'ORIENTATION DES MINÉRAUX DANS LES SCHISTES CRISTALLINS

L'étude de l'orientation des minéraux dans les schistes cristallins est subordonnée au prélèvement d'échantillons orientés sur le terrain ; ces échantillons sont repérés par rapport à un plan (schistosité ou stratification), par rapport à un axe (axe de pli, linéation quelconque), ou par rapport à ces deux éléments à la fois.

Les lames minces sont taillées en fonction des repères précédents ; il est ensuite toujours possible de replacer tel ou tel minéral contenu dans la lame, suivant la position qu'il occupait initialement sur le terrain. Pour un échantillon, et dans la mesure du possible, les lames minces sont taillées dans les trois plans perpendiculaires à un repère donné.

1°) L'orientation des minéraux dans les roches basiquesa) Exemple d'un pli Est-Ouest

Composition minéralogique de la roche déformée :

hornblende	albite-oligoclase
diopside	chlorite
épidote	sphène
grenat calcique	minéraux opaques.

Le seul minéral possédant une orientation est l'amphibole, tous les autres minéraux sont indifférents ; c'est donc exclusivement de l'amphibole qu'il sera question dans ce qui va suivre.

- Dans les lames minces taillées perpendiculairement à l'axe du pli, les cristaux de hornblende sont tous disposés suivant des sections parallèles à (001), c'est-à-dire

que l'on observe des sections basales à clivage losangique. Ces sections basales sont groupées dans la charnière et dessinent sur les flancs du pli des microlits alternant avec des microlits à pyroxène et grenat.

- Dans les lames minces taillées parallèlement à l'axe du pli (soit dans le plan de schistosité, soit perpendiculairement à celui-ci) les cristaux de hornblende sont toujours disposés parallèlement les uns aux autres suivant (010) ou (110) ; l'axe cristallographique C représentant l'allongement du minéral est strictement parallèle à l'axe du pli repéré sur la lame.

Il apparaît ainsi que la hornblende est le minéral caractérisant la direction parallèle à la direction de déformation E-W mesurée sur le terrain. Ce fait est absolument constant dans toutes les roches basiques étudiées : l'orientation des amphiboles est le reflet de la déformation fondamentale à l'échelle de la lame mince. Dans la partie pétrographique on a vu que la hornblende caractérisait le métamorphisme II et qu'elle contribuait à souligner une "foliation" parallèle à un ancien litage sédimentaire.

On peut conclure que la hornblende est un minéral syntectonique, que le métamorphisme II est contemporain de la déformation EW dans les roches basiques, et qu'il est donc qualifié de syncinématique. Réciproquement la déformation EW sera qualifiée de symmétamorphe ou synschisteuse car elle est contemporaine du métamorphisme II.

b) Exemple d'un pli Nord-Sud (rive droite de la Vilaine : Le Moustoir).

La composition minéralogique de la roche déformée est identique à celle de la roche précédente, avec toutefois une plus grande richesse en épidote.

On examinera seulement les lames minces taillées perpendiculairement à l'axe du pli.

La disposition de la hornblende dans les charnières est variable : ce sont soit des sections perpendiculaires à l'axe C, soit des sections parallèles ou les deux à la fois.

Le diopside est complètement indifférent aux structures, et il se trouve le plus souvent avec l'épidote pour souligner la charnière du pli. Il n'est pas possible de rattacher ici un minéral déterminé à une phase de cristallisation orientée parallèle à la direction NS. Sur le terrain la linéation minérale (amphiboles) EW "recoupe" ces plis sans subir de déviation, c'est sur ce seul critère que l'on peut décider de l'antériorité de la phase NS sur la phase EW.

2°) L'orientation des minéraux dans les micaschistes

Dans ces micaschistes l'orientation minérale est surtout marquée par les phyllites qui matérialisent le plan de schistosité.

La schistosité a été déformée secondairement (cf. chapitre II) et ces déformations se répercutent à l'échelle microscopique par une micro-crénulation importante.

Il est donc rare, dans une lame taillée dans ce plan, d'avoir un nombre suffisant de sections minérales parallèles à (001) pour étudier l'orientation des axes cristallographiques ; on observe le plus souvent des sections très obliques sur (001).

La seule façon de tourner la difficulté est d'étudier le comportement des minéraux phylliteux dans les sections perpendiculaires aux charnières de plis de détail.

a) Exemple d'un pli Est-Ouest (rive droite de la Vilaine - Kerdavid)

Composition minéralogique de la roche déformée :

muscovite I	albite
chlorite I	staurotite
biotite II	tourmaline
quartz	zircon
	minéraux opaques.

Le pli est formé par la muscovite I et la chlorite I qui s'orientent suivant deux surfaces structurales associées :

- d'une part une ancienne stratification (S0) ou un ancien litage originel, qui délimite le pli proprement dit,
- d'autre part une schistosité.

On est conduit à penser que, lors de l'établissement des contraintes les phyllites s'organisent suivant l'ancien litage et suivant la nouvelle surface structurale majeure : la schistosité (J. GROLIER et P. VIALON, 1964).

Il faut également noter que le quartz cristallise systématiquement dans les charnières, donnant une image microscopique de ce qui se passe en grand sur le terrain.

b) Exemple d'un pli NE-SW (pli de la baie du Cabonnais)

On a vu au chapitre I que la schistosité et la déformation d'une ancienne stratification étaient des phénomènes contemporains, ce qui est une façon "structuraliste" de dire que cette déformation est contemporaine du métamorphisme.

Le comportement des phyllites dans les charnières est très significatif (fig. 7) : elles dessinent une ancienne stratification (S0) mais sont toutes orientées à plat parallèlement à la schistosité.

Les phyllites sont sécantes sur la stratification dans les charnières : c'est exactement la définition de la "pseudo-foliation" donnée par P. FOURMARIER (in BAER, 1956).

En conclusion, dans les micaschistes la muscovite I, la chlorite I, et dans certains cas la biotite I, sont des minéraux contemporains de la déformation (quelque soit son orientation) : ils sont syn-tectoniques ou mieux synschisteux.

La muscovite I et la chlorite I étant caractéristiques du métamorphisme II (cf. étude pétrographique) nous dirons que celui-ci est contemporain de la déformation donc syncinématique. Réciproquement la déformation sera qualifiée de symmétamorphe ou de synschisteuse.

3°) L'orientation des minéraux dans le gneiss de Pénestin

La structure du gneiss de Pénestin est caractérisée par des alignements de cristaux de quartz engrenés les uns aux autres. La direction N-S de cet alignement est le seul élément structural repérable sur le plan de schistosité. Ces recristallisations de quartz constituent peut-être un phénomène tardif, et il n'est pas exclu que la direction N-S observée ait masqué complètement la véritable structure du gneiss.

4°) Réflexions sur l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques.

L'étude de l'orientation des minéraux a été faite précédemment dans les cas précis où il était possible d'établir une relation entre les directions mésostructurales et microstructurales ; la confection des lames minces dans les trois directions de l'espace donne une idée correcte de la disposition de ces minéraux par rapport aux déformations locales.

Il n'a pas été envisagé ici d'étude statistique des directions cristallographiques des minéraux, comme celle réalisée par R. DUBOIS (1967) dans les micaschistes de Calabre centrale. J. GOGUEL (1965, 1967) pense que ce type d'étude peut permettre de préciser les caractères de l'orientation minérale dans les roches métamorphiques ; car les connaissances en ce domaine concernent seulement les roches sédimentaires ou épimétamorphiques plissées avec schistosité induite.

J. GOGUEL (1967, p. 487) conclut, à propos de l'orientation des minéraux monocliniques, qu'il n'y a aucun espoir de mettre en évidence une loi d'orientation " ... si l'on se borne à la statistique d'un seul élément cristallographique comme la direction des arêtes du prisme : il est indispensable de considérer l'ensemble de l'orientation du cristal".

Ceci constitue une étape ultérieure de l'étude des relations entre métamorphisme et déformation.

B - LES MICROSTRUCTURES SECONDAIRES

L'orientation des minéraux est un phénomène très général dans les schistes cristallins de la Vilaine ; parallèlement on observe des déformations particulières qui affectent des minéraux comme le grenat, l'albite, les feldspaths.

1°) Les microstructures fossilisées.

Les micaschistes de Pen-Bé contiennent de gros poeciloblastes d'albite à l'intérieur desquels s'observent des microplis fossilisés.

On peut également observer le même micropli contenu à la fois dans un poeciloblaste d'albite et dans un cristal de muscovite I contigu.

La signification d'une telle structure est importante car elle montre qu'antérieurement au métamorphisme II il existait des plis ; il est malheureusement impossible d'associer un quelconque métamorphisme à ces plis anciens.

Les micaschistes à chloritoïde de Pointe Noire les muscovites II fossilisent des plis à muscovite I, montrant par là que le métamorphisme III est bien postérieur à la déformation principale dans les micaschistes.

L'étude pétrographique a d'ailleurs mis en évidence le fait que les minéraux de métamorphisme thermique "recoupaient" ou étaient "discordants" sur les structures déterminées par les minéraux du métamorphisme II.

2°) Les microstructures indicatrices de mouvements intrafoliaux synschisteux.

Cas des albites : Les poeciloblastes d'albite présentent souvent des inclusions dites "sigmoïdes". Ces inclusions sont des éléments "fossilisés" de la trame métamorphique, en particulier des micas, ou des amphiboles.

L'orientation de la trame fossilisée est différente de l'orientation de la trame du micaschiste lui-même, ce qui laisse supposer une rotation du cristal pendant sa cristallisation (rotation syncristalline).

Les extrémités de la trame fossilisée sont toujours courbes, et on peut ainsi déterminer le sens de rotation du cristal.

Le poeciloblaste d'albite au cours de sa croissance a fixé en quelque sorte les différentes étapes de la schistogénèse ; c'est un minéral syn à post-cinématique par rapport à la schistosité.

Cas d'anciens grenats : dans les micaschistes du Palandrin les grenats ont été déformés par la schistosité, et montrent des aspects en "S". Ces grenats sont parfois devenus parallèles à la schistosité. Ces grenats appartiennent au métamorphisme I.

Cas des feldspaths potassiques dans les porphyroïdes du Castelli

Les feldspaths potassiques des porphyroïdes ont tous subi une rotation syncristalline significative de mouvements intrafoliaux synschisteux. Les cristaux mâclés carlsbad ont un plan de macle pratiquement perpendiculaire à la trame métamorphique.

De chaque côté du minéral et parallèlement à la trame se sont développées des "queues de cristallisation" de quartz, ce qui donne à l'ensemble une forme allongée en amande. Pour un échantillon donné il a été constaté que la rotation se faisait toujours dans le même sens.

3°) Les microstructures indicatrices de mouvements intrafoliaux postschisteux.

Ce sont des microplis tardifs qui déforment tous les minéraux contenus dans la roche ; dans les charnières de plis la muscovite, la biotite ou la chlorite sont déformées.

Ces microplis sont à rapporter à une phase de déformation postérieure au métamorphisme III puisque la biotite II en particulier est déformée.

Il est probable que ces plis soient contemporains de micro-kink-bands observés dans certains minéraux, et de la crénulation de la schistosité.

Troisième partie

CONCLUSIONS GENERALES

Chapitre I : CHRONOLOGIE RELATIVE DES
EVENEMENTS STRUCTURAUX ET METAMORPHIQUES

A - METAMORPHISME ET DEFORMATION

La succession de plusieurs événements structuraux et métamorphiques dans les schistes cristallins de la Vilaine posait le problème des relations entre métamorphisme et déformation.

L'étude pétrographique et structurale a mis en évidence :

- trois événements métamorphiques superposés :
 - . métamorphisme I mésozonal
 - . métamorphisme II méso à épizonal
 - . métamorphisme III thermique ;
- trois événements structuraux principaux superposés :
 - . déformation I : plis de direction N-S
 - . déformation II : plis de direction E-W, NW-SE, NE-SW à N-S (déformation principale).
 - . déformation III : écaillages.

L'étude microstructurale apporte des éléments décisifs pour définir et préciser les relations entre ces événements :

- LE METAMORPHISME II EST CONTEMPORAIN DE LA DEFORMATION PRINCIPALE II DANS LES SCHISTES CRISTALLINS.

- Le métamorphisme I, résiduel, ne peut-être rattaché à aucune déformation particulière bien que d'anciennes structures N-S (déformation I) aient été observées dans les roches basiques de la Vilaine.

- Le métamorphisme thermique (métamorphisme III) est postérieur aux autres métamorphismes, comme cela a déjà été démontré.

Il est antérieur ou contemporain des écaillages puisque les brèches tectoniques ne contiennent que des minéraux déformés, et qu'il ne peut donc y avoir de minéraux postérieur à la brèchification.

- En ce qui concerne le gneiss de Pénestin, la cataclase observée se termine par une recristallisation orientée du quartz en structure de type "pencil-gneiss", le métamorphisme thermique est postérieur à cette cataclase.

B - L'EVOLUTION METAMORPHIQUE ET STRUCTURALE

Le tableau II montre clairement la chronologie relative des événements structuraux et métamorphiques ; il doit être comparé au tableau I qui concerne plus spécialement les données pétrographiques.

Il a été distingué les déformations à l'échelle du terrain (méga et mésodéformations) et les déformations à l'échelle de la lame mince (microdéformations) ; il apparaît ainsi le fait que les microstructures d'une déformation donnée sont "fossilisées" par les minéraux contemporains d'une déformation postérieure (cette correspondance est marquée par une flèche).

Structuralement le domaine étudié résulte de la superposition de plis isoclinaux couchés de direction N-S (déformation I), dont il ne subsiste apparemment plus que des reliques, et de plis isoclinaux couchés dont la direction varie de l'E-W au N-S de façon discontinue (déformation II).

La "foliation" des schistes cristallins est une schistosité contemporaine de la déformation de type E-W en plis couchés (déformation II).

Le métamorphisme ancien mésozonal résiduel, ne correspond à aucune structure reconnue (dans le tableau II une éventuelle correspondance avec la déformation N-S est donnée à titre d'hypothèse). Le métamorphisme méso à épizonal qui se superpose au précédent est contemporain

T A B L E A U I I

METAMORPHISME		DEFORMATIONS		PLUTONISME	AGE PROBABLE
	méga et mésodéformations		microdéformations		
	Failles- Fracturation et déformations associées	déformations de faible amplitude de la schistosité	micro-kink-band crénulation		tardi-hercynien
	déformations de grande amplitude de la schistosité suivant les directions EW et ENE-WSW				
Recristallisation <u>non orientée</u> dans les brèches tectoniques liées aux plans d'écaillage	ECAILLAGES suivant des plans parallèles à la schistosité		microplis intrafoliaux post-schisteux	LEUCOGRANITES Guérande, Piriac, tardi-migmatiques	HERCYNIEN
Métamorphisme thermique III	antérieur ou contemporain des écaillages		minéraux de métamorphisme thermique, recoupant ou fossilisant les microplis intrafoliaux synschisteux	?	?
Métamorphisme II	cataclase dans les gneiss de PENESTIN et de PEN-BE avec recristallisation orientée donnant une structure en "pencil-gneiss" de direction Nord-Sud				
	déformation synschisteuse (symmétamorphe)		- microplis intrafoliaux synschisteux - rotation syncristalline - fossilisation de microplis		CADOMIEN
Métamorphisme I	- déformation ancienne NS dans les roches basiques - déformation ancienne dans les micaschistes.				?

de la déformation principale (II) et c'est lui qui donne à la série ses caractères essentiels.

A cet ensemble se superposent les écaillages contemporains ou postérieurs au métamorphisme thermique.

Enfin les déformations de la schistosité terminent l'évolution structurale et métamorphique, l'ultime événement étant une fracturation accompagnée de déformations annexes.

Chapitre II : LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA VILAINE
DANS LE CADRE DE LA BRETAGNE MERIDIONALE

A - AGES DES METAMORPHISMES ET DES DEFORMATIONS

1°) Age de la déformation synschisteuse

Les directions E-W mises en évidence dans le secteur de la Vilaine correspondent aux directions classiques du Briovérien dans l'ensemble de la Bretagne méridionale (J. COGNÉ, 1957).

Cette direction est donc considérée comme cadomienne. Il ne faut pas oublier cependant que cette direction E-W passe à une direction NW-SE puis NE-SW à N-S et que ces dernières sont aussi représentatives des mêmes déformations dans les schistes cristallins (cette variation est actuellement expliquée par un jeu tectonique tardif entre failles).

Par voie de conséquence le métamorphisme II, méso à épizonal associé à cette déformation est obligatoirement cadomien.

2°) Age des écaillages

La mise en place des leucogranites, en feuillets subconcordants à la schistosité (Le Castelli), laisse penser que des relations non encore précisées, existent entre ces granites et les écaillages.

Pour cette raison nous pensons rapporter ces écaillages à l'Hercynien (âge des leucogranites). Ce qui date immédiatement le métamorphisme thermique : il est antérieur ou contemporain des écaillages.

Tous les autres événements structuraux sont tardi-hercyniens.

3°) L'âge des métamorphismes

Il est donné automatiquement par l'âge des déformations qui lui sont associées.

Une confirmation des conclusions obtenues par la seule considération des déformations, est apportée par ce qui est connu dans la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux. Les micaschistes, gneiss et roches basiques qui la constituent sont rapportés au Briovérien (J. COGNÉ, 1966a) car cet ensemble est surmonté transgressivement par le Paléozoïque non métamorphique du synclinal d'Ancenis. Tous les événements structuraux et métamorphiques qui ont donné cette nappe sont donc anté-paléozoïques.

Par comparaison entre ces séries et les séries apparemment homologues de la Vilaine (micaschistes, gneiss et roches basiques) on peut penser qu'effectivement les déformations et les métamorphismes sont bien anté-paléozoïques donc cadomiens. Le métamorphisme hercynien serait réduit à un métamorphisme thermique sans déformation isoclinale synschisteuse associée.

Quant au métamorphisme I, la seule qualité qu'on puisse lui reconnaître c'est qu'il est antérieur au métamorphisme II.

4°) Le cas du gneiss de Pénestin

Nous avons vu que le gneiss de Pénestin, et celui de Pen-Bé, sont isolés tectoniquement des micaschistes et roches basiques encaissants.

Le gneiss de Pénestin possède en particulier une originalité structurale assez remarquable puisque sa linéation est orientée N-S.

Du point de vue pétrographique le seul fait dont nous sommes certains c'est qu'il a été touché par le métamorphisme thermique, ce qui signifie qu'il est au moins d'âge cadomien sans plus de précision.

B - LES SCHISTES CRISTALLINS EN BRETAGNE MERIDIONALE

La chronologie relative et les âges attribués aux divers événements structuraux et métamorphiques ont été discutés en fonction du schéma général proposé par J. COGNÉ (1965a).

Dans cet esprit il apparait immédiatement que le cycle cadomien est relativement plus important que le cycle hercynien ; nous rejoignons là les idées émises par B. HASSENFORDER (1970) à propos des schistes cristallins de la Basse-Loire : la véritable structure des schistes cristallins de la Vilaine est alors cadomienne avec métamorphisme et déformation associée.

Les métamorphismes mésozonal et épizonal étant cadomiens, la rétromorphose (cf. première partie) ne peut caractériser le passage d'un métamorphisme cadomien à un métamorphisme hercynien. Doit-on penser que le cycle hercynien se résoud à des granitisations et à une migmatisation localisées dans l'anticlinal de Cornouaille, ou celui de Saint-Nazaire et qu'il n'ait eu que des effets secondaires dans la couverture briovérienne ? (écaillages et métamorphisme thermique).

Le problème reste posé, et ce n'est que dans le cadre plus vaste des schistes cristallins de Bretagne méridionale qu'il sera peut-être possible d'en approcher la solution.



OUVRAGES CONSULTÉS

- ANTHONIOZ P.M., 1969 - Etude pétrographique et structurale des régions de Morais et Bragança (NE du Portugal).
Thèse, Poitiers, ronéo, 311 p.
- BAER A., 1956 - La schistosité et sa répartition (résumé des études de P. FOURMARIER).
Geologische Rundschau, p. 234-247, n° 45
- BARROIS Ch., 1896 - Légende de la feuille de Saint Nazaire (n° 104 de la carte géologique de France au 1/80 000).
Ann. Soc. géol. Nord, XXIV, p. 137-160.
- BARROIS Ch., 1897a - Légende de la feuille de Quiberon (n° 103 de la carte géologique de la France au 1/80 000).
Ann. Soc. géol. Nord, XXVI, p. 17-33.
- BARROIS Ch., 1897b - Légende de la feuille de Belle-Isle (n° 102 de la carte géologique de la France au 1/80 000).
Ann. Soc. géol. Nord, XXVI, p. 226-239.
- BARROIS Ch., 1938 - Les phyllites briovériennes de Bretagne.
Bull. Serv. Carte géol. Fr., XXXIX, n° 197, p. 26-30.
- CLOOS F., 1946 - Lineation, a critical review and annotated bibliography.
Geol. Soc. Am., memoir 18, 122 p.
- COGNÉ J., 1957 - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (Thèse - Strasbourg
Mém. expl. Carte Géol. géol. Fr., 1960, 382 p.
- 1960a - Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale.
Bull. Soc. géol. Fr., 7, II, p. 213-226.

- COGNÉ J., 1960b - Sur l'origine sédimentaire des porphyroïdes de Belle-Ile.
C.R.Acad.Sci. Paris, t. 250, p. 3350-3352.
- 1963 - Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricaïn.
Bull. Soc. géol. Fr., 7, IV, p. 413-430.
 - 1965a - Feuille de Quiberon - Belle-Ile au 1/80 000. (n° 103), 2e édition - Notice explicative, 16 p.
Serv. Carte géol. Fr.
 - 1965b - Les gneiss oeillés de Languidou (Sud-Finistère) : un jalon nouveau de la base du Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale.
C.R. Acad. Sci., t. 261, p. 3849-3852.
 - 1966a - Une "Nappe" cadomienne de style pennique : la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 19, 2, p. 107-136.
 - 1966b - Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif Armoricaïn et les phénomènes de granitisation.
Colloque Etages tectoniques, Univ. Neuchâtel, p. 179-192.
 - 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, p. 552-555.
- COGNÉ J., SHELLEY D., 1966 - Structure géologique du secteur des Abers (Nord-Finistère).
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 19, 1, p. 1-40.
- COGNÉ J., JEANNETTE D., RUHLAND M., 1966 - L'île de Groix : étude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 19, 1, p. 41-95.

- COLLOMB P., 1964 - Etude géologique du Rouergue cristallin (Thèse - Paris)
Mém. expl. Carte géol. Fr., 1970, 419 p.
- COLLOMB P., ELLENBERGER F., 1966 - Signification tectonique de la linéation régionale.
C.R. Acad. Sci. Paris, t..262, p. 1921-1924.
- DEMAY A., 1942 - Microtectonique et tectonique profonde - cristallisations et injections magmatiques syntectoniques.
Mém. Serv. Carte géol. Fr.
- DEMAY A., 1952 - Sur les relations stratigraphiques, structurales et magmatiques entre le massif central français et l'Armorique méridionale.
Geological Congress, Report of the eighteenth session, Great Britain, 1948, part XIII, p. 52-62.
- DENNIS J.G., 1967 - "International tectonic dictionary"
English terminology
Am. Ass. of Petroleum geologists, memoir 7, 196 p.
- DIETERICH J.H., 1969 - Origin of cleavage in folded rocks
American journal of Sciences, vol. 267, p. 155-165.
- DUBOIS R., 1967 - L'orientation des micas dans les schistes cristallins de l'auréole du massif granitique de la Sila (Calabre centrale)
B.S.G.F., 7e série, t. IX, p. 246-254.
- FELIX C., 1970 - Etude pétrographique des roches basiques de l'île de Groix (Bretagne méridionale)
Note préliminaire, Ann. Soc. géol. Belgique, t. 92, p. 359-370.
- FERRONNIERE G., 1921 - Note préliminaire sur les relations des directions calédoniennes et hercyniennes en Armorique.
Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, II (3), p. 234-237
- 1922 - Deuxième article sur les relations des directions calédoniennes et hercyniennes en Armorique.
Bull. Soc. géol. Min. Bretagne, III (1), p. 81-89 et
III (2), p. 164-168.

- GOGUEL J., 1945 - Sur l'origine mécanique de la schistosité
B.S.G.F., 5, XV, p. 509-522.
- 1965 - La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques.
Bull. Soc. géol. Fr., 7, VII, p. 747-752.
 - 1967 - L'orientation des minéraux des roches sous l'influence de la contrainte. II : minéraux monocliniques et micas.
Bull. Soc. géol. Fr., 7, IX, p. 481-489.
- GROLIER J., VIALON P., 1964 - La foliation des schistes cristallins, étude de sa genèse à l'aide de quelques exemples.
Bull. Soc. géol. Fr., 7, VI, p. 309-321.
- HASSENFORDER B., 1970 - Etude pétrographique et structurale des formations cristallines et cristallophylliennes de la Basse-Loire (feuille de Saint Nazaire au 1/50 000).
Thèse de 3e cycle, Strasbourg, 69 p., 1 carte.
- KNOFF E.B., INGERSON E., 1938 - Structural petrology
Geol. Soc. Am., memoir 6, 270 p.
- LIMUR (Comte de), 1884 - Catalogue raisonné des minéraux du Morbihan.
Vannes, imp. Galles, 108 p.
- PHILLIPS F.C., 1963 - The use of stereographic projection in structural geology.
London, Arnold (publishers), 87 p.,
- RAMSAY J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks.
London, Mac Graw Hill Book Company, 568 p.
- SANDER B., 1948 - Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper
Teil 1 - 213 p. : "Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis profil"
Springer Verlag - Innsbruck
- TURNER F.J., WEISS L.E., 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites .
International series in the Earth Sciences, London, Mc Graw Hill Book Company, 545 p.

VISTELLIUS A.B., 1966 - Structural diagrams

URSS academy of Sciences, Leningrad, first english edition,
London, Pergamon Press, 178 p.

WILSON G., 1961 - The tectonic signifiante of small scale structures
and their importance to the geologist in the field.

Soc. géol. Belg., t. 84, p. 423-548.

WINKLER H.G.F., 1965 - La genèse des roches métamorphiques,

trad. J.P. von ELLER, 1966.

ed. Louis Jean, Gap, 188 p.

1970 - Abolition of metamorphic facies, introduction
of the four divisions of metamorphic stage, and of a classi-
fication based on isograds in common-rocks.

Neues Jahrbuch für Mineralogie (Monatshefte), fasc. 5, p. 189-248

Bibliographie arrêtée en mars 1971

=====

S T E R E O G R A M M E S



Légende des stéréogrammes

- — : axe de pli synschisteux (symmétamorphe)
- — : axe de pli ancien (NS)
- ▶ — : linéation principale du gneiss de Pénestin
- ⊖ — : axe de pli de type "pli en chevron"
- ▷ — : axe de pli d'entraînement lié aux écaillages
- ◆ — : stries de glissement sur les plans d'écaillages
- : litage stratigraphique (ancienne stratification)
- +
- ⋄ — : cercle de zone et axe construit correspondant aux axes de plis synschisteux
- — : cercle de zone et axe construit correspondant à des déformations hercyniennes de grande amplitude
- — : cercle de zone et axe construit correspondant à des déformations tardi-hercyniennes de faible amplitude.

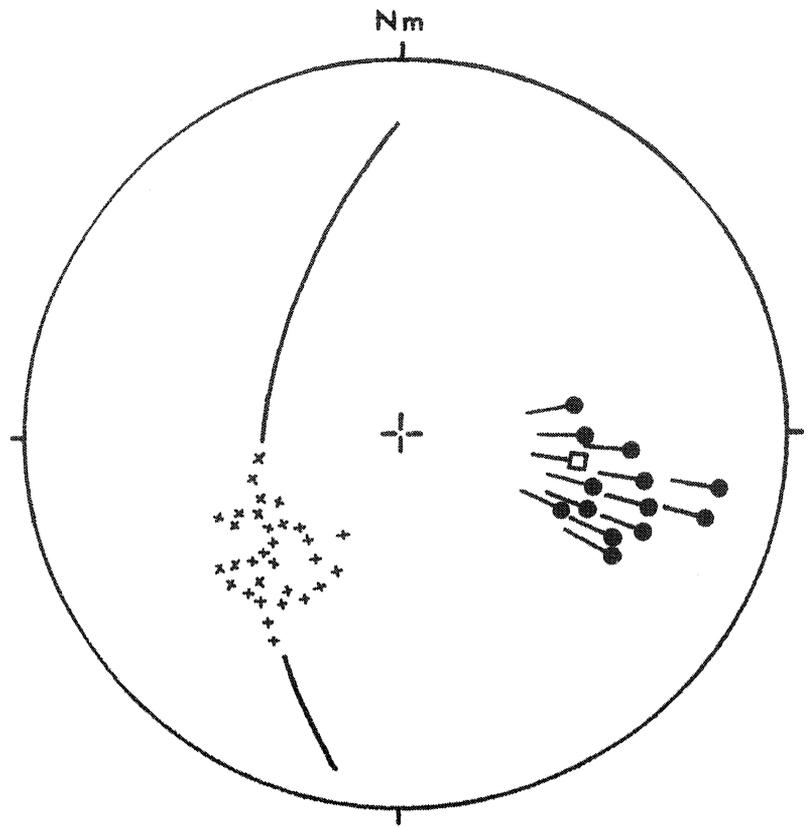
Mesures par rapport au Nord magnétique,
déclinaison au moment de l'étude : 6° W environ.

Canevas de Wulff

Projection de la sphère supérieure.

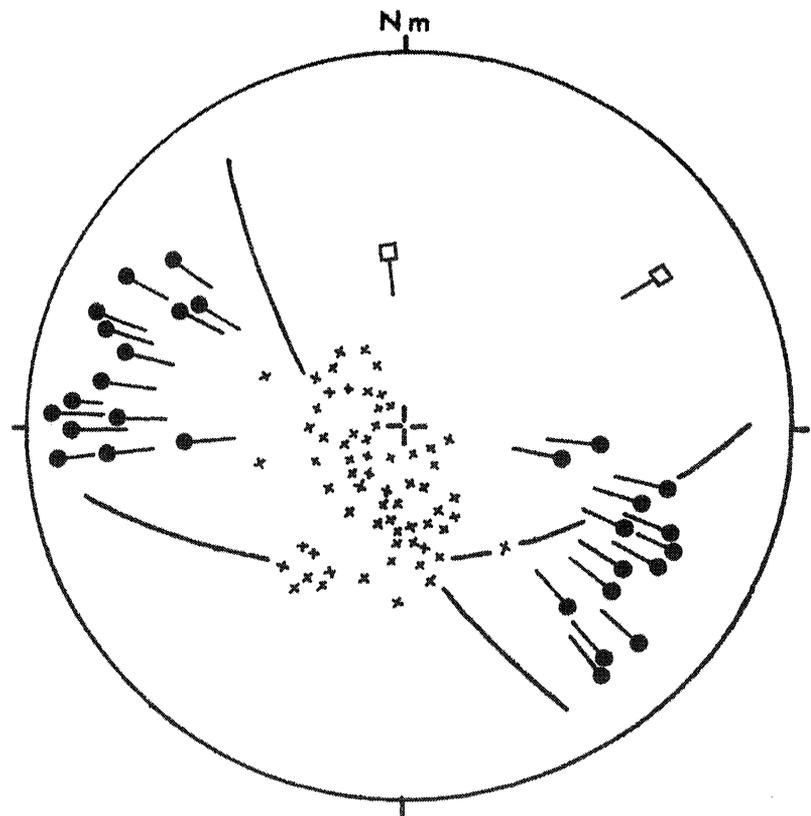
STEREOGRAMME 1

Pointe de Pen-Lan.
Micaschistes du groupe
de la Vilaine .



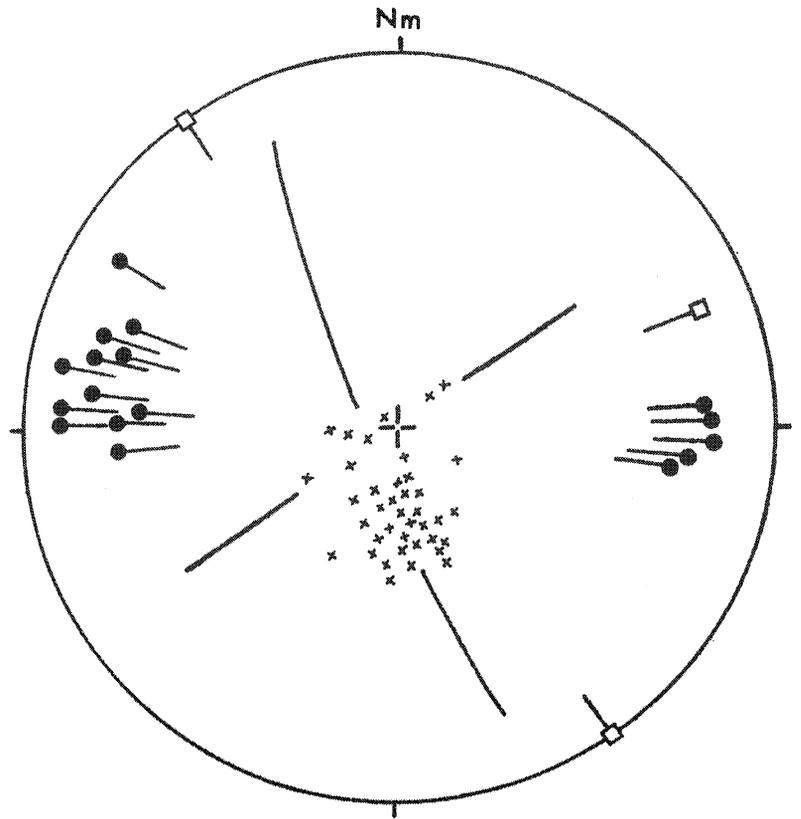
STEREOGRAMME 2

Cotes Des Granges .
Micaschistes et roches basiques
du groupe de La Vilaine .



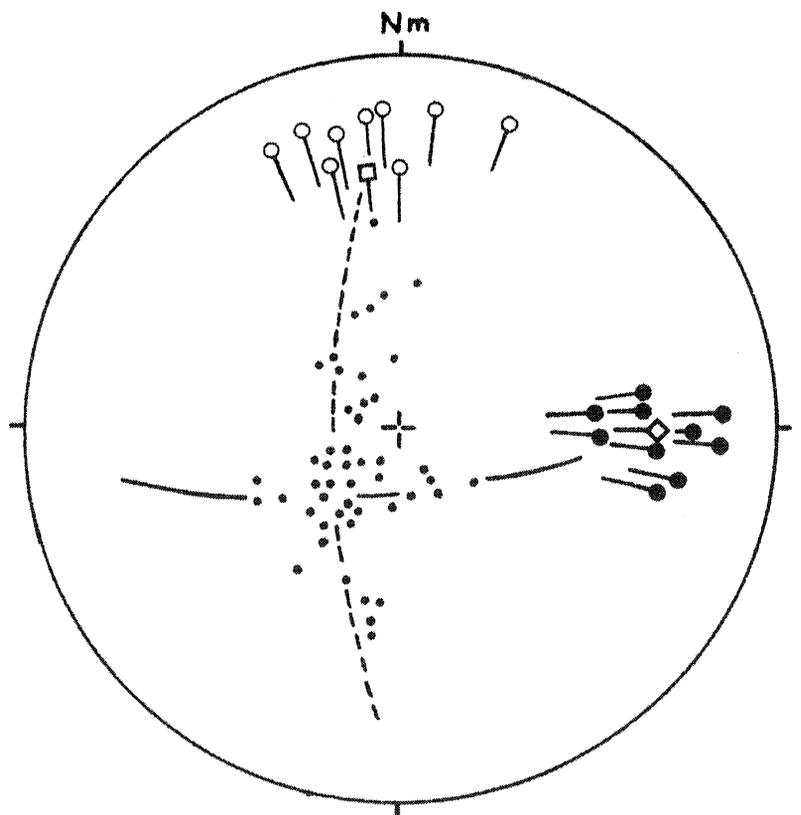
STEREOGRAMME 3

cores de La Bergerie .
Micaschistes et roches basiques
du groupe de La Vilaine.



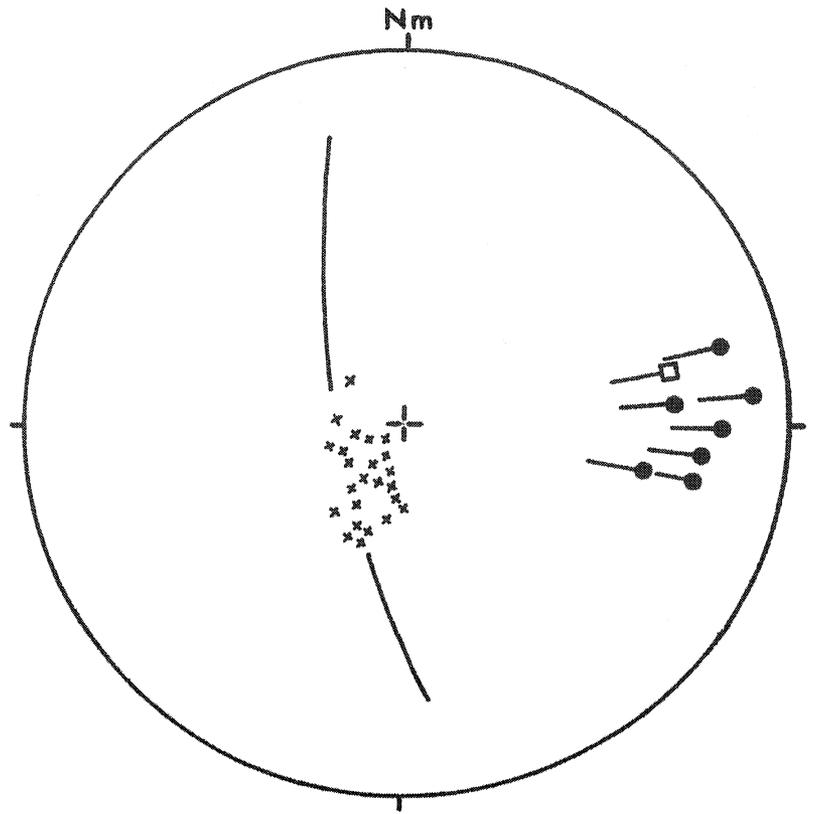
STEREOGRAMME 4

Le Moustoir (Est de la jetée)
roches basiques du groupe
de la Vilaine



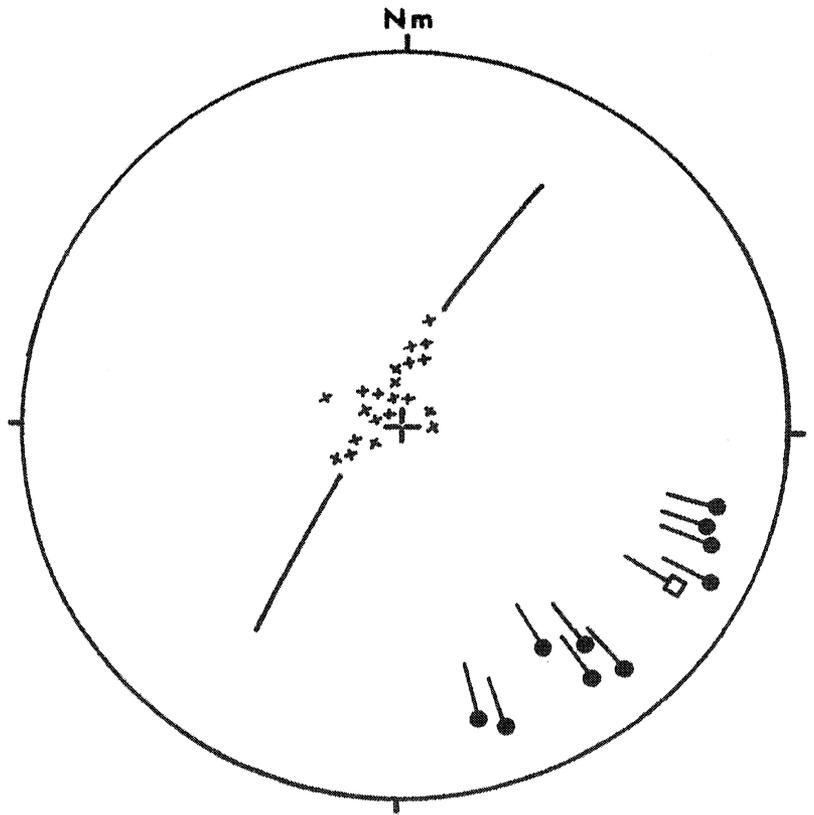
STEREOGRAMME 5

Kerdavid .
Micaschistes du groupe
de La Vilaine .



STEREOGRAMME 6

La Grée - Tréhudal .
roches basiques du groupe
de La Vilaine .

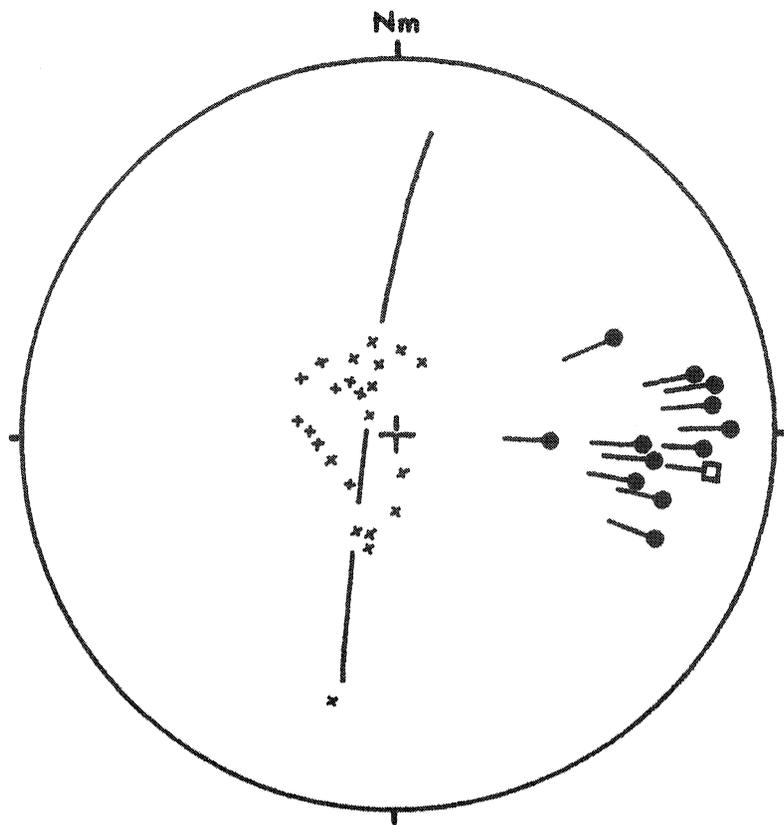


STEREOGRAMME 7

Tréhudal - Tréhiguier .

Micaschistes et roches basiques

du groupe de La Vilaine .

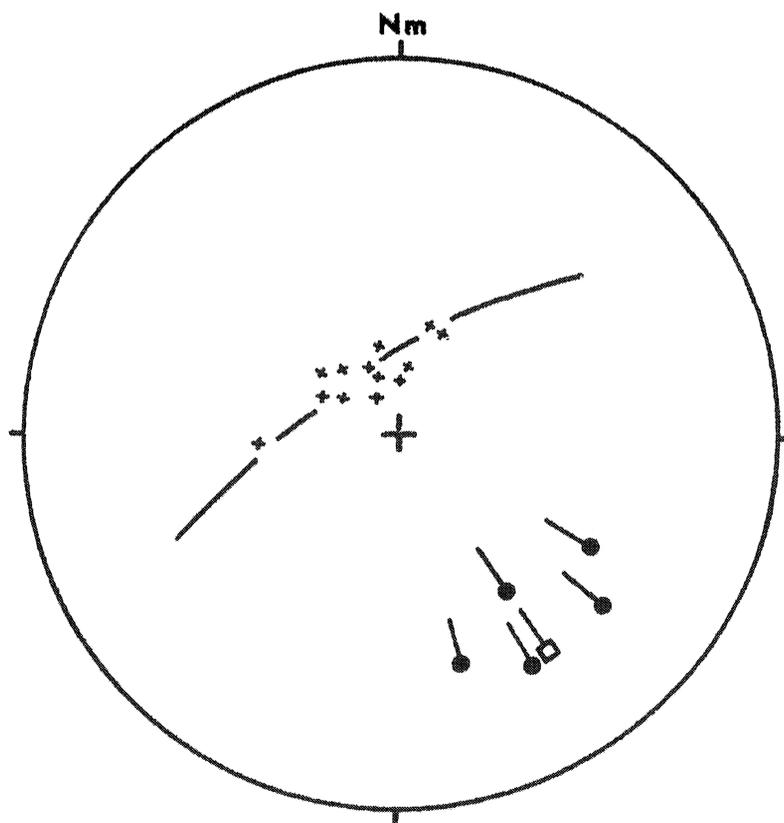


STEREOGRAMME 8a

Tréhiguier .

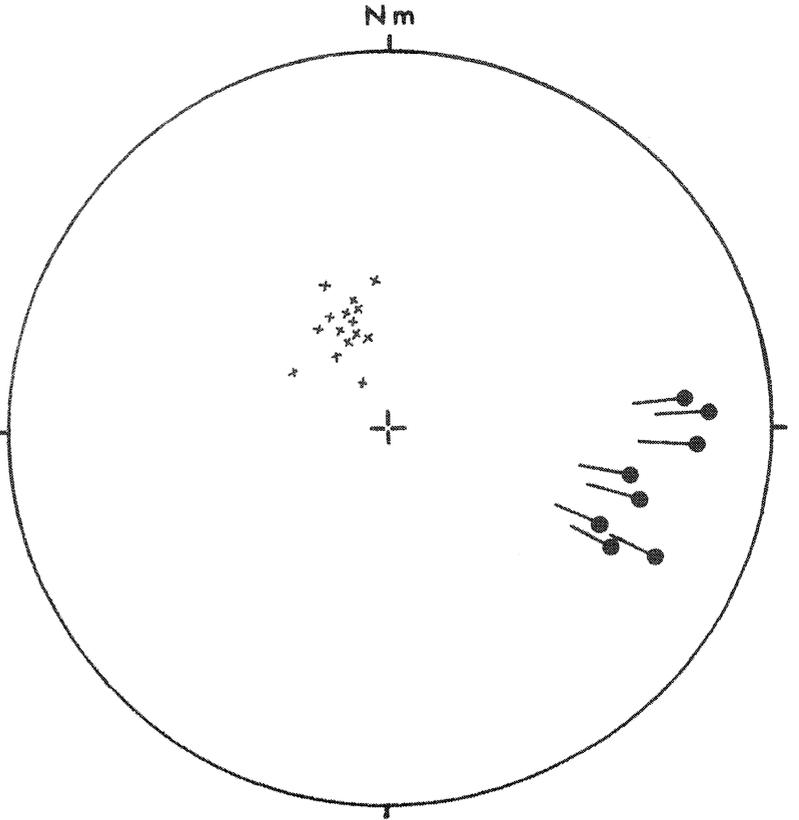
Roches basiques de l'Est du Port .

Groupe de la Vilaine .



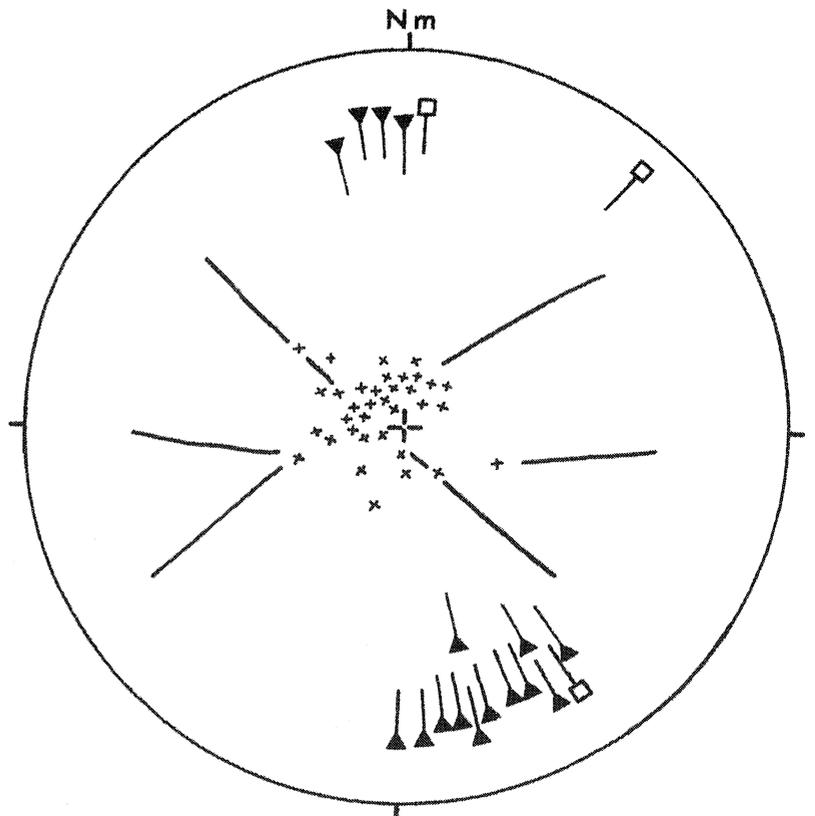
STEREOGRAMME 8b

Trehiguer - Pointe du Scal .
Roches basiques de l'Ouest du Port .
(écaille du Scal) . Groupe
de la Vilaine .



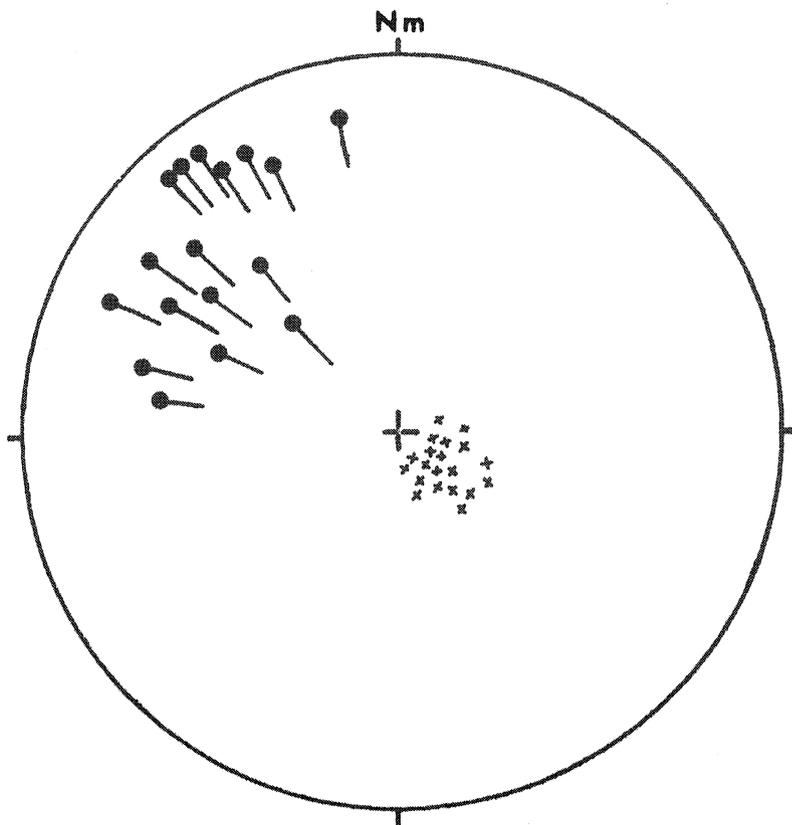
STEREOGRAMME 9

Le Castily - pointe de Cofrenau .
Gneiss de Pénestin .



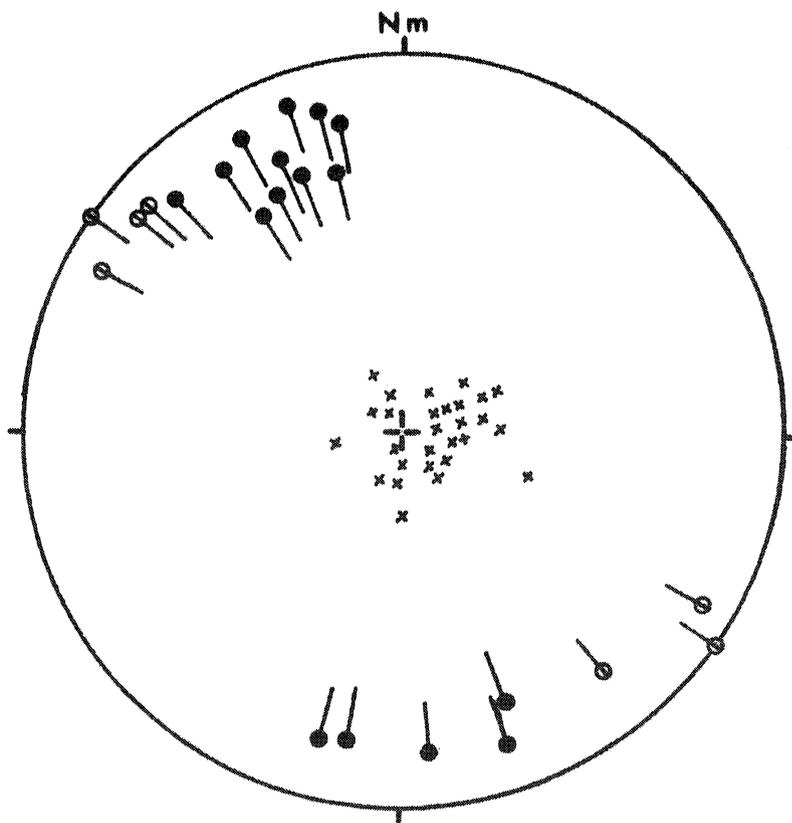
STEREOGRAMME 10

De la pointe de Cofrenau
à la pointe de Loscolo .
Micaschistes du groupe
de la Vilaine .



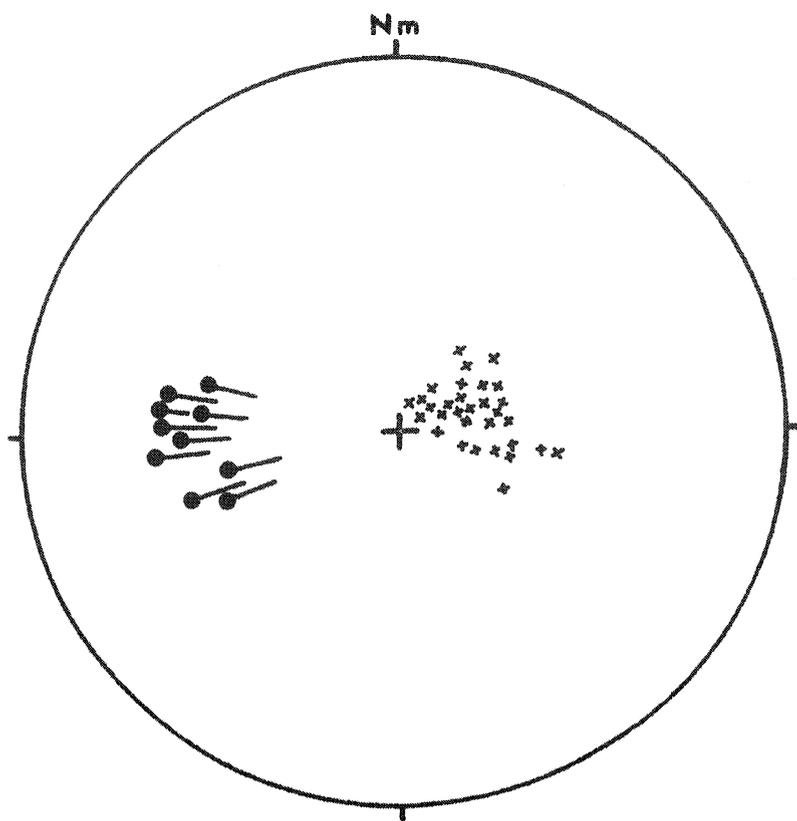
STEREOGRAMME 11

De la pointe du Goulumer
à la pointe de l'Espernel .
Micaschistes du groupe
de La Vilaine .



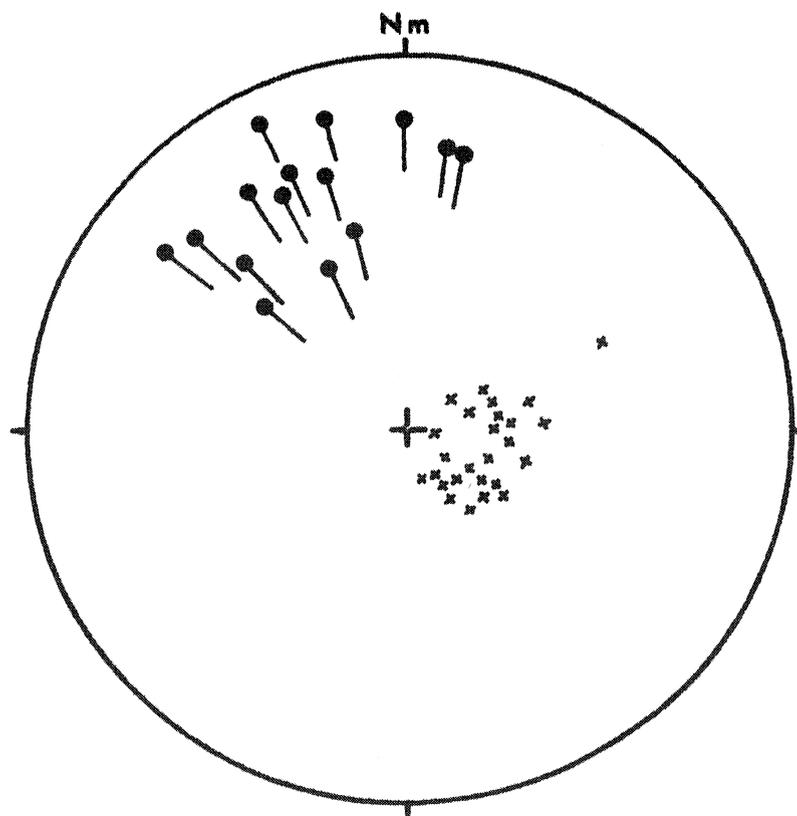
STEREOGRAMME 12

Le Palandrin .
Micaschistes et quartzites
graphitiques du groupe de
la Vilaine



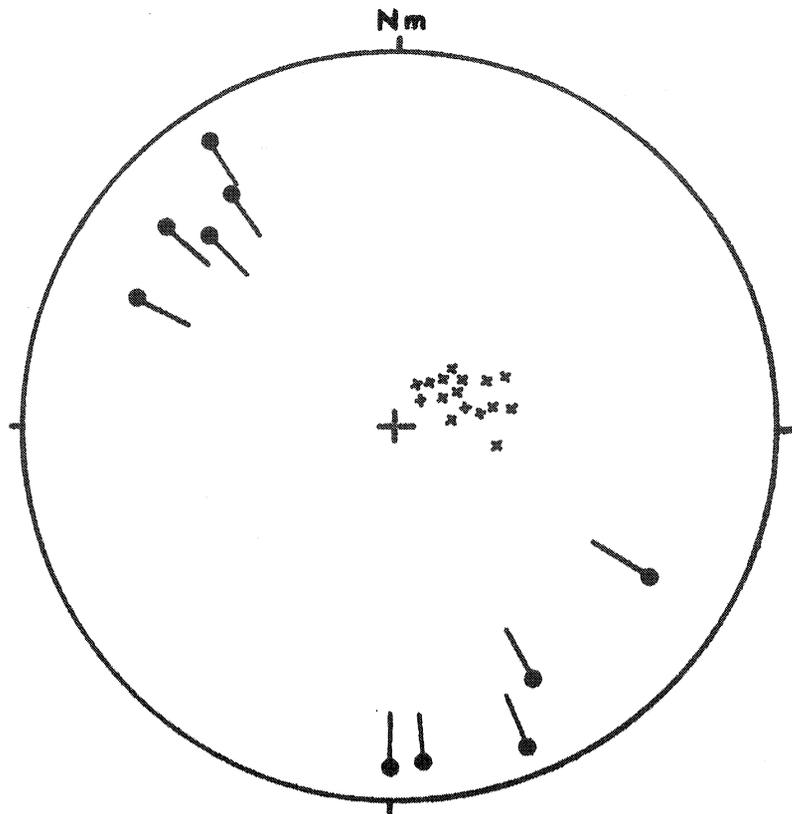
STEREOGRAMME 13

Le Créno - pointe de Pen - Bé .
Micaschistes du groupe
de la Vilaine .



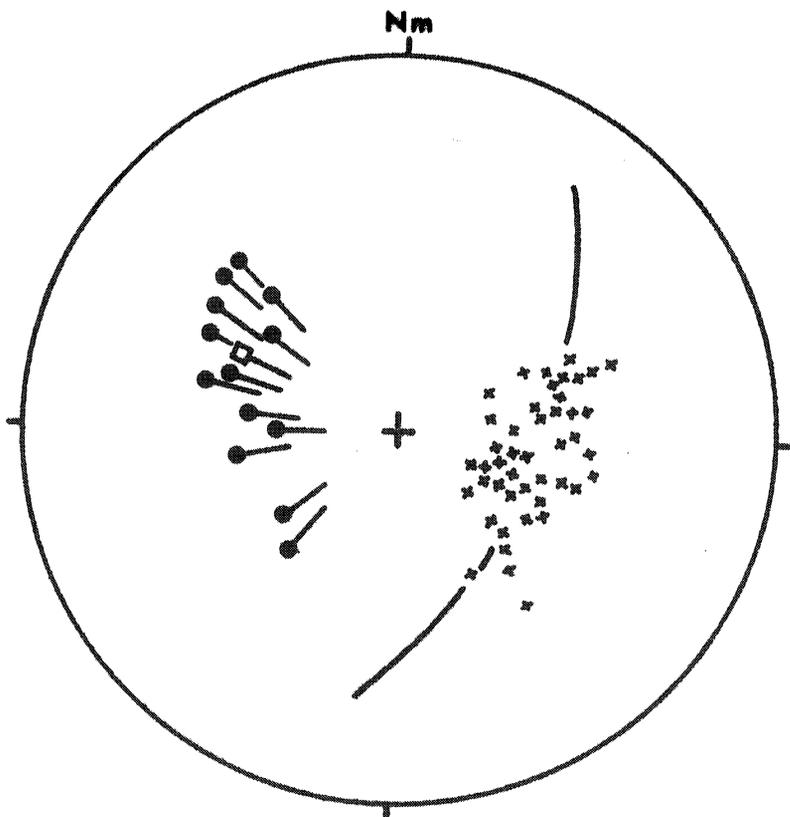
STEREOGRAMME 14

Pointe - Noire .
Micaschistes du groupe
de Belle - Ile .



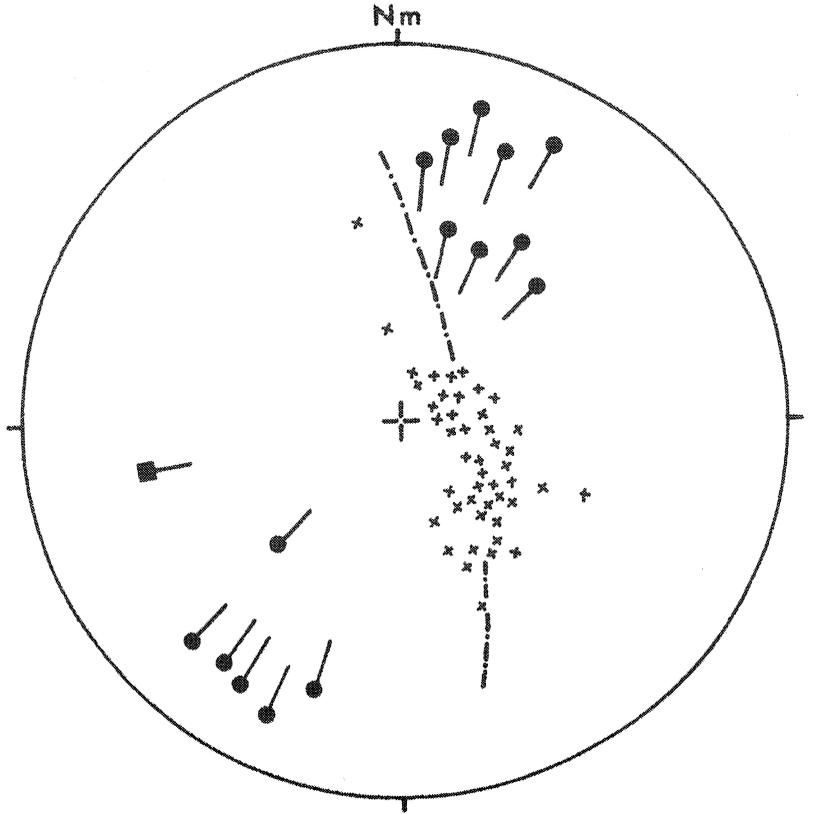
STEREOGRAMME 15

De la pointe de Merquelle
à la pointe de Beaulieu .
Micaschistes du groupe
de la Vilaine .



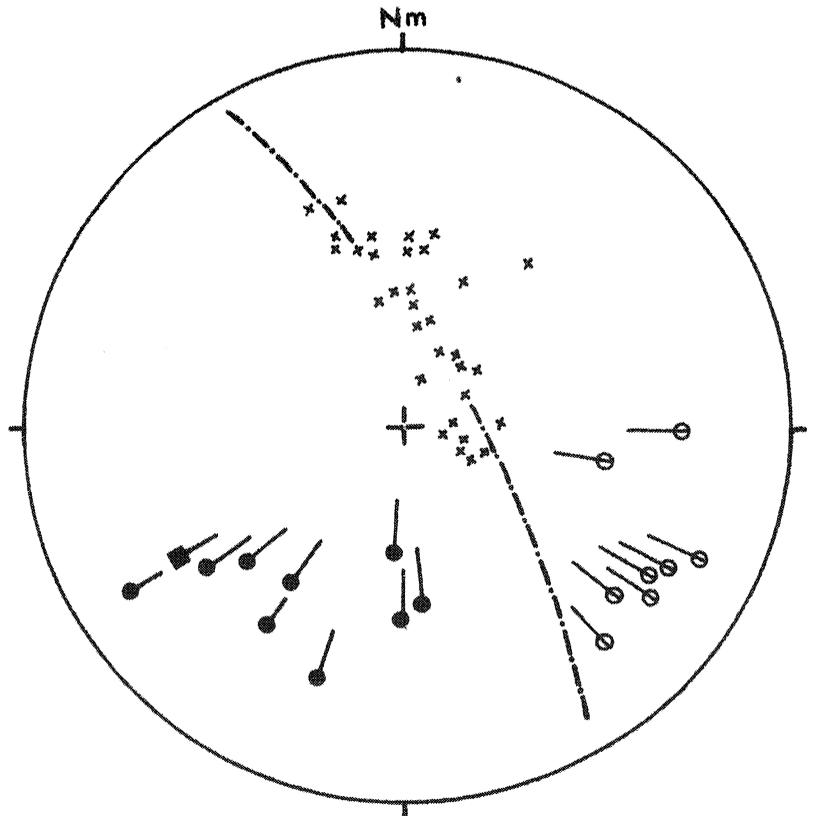
STEREOGRAMME 16

De Toul - Port à
Port - au - Loup .
Micaschistes du groupe
de la Vilaine .



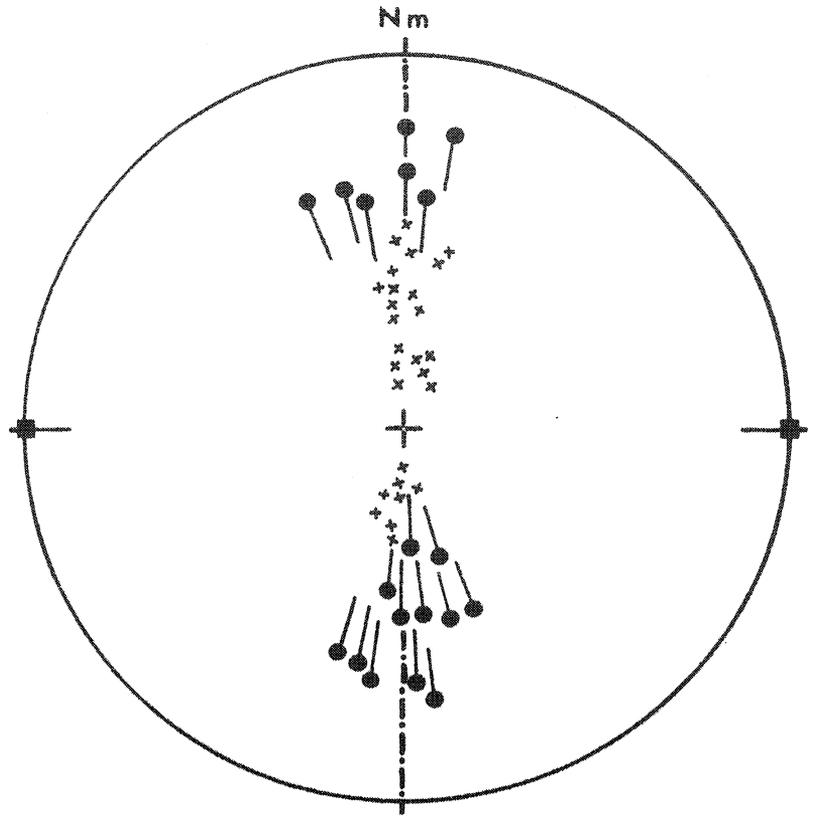
STEREOGRAMME 17

De Port - au - Loup à
Pirlac - sur - Mer .
Micaschistes du groupe
de la Vilaine .



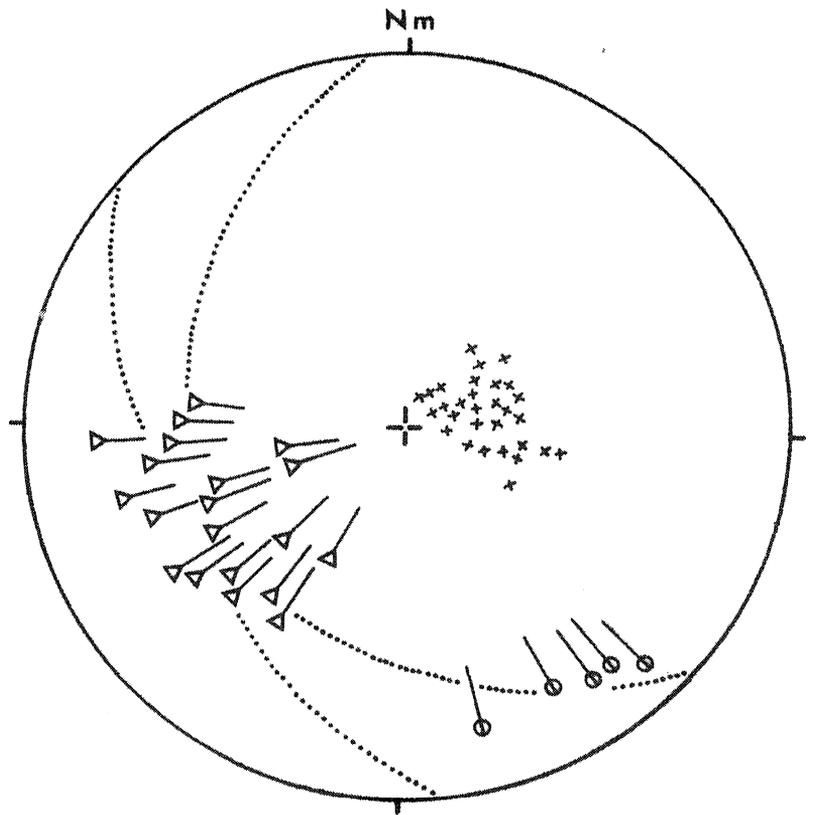
STEREOGRAMME 18

Cotes du Castelli .
Micaschistes, porphyroides,
et quartzites graphitiques
du groupe de Belle - Ile .



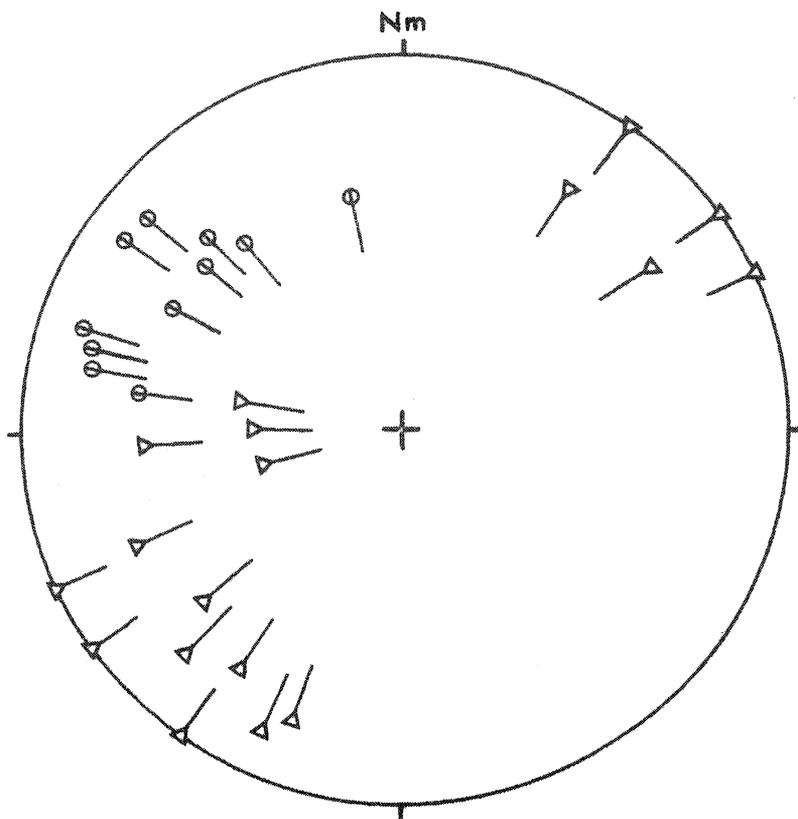
STEREOGRAMME 19

Eailles du Palandrin .
Micaschistes et quartzites
graphitiques du groupe de
Belle - Ile .



STEREOGRAMME 20

Ecailles de la pointe du Castelli .
Micaschistes, porphyroides et
quartzites graphitiques du
groupe de Belle - Ile .



STEREOGRAMME 21

Ecailles du Rocher Bleu .
Micaschistes, porphyroides et
quartzites graphitiques du
groupe de Belle - Ile .

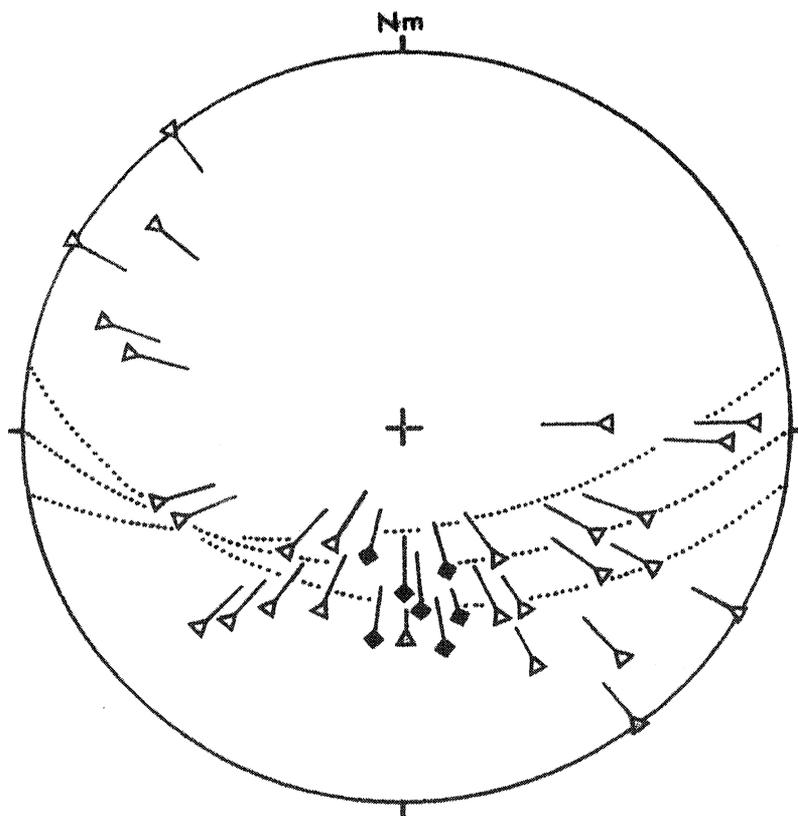
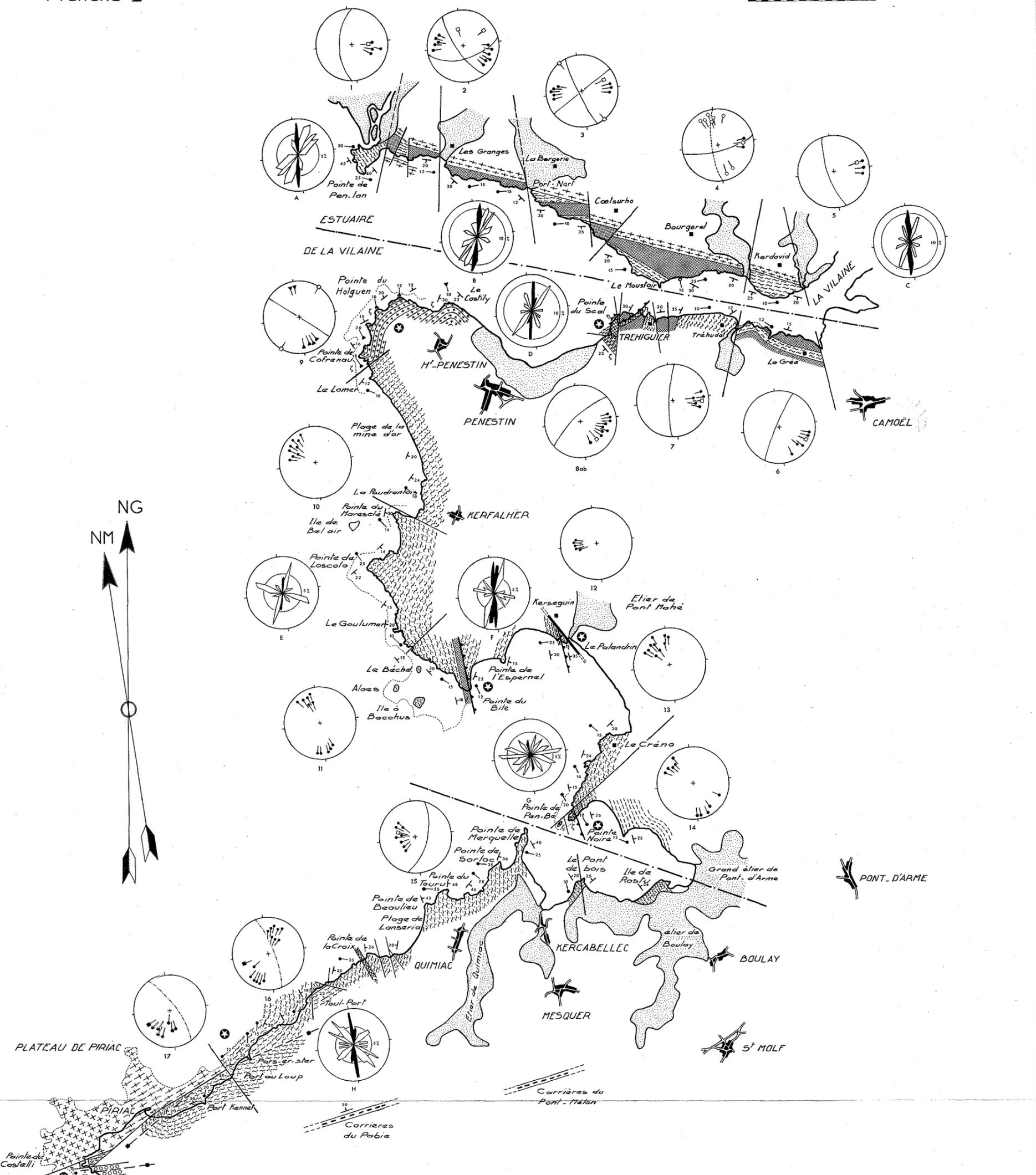


TABLE DES STEREOGRAMMES

St 1	:	Pointe de Pen-Lan.
St 2	:	Les Granges.
St 3	:	La Bergerie.
St 4	:	Le Moustoir.
St 5	:	Kerdavid.
St 6	:	La Grée - Tréhudal.
St 7	:	Tréhudal - Tréhiguier.
St 8 a	:	Tréhiguier.
St 8 b	:	Tréhiguier - Le Scal.
St 9	:	Gneiss de Pénestin.
St 10	:	Cofrenau - Loscolo.
St 11	:	Goulumer - Espernel.
St 12	:	Le Palandrin.
St 13	:	Le Créno - Pen-Bé.
St 14	:	Pointe Noire
St 15	:	Merquelle - Beaulieu.
St 16	:	Toul Port - Port au Loup.
St 17	:	Port au Loup - Piriac.
St 18	:	Côte du Castelli.
St 19	:	Ecailles du Palandrin.
St 20	:	Ecailles du Castelli.
St 21	:	Ecailles du Rocher Bleu.

TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE

- Planche I : : La pointe du Scal (Tréguier - Le Logo)
Carte structurale
échelle : 1/3 500
- Planche II : : Le Palandrin
Carte structurale - bloc diagramme
échelle : 1/ 1 500
- Planche III : : Le Castelli - Piriac
Carte structurale
échelle 1/10 000
- Planche IV : : Pointes du Bile et de Pen-Bé
Cartes structurales
échelle 1/10 000
- Planche V : : Carte structurale des schistes cristallins de
l'estuaire de la Vilaine
échelle 1/25 000.



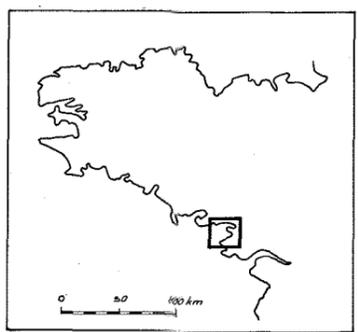
**CARTE STRUCTURALE DES SCHISTES
CRISTALLINS DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE**

Légende pétrographique		Légende structurale	
	micaschistes à muscovite, chlorite, biotite, Albite, avec résidus de staurolite et de grenat.		axe de pli synschisteux (symmétamorphe)
	micaschistes à muscovite, chlorite, Albite avec ou sans résidus de grenat.		axe de pli ancien (NS)
	micaschistes séricite-chloriteux à grenat et chloritoïde.		linéation principale du gneiss de Penestin
	porphyroïdes.		cercle de zone et axe construit correspondant aux axes de plis synschisteux
	quartzites graphitiques.		cercle de zone et axe construit correspondant à des déformations d'âge Hercynien.
	roches basiques.		cercle de zone et axe construit correspondant à des déformations tardi-Hercyniennes
	gneiss de Penestin et de Pen-Bé		N15 : direction et pendage de la schistosité (foliation métamorphique)
	leucogranites syntectoniques : faciès orienté		contact anormal (écaillage et chevauchement)
	leucogranites syntectoniques : faciès massif à faiblement orienté.		faille
	filon de quartz		grand accident tectonique.
	Zones broyées, mylonites recristallisées ou non.		

fractures	
	NS (0-10)
	EW (80-100)
	N30(20-30)
	N120(100-130)
	N50(40-60)
	N160(140-170)
	N70(60-80)

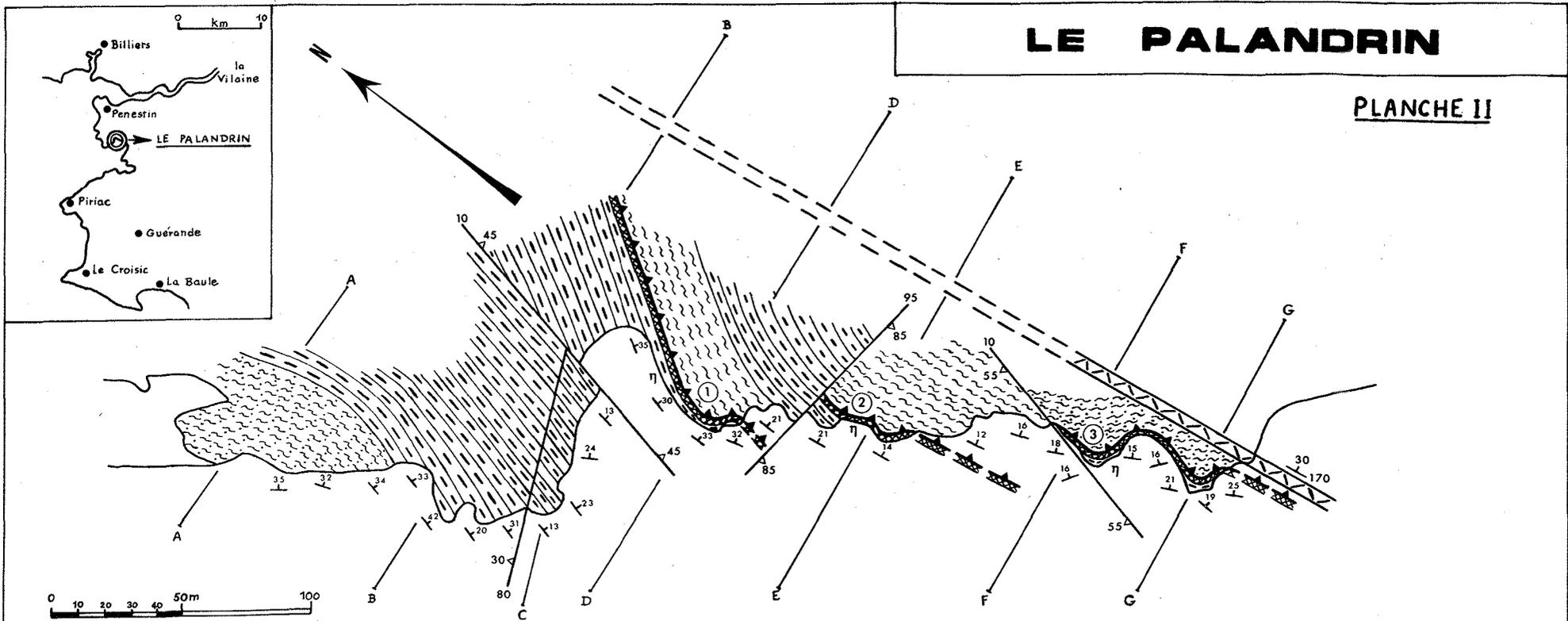
Légende géographique	
	Zones marécageuses (étiers).
	localisation des cartes de détail (planche I, II, III, IV - figure 21 et 22)

C. AUDREN
(1971)

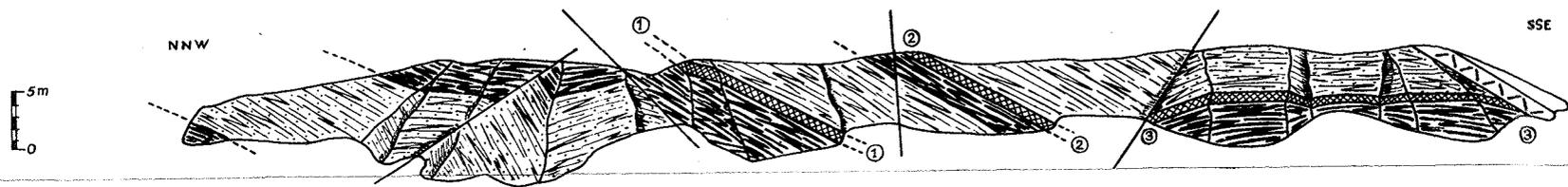


LE PALANDRIN

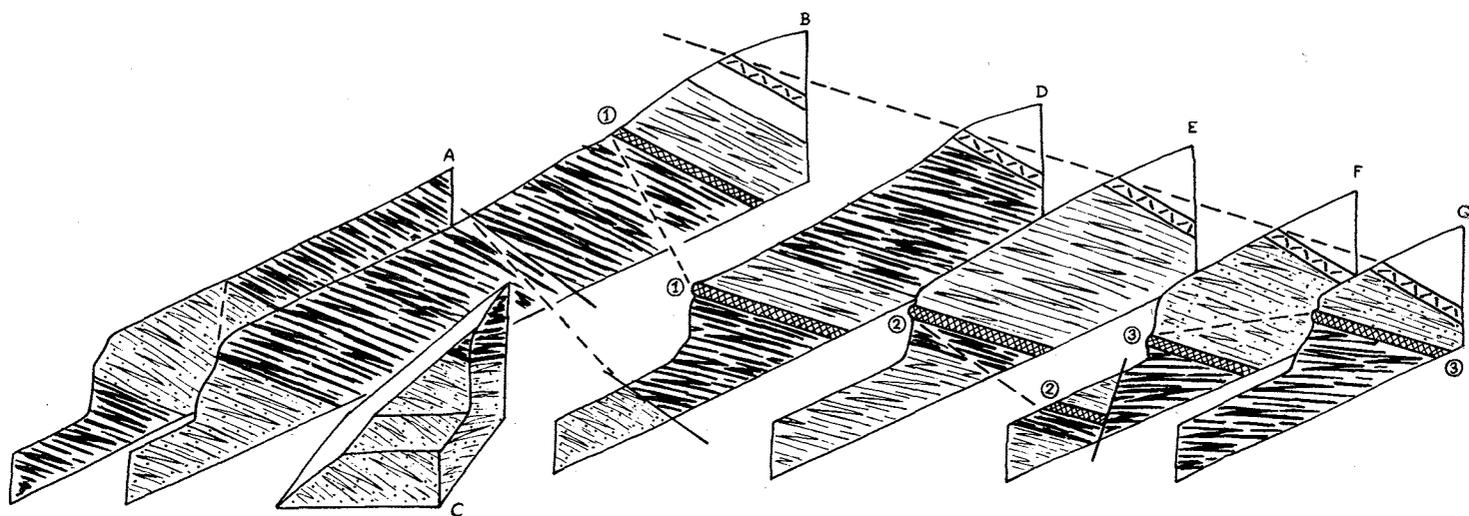
PLANCHE II



CARTE STRUCTURALE DU PALANDRIN



VUE GENERALE DE LA FALAISE (NNW-SSE)



COUPES SERIEES (LA LA SCHISTOSITÉ)

C. AUDREN
1971

micaschistes à muscovite et chlorite avec grenat résiduel

quartzites graphitiques à muscovite et chlorite.

filon de quartz.

micaschistes quartziques à chlorite.

brèche tectonique ① ② ③

direction et pendage de la schistosité

LE BILE · PEN.BÉ

PLANCHE IV

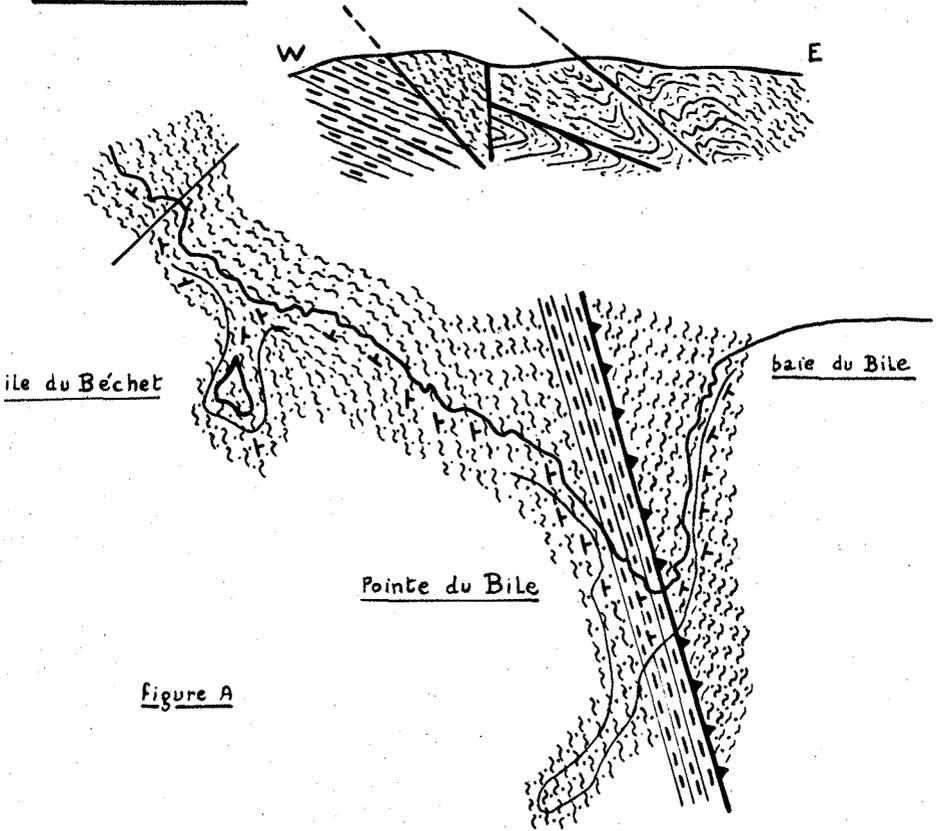
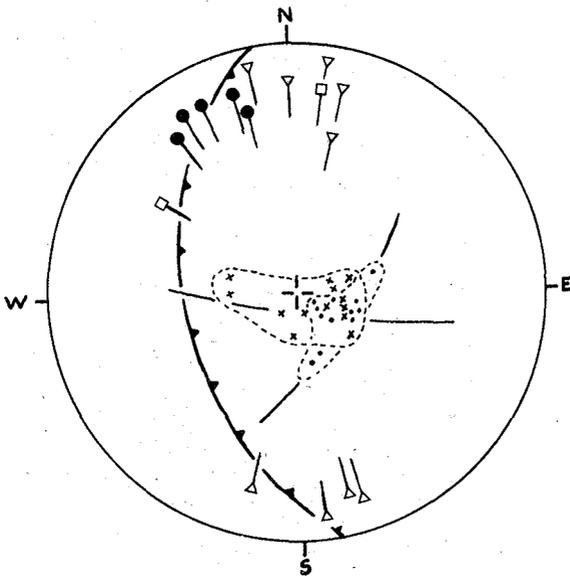
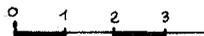


Figure A



stéréogramme A

- x : schistosité dans Les roches basiques
- : schistosité dans Les micaschistes (EST)
- : axe mesuré dans Les micaschistes
- ▷ : pli d'entraînement (roches basiques)
- ◻ : axe construit.
- ↙ : plan de contact a normal.



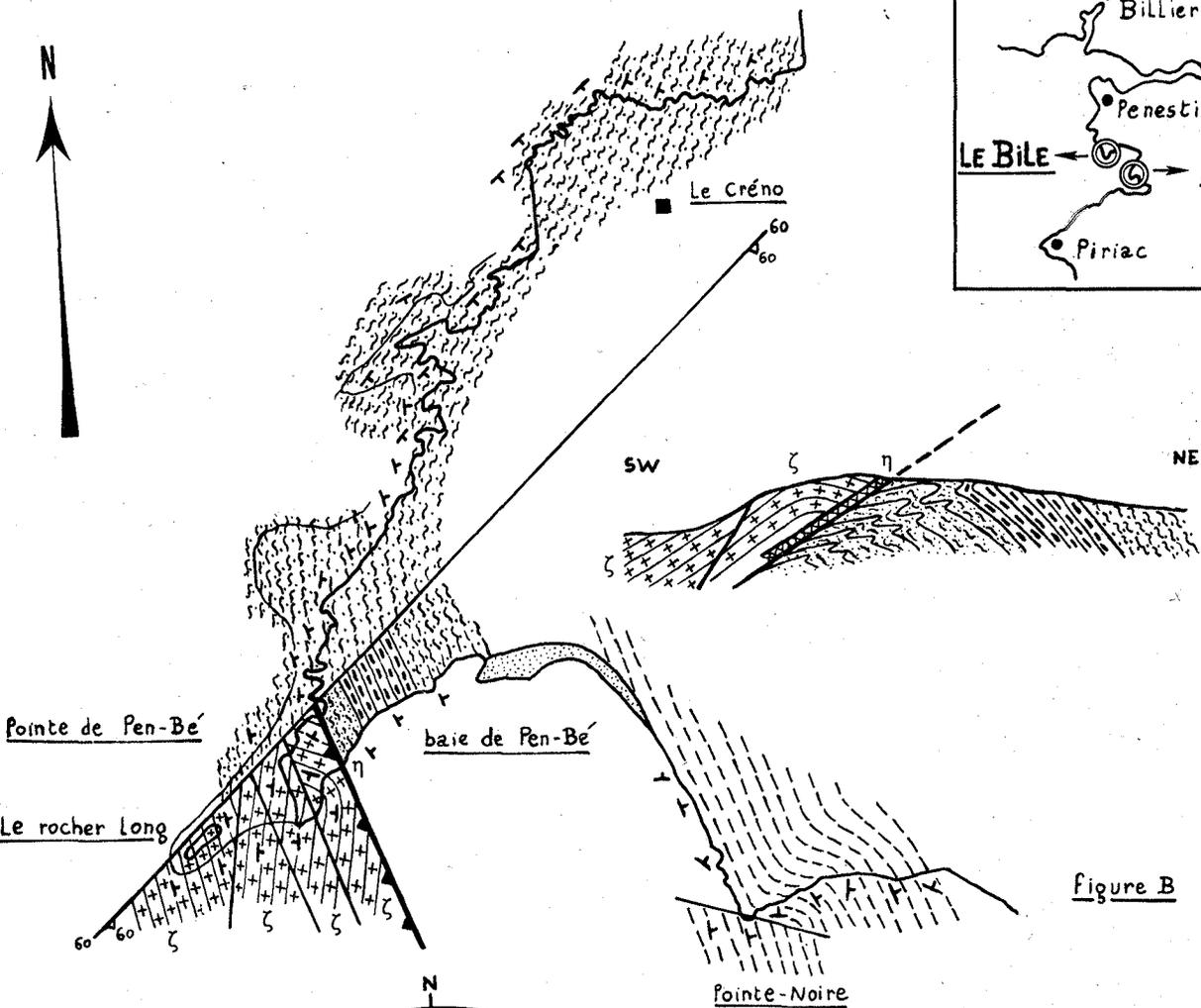
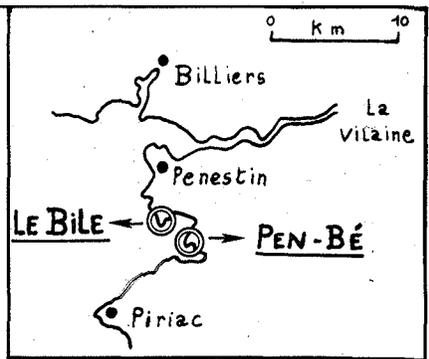
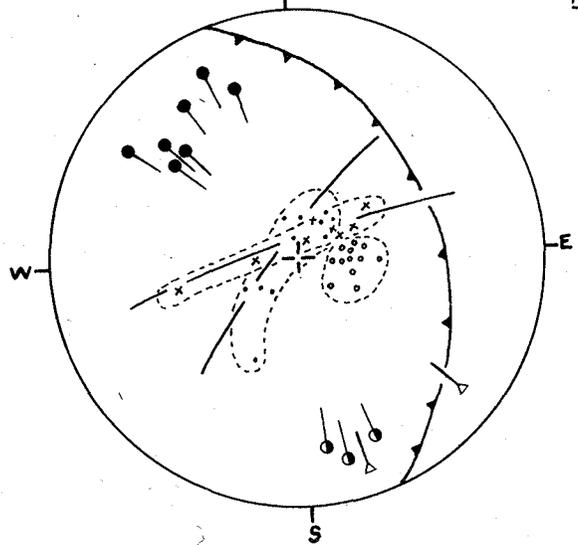


Figure B

C. AUDREN
1971



stéréogramme B

- o : schistosité dans Les micaschistes (côte Nord)
- : schistosité dans Les micaschistes Leptynitiques (côte Nord)
- + : schistosité dans Les micaschistes Leptynitiques (côte Sud)
- ▽ : axe de pli d'entraînement (axe construit)
- : axe mesure dans Les micaschistes (Nord)
- : axe mesure dans Les micaschistes Leyp. (Sud)

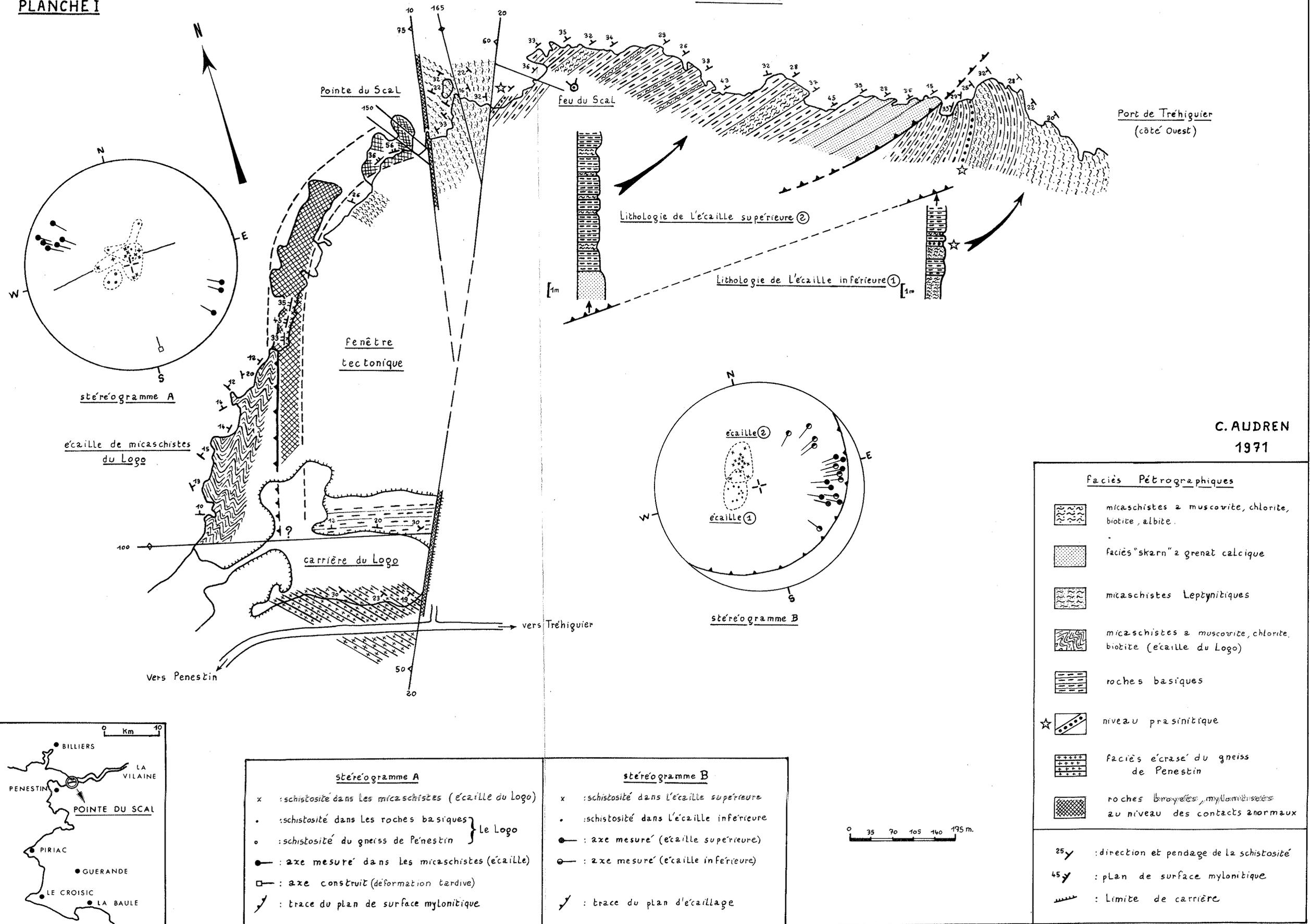
-  micaschistes séricito-chloriteux a grenat et chloritoïde
-  micaschistes a muscovite, chlorite, grenat, albitisés
-  micaschistes Leptynitiques albitisés
-  roches basiques (amphibolite a épidote)
-  gneiss potassique de Pen-Bé
-  niveau brechique

γ : schistosité ("foliation")

500m

LA POINTE DU SCAL

PLANCHE I



C. AUDREN
1971