



HAL
open science

**Le cisaillement sud-armoricain dans la région de St Jean
Brévelay (Morbihan) Analyse de la déformation
cisailante**

Didier Berthe

► **To cite this version:**

Didier Berthe. Le cisaillement sud-armoricain dans la région de St Jean Brévelay (Morbihan) Analyse de la déformation cisailante. Tectonique. université de Rennes 1980. Français. NNT: . tel-01757838

HAL Id: tel-01757838

<https://insu.hal.science/tel-01757838>

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.



LE CISAILLEMENT SUD-ARMORICAIN

dans la région de St. Jean Brevelay

(Morbihan)

Analyse de la déformation cisailante

Didier BERTHE, Rennes 1980

SERIE : C
N° d'Ordre : 636
N° de Série : 245



THESE
présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES

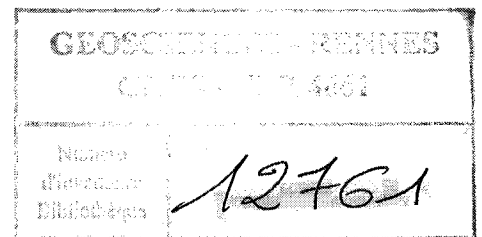
pour obtenir

le titre de Docteur en Troisième cycle

Spécialité : Sciences de la Terre - Méthodes d'Etudes des Socles
Option : Géologie Structurale et Géophysique

par Didier BERTHÉ

Classe à (Thèse)



Le cisaillement sud-armoricain

dans la région de St Jean Brévelay
(Morbihan)

Analyse de la déformation cisailante

Soutenue le 18 Septembre 1980 devant la Commission d'Examen

MM. J. COGNÉ	Professeur, Université de Rennes	Président
P. CHOUKROUNE	Professeur, Université de Rennes	Rapporteur
J.L. BOUCHEZ	Maître-assistant, Université de Nantes	} Examineurs
J.P. BRUN	Assistant, Université de Rennes	



A Bibiche

A mes parents

INTRODUCTION

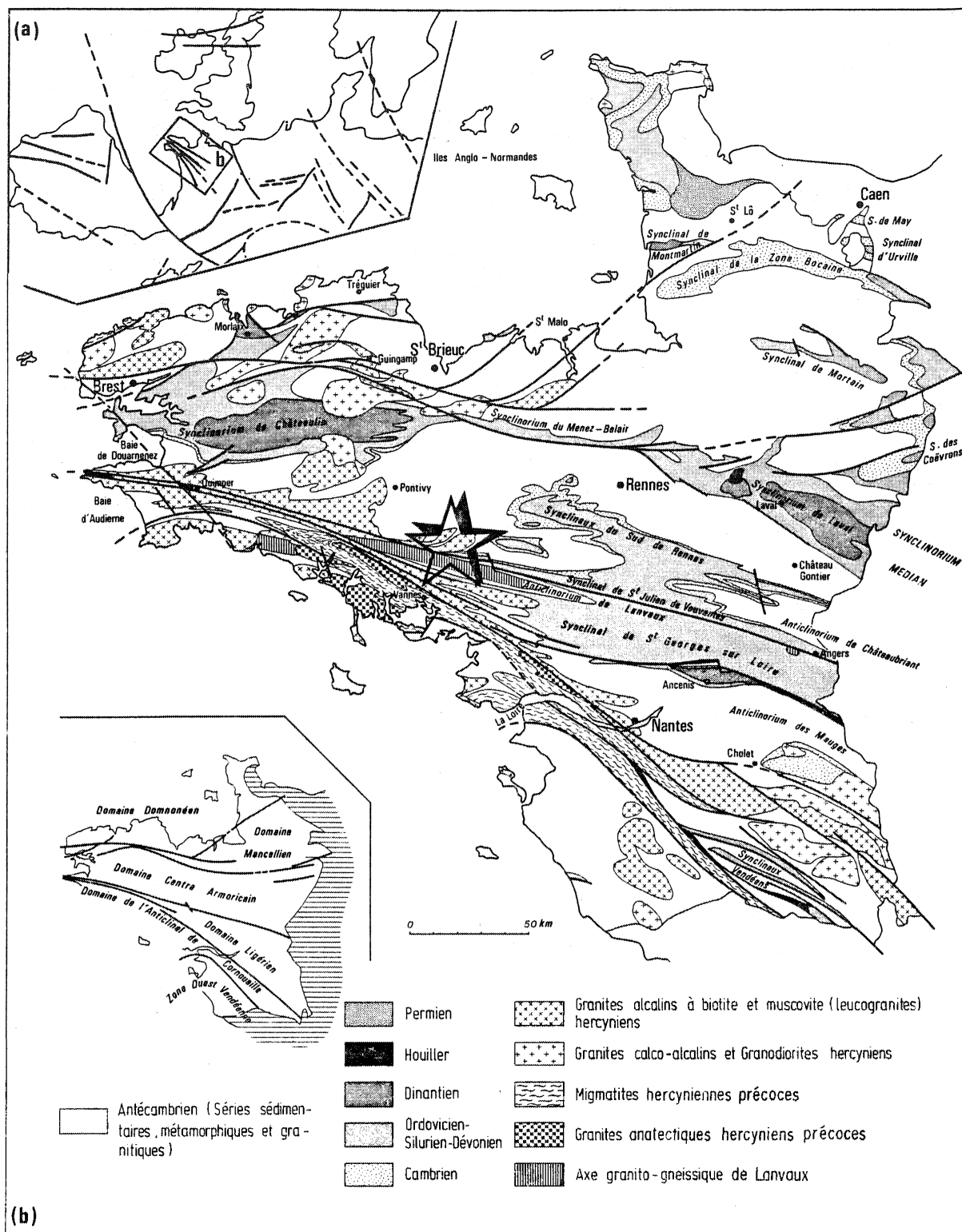


Fig 1 : La région étudiée dans a) le contexte des décrochements tardi-Hercyniens d'Europe Occidentale (d'après Arthaud et Matte, 1977) et b) le cadre de la Bretagne (d'après Cogné, 1974).

Dans toute l'Europe de l'Ouest s'est créé, aux temps décrits tardi-hercyniens, un réseau de grands décrochements lithosphériques soit dextres, soit senestres (Arthaud & Matte, 1977) (Fig. 1 a), dont le cisaillement sud-armoricain (1) est une expression dextre. Il est constitué d'un faisceau de cisaillements convergents vers l'Ouest et deux branches principales, jalonnées par des leucogranites hercyniens (à - 320 MA ; Vidal, 1973), peuvent y être distinguées (Fig. 1 b). La branche méridionale présentant une trace courbe passe d'Ouest en Est de N 90 à N 130. La branche septentrionale, constante en direction N 100, s'étend de la pointe du Van à Baud et se poursuit par la "faille Malestroit-Angers" (Kerforne, 1919), limitant ainsi deux grands domaines de niveau et d'évolution structurale et métamorphique différents (Cogné, 1957) (Fig. 1 b).

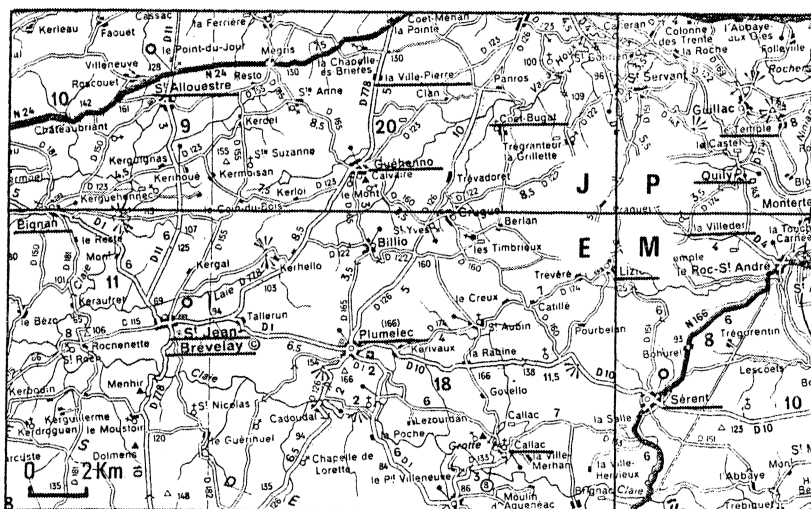


Fig 2 : Cadre géographique. Les localités soulignées sont citées dans le texte. Les limites des feuilles au 1/50000 de Josselin (J), Ploermel (P), Malestroit (M), Elven (E) ont été tracées (d'après la carte Michelin au 1/200000).

(1)

A la place du terme "Zone Broyée Sud Armoricaine" (Cogné, 1957), nous préférons utiliser le terme "Cisaillement Sud Armoricain" qui rend mieux compte du caractère ductile de la déformation dans cette région.

LOCALISATION

Du point de vue géographique, la région étudiée se situe dans le département du Morbihan et constitue un rectangle de 400 km² environ de surface, couvrant une partie des feuilles au 1/50 000e de Josselin-Ploërmel-Malestroit-Elven (Fig. 2).

Du point de vue géologique, cette région s'inscrit sur la branche Nord du cisaillement sud-armoricain, au contact des domaines Centre-Armoricain et Ligérien défini par J. Cogné (1960, 1966, 1971). L'ensemble des formations étudiées est cartographié sur le quart Nord-Est de la feuille géologique de Vannes au 1/80 000e.

Les annexes I et II présentent la cartographie faite à partir de levés inédits. A cette échelle, on remarque particulièrement la forme lobée des leucogranites et le parallélisme des différents terrains au Sud de la carte. Les leucogranites sont intrusifs dans les sédiments briovériens métamorphisés à leur contact et sont affectés vers le Sud par une déformation de plus en plus importante. Au Sud de cette bande mylonitique orientée N 100, les séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur affleurent au coeur du synforme de Saint-Julien-de-Vouvantes (Barrois, 1897) et présentent cette même orientation. Ce synforme est longé en son centre par deux failles directionnelles parallèles aux structures. Ces failles correspondent à ce que l'on appelle la branche nord du cisaillement sud-armoricain ; les derniers mouvements seraient caractérisés par un jeu en faille normale et une remontée des compartiments sud par rapport aux compartiments nord (Le Corre, 1978).

TRAVAUX ANTERIEURS

Peu d'études précises ont été entreprises dans cette région mais, par contre, de nombreux travaux plus généraux sur la Bretagne ont fait intervenir directement ou indirectement les différentes unités de cette portion du cisaillement sud-armoricain.

- Charles Barrois (1887) précise la nature pétrographique de la "granulite de Saint-Jean Brévelay". Il reconnaît l'existence d'une "granulite schisteuse" au sud du Massif et l'interprète comme étant la "granulite" elle-même métamorphisée mécaniquement par une forte pression agissant du Nord vers le Sud. Dans ses publications suivantes (Barrois, 1890, 1930), il établit une cartographie de la région et distingue les différents pointements granitiques. Il reconnaît du Nord vers le Sud l'encaissant briovérien, les intrusions "granulitiques", la traînée "granulitique schisteuse", les sédiments paléozoïques. Pour l'auteur, la structuration de la région est essentiellement hercynienne et la mise en place des massifs granitiques est syn-tectonique de la phase de plissement sudète.

- Jean Cogné (1957 et suivantes) discute le terme impropre de "granulite" et le remplace par granite à deux micas. Il confirme les grands alignements de Charles Barrois. Il reconnaît l'importance des grands cisaillements qui, d'une part, déterminent la différence de structure entre les granites à deux micas "en massifs" et les granites à deux micas "en feuillets" et qui, d'autre part, contrôlent la mise en place et la mylonitisation de ces derniers. Contrairement à Charles Barrois, l'auteur propose un modèle polyorogénique dont l'histoire hercynienne serait beaucoup plus étalée dans le temps ; la tectonisation serait caractérisée par une

rétromorphose des terrains précambriens, une phase de plissements post-Namurien, anté-Stéphaniens, puis par un resserrement des structures et l'apparition des grands cisaillements, senestres selon lui, accompagnés de la mise en place des granites à deux micas.

- Claude Le Corre (1978) considère que le plissement majeur responsable de la schistification des terrains sédimentaires paléozoïques et briovériens est unique et dû à une seule phase de déformation d'âge hercynien en liaison étroite avec la montée des leucogranites hercyniens. Il fournit, d'autre part, les principales caractéristiques géométriques de cette déformation :

- . gradient dans l'intensité et le type de la schistosité, croissant du Nord vers le Sud.
- . direction d'étirement subhorizontale et parallèle à l'axe des plis orienté E-W.
- . ellipsoïde de déformation localement de type constriction. Cet auteur attribue cette caractéristique à la combinaison de la compression N-S et de la montée diapirique des leucogranites.

Il admet enfin, pour le domaine le plus méridional, l'influence d'une composante de cisaillement en fin d'évolution.

- Bernard Pivette (1978) confirme dans le synclinorium de St Georges sur Loire (Sud-Est de la région étudiée) le caractère hercynien de la déformation du Briovérien et du Paléozoïque ainsi que le caractère syntectonique des leucogranites hercyniens vis à vis du plissement hercynien.

- Denis Gapais (1979) met en évidence dans cette même région une composante horizontale de cisaillement dextre au cours de la déformation majeure hercynienne.

PROBLEMES POSES ET BUTS

L'existence dans la région étudiée de leucogranites et de mylonites, de roches sédimentaires paléozoïques et briovériennes plissées et métamorphisées, de la branche nord du cisaillement sud-armoricain, pose les questions suivantes :

. Quelles sont les relations entre les leucogranites "en feuillets" et "en massifs" ? Sont-ils le même matériel mis en place dans des conditions tectoniques différentes (Cogné, 1957 ; Chauris, 1965) ou les leucogranites "en feuillets" sont-ils des dérivés tectoniques des granites (Barrois, 1887 ; Berthé, 1977 ; Jegouzo, 1980) ?

. Quelles sont les relations entre phase majeure de plissement synschisteuse, métamorphisme, mise en place des leucogranites ? La montée des leucogranites est-elle synchrone du plissement (Barrois, 1930 ; Le Corre, 1978 ; Pivette, 1978 ; Hanmer, 1978 ; Gapais, 1979) ou lui est-elle postérieure (Cogné, 1957) ?

. Quelle est la géométrie de la branche nord du cisaillement sud-armoricain, son sens (dextre : Barrois, 1930 ; Arthaud & Matte, 1977 ; Jegouzo, 1980 - senestre : Graindor, 1966 ; Chauris, 1965 ; Cogné, 1966 ; etc...), l'amplitude et la nature de son déplacement a-t-il fonctionné en chevauchement, en décrochement ? Son déplacement a-t-il été unique ? Quelles sont les relations entre le cisaillement et le plissement et la mise en place des granites ? Le cisaillement est-il un événement tardif dans l'évolution de la chaîne, ou en est-il un moteur essentiel ?

C'est à ces questions que ce mémoire tentera de répondre en utilisant les méthodes classiques de la géologie au travers d'une étude régionale.

A cette étude dont les résultats seront essentiellement d'ordre régional, s'ajoutera une analyse beaucoup plus structurale dont les conclusions seront principalement d'ordre thématique. Dans cette seconde partie, on abordera plus particulièrement les questions concernant la déformation progressive par cisaillement d'un granite originellement isotrope, d'une part, et celle des roches sédimentaires stratifiées, d'autre part.

Au travers de ces deux parties, régionale et thématique, ce mémoire aura donc pour but, grâce à l'analyse d'une zone de cisaillement, de modéliser les trois points suivants :

- . cisaillement et tectonique majeure hercynienne en Bretagne du Sud
- . cisaillement et orthogneissification d'un granite
- . cisaillement et plissement.

Cette première partie est exclusivement consacrée à la description des formations sédimentaires et des roches d'origine magmatique. Elle a pour but :

- (a) d'établir et de caractériser lithologiquement la série stratigraphique nécessaire à tout essai de reconstitution du milieu de sédimentation et de l'environnement paléogéographique.

- (b) de préciser les relations et l'évolution pétrographique et géochimique entre les leucogranites et les roches mylonitiques.

L'étude lithologique et pétrographique des terrains sédimentaires portera principalement sur les roches paléozoïques et sera suivi d'une étude pétrographique, géochimique et géochronologique des roches magmatiques (leucogranites) et de leurs dérivés tectoniques. La description et l'analyse pétrographique se feront à deux niveaux : d'une part, d'après l'examen macroscopique de l'échantillon permettant une reconnaissance plus ou moins aisée sur le terrain, d'autre part, d'après l'examen microscopique de lames minces amenant à l'utilisation d'une nomenclature plus précise pour les roches sédimentaires et les mylonites dérivés des leucogranites.

PREMIERE PARTIE :
LE CADRE REGIONAL

Chapitre I

— Les Roches Sedimentaires

		ROCHES		
		Consolidées		Meubles
ELEMENTS FIGURES > 0,030 mm	2 1 0,500 0,250 0,125 0,064	Rudites	RUDITES	
		Très grossières	SABLITES	
		Grossières		
		Moyennes		
		Fines		
		Très fines		
	0,030	Grossières	Siltites	LUTITES
MATRICE (**)	0,004	Fines	Argilites	
		Argilites		

(**) Le terme "matrice" est purement descriptif : il désigne l'ensemble des éléments dont la taille est inférieure à 0,030 mm (cette définition concerne uniquement les sables et les lutites).

Tab I : Classification granulométrique des roches sédimentaires détritiques terrigènes (inspiré de Grabau (1904) et Niggli (1935) .

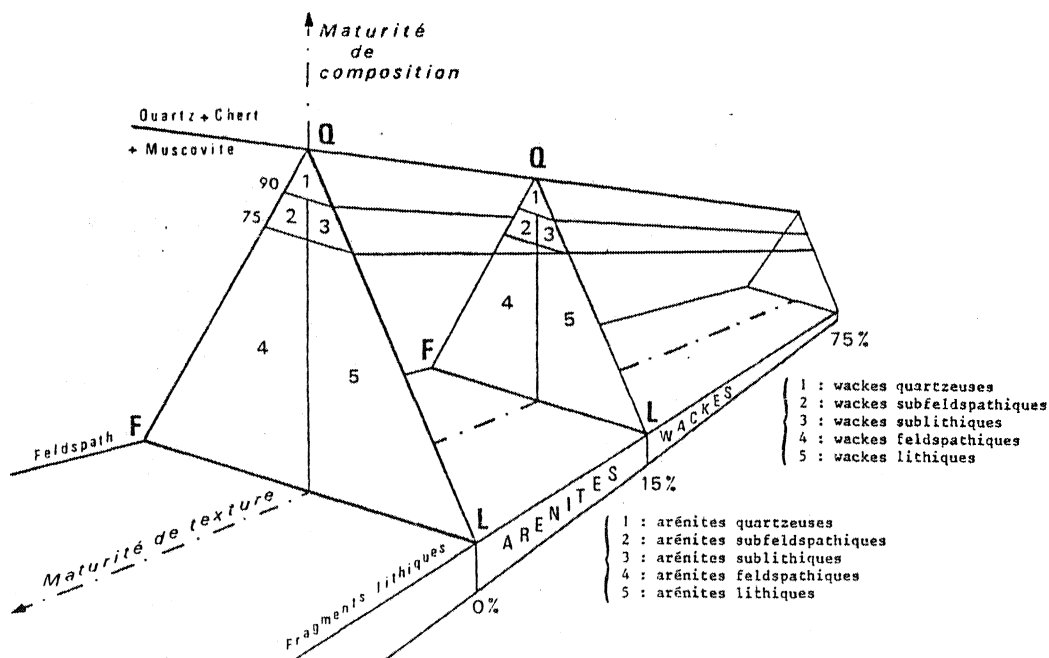


Fig 3 : Classification modale des roches sédimentaires détritiques terrigènes appartenant aux classes granulométriques des sables et des siltites grossières .

ETUDE LITHOLOGIQUE DES TERRAINS SEDIMENTAIRES

Généralités :

Dans ces régions à fort couvert végétal, la cartographie de détail est rendue difficile et les corrélations entre les différents affleurements sont souvent délicates, voire impossibles à établir en raison d'une importante altération et d'une puissante tectonisation.

Différentes unités lithologiques ont cependant été mise en évidence. Les descriptions microscopiques utilisent une double classification (Quété, 1975) (granulométrique : Niggli, 1935 ; Krylatov, 1971) (Tab. I) (modale : Gilbert, 1955 ; Dott, 1964) (Fig. 3) et se présentent en tableaux avec, d'une part, en colonnes le faciès pétrographique reconnu sur le terrain et, d'autre part, sur les lignes leurs différents caractères. Le pourcentage et la quantité de tel ou tel élément a été apprécié en lames minces :

- +++ élément très abondant
- ++ élément abondant
- + élément rare
- élément absent.

Les terrains protérozoïques

La majorité des terrains sédimentaires dans lesquels les granites à deux micas sont intrusifs est représentée par les terrains réputés azoïques de Bretagne centrale (voir annexe I). Ils font l'objet, en particulier, des travaux récents de C. Le Corre (1977) et nous ne ferons donc ici que rappeler quelques traits caractéristiques. Ces différents terrains protérozoïques sont à rapporter au Briovérien terminal post-phthanitique (Cogné, 1962, 1972) et, dans la région étudiée, l'essentiel des sédiments est représenté par des niveaux de poudingues ("Poudingue de Gourin"), des grès, des siltites. Ces sédiments sont métamorphisés à l'approche des granites à deux micas en micaschistes et gneiss dont l'étude sera effectuée plus loin.

Les terrains paléozoïques

Les terrains sédimentaires paléozoïques affleurent au Sud de la région étudiée (voir annexe I) (Planche I) en un synforme allongé E-W, prolongement du Synclinal de St Julien de Vouvantes (Barrois, 1987 ; Kerforme, 1919). La discordance des terrains paléozoïques sur le Briovérien mis en évidence en Bretagne centrale (Bolleli, 1951 ; Chauvel, 1959 ; Philippot, 1950) n'a pas été observée directement dans la région étudiée. La série sédimentaire paléozoïque (Fig. 4) est identique, jusqu'à l'Ordovicien moyen, avec la succession reconnue, dans le synclinal de Reminiac (Quété, 1975) et au Sud de Rennes (Philippot, 1950) (Formation de Pont-Réan, du Grès armoricain, de Traveusot). Ensuite, cette série se poursuit par des unités lithologi-

ques différentes reconnues dans le synclinal de Malestroit (Plaine, 1978) (Formation de Saint-Marcel, de Gandouin, de Bois-Neuf). A l'Est de la région étudiée, cette succession est facilement observable, mais à l'Ouest, le métamorphisme et la tectonique modifient profondément les structures ; la série sédimentaire paléozoïque n'est plus alors représentée que du Cambro-arenig au Llandeilo (voir planche I) (Fig. 5, 6, 7) .

Systèmes	Vannes (2ème édition , 1949)		Malestroit (1ère édition , 1980)	
Dévonien	d	Phyllades et quartzites de Plougastel		
Silurien	S4	Schistes et grès de Camaret	S1b-3	Schistes de Bois - Neuf
			S1a	Grès de Gandouin
Ordovicien	S3	Schistes d'Angers	05-6	Schistes et grès de Saint - Marcel
	S2		03-4	Schistes de Traveusot
	S1b	Grès armoricain	02	Grès armoricain
Cambrien	S1a	Schistes et poudingues de Montfort	01	Schistes et poudingues de Monfort
			k	
Briovérien	Xb	Schistes et poudingues de Saint - Lô	Xb	Schistes et poudingues de Saint - Lô

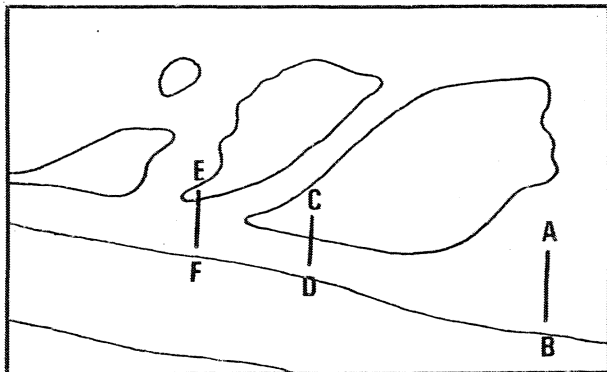
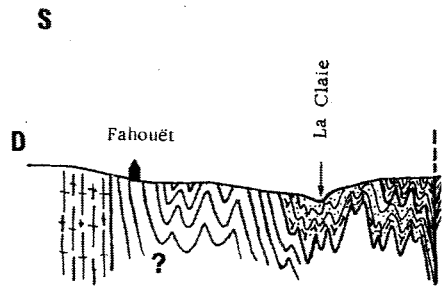
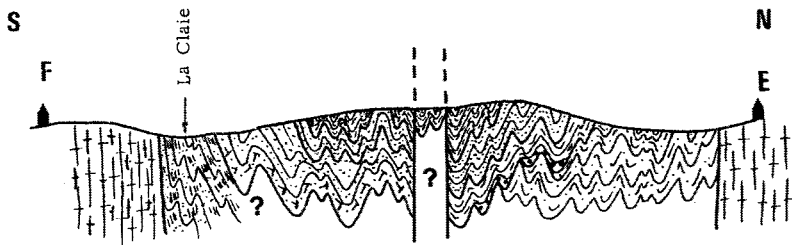
Fig 4 : Stratigraphie des Formations Paléozoïques d'après les légendes de la feuille de Vannes au 1/80000 (2ème édition, 1949), et de la feuille de Malestroit au 1/50000 (1ère édition, 1978 à paraître).











Formation de Montfort : (épaisseur 100 m) (Tab. II)

Cette formation comprend le conglomérat et les siltites de Montfort. Le conglomérat (photo 1) a été observé uniquement aux environs de Serent où il présente une faible épaisseur (3 m) et une forte tectonisation. Plus à l'Ouest, il n'a pas été retrouvé. Les siltites succèdent aux rares niveaux conglomératiques. Ce sont des schistes verts très sériciteux à schistosité bien marquée procurant un débit "en dalles". La stratification n'est jamais visible. Vers l'Ouest, ces siltites passent à de véritables micaschistes où le quartz, la muscovite, la chlorite recristallisent et soulignent la schistosité de flux (Photo 2).

Formation du Grès Armoricain (épaisseur 200 m) (Tab. III) (Photo 3)

Elle fait suite à la formation de Pont-Réan et présente d'Est ou Ouest de fortes variations de largeur à l'affleurement (50 m à peine au Sud de Plumelec). Cette formation n'affleure bien qu'en trois points et l'importance de la tectonique n'a pas permis une analyse fine et la mise en évidence des trois membres bien visibles plus à l'Est dans le synclinal de Malestroit (Plaine, 1978). La formation débute par l'apparition de niveaux gréseux ne dépassant jamais la dizaine de cm. Les interbanes schisteux redeviennent plus nombreux vers le sommet de la formation. Vers l'Ouest, cette formation se caractérise par des quartzites bien recristallisés à intercalations micaschisteuses noires où la muscovite, la chlorite, le quartz recristallisent.

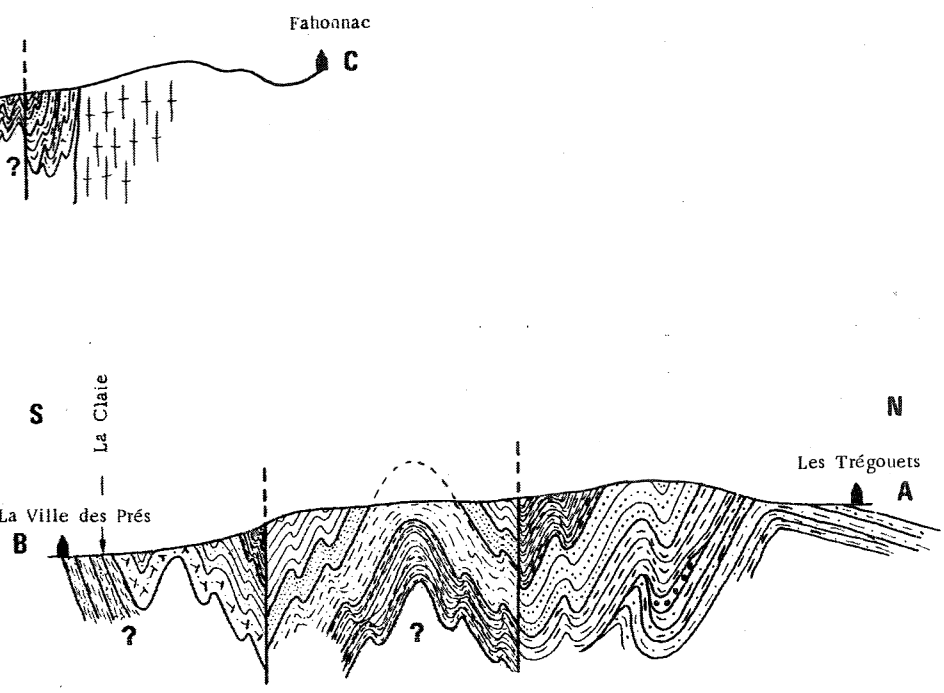


- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | s1b.3 Formation de Bois-Neuf. (100. m) |  | k.01 Formation de Pont-Réan. (100. m) |
|  | s1A Formation de Gandouin. (50. m) |  | b.02 Groupe de Bains-sur-Oust |
|  | o5.6 Formation de Saint-Marcel. (100. m) |  | b2.3 Briovérien moyen et supérieur |
|  | o3.4 Formation de Traveusot. (200. m) |  | ζY^{1-2} Orthogneiss de Plumelec. |
|  | o2 Formation du Gfès Armoricain. (100. m) |  | ζY^1 Orthogneiss de Lanvaux. |

Echelle des longueurs: 0 100m Echelle des hauteurs: 0 250 m

PLANCHE I

Coupes illustrant la position et la structure du synclinal Paleozoïque
 Fig 5 : Coupe schématique du synclinal Paleozoïque à l'Ouest.
 Fig 6 : Coupe schématique du synclinal Paleozoïque au centre.
 Fig 7 : Coupe schématique du synclinal Paleozoïque à l'Est.



FORMATION DE MONTFORT		Faciès pétrographique	
		Conglomérat	Schistes gréseux
Eléments figurés à 0,030 mm	quartz	+++	++
	micas	+ Muscovite	+ Muscovite
	feldspaths	-	-
	fragments lithiques	+	-
	minéraux accessoires	Zircon Tourmaline	Magnétite(1) Zircon Rutile Tourmaline
matrice		<15% Muscovite Chlorite	50% - 60% Muscovite Chlorite
structures et figures sédimentaires		-	-
granulométrie		Rudites	Siltites grossières
classe modale		Arenite quartzreuse	Wackes quartzieuses
Remarques : (1) : Les cristaux de Magnétite subautomorphes millimétriques sont fréquents et admettent des ombres de pression remplies de quartz et de chlorite néoformés .			

FORMATION DU GRÉS ARMORICAIN		Faciès pétrographique	
		Schistes	Schistes gréseux
Eléments figurés à 0,030 mm	quartz	+	+++ (1)
	micas	+++ Muscovite Chlorite	+ Muscovite
	feldspaths	-	-
	fragments lithiques	-	-
	minéraux accessoires	Tourmaline Zircon Rutile	Tourmaline Zircon Rutile Apatite Opaques
matrice		90% Muscovite Chlorite	< 15% Muscovite Chlorite
structures et figures sédimentaires		Lamines	Lamines et figures de Charge
granulométrie		Siltites fines et grossières	Sablites fines
classe modale		Wackes quartzieuses	Arenite quartzreuse
Remarques : (1) : Le quartz présente souvent une recristallisation en bordure de grain .			

FORMATION DE TRAVEUSOT		Faciès pétrographique	
		Schistes	
Eléments figurés à 0,030 mm	quartz		+
	micas		+++ Muscovite Chlorite
	feldspaths		-
	fragments lithiques		-
	minéraux accessoires		Tourmaline Zircon Rutile Apatite Opaques
matrice			90% Muscovite Chlorite (1)
structures et figures sédimentaires			Lamines
granulométrie			Siltites fines
classe modale			Wackes quartzieuses
Remarques : (1) : La présence fréquente d'une pigmentation hématitique donne une teinte rougeâtre à noirâtre à la roche .			

Tab II : Caractères pétrographiques et sédimentaires de la Formation de Montfort .

Tab III : Caractères pétrographiques et sédimentaires de la Formation du Grés Armoricain .

Tab IV : Caractères pétrographiques et sédimentaires de la Formation de Traveusot .

FORMATION DE SAINT - MARCEL		Faciès pétrographique	
		Schistes	Schistes gréseux
Eléments figurés à 0,030 mm	quartz	+	+++
	micas	+++ (1) Muscovite Chlorite	+ Muscovite Chlorite
	feldspaths	+	+
	fragments lithiques	-	-
	minéraux accessoires	Tourmaline Zircon Opaques	Tourmaline Zircon Opaques
matrice		90 % (2) Muscovite Chlorite	35 % Muscovite Chlorite
structures et figures sédimentaires		-	Lamines
granulométrie		Sablites fines	Sablites fines
classe modale		Wackes quartzeuses	Wackes quartzeuses
Remarques : (1) : Ces muscovites sont généralement très allongées. (2) : La teinte rougeâtre est donnée par la présence d'une pigmentation hématitique .			

FORMATION DE GANDOUIN		Faciès pétrographique	
		Grès	
Eléments figurés à 0,030 mm	quartz	+++	
	micas	+ Muscovite Chlorite	
	feldspaths	-	
	fragments lithiques	-	
	minéraux accessoires	Pyrite (rare)	
matrice		< 15 % Muscovite Chlorite	
structures et figures sédimentaires		Lamines	
granulométrie		Sablites fines	
classe modale		Arenite quartzeuse	
Remarques :			

FORMATION DE BOIS - NEUF		Faciès pétrographique	
		Schistes	Schistes gréseux
Eléments figurés à 0,030 mm	quartz	+	+++
	micas	+++ Muscovite Chlorite Chloritoïde (1)	+ Muscovite Chlorite
	feldspaths	-	-
	fragments lithiques	-	-
	minéraux accessoires	Opaques Pyrite	Opaques Pyrite
matrice		90 % Muscovite Chlorite	< 15 % Muscovite Chlorite
structures et figures sédimentaires		Lamines	Lamines et figures de charge
granulométrie		Siltites fines à très fines	Sablites fines
classe modale		Wackes quartzeuses	Arénite quartzeuse
Remarques : (1) : Ces chloritoïdes sont très souvent en "rosette" .			

Tab V : Caractères pétrographiques et sédimentaires de la Formation de Saint-Marcel .

Tab VI : Caractères pétrographiques et sédimentaires de la Formation de Gandouin .

Tab VII : Caractères pétrographiques et sédimentaires de la Formation de Bois-Neuf .

Formation de Traveusot (épaisseur environ 200 m) (Tab. IV)

Elle se compose essentiellement de siltites de couleur noire, à schistosité de flux très marquée masquant la plupart des caractères sédimentaires (Photo 4). Son épaisseur est variable en raison de sa juxtaposition au Nord et au Sud du synforme avec deux failles subverticales parallèles à la direction des couches (annexe I) (Planche I). Vers l'Ouest, elle passe à des micaschistes très sombres, luisants, à éclat métallique où de très nombreuses exudations de quartz sont parallèles à la schistosité.

Formation de St Marcel (épaisseur 100 m) (Tab. V) (Photo 5)

Bien développée plus à l'Est dans le synclinal de Malestroit (Plaine, 1978), elle n'est représentée ici que par des alternances schisto-gréseuses généralement de l'ordre du centimètre. Les siltites sont légèrement rosées et, vers le sommet de la formation, la quantité des bancs gréseux augmente. Cette formation disparaît vers l'Ouest où elle se biseaute sur la faille limitant la Formation de Traveusot du Nord du synforme (voir annexe I).

Formation de Gandouin (épaisseur environ 50 m) (Tab. VI)

Aux alternances schistogréseuses de la Formation de St Marcel, succèdent les grès de la Formation de Gandouin qui soulignent bien la structure anticlinale à l'Est de la région étudiée (voir annexe I) (Planche I, (Fig. 7). De rares affleurements montrent des niveaux gréseux clairs d'épaisseur décimétrique à métrique. Ces grès présentent quelques lamines et sont fortement altérables. Ils viennent disparaître eux aussi le long de la faille bordant la Formation de Traveusot (voir annexe I).

Formation de Bois-Neuf (épaisseur environ 100 m) (Tab. VII) (Photo 6)

Cette formation correspond aux Schistes et Grès de Camaret des anciens auteurs. A l'Est du synforme, deux membres peuvent être distingués : le membre inférieur est représenté par une alternance schisto-gréseuse où les niveaux gréseux ne sont jamais très épais (quelques centimètres) ; le membre supérieur, composé de siltites gris-bleu à fines lamines gréseuses, est le seul faciès facilement identifiable. Ces schistes ont un débit subvertical en dalles grossières et de nombreuses taches blanches de chloritoïde millimétrique ponctuent la roche. Cette formation vient se terminer à l'Ouest sous la forme d'un petit antiforme. Dans la partie la plus occidentale, elle ne peut être mise en évidence avec précision, mais certains faciès attribués à la Formation de Traveusot pourraient lui être rapportés.

Problème des Schistes et Arkoses de Bains (Plan V) (Planche III)

Les Schistes et Arkoses de Bains affleurent tout le long du massif orthogneissique de Lanvaux sur le flanc sud du synclinal. Comme dans le synclinal de Malestroit, quatre faciès principaux ont été reconnus :

- Le premier faciès est représenté par des siltites semblables aux siltites briovériens du Nord. Ce sont des siltites fines à lamines gréseuses fréquentes. Parfois, les niveaux gréseux passent à des bancs massifs greywackeux décimétriques où les interbancs silteux deviennent peu épais. Tous ces sédiments sont riches en petits feldspaths détritiques (7). L'épaisseur totale de cet ensemble, impossible à déterminer exactement en raison de la répétition

tectonique, doit être de l'ordre de quelques centaines de mètres.

- Les niveaux arkosiques proprement dits constituent le deuxième faciès ; ces arénites passent à de vrais microconglomérats riches en grains de quartz d'origine volcanique et de feldspath (Photos 8, 9, 10). Ces niveaux présentent parfois des figures de bordures de chenaux (Photo 11) et leur composition chimique correspond à celle d'un tuff rhyolitique remanié. L'épaisseur de cet ensemble est de l'ordre de 50 mètres au maximum.

- Une alternance de siltites fines et de siltites grossières fait suite à ces niveaux arkosiques (coupe de Callac). Ils présentent des caractères identiques à ceux décrits ci-dessus si ce n'est la quantité beaucoup moindre de grains de feldspaths détritiques. Leur épaisseur est de l'ordre de la centaine de mètres.

- Des grès-quartzites (Photo 12) apparaissent en bancs décimétriques au sommet du groupe et au contact de la Formation de Traveusot. Localement, ce faciès de passage à la Formation de Traveusot peut se composer, soit de niveaux gréseux identiques à ceux du Grès Armoricaïn, soit d'une alternance schisto-gréseuse. L'épaisseur de ces faciès est variable et comprise entre 10 et 50 mètres.

La subdivision et l'attribution d'une position stratigraphique au Groupe des Schistes et Arkoses de Bains ont toujours été controversées ; cependant certaines données permettent de cerner le problème. La partie inférieure des Schistes et Arkoses de Bains présente des analogies lithologiques avec les sédiments briovériens du Nord, mais l'existence d'un passage progressif avec la Formation de Traveusot par des grès quartzites identiques au grès de la Formation du Grès Armoricaïn et surtout l'existence de faune arénigienne (Peneau, 1929) amènent à rattacher une partie des Schistes et Arkoses de Bains au Paléozoïque inférieur. D'autre part, la nature de tuff rhyolitique des niveaux arkosiques (Chauvel, 1977) pourrait permettre de les comparer aux niveaux volcano-sédimentaires dues aux éruptions acides cambriennes reconnues ailleurs en Bretagne ; ces niveaux arkosiques seraient alors l'équivalent de la Formation de Pont-Réan et la partie inférieure des Schistes et Arkoses de Bains représenterait soit la base du Cambrien, soit le Briovérien. En l'absence de toute discordance visible, ce problème ne peut être résolu directement, mais nous verrons plus loin que l'étude structurale des plis permet de lever cette indétermination.

CONCLUSIONS

Malgré l'absence de coupes et d'affleurements permettant une lithologie détaillée, il est cependant possible d'établir une succession lithologique pour le Paléozoïque inférieur basée principalement sur les analogies de faciès. Les caractères sédimentologiques et pétrographiques des terrains de la base du Paléozoïque dans la région étudiée sont analogues à ceux des terrains paléozoïques de Bretagne centrale (Fig. 8). Certains caractères particuliers permettent d'autre part d'aborder une reconstitution du milieu de sédimentation pour le Paléozoïque inférieur.

Les sédiments de la bordure nord du synforme sont caractérisés par une bonne maturité de composition. Par contre, la série paléozoïque inférieur de la bordure sud du synforme représentée par la partie supérieure des Schistes et Arkoses de Bains ne l'est pas. La présence, en particulier, des feldspaths leur confère cette maturité médiocre qui tend cependant à s'améliorer vers la Formation de Traveusot.

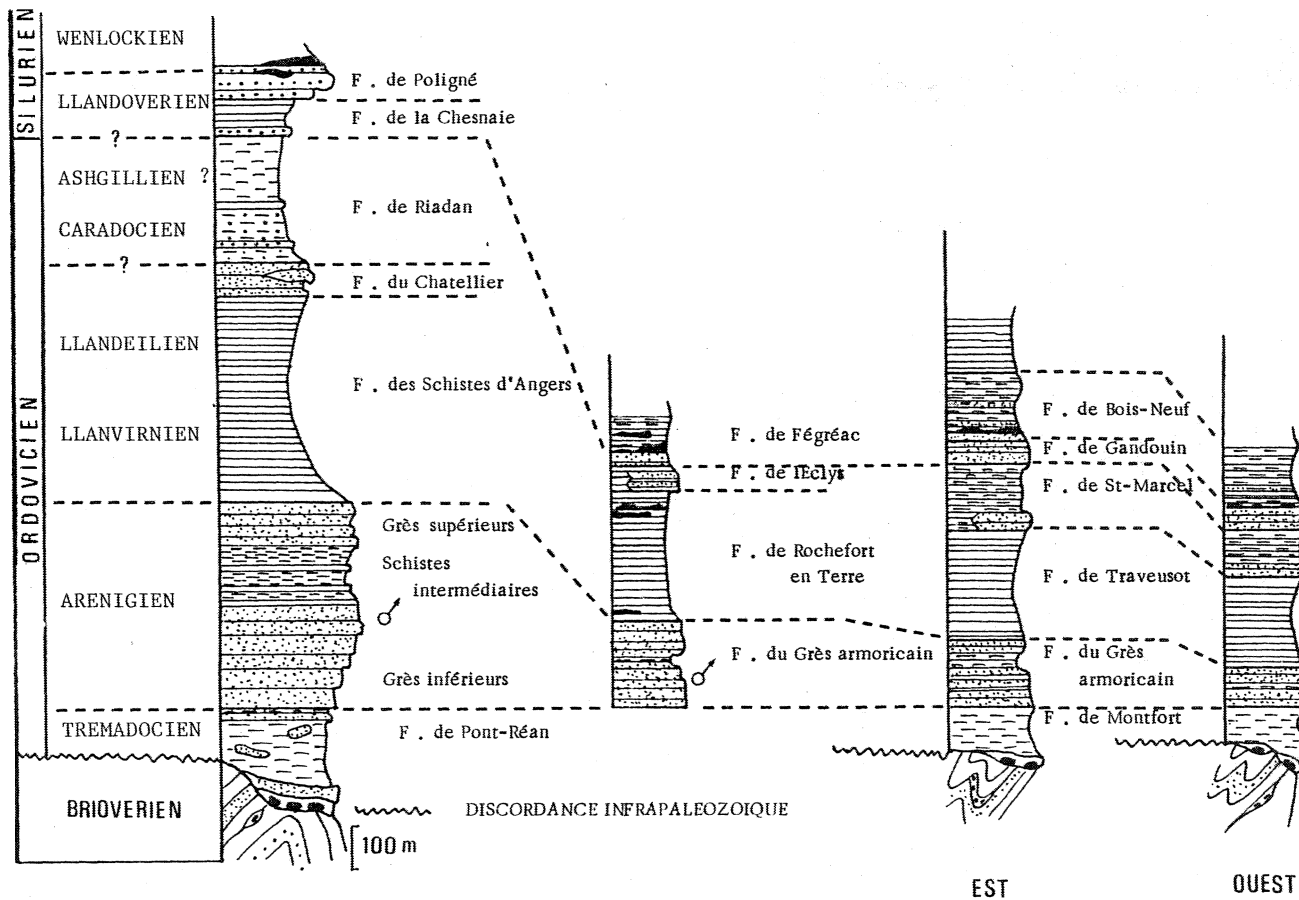


Fig 8 : Comparaison des successions lithologiques dans a) les Synclinaux du Sud de Rennes (Le Corre,1978),b) la partie occidentale du Synclinorium de Saint-Georges sur Loire (Pivette,1978),c) le Synclinal de Malestroit (Plaine,1978),d) la région étudiée .

L'interprétation des figures sédimentaires (lamines, structures ocellées, figures d'arrachements de bordure de chenaux) indique un milieu de sédimentation peu profond dans un domaine littoral. L'existence de quartz volcanique et la nature de tuff rhyolitique des niveaux arkosiques caractérisent une activité volcanique proche au Paléozoïque inférieur.

Toutes ces données soulignent d'autre part la grande différence, tant dans la maturité de composition que dans les conditions paléogéographiques, qui existe entre les deux bordures nord et sud du synforme. Il est cependant difficile de savoir, dans l'état actuel des connaissances et des affleurements, si cette différence observée sur les deux flancs est d'origine sédimentaire ou d'origine tectonique par juxtaposition de domaines initialement très éloignés.

PLANCHE II

Différents caractères petrographiques et sédimentaires de la série Paleozoïque .

PHOTO 1 : Conglomerat de Montfort .

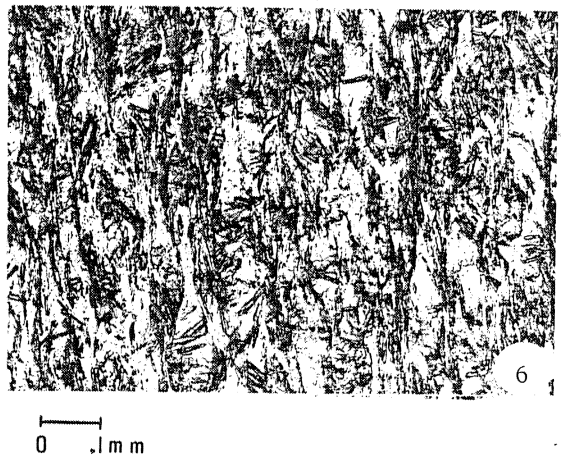
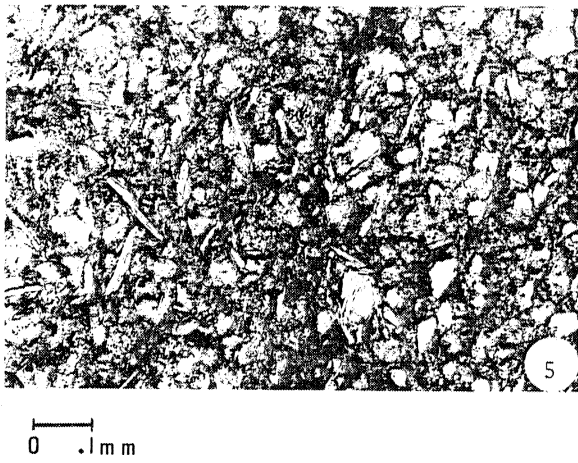
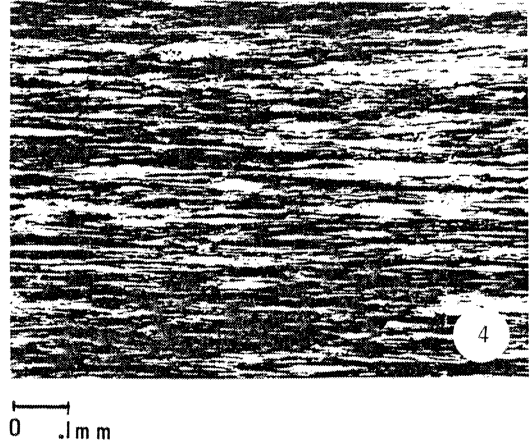
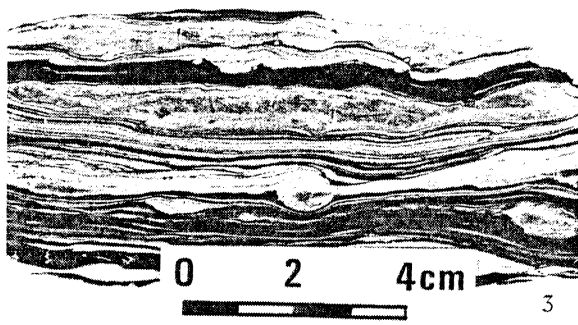
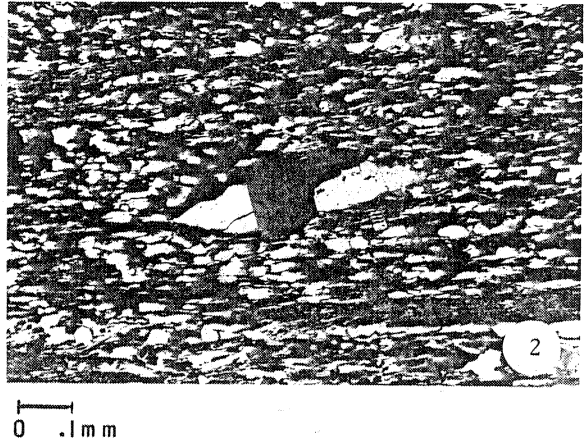
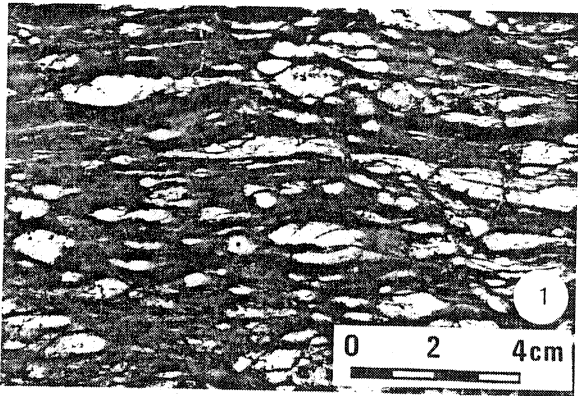
PHOTO 2 : Aspect microscopique des Schistes de Montfort . LP .

PHOTO 3 : Grès Armoricaïn à lamines et figures de charges .

PHOTO 4 : Aspect microscopique des schistes de la Formation
de Traveusot . LN .

PHOTO 5 : Aspect des grès de la Formation de Saint-Marcel . LN .

PHOTO 6 : Wacke quatzreuse à chloritoïdes de la Formation
de Bois-Neuf . LN .



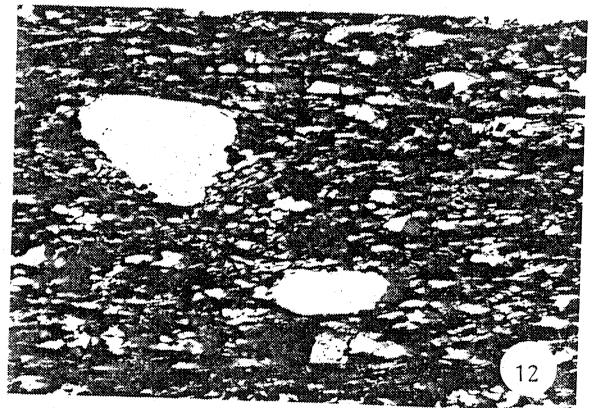
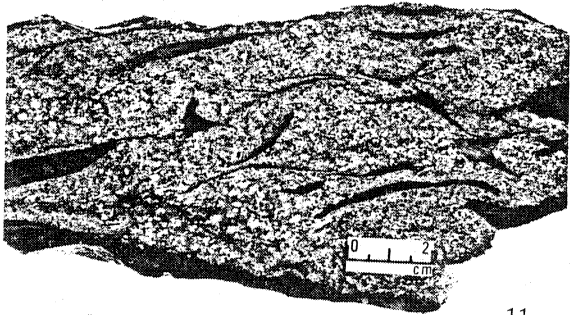
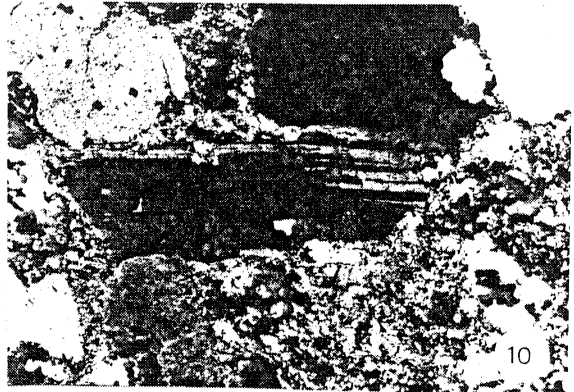
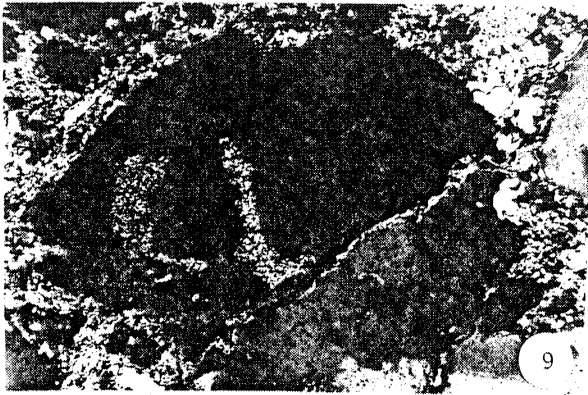
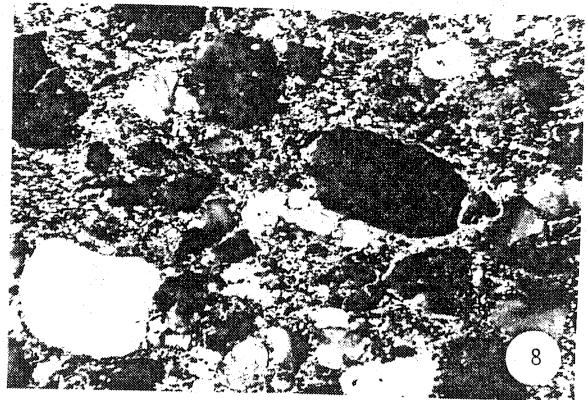
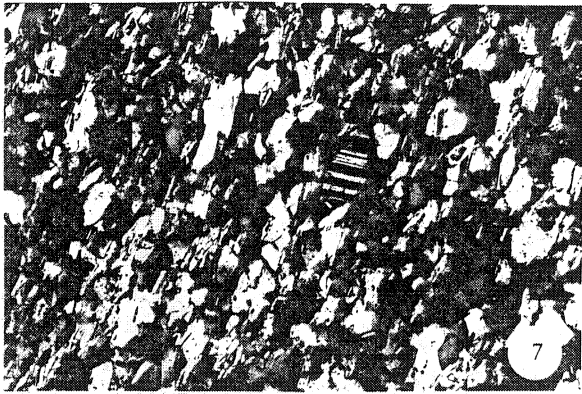


PLANCHE III

Principaux caractères pétrographiques et sédimentaires du " Groupe des Schistes et Arkoses de Bains" .

PHOTO 7 : Wacke feldspathique . LP .

PHOTO 8 : Arénite feldspathique . LP .

PHOTO 9 : Quartz à facture volcanique . LP .

PHOTO 10 : Feldspath plagioclase . LP .

PHOTO 11 : Figures d'arrachement de bordures de chenaux' .

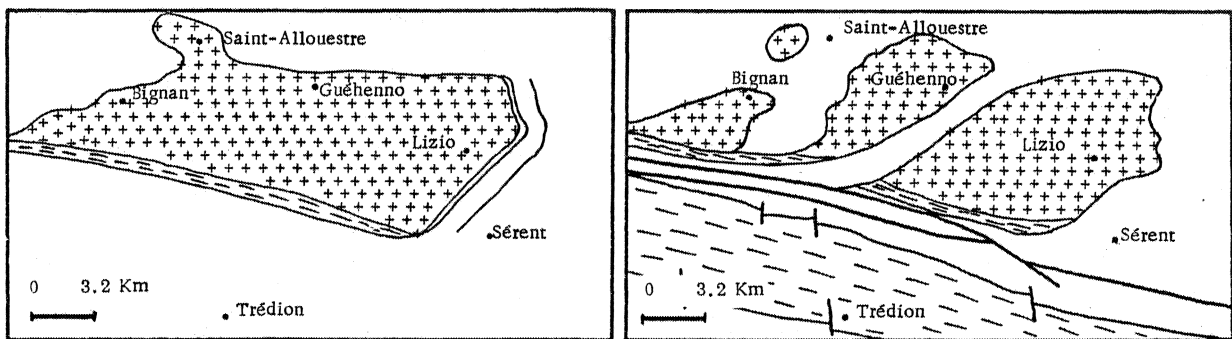
PHOTO 12 : Aspect microscopique des grès de passage à la
Formation de Traveusot . LP .

Chapitre II

Les Roches Magmatiques

RAPPELS BIBLIOGRAPHIQUES

Considérée tout d'abord comme un massif unique par Ch. Barrois (1887) (Fig. 9), la "granulite de Saint Jean Brévelay" est, dès 1890, séparée en quatre massifs distincts : le "granite porphyroïde de Bignan", les "granulites" de Saint Allouestre, de Guéhenno, de Lizio (1), qu'il rattache alors à la lignée de Locminé, continuation vers l'Est du massif de Pontivy (Barrois, 1890) (Fig. 10).



Les différentes cartographies des massifs granitiques

Fig 9 : D'après Barrois ,1887 .

Fig 10 : D'après la carte géologique de
Nantes au 1/320000 (2ème éd. 1972)

Ces trois massifs ont suscité des recherches pétrographiques générales (Barrois, 1887) et spécialisées (2) ; ils ont été intégrés à des études pétrographiques, géochimiques et géochronologiques réalisées sur d'autres massifs de Bretagne méridionale (Cogné, 1957, 1966 ; Chauris, 1966 ; Vidal, 1973) et ont fait plus récemment l'objet d'analyses géophysiques (Chauris 1967 ; Vignerresse, 1978). Les principaux résultats de toutes ces études sont résumés ci-dessous :

- (1) La Villelder étant situé en dehors du massif, nous dénommerons donc dans ce mémoire ce granite comme étant celui de Lizio.
- (2) Toutes les études pétrographiques spécialisées ont porté principalement sur les minéralisations de La Villelder : Lorieux et Blavier, 1834 ; Lorieux et de Fourcy, 1848 ; Durocher, 1851 ; D'Ault Dumesnil, 1866 ; Levy, 1882 ; de Limur, 1882, 1884 ; Lodin, 1884 ; de Tronquoy, 1912, Chauris, 1965.

Ch. Barrois (1887) présente une description pétrographique des principaux faciès de la "granulite" en distinguant une granulite massive grenue au centre du massif, une granulite aplitique localisée à l'auréole, des filons pegmatitiques et une granulite schisteuse localisée au sud du massif. Pour cet auteur, "la différence de structure qui distingue les granulites schisteuses des granulites grenues "lui" paraît un caractère acquis bien plus tard et postérieurement à la solidification de ces roches".

J. Cogné, outre la discussion du terme impropre de "granulite" qu'il remplace par granite à deux micas (Cogné, 1957), confirme les grands alignements granitiques de Ch. Barrois (1930). Il reconnaît l'importance des grands cisaillements qui, d'une part, déterminent la différence de structure entre les granites à deux micas "en massifs" et les granites à deux micas "en feuillets" et, d'autre part, qui contrôlent la mise en place et la mylonitisation de ces derniers (Cogné, 1954).

Les granites à deux micas appartiennent tous au type syntectonique leucocrate et s'échelonnent strictement en bandes et en feuillets, au long des zones cisillées en domaine métamorphique, d'où ils s'échappent tectoniquement pour former des lobes et massifs allongés dans les structures cadomiennes distendues (Cogné, 1966).

Du point de vue géochronologique, P. Vidal (1973) présente une isochrone Rb/Sr composite faisant intervenir deux points (R 83.84) pris dans la région. Il établit ainsi un âge à $- 320 \text{ MY} \pm 9$ avec un rapport isotopique initial de 0.709 ± 0011 .

La forme géométrique des massifs a été abordée par les études géophysiques, en particulier à partir des cartes gravimétriques (Fig. 11). L. Chauris (1967) considère que ces massifs font partie d'un seul et même batholite. J.L. Vignerresse (1978) complète grandement cette étude et donne à ce massif unique une forme en demi-ellipsoïde, décalé en deux parties par une faille N 60. Il fournit d'autre part une estimation de la profondeur maximum du plancher de 8.9 km (ces granites ne sont pas enracinés).

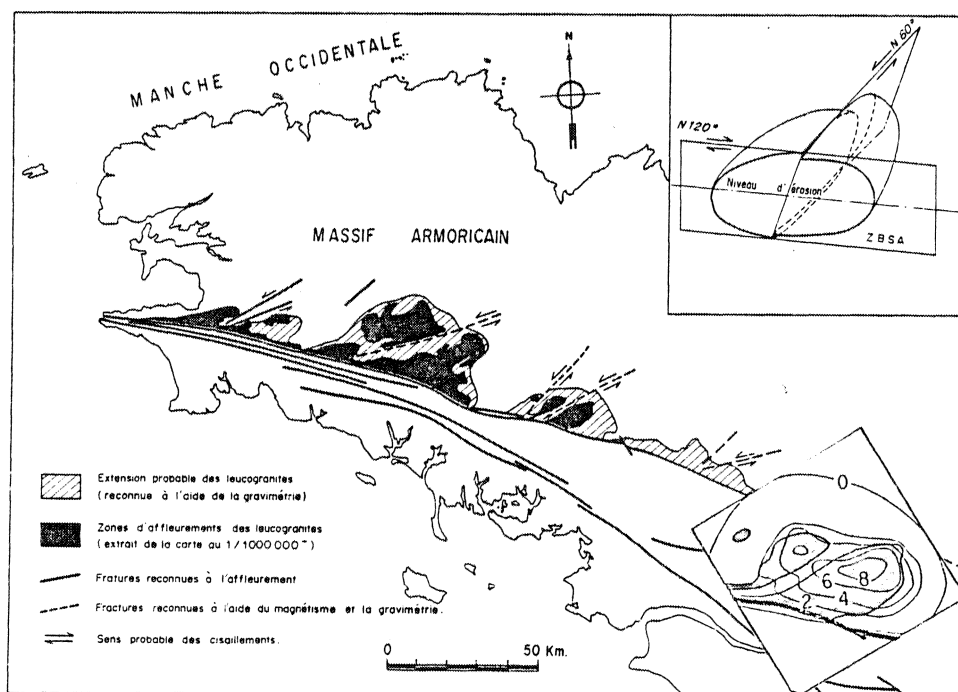


Fig 11 : Reconstitution de la forme et de l'extension des massifs Leucogranitiques jalonnant la branche Nord du Cisaillement Sud Armoricain . (D'après Vignerresse , 1978) .

Il était donc nécessaire de réentreprenre une étude pétrographique, géochimique et géochronologique afin de caractériser les leucogranites "en feuillets" et les leucogranites "en lobes" et, ainsi, essayer d'établir leur origine, leur époque de mise en place et surtout les relations exactes existant entre eux.

LES GRANITES A DEUX MICAS

Caractères généraux des granites à deux micas

Ils affleurent en trois massifs distincts et circonscrits qui sont d'Ouest en Est : le petit massif circulaire de Saint Allouestre, celui de Guéhenno (1), celui de Lizio (voir carte générale) (annexe I). De forme subcirculaire au Nord, ils prennent une allure virgulée dans leur partie sud. Lorsque les conditions sont favorables, les affleurements montrent un contact franc entre les granites à deux micas et les micaschistes encaissants. Trois types de relations ont été observées. Dans la partie septentrionale, le contact est légèrement penté vers le Nord (de 10° à 20°) et le granite comporte alors une texture planaire parallèle au contact et à la foliation de l'encaissant (Fig. 12). Dans la partie Est, le contact est subvertical et oblique sur la schistosité de l'encaissant (Fig. 13). Au Sud, le contact est aussi vertical et la structure planaire du granite à deux micas "en feuillets" est parallèle à la schistosité de l'encaissant (Fig. 14).



Etude pétrographique des différents faciès

Les caractères pétrographiques des différents massifs de granites à deux micas présentent de fortes analogies et il ne nous est pas paru nécessaire de séparer ces massifs dans l'étude qui suit. Les massifs présentent un faciès commun le plus répandu et des faciès de variations (faciès à phénocristaux de muscovite, faciès aplitique, filons) (Planche V).

Faciès commun (Planche VI) (Tab. VIII)

C'est le faciès le plus répandu dans les massifs et de nombreuses carrières y sont ouvertes. La roche est massive, leucocrate et aucune structure primaire de flux à l'échelle de l'échantillon ne peut être mise en évidence (Planche V , Photo 13) à l'oeil nu. Le grain varie de 0.2 à 0.5 cm et les feldspaths blanchâtres, le quartz translucide, la muscovite s'y distingue à l'oeil nu. La biotite est isolée dans la roche et parfois peut être absente. A la bordure septentrionale des massifs, ce faciès présente une très forte orientation planaire syn mise en place s'estompant vers les zones internes du massif (Fig. 12).

L'étude pétrographique en lamemince permet de mettre en évidence un ordre de cristallisation progressif qui est le suivant :

(1) Par rapport aux anciennes cartes, ce massif présente une plus grande extension vers le Nord ( de la Ville Pierre) et s'interrompt dans sa partie sud et ne se poursuit pas jusqu'au  de Bignan).

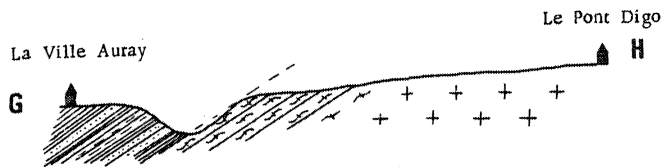
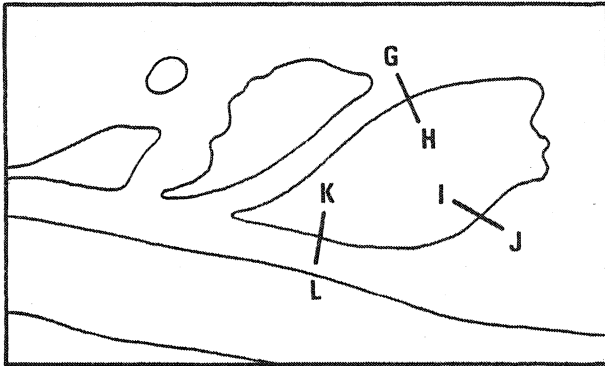


Fig 12 : Coupe schématique au Nord-Ouest du massif illustrant la concordance des terrains sédimentaires avec la foliation du granite .

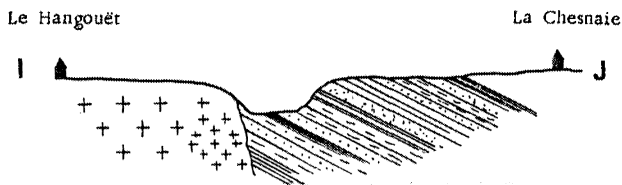


Fig 13 : Coupe schématique au Sud-Est du massif illustrant l'obliquité des terrains sédimentaires sur la bordure du Granite de Lizio .

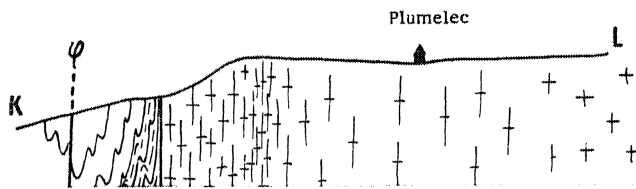


Fig 14 : Coupe schématique au Sud du massif illustrant la concordance entre les terrains sédimentaire et la foliation des orthogneiss .

- | | |
|---|--|
| (k-o.) Y ¹⁻² Micaschistes du Paléozoïque inférieur | aY ¹⁻² Aplite de bordure |
| (b2-3) Y ¹⁻² Micaschistes du Briovérien moyen et supérieur | Y ¹⁻² Leucogranite de Lizio |
| Y ¹⁻² Orthogneiss de Plumelec | Faciès de bordure du Granite de Lizio |

Echelle des longueurs : 0 250 m

Echelle des hauteurs : 0 100m

PLANCHE IV

Les différentes relations entre le Granite de Lizio et son encaissant .

PLANCHE V

Les différents faciès des granites à deux micas .

PHOTO 13 : Aspect du faciès commun isotrope .

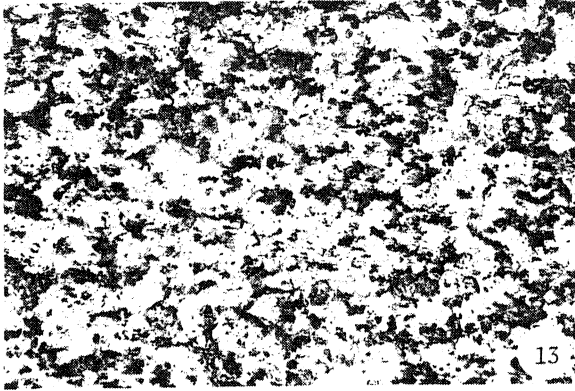
PHOTO 14 : Aspect du faciès aplitique .

PHOTO 15 : Aspect du faciès à phénocristaux de muscovite .

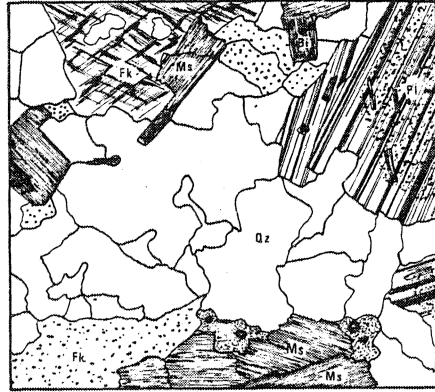
Fig. 15 : Micrographie du faciès commun

Fig. 16 : Micrographie du faciès aplitique

Fig. 17 : Micrographie du faciès à phénocristaux
de muscovite

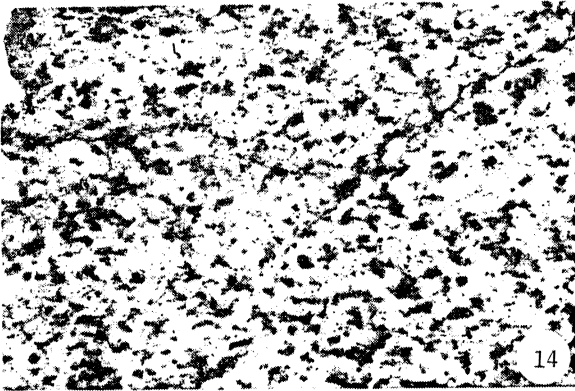


1 cm

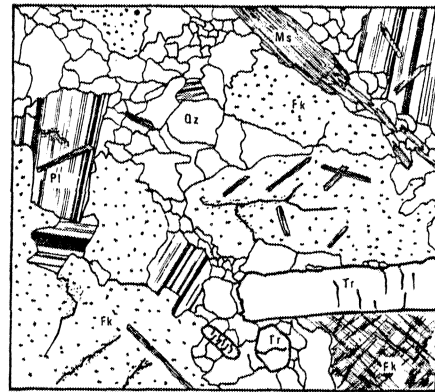


0 1 m m

Fig. 15



1 cm



0 1 m m

Fig. 16



1 cm

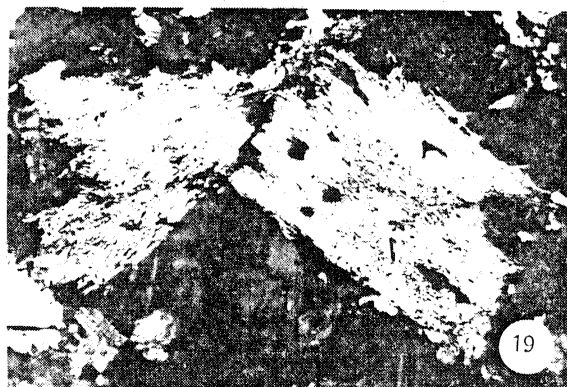
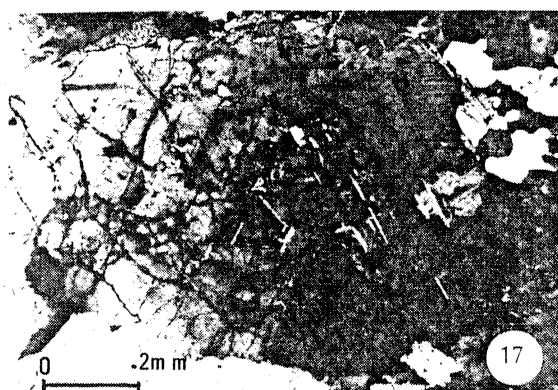
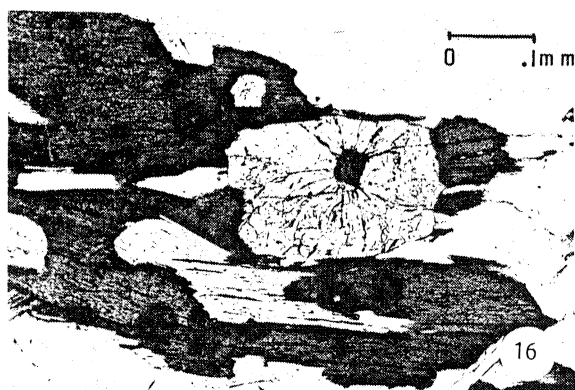


0 1 m m

Fig. 17

MINÉRAUX		TEXTURE	REMARQUES
QUARTZ		Plages de 1 cm constituées de grains xénomorphes imbriqués les uns dans les autres .	Parfois extinction "roulante" .
FELDSPATHS	ALCALIN	Principalement représenté par du microcline en cristaux xénomorphes (4-5 mm) ,avec association des macles albite et péricline .	Fréquemment poecelitiques avec inclusions de petits cristaux de quartz,plagio.,biot.,musc.- Ils sont souvent perthitiques .
	PLAGIOCLASE	Cristaux d'albite-oligoclase (AnZ= 15-20) automorphes à subautomorphes (1-5 mm) présentant la macle de l'albite .	Les figures de "zoning" et de "syneusis" sont rares mais existent - Les bourgeons myrmékitiques sont rares -Inclusions de muscovites et plagio.
PHYLLOSILICATES	BIOTITE	Elle apparait soit en grandes lames fortement pleochroïques (2-3 mm) ,soit en amas de petits cristaux .	Nombreuses inclusions de zircon et d'apatite - Elle est souvent chloritisée .
	MUSCOVITE	Souvent associée à la biotite , elle présente les mêmes caractères .	Rares inclusions d'autres minéraux -Elle se développe souvent en bordure des KF .
ACCESSOIRES		Principalement représentés par des cristaux d'apatite subautomorphe et des zircons .	L'apatite inclut souvent des zircons .

TABLEAU VIII



0 1mm 0 1mm

PLANCHE VI

Caractères pétrographiques du faciès commun .

Tab VIII : Caractères pétrographiques du faciès commun .

PHOTO 16 : Inclusion de zircon dans une apatite .

PHOTO 17 : Feldspath plagioclase zoné .

PHOTO 18 : Inclusion de feldspath plagioclase dans
un feldspath microcline .

PHOTO 19 : Muscovitisation en bordure de feldspath
potassique .

PLANCHE VII

Caractères pétrographiques des deux principaux
faciès de variations .

Tab IX : Caractères pétrographiques du faciès aplitique .

Tab X : Caractères pétrographiques du faciès à
phénocristaux de muscovite .

MINERAUX		TEXTURE	REMARQUES
QUARTZ		Plages de 1-2 mm constituées de grains aux contours nets .	Forte extinction "roulante" .
FELDSPATHS	ALCALIN	Toujours xénomorphes , ils sont peu nombreux - Le quadrillage du microcline est fin .	Les individus se présentent en deux générations; les vieux cristaux sont grands (2 mm) ,sales ,et poecelitiques;les jeunes cristaux petits ,propres.
	PLAGIOCLASE	Très nombreux cristaux d'albite (ANZ 10) subautomorphes et maclés albite .	Deux tailles et deux générations; les grands individus (2 mm) sont sales et présentent de nombreuses inclusions de quartz,musc.,tourm. Les petits individus sont propres. Pas de "zoning".
PHYLLOSILICATES	BIOTITE	Rarement observée .	
	MUSCOVITE	Nombreux cristaux soit en individus isolés (1-2 mm) soit en amas .	Ils sont souvent alignés dans la roche .
ACCESSOIRES		Tourmalines automorphes nombreuses (1-2 mm) . Grenats automorphes (2 mm) .	Fort pléochroïsme bleu-vert des tourmalines qui sont parfois ,avec le quartz ,en inclusions dans le grenat .

TABLEAU IX

MINERAUX		TEXTURE	REMARQUES
QUARTZ		Plages (1-2 mm) constituées de grains aux contours nets ou fortement engrenés les uns dans les autres .	Forte extinction "roulante" .
FELDSPATHS	ALCALIN	Cristaux de microcline (1-2 mm) rares et toujours xénomorphes . Le quadrillage du microcline est fin	Deux générations: les vieux grains sont très sales tandis que les nouveaux grains sont très propres .Les perthites sont fréquentes .
	PLAGIOCLASE	Très nombreux cristaux d'albite (ANZ 10) subautomorphes .Ils sont maclés albite .	Comme les KF ,ils apparaissent en deux générations :de grands individus (2-3 mm) sales,poeceblastiques (quartz)et de petits individus propres .
PHYLLOSILICATES	BIOTITE	De petite taille ,rare, elle n'est jamais poecelitique .	Chloritisation très poussée .
	MUSCOVITE	Cristaux subautomorphes de très grande taille (1 cm) .	Les cristaux s'alignent au sein de la matrice .
ACCESSOIRES		Rares apatites . Tourmalines subautomorphes en gros cristaux de 1 cm .	Fort pléochroïsme bleu-vert des cristaux de tourmalines .

TABLEAU X

Le zircon cristallise le premier puisqu'il se retrouve en inclusions dans les Apatites (Planche VI , Photo 16) . Celles-ci sont grandes et subautomorphes. La biotite cristallise ensuite relativement tôt car les inclusions centrales sont principalement des zircons et les apatites ne sont incluses que sur les bords des biotites. Les minéraux blancs cristallisent ensuite. Le quartz et le plagioclase commence à cristalliser tôt, en même temps que la biotite, car celle-ci se retrouve très rarement en inclusions dans le plagioclase. Avant la fin de la cristallisation du plagioclase, se fait la cristallisation du microcline et du quartz, isométriques et xénomorphes, englobant tous les cristaux précédents. L'époque de cristallisation de la muscovite primaire est difficile à apprécier, mais il semble qu'elle apparaisse avec les minéraux blancs. Ce faciès est atteint à différents degrés par des phénomènes postmagmatiques : muscovitisation, microclinisation (Planche VI , Photo 19).

Faciès de variations

Deux principaux faciès de variations ont été rencontrés. Le premier est un faciès à phénocristaux de muscovite localisé à la bordure est du Massif de Guéhenno. Le second est un faciès aplitique beaucoup plus généralisé et situé à la périphérie des massifs. Malheureusement, les conditions d'affleurements ne permettent pas d'observer les relations exactes existant entre eux et le faciès commun. Il semble cependant que ces faciès se présentent en amas plutôt qu'en filons. Les exemples que nous décrivons proviennent de l'Est du Massif de Guéhenno.

Faciès aplitique (Tableau IX)

A l'oeil nu, la roche est massive, très leucocrate, à grain fin de l'ordre du millimètre. Les minéraux identifiables sont identiques à ceux du faciès commun mais la biotite est presque toujours absente (Photo 14).

L'étude microscopique révèle, (Fig. 16), outre la présence fréquente de cristaux de grenats et de tourmalines, quelques grands cristaux (2-3 mm) de quartz, plagioclases (albite), microcline se détachant sur un fond de cristaux enchevêtrés des mêmes minéraux, mais plus petits, indiquant un refroidissement plus rapide que le faciès commun. Il faut noter qu'à l'Est du Massif de Guéhenno les minéraux sont orientés (en demeurant indemmes de toute déformation) et donnent à la roche une forte texture planaire subverticale synchrone de la mise en place.

Faciès à phénocristaux de muscovite (Tableau X)

Ce faciès est localisé comme le faciès précédent à l'Est du Massif de Guéhenno et, comme lui, présente une texture planaire subverticale. Cette foliation est soulignée de grandes muscovites (1 cm) indemmes de toute déformation (Photo 15). La roche est massive, grenue et rendue très brillante (aspect écailleux) par la présence de ces phénocristaux de muscovite.

Comme le faciès aplitique, l'analyse microscopique (Fig. 17) montre un fond constitué de petits cristaux de plagioclases (albite), de quartz et de feldspath potassiques entourant quelques phénocristaux de quartz; d'albite, de rares microclines et de muscovite.

Ces deux faciès de variation sont par rapport au faciès commun plus acides et présentent les caractéristiques suivantes : un plagioclase toujours albitique, un rapport plagio-

clase/microcline supérieur à 1, la présence fréquente de tourmaline et de granat, la rareté des zircons et des apatites. Ils présentent d'autre part les marques d'un refroidissement rapide et, dans la partie est du Massif de Guéhenno, les traces d'une déformation pendant leur mise en place.

Filons

Les filons sont nombreux dans les massifs de Guéhenno et de Lizio. Nous n'avons pas étudié en détail ces filons, mais les observations faites sur le terrain ont montré les principaux groupes suivants :

- aplites identiques aux faciès aplitiques précédents, localisées à l'Est du Massif de Lizio
- pegmatites à quartz-feldspath-muscovite-tourmaline, très fréquente au Nord-Ouest du Massif de Guéhenno et un peu partout dans le Massif de Lizio. Ces filons sont parfois fortement minéralisés (mines de la Villeder, N-W de Lizio).
- tourmalinites constituées essentiellement de cristaux de tourmalines et de quartz, au Nord-Est du Massif de Guéhenno
- filons de quartz répartis sur tout le massif avec une localisation plus importante au Nord de ces massifs.

Conclusions

L'étude pétrographique, bien que succincte, fournit cependant les indications suivantes :

Les massifs, avec l'existence d'un faciès commun, de faciès de variations, d'une séquence de filons de produits différenciés, de phénomènes dentériques, présentent tous les caractères de gisement batholitique.

L'ordre de cristallisation mis en évidence par l'examen microscopique, l'existence de plagioclases zones, de figures de synensis (rares mais présentes) sont autant d'arguments en faveur d'une origine magmatique de ces granites à deux micas.

LES ORTHOGNEISS

Généralités

Ils sont géographiquement et cartographiquement liés aux granites à deux micas et affleurent dans les massifs de Lizio et de Guéhenno en bandes allongées (voir annexe I). Ils sont localisés sur les bordures des lobes leucogranitiques malgré quelques rares zones internes (voir annexe II). Ces bandes sont orientées suivant deux directions N 40.50 et N 100. Les zones les plus importantes se localisent pour le massif de Guéhenno sur les bordures est et sud, pour le Massif de Lizio sur la bordure sud. Cette bordure sud, dite "zone de Plumelec", présente les meilleurs affleurements et la plus grande évolution et a servi pour la description des différents faciès mylonitiques.

Les tableaux utilisés pour la description pétrographique seront les mêmes que pour l'étude des granites. Il s'y ajoutera les remarques concernant la cataclase et la recristallisation des minéraux. D'après la classification de Higgins, trois principaux faciès peuvent être

distingués : (Higgins, 1971)

- Protomylonite granitique
- Mylonite granitique
- Ultramylonite.

Etude pétrographique des différents faciès

Il est bien connu que dans les zones mylonitiques une augmentation de la déformation s'exprime par une diminution de la taille du grain accompagnée d'une recristallisation. Dans la zone étudiée, la mylonitisation augmente du Nord vers le Sud et s'accompagne de la recristallisation de quartz, de petits grains d'albite, de microcline, de biotite et de muscovite. La fraction cataclastique (nous définissons la fraction cataclastique comme la fraction de la roche composée des minéraux déformés quelque soit le mécanisme de déformation) est toujours plus importante que la fraction recristallisée. Ainsi, on passe progressivement d'un stade protomylonitique à un stade ultramylonitique dans lequel seule une faible proportion de phénoclastes feldspathiques demeure au sein d'une matrice à grain fin (10 μ).

Protomylonite (Fig. 18) (Tab. XI)

Ce faciès affleure mal et se localise dans la partie nord de la zone de Plumelec sur une largeur de 500 m environ. La roche est massive, leucocrate et les grains sont visibles à l'oeil nu. La nature granitique du matériel apparaît facilement mais prend un léger aspect orienté. Les minéraux constitutifs du granite commencent à se cataclaser suivant des modalités bien connues. Les muscovites se froissent, les feldspaths se granulent à leur périphérie et se fracturent. Ce faciès se rencontre dans les différentes autres zones des deux massifs de Lizio et de Guéhenno.

MINERAUX		TEXTURE	REMARQUES
QUARTZ		Grandes plages millimétriques allongées parallèlement à la foliation - Ces plages sont constituées de grains (200) recristallisés .	Très rare extinction "roulante" - Les grains de quartz recristallisent en petit individus isolés (50) dans la mésostase .
FELDSPATHS	ALCALIN	L'orthose et le microcline sont en phénocristaux (2-4 mm) -Ils sont maclés carlsbad ou microcline et sont subautomorphes .	Ils sont perthitiques,granulés à leur périphérie et admettent des petites queues de recristallisation (quartz) à leur extrémités -L'albite recristallise en petits grains (50)dans la mésostase.
	PLAGIOCLASE	L'albite-oligoclase (AN%=15) forme la majorité des hénocristaux -Ils sont maclés albite (associée parfois à la macle de carlsbad)-"Zoning"fréquent.	Ils sont poecelitiques ,fracturés et cassés à leur périphérie-Ils admettent quelques ombres de pression à leur extrémités -Ils recristallisent en petits grains d'albite (50) dans la mésostase .
PHYLOSILICATES	BIOTITE	En phénocristaux avec inclusions de zircons et leur auréoles pléochroïques .	La biotite est granulée , présente parfois une extinction onduleuse -Elle recristallise dans la mésostase sous forme de petits grains (50) .
	MUSCOVITE	Même texture que la biotite mais sans zircon .	Comme la biotite .
ACCESSOIRES		Principalement des cristaux d'apatite .	

TABLEAU XI

Tab XI : Caractères pétrographiques des protomylonites granitiques .



Fig 18 : Micrographie du stade protomylonite granitique .

Mylonite granitique (Fig. 19) (Tableau XII)

C'est le faciès le plus répandu et il affleure au Sud des protomylonites. La roche perd son aspect granitique pour prendre un aspect fortement gneissique. La structure ocellée est caractéristique et formée par les phénoclastes feldspathiques nombreux dans la roche. La cata-

MINERAUX		TEXTURE	REMARQUES
QUARTZ		Grandes plages millimétriques allongées constituées de grains recristallisés aux contours nets.	Peu d'extinction onduleuse-Ce minéral recristallise en petits individus (50) dans la mésostase .
FELDSPATHS	ALCALIN	L'orthose et le microcline se présentent en phénoclastes (3-4 mm) ,subautomorphes et fréquemment maclés carlsbad .	Par rapport au stade protomylonitique la taille des queues de recristallisation et la granulation augmentent-
	PLAGIOCLASE	Il est représenté par des phénoclastes d'albite oligoclase (3-4 mm) dont le nombre diminue .Ils sont souvent fragmentés .	Il a un comportement très fragile avec dissociation des individus -Il présente les mêmes queues de recristallisation que les KF -Il recristallise sous forme de petits grains d'albite (50)
PHYLOSILICATES	BIOTITE	Les phénocristaux sont identiques à ceux du faciès protomylonitique mais ils prennent une forme en poisson caractéristique .	Nombreux phénomènes de déformation intense avec glissement et ouverture des clivages 0.0.1 , nombreux kinks .Elle recristallise en petits grains (50) dans la mésostase .
	MUSCOVITE	Mêmes caractéristiques que la biotite .	Mêmes caractéristiques que la biotite .
ACCESSOIRES		Cristaux d'apatite .	Ils admettent aussi des petites queues de recristallisation à leurs extrémités .

T A B L E A U XII

MINERAUX		TEXTURE	REMARQUES
QUARTZ		Rubans (0.5 mm) formés de grains recristallisés- Petits cristaux (10-30) isolés dans la mésostase	Les rubans sont peu épais et parfois ne sont constitués que d'un seul niveau de grains de quartz .
FELDSPATHS	ALCALIN	Les cristaux d'orthose et de microcline restent les seuls phénoclastes (3 mm) -Ils ont une forme arrondie et sont maclés carlsbad .	La perthitisation , la granulation ainsi que la taille des queues de recristallisation deviennent très importantes -Il recristallise sous forme de petits grains de microcline (10-30) .
	PLAGIOCLASE	L'albite -oligoclase existe en fragments disséminés dans la mésostase -Il n'existe plus en grand phénoclaste .	Ils participent en fragments à la constitution de la mésostase et recristallisent sous forme de petits grains d'albite (10-30) .
PHYLOSILICATES	BIOTITE	Rares individus en clastes (0.5-1 mm)	Glissement et ouverture des clivages 0.0.1 - Forme en "poisson" caractéristique -Elle recristallise sous forme de biotite verte .
	MUSCOVITE	Les muscovites en "poisson" sont plus nombreuses que les biotites .	Déformation identique à celle de la biotite .
ACCESSOIRES		Cristaux d'apatite	Peu déformés ,ils admettent des queues de recristallisation de quartz .

T A B L E A U XIII

PLANCHE VIII

Tab XII : Caractères pétrographiques des mylonites granitiques .

Tab XIII : Caractères pétrographiques des ultramylonites granitiques .

clase des minéraux devient très importante et les muscovites prennent une forme en poisson (Fig. 19) tandis que les queues de recristallisation à l'extrémité des clastes augmentent de taille.

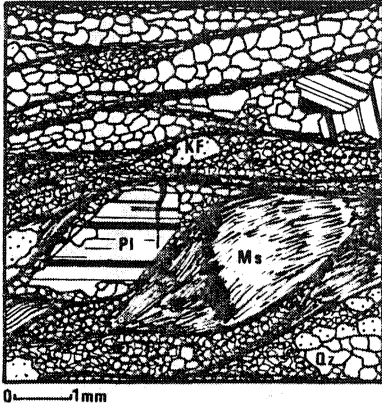


Fig 19: Micrographie du stade mylonite granitique .

Ultramytonites (Fig. 20) (Tab. XIII)

Elles sont localisées uniquement dans la zone de Plumelec et affleurent sous forme de bandes subverticales ne dépassant jamais 10 cm environ.

Les mylonites granitiques passent progressivement à une roche claire très feuilletée avec un fort débit schisteux. Le passage se fait par une forte diminution de la quantité et de la taille des clastes (feldspaths, micas). Hormis quelques rares clastes de 0,3 cm, tous les minéraux ont une taille inférieure au millimètre.

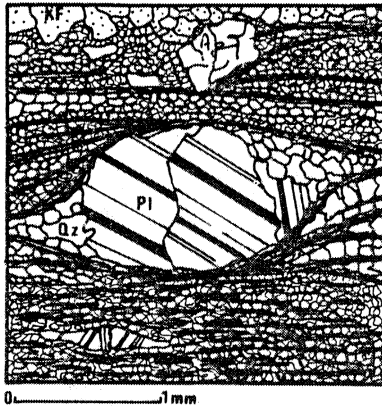


Fig 20 : Micrographie du stade ultramytonite granitique .

Le processus, illustré sur la figure 21, peut donc se résumer comme suit. Au fur et à mesure du développement de la mylonitisation, la taille et la proportion des phénoclastes de feldspaths diminuent en même temps que leur granulation et leur fracturation augmentent. La cristallisation secondaire de quartz et de microcline se fait dans des zones protégées aux extrémités des phénoclastes ; la taille de ces ombres de pression devient de plus en plus importante. Les extrémités des phyllosilicates se granulent tandis que leurs clivages 001 s'ouvrent ou montrent une forte tendance aux glissements. L'allure "en poisson" et l'extinction onduleuse des phyllosilicates est fréquente et atteinte relativement précocement dans la déformation.

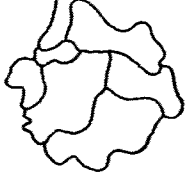
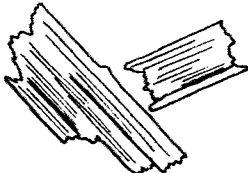
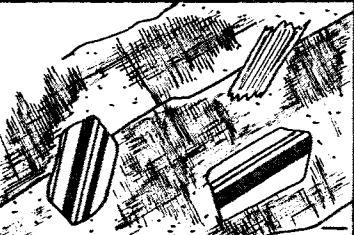
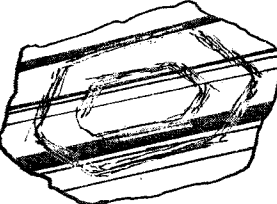


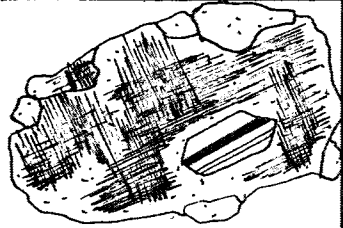
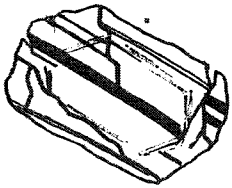
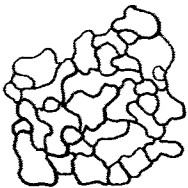

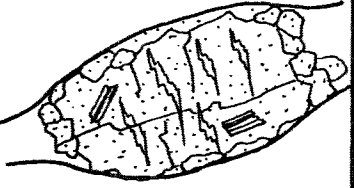





	Quartz	Phyllosilicates	Feldspath		
			Potassique	Plagioclase	
Déformation croissante ↓	Granite isotrope				
	Protomylon.				
	Mylonite				
	Ultramylon.				

Fig 21 : Evolution de la forme et de la taille des différents minéraux au cours de la déformation mylonitique croissante . La barre d'échelle représente .1mm .

Les caractéristiques microscopiques de la cataclase se marquent donc par une déformation de plus en plus importante des minéraux du granite de départ et une réduction importante de la taille des grains et soulignent un fort gradient de déformation N-S au travers de la zone de Plumelec. Il faut noter qu'à cette déformation s'associe une persistance de la stabilité et parfois de la cristalloblastèse de biotite brune et verte, de muscovite, de l'albite et du microcline.

Conclusions

Plusieurs zones de mylonitisation sont présentes dans ces granites à deux micas, mais seule la bande sud du granite de Lizio présente une évolution suffisante pour atteindre le stade ultramylonitique. Ces mylonites ont tous les caractères pétrographiques des granites à deux micas dont elles dérivent progressivement par augmentation de la cataclase des minéraux, diminution de la taille du grain. Dans tous les cas, cette cataclase est supérieure à la recristallisation. Dans la zone de Plumelec, la suite Proto-Mylo-Ultramylo s'observe du Nord vers le Sud et souligne ainsi un gradient d'intensité de mylonitisation croissant dans ce sens (Fig. 22).

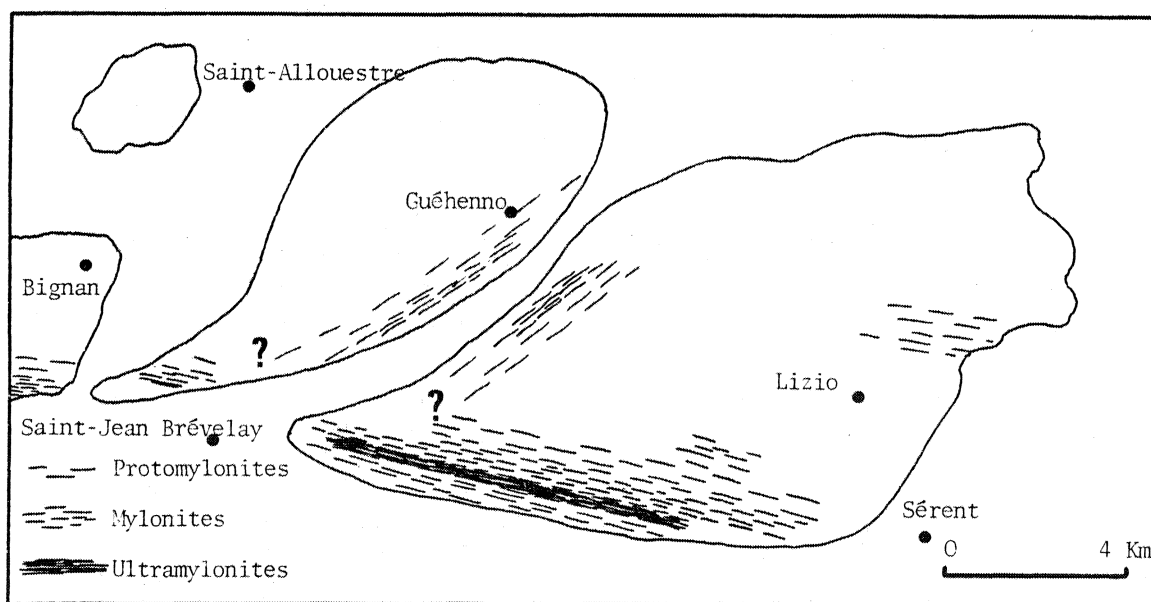


Fig 22 : Carte schématique des différents faciès mylonitiques . Il faut rappeler que les limites des différents faciès ne sont pas aussi nettes et que le passage se fait de façon progressive .

Il est possible dès maintenant d'aborder le problème de l'âge de la mylonitisation en comparant ces faciès mylonitiques avec les faciès de variation déformés. En particulier dans l'Est du massif de Guéhenno, nous avons vu que les faciès aplitique et à muscovite présentaient les traces d'une forte orientation planaire synchrone de leur mise en place. Ces faciès

sont situés dans les zones de mylonites mais, à la différence de celles-ci, leurs minéraux constitutifs sont indemmes de toute déformation. De plus, la foliation est orientée de façon identique dans les mylonites et les faciès de variations structurés. Ces différentes observations laissent penser que la déformation responsable de la mylonitisation est synchrone et identique à celle ayant développé l'orientation des faciès de variations. La mylonitisation serait donc synchrone et se développerait pendant la mise en place des faciès de variations, lors de la fin de la mise en place des granites à deux micas.

ETUDES GEOCHIMIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES

Ces deux études beaucoup plus succinctes ont été entreprises pour, d'une part, caractériser géochimiquement les leucogranites et les mylonites associés, d'autre part, dater l'époque de mise en place de ces granites.

Etude géochimique (Tab. XIV)

Cette étude est entreprise par J.P. Caron. Les analyses sont nombreuses, bien réparties et sont disponibles à la banque de données du C.R.P.G. de Nancy.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	71.50	72.25	72.27	71.45	69.29
TiO ₂	.40	.20	.28	.25	.52
Al ₂ O ₃	15.30	15.10	14.66	15.89	16.31
Fe ₂ O ₃	.81	.70	.87	.51	.62
FeO	.69	.83	.53	.96	2.14
MnO	.02	.03	.03	.02	.05
MgO	.50	.30	.38	.58	1.24
CaO	.70	.75	.65	.69	1.68
Na ₂ O	3.40	3.37	3.30	3.48	3.96
K ₂ O	4.42	4.44	4.84	4.56	3.00
P ₂ O ₅	.25	.20	.20	.25	.21
H ₂ O	1.83	1.30	1.45	1.03	1.24
Total	99.82	99.47	99.46	99.67	100.26

Tab XIV : Eléments majeurs en pourcentage d'oxyde .

-1:Lizio centre -2:Lizio extérieur -3:Lizio écrasé

-4:Gueherno -5:Saint allouestre .

Ces granites sont typiquement des leucogranites (Didier & Lameyre, 1969). La comparaison des moyennes des analyses fait apparaître :

- une similitude entre les leucogranites de Lizio et de Guéhenno ; le massif de Saint Allouestre présente une composition géochimique légèrement différente (des analyses en cours montreraient que ce granite se rapprocherait beaucoup plus du Granite de Bignan) (Caron, comm. pers.).
- les variations à l'intérieur d'un même massif sont négligeables.
- les mylonites sont géochimiquement identiques aux leucogranites dont elles dérivent.

Il n'existe pas de variations géochimiques notables au cours de la mylonitisation qui a affecté le matériel leucogranitique.

Etude géochronologique

Initialement, cette étude avait pour but de déterminer l'influence ou non de la mylonitisation sur une étude géochronologique (Collaboration J.J. Peucat). Malheureusement, la fraîcheur des échantillons n'a permis qu'une étude du granite à deux micas non déformé.

L'isochrone Rb/Sr réalisée pour le granite isotrope fournit un âge de 338 ± 13 MA avec un rapport initial de 0.7053 (Fig. 23). Cet âge est en accord avec l'âge fourni en 1967 par P. Vidal sur une isochrone composite (deux points de la région étudiée participaient à l'isochrone).

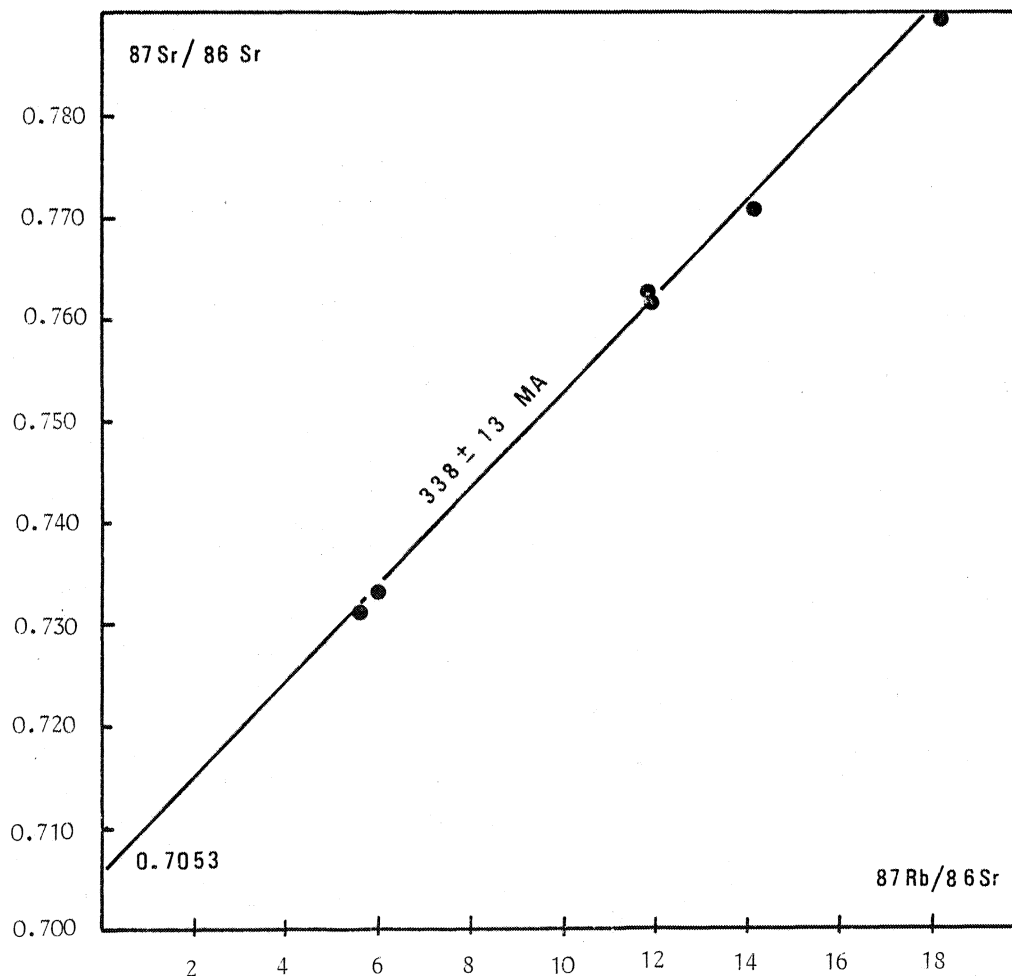


Fig 23 : Diagramme Rb/Sr (roches totales) pour le granite isotrope de Lizio .

CONCLUSIONS

L'analyse pétrographique et géochimique des leucogranites et des mylonites associés permet de confirmer un important épisode de magmatisme à l'Hercynien (327 MY). Ce magmatisme intrusif est représenté par des leucogranites identiques à ceux étudiés plus à l'Ouest (Hameurt, 1961 ; Hammer, 1978 ; Mifdal, 1979). Lors de leur fin de mise en place, les leucogranites sont affectés par une déformation mylonitique importante qui se développe principalement à partir du granite à deux micas lui-même.

En conclusion, les leucogranites ont une origine magmatique et gisent sous la forme de batholites avec leurs cortèges de produits différenciés.

les leucogranites "en feuillets" sont en fait des roches mylonitiques dont la roche parente est le granite lui-même. Ces roches se développent pendant un épisode de déformation synchrone de la fin de la mise en place du granite.

DEUXIEME PARTIE:

**LA DEFORMATION
CISAILLANTE**

INTRODUCTION

Les zones mylonitiques sont des régions planaires dans lesquelles la déformation est intense relativement aux roches adjacentes (Hobbs et al). Ces zones de mylonites vont de l'échelle de la lame mince jusqu'à des échelles plurikilométriques ; elles concernent tous les types de roches et sont représentées, entre autres, par les orthogneiss auxquels nous nous intéresserons plus particulièrement.

Ces zones mylonitiques se rencontrent principalement dans deux grands types de contextes géologiques que l'on peut distinguer d'après l'ampleur et la quantité des roches affectées :

- Le premier type est représenté par les zones d'échelle cartographique amenant la création d'une grande quantité d'orthogneiss à des échelles kilométriques. Ces zones sont principalement situées dans les régions de failles, dans les complexes de nappes ou de dômes.

- Le second type de zone mylonitique est représenté par des zones d'échelle métrique telles que les zones décrites par Ramsay & Graham (1970), Hara et al (1973), Burg & Laurent (1978) Laurent & Etchecopar (1976).

Le régime de déformation associé aux zones mylonitiques a été le sujet de nombreuses discussions et controverses. L'interprétation généralement admise est que ces zones sont les produits de grandes déformations cisailantes. C'est communément le cas lorsque le déplacement des roches de chaque côté de la zone peut être établi (Ramsay & Graham, 1970 ; Vernon & Ransom, 1971 ; Hara et al, 1973). Toutefois, dans la majorité des cas, de tels déplacements ne peuvent être mis en évidence et l'interprétation n'est pas si claire. M. Johnson (1967) propose que, dans la majorité des zones de mylonites, la déformation est due essentiellement à un aplatissement normal à la foliation et le litage mylonitique aurait alors la même signification qu'une schistosité. Enfin, ces zones sont souvent considérées comme étant la somme de ces deux régimes.

Un autre problème soulevé par l'analyse des zones de cisaillements est le fréquent parallélisme entre la linéation d'étirement et les axes de plis. De nombreux auteurs considèrent que cette linéation d'étirement est un axe d'extension principal tandis que d'autres la considèrent comme une direction de cisaillement dans le plan de foliation.

Il était donc nécessaire de tenter de répondre à toutes ces questions primordiales pour la compréhension des zones de mylonites en analysant la déformation majeure dans les terrains sédimentaires et dans les granites déformés.

Dans le premier chapitre, l'analyse microtectonique, réalisée dans les terrains sédimentaires d'une part, et, dans les granites déformés d'autre part, permettra de définir la géométrie de la phase majeure de déformation dont les relations avec la mise en place des leucogranites seront analysées au cours de l'étude métamorphisme - déformation.

Dans le deuxième chapitre, la phase majeure de déformation synschisteuse sera caractérisée par l'étude de la déformation finie, l'étude du régime et des mécanismes de déformation.

Enfin, dans le troisième chapitre, le régime de déformation étant connu, nous examinerons, d'un point de vue beaucoup plus thématique, l'évolution des orientations préférentielles de réseau de quartz dans les granites déformés et l'évolution de plis au cours de la déformation progressive.

Chapitre I

**Geometrie de la phase majeure
synschisteuse**

GENERALITES

Des études récentes sur la déformation des terrains sédimentaires briovériens et paléozoïques de Bretagne centrale (Le Corre, 1978) et de Saint Georges sur Loire (Pivette, 1978 ; Gapais, 1979) concluent à une tectonique majeure hercynienne responsable de la schistogénèse et du plissement de ces séries.

- Cl. Le Corre, 1978 :

. La schistosité et la plupart des plis visibles dans le Briovérien devaient être rapportés à la tectogénèse hercynienne.

. On notera les caractères particuliers de l'ellipsoïde de déformation dans toute cette région (axe X subhorizontal et parallèle aux plis, tendance locale à la constriction) qui sont attribués à la combinaison de deux moteurs géodynamiques principaux : la compression N-S d'une part et la montée diapirique des granites syntectoniques d'autre part. Dans le domaine le plus méridional, l'influence possible d'une composante de cisaillement dextre a pu se superposer aux mécanismes précédents en fin d'évolution.

- B. Pivette, 1978 :

. L'importance des événements hercyniens dans la structuration du Briovérien apparaît comparable à ce que l'on observe en Bretagne centrale.

. Plusieurs observations laissent supposer l'intervention d'une composante horizontale de cisaillement dextre au cours de la déformation.

- D. Gapais, 1979 :

confirme le caractère strictement synschisteux des leucogranites hercyniens et les résultats concernant l'étude du régime de la déformation permettent de conclure à l'existence d'une composante de cisaillement subhorizontale dextre au cours de la déformation synschisteuse dans le Sud de la région.

Nous voyons donc que, si ces auteurs sont en accord sur l'idée d'une déformation synschisteuse hercynienne en relation étroite avec la montée des leucogranites, il n'en est pas de même en ce qui concerne l'influence de la composante de cisaillement horizontale dextre dans cette phase majeure.

La région étudiée, située sur la branche nord du cisaillement sud-armoricain, à la limite entre la Bretagne centrale et le synclinorium de Saint Georges sur Loire, est idéalement placée pour aborder et approfondir les relations, d'une part, entre déformation - métamorphisme-intrusions leucogranitiques et, d'autre part, entre la phase majeure de déformation et la composante de cisaillement.

L'analyse microtectonique réalisée, d'une part, dans les terrains sédimentaires, d'autre part, dans les orthogneiss permettra de définir la géométrie de la phase majeure de déformation dont les relations avec la mise en place des leucogranites seront analysées au cours de l'étude métamorphisme - déformation.

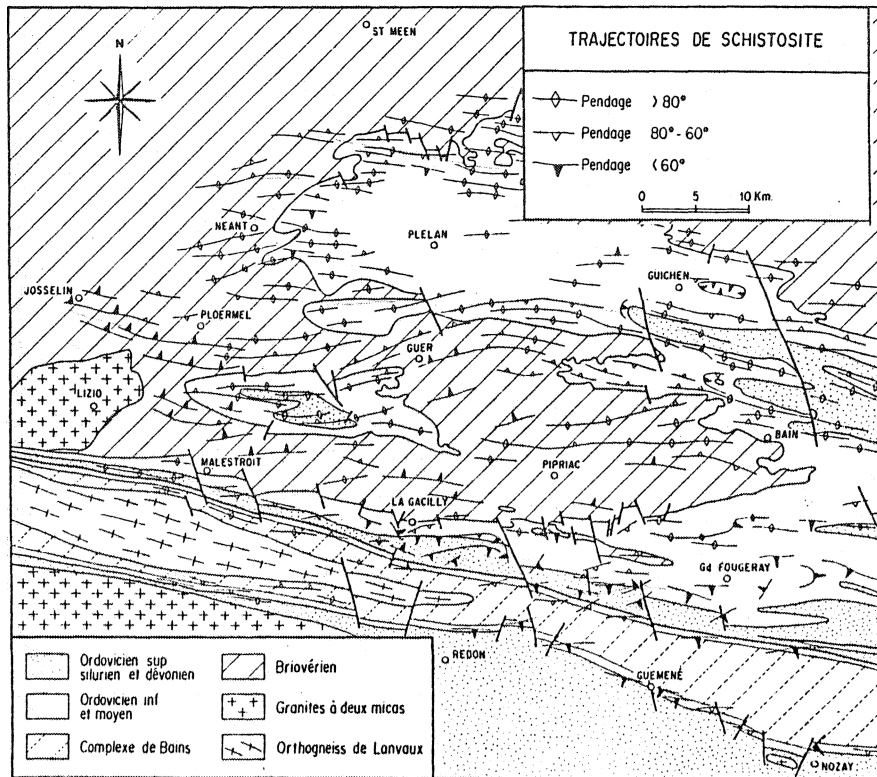


Fig 24 : Trajectoires de Schistosité dans le Briovérien et le Paléozoïque de Bretagne Centrale (d'après Le Corre, 1978).

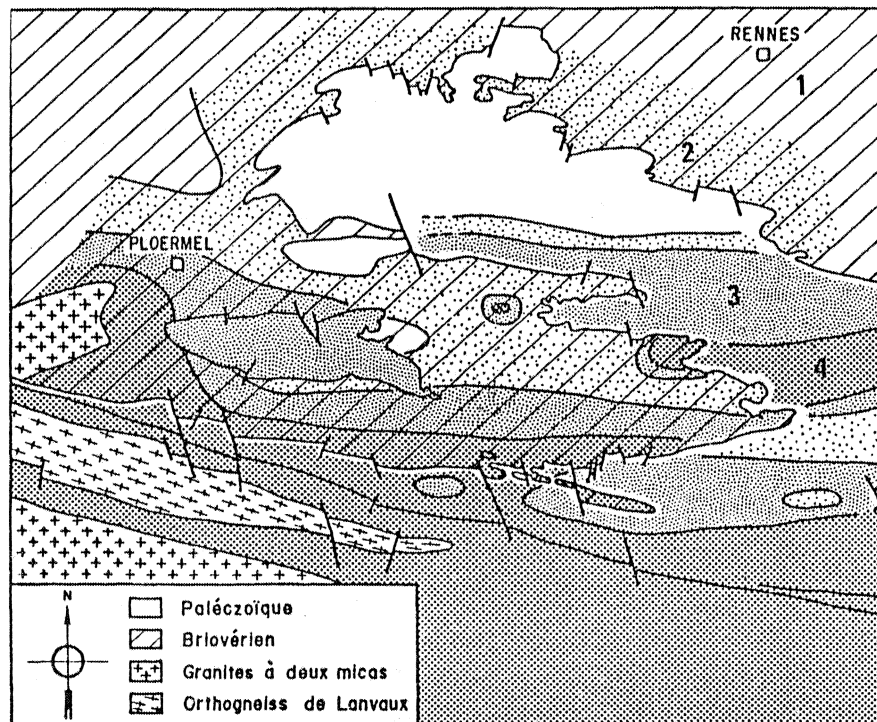


Fig 25 : Carte typologique de la Schistosité dans le Briovérien et le Paléozoïque -1: Schistosité de fracture et de crénulation initiale -2: Schistosité de fracture et de crénulation initiale avec début de recristallisation -3: Schistosité de flux avec microlithons encore visibles -4: Schistosité de flux pénétrative.

ANALYSE GEOMETRIQUE ET MICROTTECTONIQUE
DE LA PHASE MAJEURE SYNCHISTEUSE DANS LES TERRAINS SEDIMENTAIRES

Rappel des données publiées (Le Corre, 1978)

En Bretagne centrale, après deux phases de déformation par gravité anté-Paléozoïque, se développe une tectonique majeure hercynienne caractérisée par les structures suivantes :

- La schistosité est subverticale et de direction N 90-100 (dans le Briovérien, cette schistosité tend à se coucher dans les secteurs méridionaux en prenant un pendage nord) (Fig. 24). Du Nord vers le Sud, la schistosité de fracture fait progressivement place à une schistosité de flux localisée dans la région sud (Fig. 25). Cette augmentation de l'intensité de la schistosité est en accord avec l'augmentation de la déformation finie (Le Théoff, 1977).

- La linéation d'intersection schistosité - stratification se dispose en zones dans le Briovérien (Parmi de nombreuses hypothèses, l'auteur attribue cette variation à l'existence d'une phase de déformation antéschisteuse). Dans le Paléozoïque, elle est généralement subhorizontale et orientée E-W.

- La linéation d'étirement correspondant au grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie (Le Théoff, 1977) est subhorizontale, orientée E-W et parallèle à l'axe des plis synschisteus.

- Les plis admettent la schistosité pour plan axial. Ils sont le plus souvent à grand rayon de courbure et leur axe est subhorizontal et de direction N 90-100. Dans le Briovérien, le style des plis change du Nord vers le Sud et évolue depuis un type symétrique à axe subhorizontal et plan axial vertical jusqu'à des plis disymétriques et nettement déversés vers le Sud.

- Le Sud de la Bretagne centrale est caractérisé par une crénulation régionale déformant la schistosité à quelque soit sa position. Sa trace est toujours subhorizontale et parallèle à la direction d'étirement E-W. L'auteur attribue cette crénulation aux effets de l'interaction combinée du raccourcissement N-S et de la montée des leucogranites (Fig. 26).

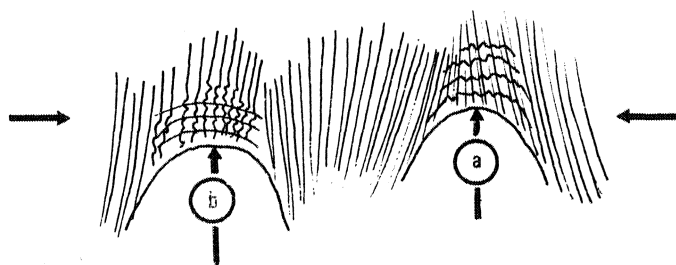
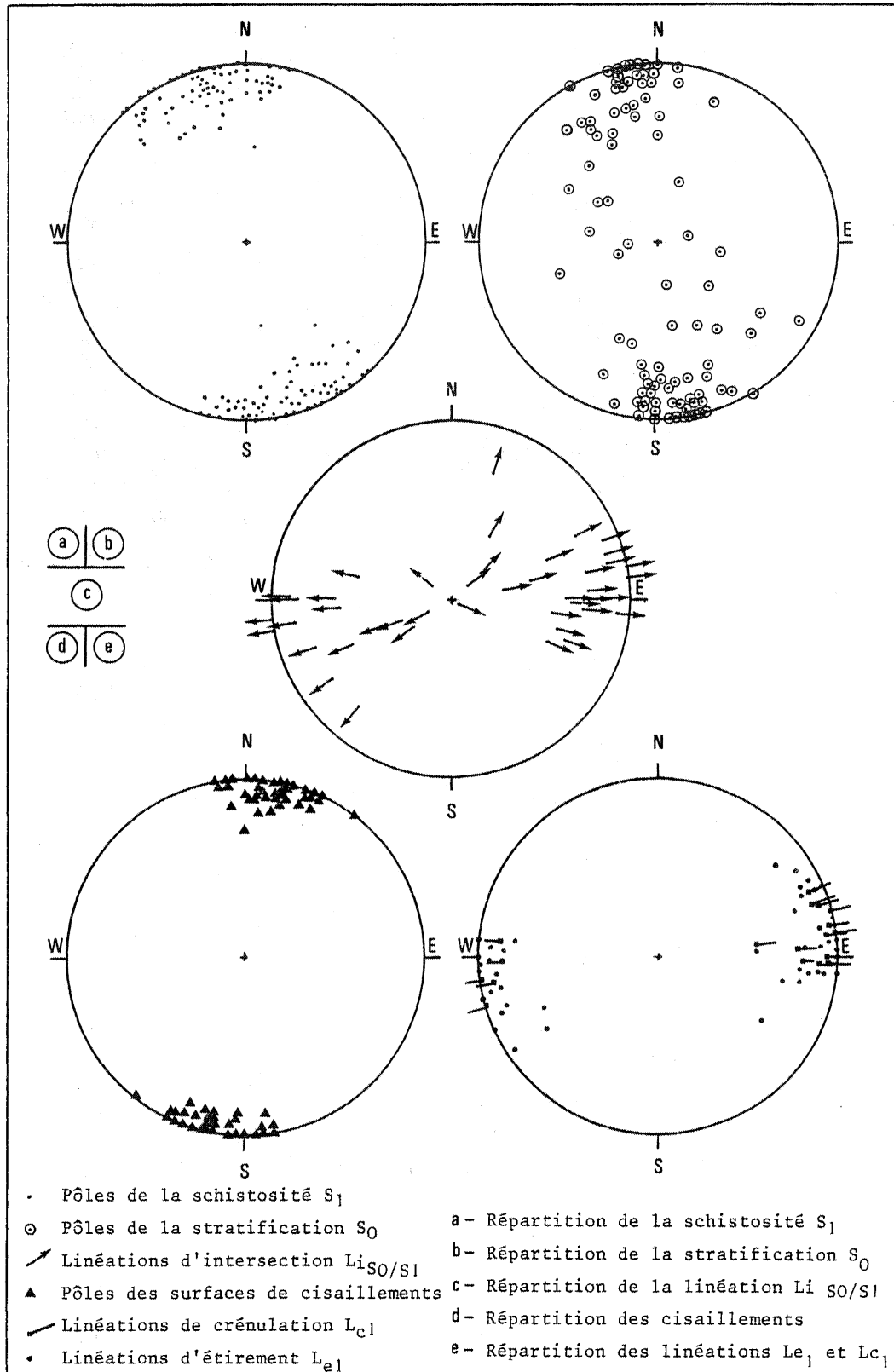


Fig 26 : Combinaison des effets du raccourcissement régional et de la montée diapirique des Leucogranites sur la Schistosité .-A:la Schistosité née horizontalement au toit du granite est crénulée lors du raccourcissement régional .-B:la Schistosité née au cours du raccourcissement régional est crénulée lors de la fin de la mise en place des granites .



- Les déformations postérieures à la déformation majeure sont d'importance mineure quant à la structuration de la région. On peut distinguer des crénulations locales, des kink-bands en plusieurs familles, des plis métriques associés aux phases cassantes tardives.

Enfin, dans la région étudiée, apparaissent des failles parallèles à la direction du plissement et connues sous le nom de faille Malestroit-Angers, comme l'expression superficielle du Cisaillement Sud-Armoricain. Cette faille à mouvements composites (décrochements, puis faille normale) apparaît pour l'auteur comme un phénomène terminal dans l'évolution tectonique de la région.

Analyse géométrique et microstructures

L'étude de terrain permet de mettre en évidence une phase majeure de déformation dont les éléments structuraux caractéristiques (schistosité - linéation - plis) présentent une grande diversité dans leur type et leur orientation et soulignent ainsi la complexité de cette phase synschisteuse qui apparaît en étroite relation avec les zones de cisaillements.

Schistosité (Fig. 27,a) . (Plan IX, Photo 20)

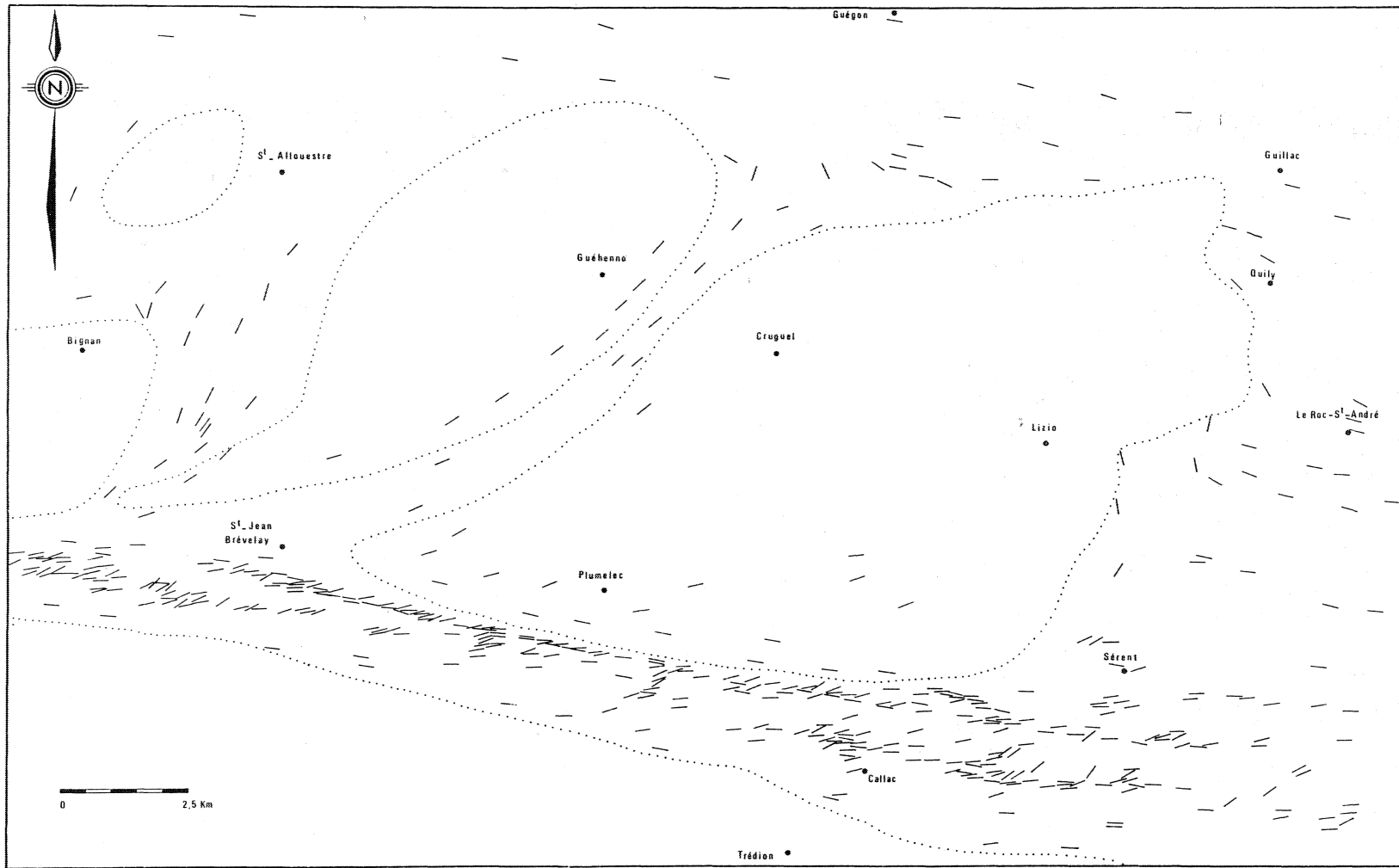
La schistosité est partout bien visible et oblitère souvent les caractères sédimentaires. Cette schistosité est toujours une schistosité de flux typique qui évolue vers une véritable foliation aux abords des massifs leucogranitiques. Elle représente alors le stade ultime de l'évolution de type mise en évidence par C. Le Corre (1978) et s'intègre parfaitement à ces résultats.

Dans la partie sud de la région, la schistosité présente une orientation variable. Elle est généralement subverticale et possède une direction comprise entre N 60 et N 100, oblique sur les contacts cartographiques. Localement, elle se trouve en position subhorizontale pouvant s'expliquer par une adaptation sur les formations compétentes. La carte des trajectoires de schistosité réalisée en intégrant de proche en proche les mesures permet de mieux visualiser l'évolution de l'orientation du plan de schistosité (Fig. 27,a) et appelle à plusieurs commentaires sur les relations entre schistosité et granite, entre schistosité et cisaillement.

- Schistosité et mise en place des granites

La carte (Fig. 28) montre différentes relations entre la schistosité et la bordure des granites. Parfois, il existe une adaptation de la schistosité sur la bordure des granites pouvant aller jusqu'à la parallélisation de S avec la foliation syn-mise en place du granite (région de Coet-Bugat). Dans la région de Quily, elle est recoupée par le granite.

Fig 27 : Stéréogrammes (Canevas de Schmidt ,hémisphère inférieur) des principaux éléments structuraux de la phase majeure .



S1

Fig 28 : Carte de Schistosité S1 (seule la direction a été tracée) .

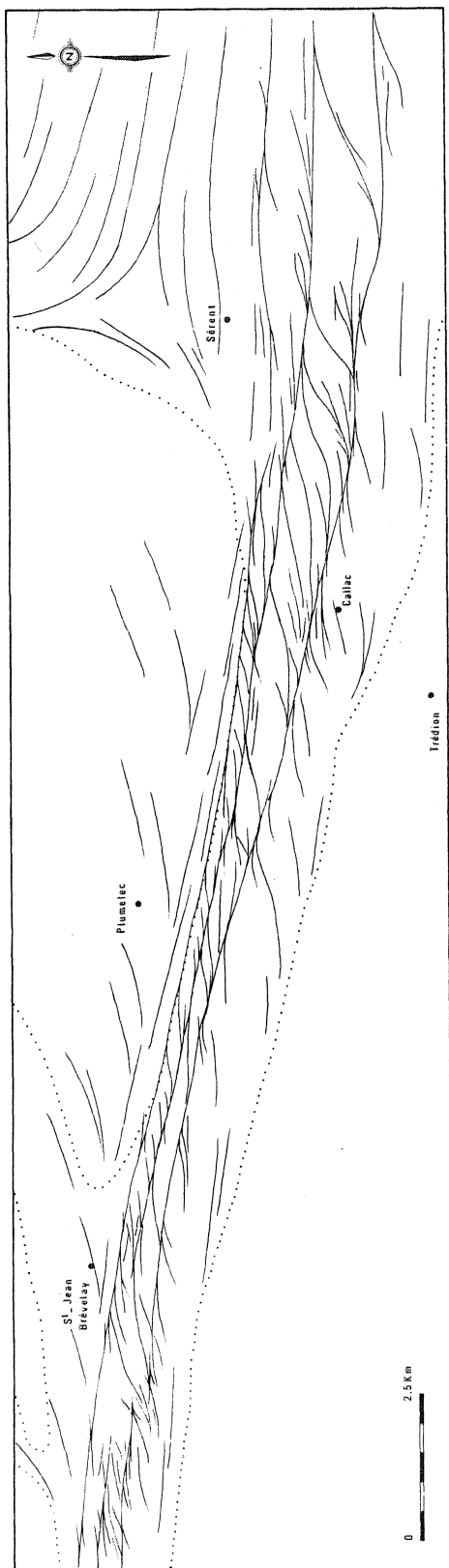


Fig 29 : Carte des trajectoires de Schistosité S1 pour le Sud de la région .

Mais le fait le plus marquant est l'existence à l'Est du granite de Lizio d'un point triple de schistosité (Ledru & Brun, 1977) (Fig. 29). Ce type de figure est obtenu par la combinaison de la schistosité liée directement à la mise en place du granite et de la schistosité liée au raccourcissement régional ; elle est donc caractéristique de la mise en place des granites lors de la schistogenèse des terrains encaissants.

- Schistosité et cisaillements

L'observation la plus intéressante découle de l'analyse des trajectoires de schistosité (Fig. 29) au Sud de la région étudiée. La schistosité subverticale est orientée de N 60 à N 100 et présente une allure sigmoïde. La réorientation locale de la schistosité définit ainsi plusieurs zones qui, à l'échelle cartographique, ont toutes les caractères de zones de cisaillements (Carreras et al, 1975). Ces zones sont localisées sur les flancs du synforme et deux d'entre elles correspondent cartographiquement aux branches de la faille Malestroit-Angers (comparer avec annexe II). Sans aborder la suite des résultats de ce mémoire, on peut déjà discuter le problème de l'âge du cisaillement vis à vis de la schistogenèse et donc de la phase majeure de déformation. Deux hypothèses peuvent permettre d'interpréter une telle allure sigmoïde de la schistosité.

Le cisaillement est postérieur à une schistosité préalablement orientée N 60.

Le cisaillement est contemporain de la création de la schistosité.

Dans la région étudiée, et ailleurs en Bretagne centrale, la phase majeure ne développe nulle part de schistosité N 60. Nous préférons donc choisir la deuxième hypothèse qui permet d'expliquer la très grande variété des microstructures.

Pli

La déformation majeure est responsable des mégastuctures visibles à l'échelle de la carte géologique (annexe 1). Dans le Briovérien, les seuls plis visibles sont des plis métriques à décimétriques à déversement systématiquement vers le Sud (Fig. 30). Le flanc long est relativement peu penté vers le Nord tandis que le flanc court présente un pendage plus important dans cette direction (Fig. 30). Les axes des plis sont E-W avec un faible plongement vers l'Est

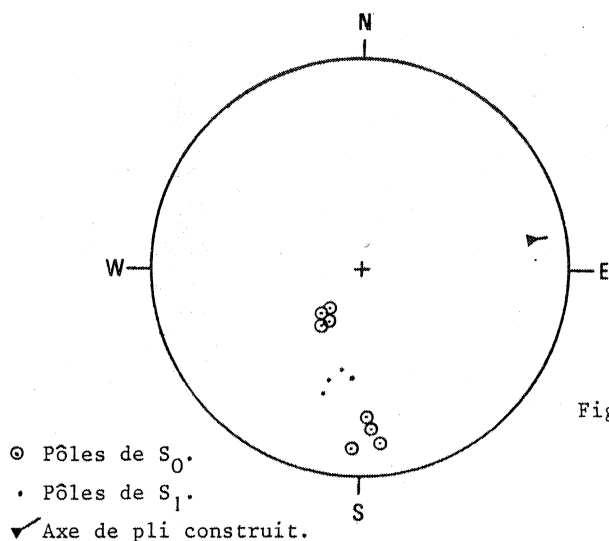


Fig 30 : Exemple de pli synschisteux déversé dans la région de Quily .

Dans la partie sud de la région, l'allure des plis change suivant que l'on se trouve à l'intérieur ou entre les zones de cisaillements et plusieurs types de plis synschisteux peuvent être décrits.

Entre les zones de cisaillement, des plis d'échelle métrique ont été reconnus. Ce sont généralement des plis droits dont le 1/2 angle d'ouverture est voisin de 60° . La schistosité S correspond statistiquement au plan axial des plis (Fig. 31). Les axes des plis sont subhorizontaux (léger plongement à l'Est) et de direction moyenne $N 80$. (Fig. 27,b) (Plan. IX, Photo 21).

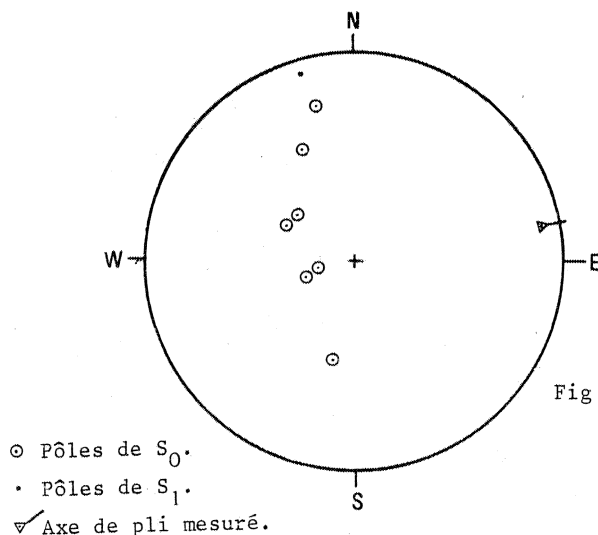


Fig 31 : Exemple de pli droit synschisteux entre les zones de cisaillement dans la région de Sérrent .

Dans les zones de cisaillements intenses, trois types principaux de plis se développent : plis fortement non cylindriques, faiblement non cylindriques associés à des plis conjugués. A ce stade de l'étude, nous ne nous intéresserons qu'au premier type, les deux autres seront abordés au cours de la deuxième partie. Dans ces zones où la schistosité est subverticale et orientée N 100, les plis sont fortement non cylindriques (Plan. IX, Photo 22), (Fig. 32, a)

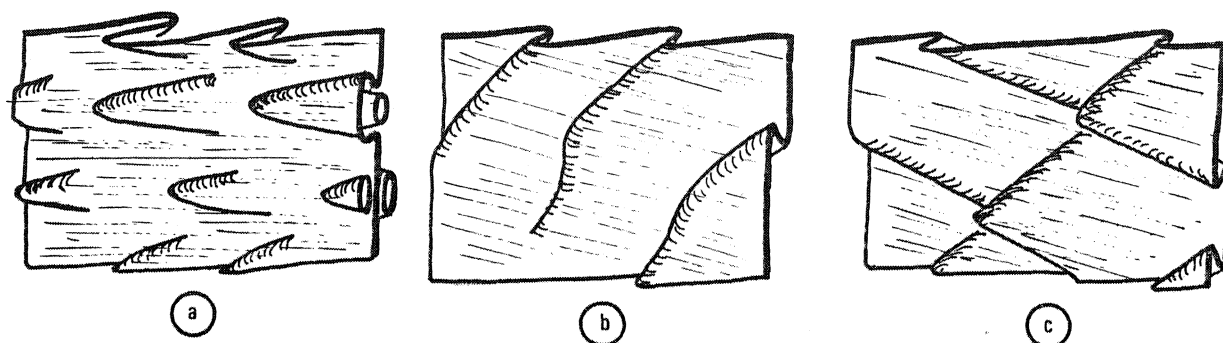


Fig 32 : Les différents types de plis trouvés dans les zones de cisaillement.

- a : plis fortement non-cylindriques .-b : plis moyennement non-cylindriques.
- c : plis conjugués .

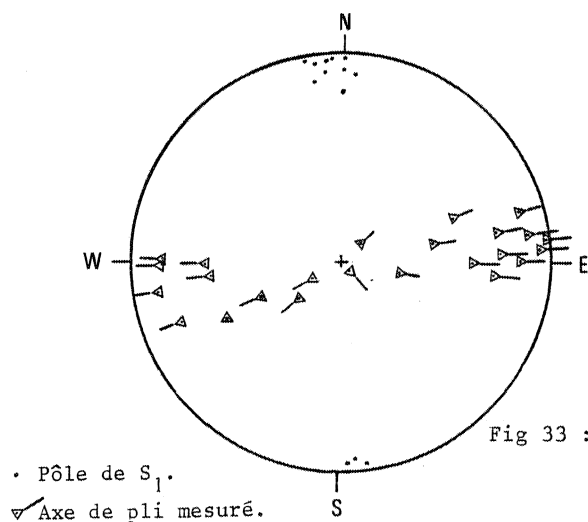


Fig 33 : Stéréogramme montrant l'orientation variable des axes de plis dans le plan de Schistosité, dans les zones de cisaillement .

Leur plan axial est parallèle à la schistosité et leurs axes sont fortement courbes et réorientés vers une direction proche de l'horizontale. Il est possible d'observer, dans les plans perpendiculaires à la linéation d'étirement, des figures en oeil caractéristiques (Fig. 32, a). Ces plis déforment soit la stratification lorsque celle-ci est visible, soit la schistosité elle-même : ils sont alors soulignés par des exudations de quarts (Photo 22).

Dans le plan horizontal, ces plis possèdent une asymétrie toujours dextre. Des travaux récents, en particulier Quinquis et al, ont montré que ce type de plis déformant la schistosité et l'admettant aussi pour plan axial n'indiquait pas forcément deux phases de déformation, mais qu'ils pouvaient se développer de façon progressive au cours d'une même phase.

Nous retiendrons de cette étude des plis les deux points principaux suivants :

- . Entre les zones de cisaillements, les plis sont de type droit, et d'orientation axiale subhorizontale N 80, donc oblique comme la schistosité sur les directions de Bretagne centrale.
- . Dans les zones de cisaillement, les plis sont fortement non cylindriques mais, dans ces zones, la schistosité a une orientation conforme à celle de Bretagne centrale. Ils ont toujours une asymétrie dextre.

Linéation d'intersection S_0/S_1 (Fig. 27c) (Plan. IX, Photo 23).

La linéation d'intersection S_0/S_1 est difficilement identifiable en raison du caractère très évoluée de la schistosité. Elle est cependant localement observable et visible sur le plan de schistosité. Dans les zones entre les cisaillements, la linéation est subhorizontale et parallèle aux axes de plis. Dans les zones de cisaillements, les linéations S_0/S_1 s'inscrivent suivant un grand cercle et montrent une forte dispersion dans une direction N 80 (Fig. 27c). A l'échelle de l'échantillon, la linéation d'intersection est courbe (Photo 23).

Linéation d'étirement (Fig. 27,e)

Ce type de linéation est très difficile à mettre en évidence en l'absence de marqueurs. Dans la région, seul le microscope permet de visualiser une microlinéation matérialisée par l'allongement des minéraux néoformés et en particulier des phyllites. Malgré tout, en quelques cas rares, cette linéation est soulignée par l'allongement de galets dans les niveaux conglomératiques. Elle est presque toujours subhorizontale avec un léger plongement dans une direction moyenne N 80 (Fig. 27,e) et contenue dans le plan de schistosité.

Problème de la crénulation régionale

Il existe localement dans la région étudiée de nombreuses crénulations d'orientation variable, mais l'une d'entre elles apparaît fréquemment et correspond à la crénulation régionale (Le Corre, 1978). La schistosité est microplissée quelque soit sa position mais la trace de l'intersection de la schistosité S_1 avec la crénulation est toujours subhorizontale et parallèle à l'axe des plis P_1 et à la direction d'étirement Le_1 (Fig. 27,e)

Puis, à l'Est en Bretagne centrale, C. Le Corre (1978) attribue cette crénulation aux raccourcissements combinés liés à la mise en place des granites et à la compression N-S (cf introduction) mais, dans le Sud de la région étudiée, certains points particuliers empêchent l'application d'un tel modèle.

. La crénulation n'est pas généralisée et parfois n'est que très localisée et pourtant la présence proche des leucogranites devrait conduire à une crénulation très intense.

. Cette crénulation apparaît dans le synforme au Sud des granites, là où le raccourcissement lié à la mise en place du granite s'ajoute au raccourcissement lié à la compression régionale N-S.

La crénulation que l'on observe ici présente des caractères d'orientation et d'occurrence identiques à celle du Sud de la Bretagne centrale ; elle ne peut être ici expliquée par ce modèle. Nous reviendrons plus loin sur le problème de cette crénulation en tentant de fournir une explication à la lumière des observations faites sur les zones de cisaillements.

Par contre, entre les lobes granitiques, ce modèle d'évolution progressive de la schistosité peut s'appliquer. En effet, au toit du granite où la schistosité S_1 est subhorizontale, une forte crénulation pouvant aller jusqu'à la transposition de S_1 se développe. Cette forte crénulation est subhorizontale et orientée N 50 et correspond à l'évolution progressive d'une schistosité S_1 née précocement au toit du granite puis crénulée ensuite lors de la fin de la mise en place des deux lobes de Lizio et de Guéhenno

Cisaillements (Fig. 27, d) (Plan IX, Photos 24-25)

De l'échelle de la carte (voir carte de S_1) à l'échelle microscopique, de nombreuses zones de cisaillements dextres subverticales parcourent le Sud de la région.

Description

Ces zones de cisaillements subverticales sont bien visibles dans les plans horizontaux perpendiculairement à S_1 et parallèlement à la direction d'étirement et sont particulièrement bien exprimées dans les formations schisteuses à l'Ouest de la région étudiée.

Elles sont formées par la réorientation de la schistosité et constituent, d'une part, à l'échelle cartographique les zones orientées N 100 qui bordent les flancs internes du synforme et, d'autre part, à une échelle moindre, les nombreuses zones qui sillonnent les affleurements et les échantillons.

À l'échelle de l'affleurement (Fig. 34), l'interaction de ces zones avec la schistosité donne à la roche un débit amygdalaire. Elles sont d'ordre de grandeur variable et ne sont bien développées que lorsque les schistes présentent des veines d'exudation de quartz. Le déplacement le long d'une zone peut atteindre la dizaine de cm (Photo 24). En lames minces, ces zones de cisaillement ont les mêmes caractères qu'à l'échelle supérieure et sont formées par l'alignement des minéraux constituant la schistosité (Photo 25). Sans entrer dès maintenant dans l'étude métamorphique, la similitude de constitution minéralogique (quartz, muscovite, chlorite, parfois biotite) métamorphique montre que la schistosité et les cisaillements se sont formés dans le même régime métamorphique. Cependant, ils déforment la schistosité et sont donc relativement tardifs par rapport à la création de la schistosité.

Relations géométriques schistosité - cisaillement

À ce stade de l'étude, nous ne nous intéresserons principalement qu'à l'examen des relations géométriques existantes entre la schistosité et les zones de cisaillements. L'aspect génétique de ces zones de cisaillements sera abordé lors de leur étude dans les granites (cf partie II).

Nous avons vu précédemment que la direction de la schistosité variait fortement de N 80 à N 100. On constate qu'à ces variations de direction de la S_1 s'associent des variations de directions des cisaillements. La géométrie des zones de cisaillements apparaît étroitement liée à la position de la schistosité et trois cas peuvent être distingués (Fig. 34)

Lorsque la schistosité est d'orientation voisine de N 50-60, les zones de cisaillements sont orientées N 80-90. Lorsque la schistosité tourne, la direction des zones de cisaillement est voisine de N 100. Enfin, lorsque la schistosité est parallèle aux zones de cisaillement cartographique et orientée N 100, la direction moyenne des zones de cisaillement est proche de N 120-130.

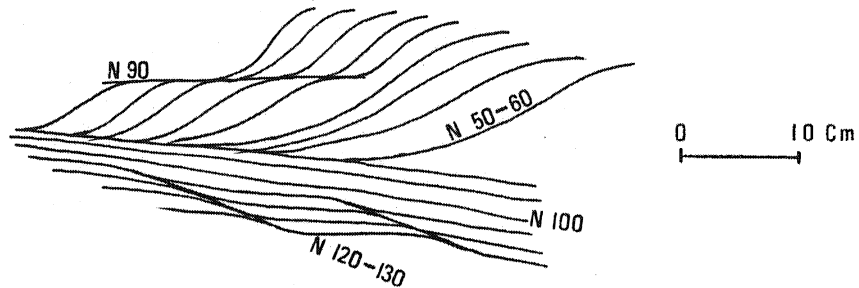


Fig 34 : Relations géométriques entre Schistosité S1 et cisaillement
(Ouest de Saint-Jean brévelay).

Il existe donc des relations géométriques particulières entre les zones de cisaillement et la schistosité.

Conclusions

Ces zones de cisaillements, à toutes les échelles, se présentent donc comme les structures les plus marquantes de la région étudiée et possèdent les caractéristiques suivantes :

- . Elles sont systématiquement subverticales, dextres, avec un déplacement subhorizontal globalement E-W.
- . Elles sont géométriquement liées à la schistosité.
- . Elles "apparaissent" postérieures à la schistosité mais se font dans le même régime métamorphique.

PLANCHE IX

Différents éléments structuraux de la phase majeure.

PHOTO 20 : Schistosité de flux (schistes de Montfort - Sud de Plumelec) . L.P.

PHOTO 21 : Pli droit synschisteux dans le Grès Armoricaïn (Sud de Plumelec) .

PHOTO 22 : Plis non-cylindriques synschisteux soulignés par des exudations de quartz (schistes de Montfort - Sud de Plumelec).

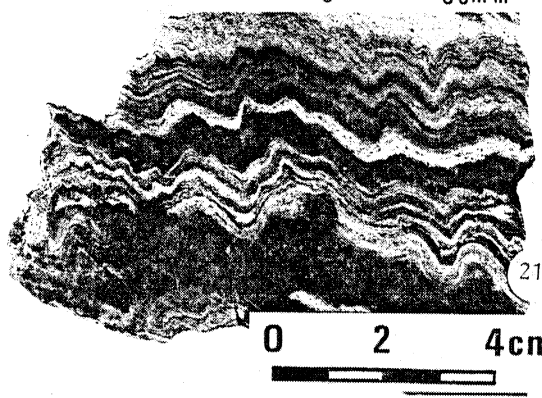
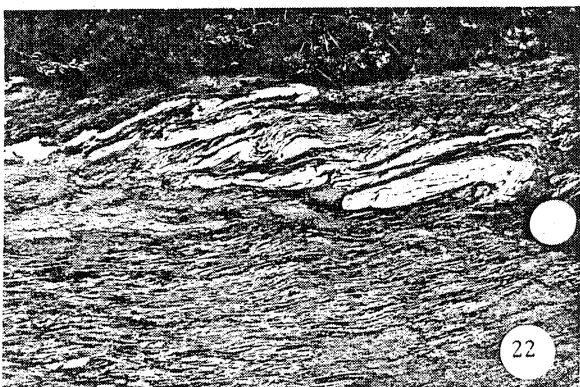
PHOTO 23 : Linéation d'intersection Lel courbe visible sur un plan de Schistosité S1

PHOTO 24 : Zone de cisaillement dans les micaschistes de Traveusot (route de Saint-Jean Brévelay à Colpo) .

PHOTO 25 : Zone de cisaillement microspique (schistes de Montfort - Sud de Plumelec) -LN- .



0 0.5 m m



0 10 cm



0 1 m

ANALYSE GEOMETRIQUE ET MICROTTECTONIQUE
DE LA PHASE MAJEURE SYNCHISTEUSE DANS LES GRANITES DEFORMES

"Les mylonites sont des roches laminées, à grain fin, montrant une importante recristallisation. Elles renferment des yeux ou des fragments de la roche originelle à texture cataclastique plongés dans une matrice recristallisée secondairement et composée de quartz et micas disposés dans le plan de "fluxion".

Cette définition de C. Lapworth (1885) résume bien les caractères généraux des mylonites : d'une part, la dualité cataclase - recristallisation et, d'autre part, l'existence d'une "fluxion structure".

Les ouvrages consacrés aux roches mylonitiques sont extrêmement nombreux et concernent principalement soit des problèmes de terminologie et de classification basées sur des études du rapport déformation - recristallisation (Lapworth, 1885 ; Christie, 1963 ; Water & Campbell, 1935 ; Bell & Etheridge, 1976 ; Reed, 1964 ; Higgins, 1971), soit des analyses de la déformation des minéraux. Cependant, peu d'ouvrages ont abordé les problèmes de la signification de la "fluxion structure" du point de vue structural et les différentes études ont maintenu l'ambiguïté de ce terme qui, pour certains auteurs, ne représente que la foliation cataclastique et, pour d'autres, représente une structure de flux. Cette ambiguïté est fréquemment maintenue lors de la description du développement des textures cataclastiques (par exemple, Waters & Campbell, 1935).

Nous tenterons, d'une part, de préciser la "fluxion structure" en décrivant en particulier l'apparition et l'évolution des différentes surfaces structurales au cours de l'intensification de la déformation et, d'autre part, de fournir les caractéristiques géométriques de la phase majeure synschisteuse dans les mylonites dérivées des granites.

Cette déformation sera analysée d'un point de vue descriptif : l'évolution de la déformation est suivie depuis le stade initial jusqu'au stade ultime le plus déformé et les différents stades de l'orthogneissification, telles que l'apparition et l'évolution des différentes microstructures seront considérées.

Evolution de la déformation

Cette étude porte sur le leucogranite de Lizio et plus particulièrement sur la zone mylonitique de Plumelec large de 3 km environ.

Matériel de départ

Le matériel de départ est représenté par un granite à grain moyen (2-5 mm) composé essentiellement de quartz - feldspath potassique - feldspath plagioclase (AN 10-15 %) de biotite et

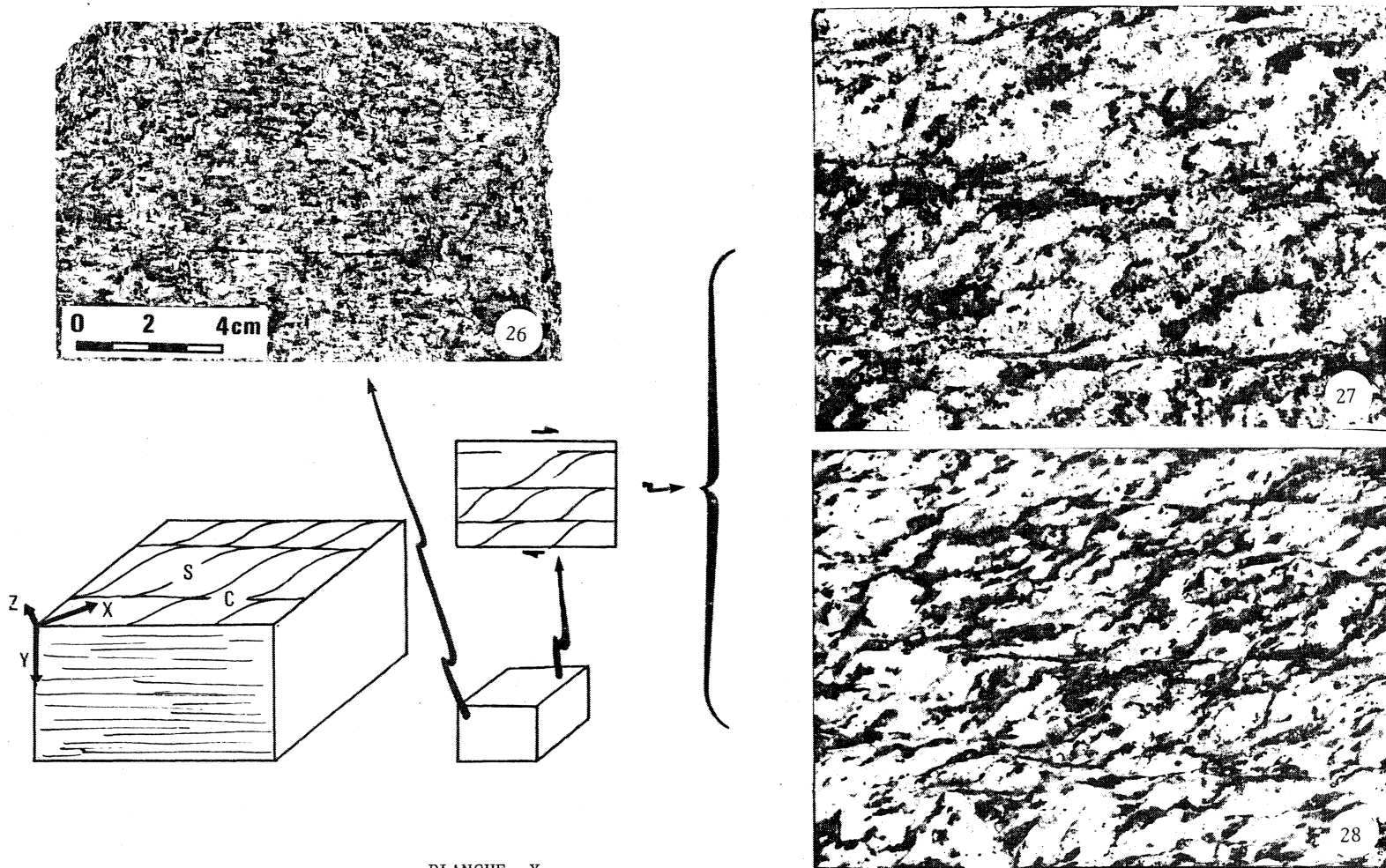


PLANCHE X

Fig 35 : Bloc diagramme schématique résumant la position des surfaces C ,des surfaces S, et leur relations géométriques avec les axes principaux de déformation .

PHOTO 26 : Stries de friction sur une surface C .

PHOTO 27-28 : Photos illustrant ,dans une section XZ, les deux systèmes de surfaces et leur relation au cours des premiers stades de la déformation — 0 — 1 Cm .

de muscovite, plus des minéraux accessoires. Ce granite ne présente pas, sauf dans sa partie nord, de structures primaires d'écoulement, de foliation ou de texture ou de structures antérieures à la déformation majeure que nous allons étudier maintenant.

Dans la zone de Plumelec, la déformation croît du Nord vers le Sud et développe, à l'échelle de la zone, une succession des différents faciès successifs de la déformation cataclastique : protomylonite - granite mylonitique - ultramylonite.

Apparition et évolution des structures planaires et linéaires (Plan. X)

Le fait le plus marquant est l'apparition à un stade peu déformé de deux familles de surfaces dont l'une a une direction constante à l'intérieur de la zone déformée. La première famille de surfaces, subverticales et de direction N 100, est parallèle à la direction des cisaillements majeurs (N 100) (cf Annexe II) et porte une forte linéation subhorizontale. Cette linéation correspond clairement à la projection sur ces plans de la direction d'étirement et d'allongement des minéraux déformés constitutifs du leucogranite. Sur ces mêmes surfaces et parallèlement à cette linéation, l'observation de stries de friction est possible à tous les stades de la déformation (Photo 26). Ces surfaces constituent donc des surfaces de mouvements relatifs à composante essentiellement horizontal dont le sens dextre peut être déduit de l'observation même microscopique et nous dénominerons ces surfaces sous le terme de plan C ou surface C. (Fig. 35)

La seconde famille de surfaces, également subverticales, mais obliques sur la première famille, constitue le plan d'orientation des minéraux (Photos 27, 28). Aux stades initiaux de l'orthogneissification, l'angle entre les deux familles de surfaces est voisin de 45° (Photo 27). Les minéraux phylliteux ont leurs clivages 001 parallèles à la direction de cette deuxième famille de surfaces qui contient par ailleurs la direction d'allongement maximum des minéraux déformés. Cette anisotropie planaire correspond donc à une schistosité (surface S), c'est-à-dire au plan principal de déformation XY, au moins aux stades initiaux de la déformation. Cette constatation est appuyée par le fait que les ombres de pression lorsqu'elles existent (à ce stade initial, elles sont peu développées) aux extrémités des phénoclastes de feldspaths sont contenues dans ces surfaces S₁.

Lorsque l'orthogneissification s'accroît du Nord vers le Sud, l'angle entre les deux familles de surfaces, voisin de 45° aux stades initiaux (Fig. 36) (Photo 27), diminue progressivement par rotation des surfaces S tandis que les surfaces C gardent une orientation constante. Au stade ultramylonitique, cette évolution aboutit à la confusion des deux familles de surfaces (surfaces C - S).

A l'intérieur de cette évolution progressive qui tend à la parallélisation des deux familles de surfaces, nous avons distingué 5 stades (Plan. XI) que nous allons décrire maintenant :

Stade A (Plan. XI, Photo 29) (Fig. 36)

Dans ce stade initial, l'angle α entre les surfaces C et S est de 45° ; la schistosité est faiblement marquée et les surfaces C ont un faible développement parallèlement à la direction de cisaillement (du centimètre à la dizaine de centimètres) et leur densité est faible (environ 1 par cm). A ce stade, les principales remarques concernent les surfaces C et leurs relations avec les surfaces S.

PLANCHE XI

Les 5 stades de la déformation envisagée

PHOTO 29 : Stade A

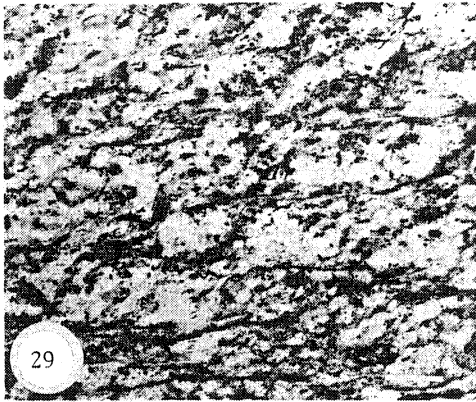
PHOTO 30 : Stade B

PHOTO 31 : Stade C

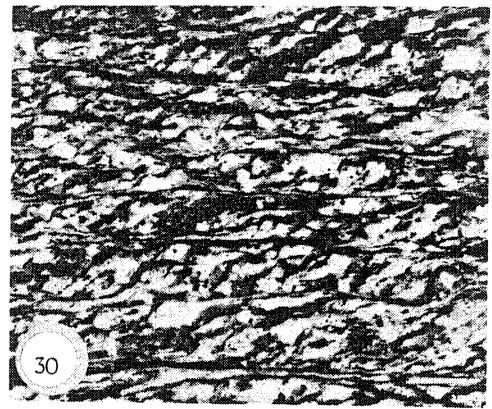
PHOTO 32 : Stade D

PHOTO 33 : Stade E

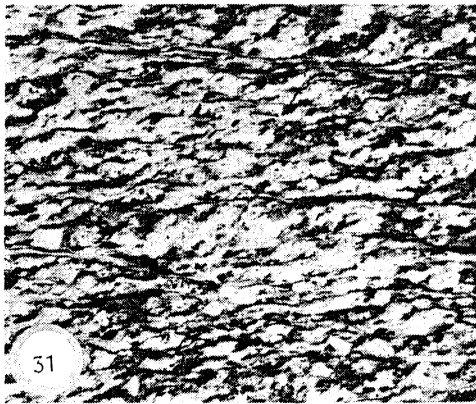
PHOTO 34 : Pli asymétrique déformant les surfaces C-S
confondues .



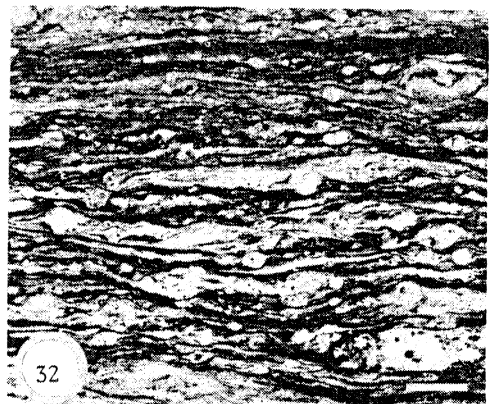
0 1 cm



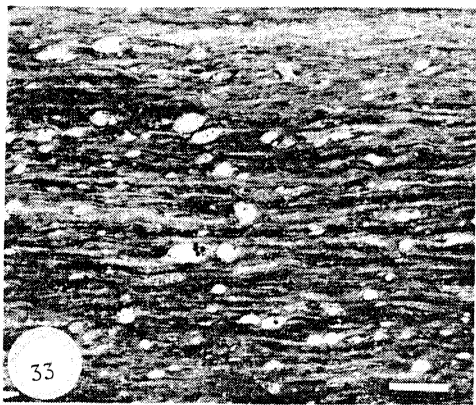
0 1 cm



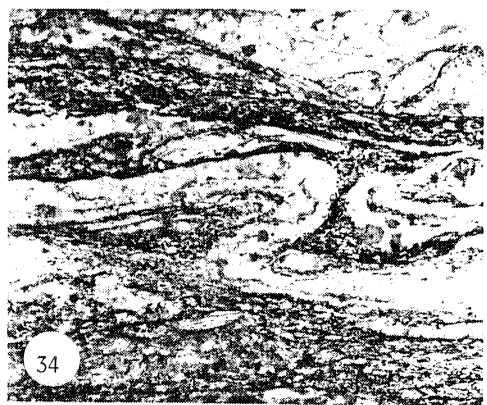
0 1 cm



0 1 cm



0 1 cm



0 1 mm

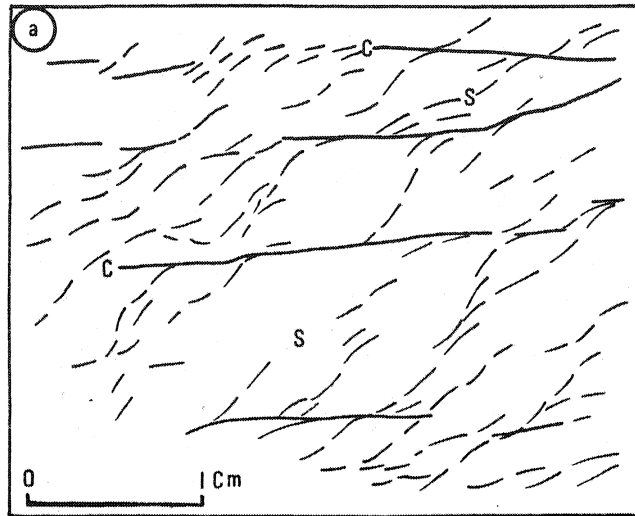


Fig 36 : Stade initial A ,micrographie illustrant les relations géométriques entre surfaces C et surfaces S .

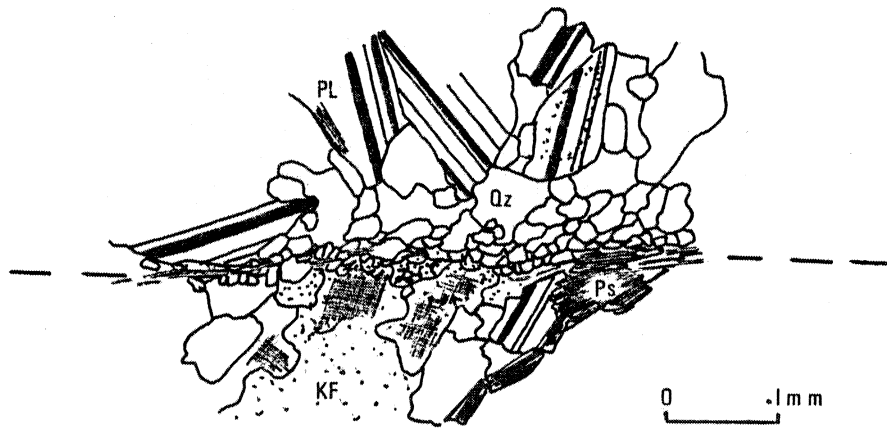


Fig 37 : Micrographie illustrant la forte diminution de la taille des grains au niveau d'une zone de cisaillement C .

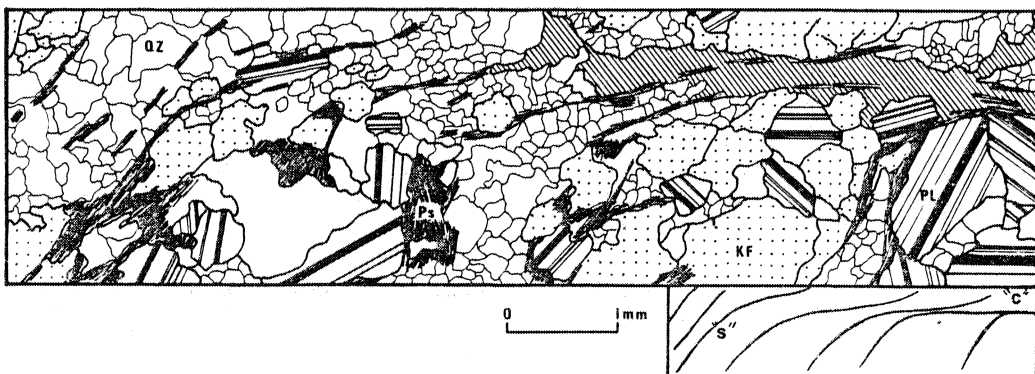


Fig 38 : Déformation à l'extrémité d'une surface C ; les surfaces S adoptent une configuration sigmoïde avant de s'anastomoser au niveau de la surface C . Dans la partie hachurée , la granulation est très avancée .

Les surfaces C sont fréquemment localisées sur les bords des phénocristaux de feldspaths et constituent, à l'échelle du microscope, des microzones où la taille des grains diminue fortement (10μ) par rapport au grain moyen de la roche (Fig. 37) et où les minéraux sont recristallisés.

Les extrémités de ces surfaces correspondent à des zones d'atténuation du glissement le long des discontinuités C. Un tel amortissement semble se faire par déformation continue, à l'échelle du grain, grâce aux surfaces S qui adoptent une allure sigmoïde en tendant à se paralléliser à la direction du cisaillement (Fig. 38).

L'augmentation de longueur des zones peut se faire de différentes manières, soit par adaptation de la schistosité, comme nous venons de le voir, soit par jonction avec des surfaces C déjà existantes. Dans ce cas, la jonction de deux zones de cisaillements proches l'une de l'autre se fait de deux manières possibles suivant la position des surfaces S (Fig. 39).

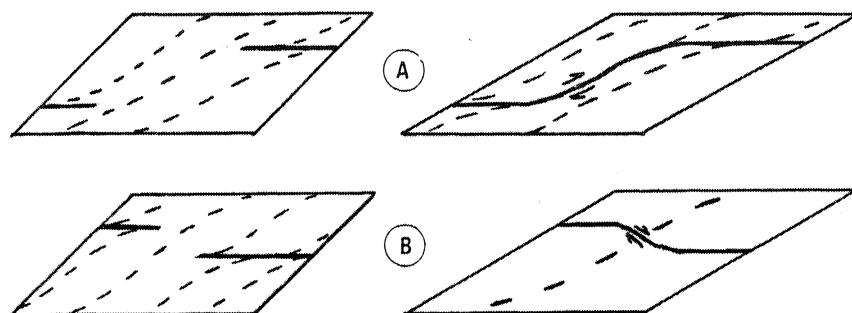


Fig 39 : Propagation des surfaces C .La Schistosité est utilisée lorsque les surfaces de cisaillements sont en position "normale" (cas A). Dans le cas B la propagation se fait au travers de la Schistosité .

Dans le premier cas, la jonction se fait par utilisation de la schistosité le long de laquelle les minéraux se granulents. Dans le deuxième cas, beaucoup plus rare, une granulation intense et une disjonction des grains permettent la liaison des surfaces C.

Stade B (Plan. XI, Photo 30) (Fig. 40)

A ce stade, l'angle x est plus réduit (30°) ; la densité des surfaces C est plus importante (2-3/cm) ainsi que leur longueur. La schistosité est beaucoup plus marquée et soulignée par l'orientation des 001 de phyllosilicates et l'allongement des queues de recristallisation.

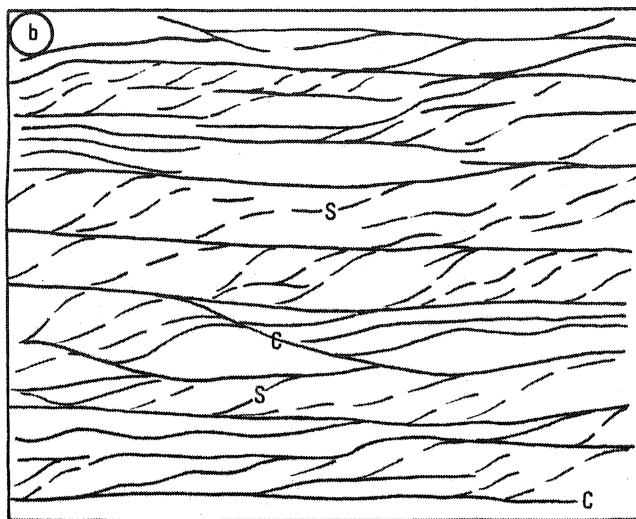
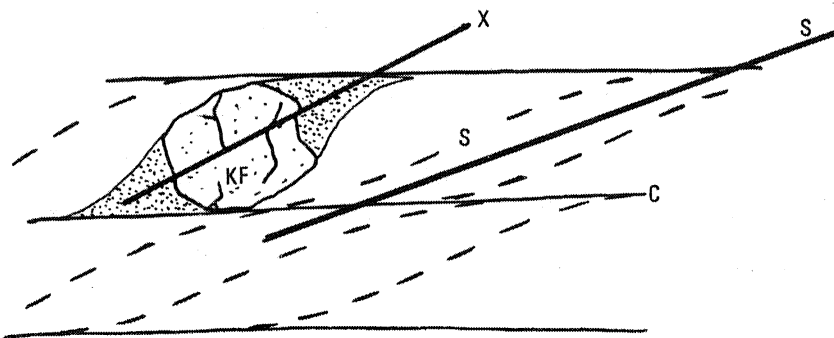


Fig 40 : Micrographie du stade B ; il y a augmentation du nombre des surfaces C et réduction de l'angle C S par rotation des surfaces S .

Stade C (Plan. XI, Photo 41)

L'angle x entre les surfaces C et S continue de diminuer mais, aux environs de cette valeur, les caractères principaux des surfaces C et S changent. Le nombre des surfaces C demeure relativement constant (3/cm), mais les surfaces S bien que demeurant toujours le plan d'orientation préférentielle des minéraux sont affectés par une granulation intense des phyllosilicates et des autres minéraux. A la partie de ce stade, les ombres de pression contenues aux extrémités des clastes feldspathiques présentent un allongement oblique sur les surfaces S qui ne contiennent plus le plan principal de déformation XY*. Les surfaces S ne sont plus à ce stade des plans passifs et la cataclase des minéraux le long de ces surfaces indique clairement qu'elles deviennent des surfaces de déformation actives.



* Fig 41 : La direction d'étirement X, marquée par les dernières cristallisations dans les ombres de pression, est oblique sur la Schistosité matérialisée par l'allongement des minéraux .

Stade D.E. (Plan. XI, Photos 32, 33)

A ce stade, l'angle α diminue encore et les deux systèmes de surfaces se parallélisent. La densité des surfaces C-S confondues est fortement élevée et il n'est plus possible de les dénombrer. A ces stades finaux de la déformation :

- des plis asymétriques se développent et déforment l'unique famille de surface C-S ; leur configuration indique toujours un sens de cisaillement dextre (Photo 34)
- des surfaces de cisaillements secondaires géométriquement identiques à celles décrites dans les roches sédimentaires apparaissent (la description et l'interprétation de ces zones sera faite lors de l'étude du régime de déformation)
- les surfaces C-S confondues ne sont plus des plans principaux de déformation comme en témoigne l'obliquité des ombres de pressions

Conclusions : Géométrie de la zone (Fig. 42)

L'évolution des surfaces C et S peut être interprétée schématiquement si l'on examine la zone mylonitique dans sa totalité. Les trajectoires de schistosité dessinent une géométrie générale identique à celle décrite par Ramsay & Graham, mais une demie zone de cisaillement est seulement visible. D'autre part, les surfaces C qui gardent une orientation constante au travers de la zone et qui sont toujours présentes avec les surfaces S forment une famille de microstructures qui doit être à ce modèle de cisaillement purement ductile

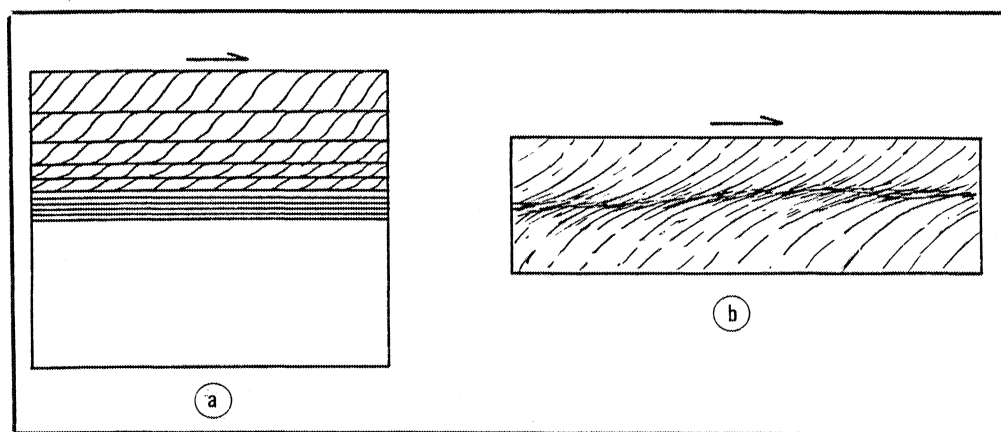


Fig 42 : Evolution géométrique des surfaces C et S au travers de la zone mylonitique de Plumelec (a) et comparaison avec le modèle ductile (b) proposé par Ramsay et Graham (1970) .

ETUDE METAMORPHIQUE

Nous avons vu, d'après la carte des trajectoires de schistosité, l'étroite relation qu'il y avait entre la schistogénèse et la mise en place des leucogranites. L'étude du métamorphisme va, d'une part, nous permettre de connaître la ou les paragenèses minérales nécessaires à l'évaluation des conditions Pression-Température de la déformation dans les granites mylonitisés et, d'autre part, de caler la schistosité et la crénulation régionale par rapport aux minéraux index.

Conditions PTX de la déformation dans les granites mylonitisés

Si l'on tient compte des données purement pétrologiques, le fait marquant concernant l'estimation des conditions pression et température de la déformation est la stabilité des minéraux phylliteux et notamment celle de la biotite brune au Nord dans les stades peu ou moyennement déformés et de la biotite verte dans les stades très déformés, c'est-à-dire le plus au Sud. La partie cristalloblastique intéresse également le quartz, l'albite et le microcline.

De ces données pétrographiques et, en particulier, de l'existence de l'association et du passage biotite verte, biotite brune, les températures et pressions minima que l'on peut estimer sont de 450° et 1 kb (Fig. 43). Il faut signaler de plus que l'association albite-microcline (Fig. 44) peut demeurer stable jusqu'à des températures de 550° pour des pressions de 5 kb (Kroll & Bambauer), en accord avec les températures du passage biotite verte, biotite brune à ces pressions de 5 kb

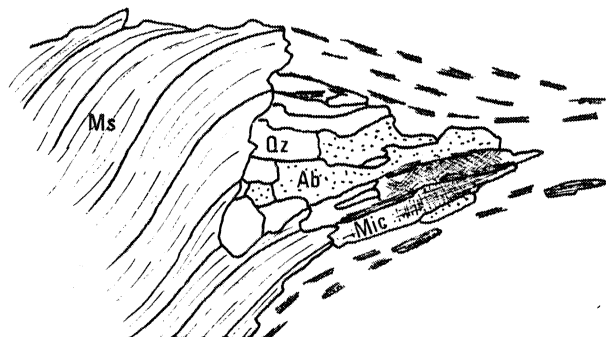
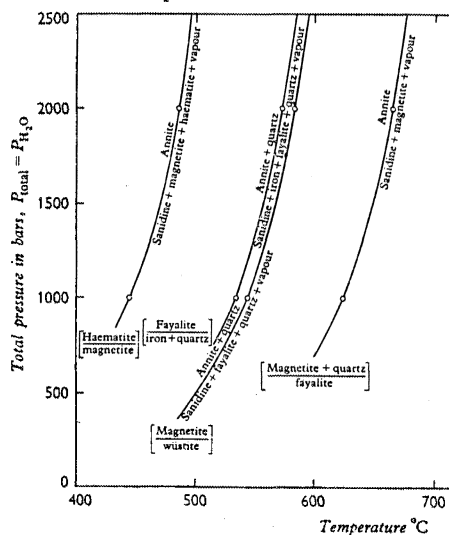


Fig 43 : Courbes de stabilité Biotite verte / Biotite brune d'après Eugster, 1957 .

Fig 44 : Association Albite / Microcline dans une "queue de recrystallisation" .

Les conditions Pression-Température que l'on peut estimer lors de la déformation serait de l'ordre de 550° pour des pressions de 5 kb. La déformation se ferait donc lors de la fin de la cristallisation du granite lors de la mise en place des faciès de variations (cf Page 32) expliquant ainsi les faciès plus froids à biotite verte sur les bordures du massif.

Minéraux index

Dans cette région, le métamorphisme est caractérisé par un certain nombre de minéraux caractéristiques dont les rapports vis à vis de la schistosité régionale et de la crénulation seront analysés au fur et à mesure des descriptions.

Chloritoïde

L'apparition du chloritoïde étant en grande partie contrôlée par le chimisme de la roche, ce minéral n'apparaît que localement, en particulier dans les schistes de Bois-Neuf et au Sud-Ouest de la région étudiée dans la Formation de Traveusot. Il se présente soit en individus millimétriques anté à synschisteux, soit en petits individus automorphes syn et post schisteux. Quelques rares individus sont synchrones de la crénulation (Fig. 45).

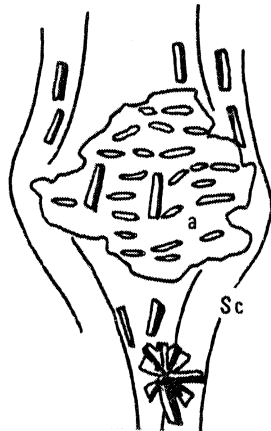


Fig 45 : Chloritoïde en phénocristaux syn à postschisteux (a) et en petits individus syn à postérieur à la crénulation Sc

Chlorite-Muscovite

Elles cristallisent en petits individus subautomorphes aux joints des grains de quartz ou en amas fibreux. Ce sont elles qui participent le plus fréquemment à la constitution de la schistosité régionale et de la schistosité de crénulation.

Biotite

La biotite souligne la schistosité de flux, soit en petits individus subautomorphes, soit en amas fibreux. Elles demeurent stables tout au long de la phase majeure synschisteuse et au cours de la crénulation. C'est le minéral index dont l'isograde est le seul à pouvoir être cartographié facilement (voir annexe 1) et qui montre une localisation à l'approche des granites.

Andalousite

Elle est fréquemment présente dans l'auréole nord des massifs et se présente en taches centimétriques ou en niveaux décimétriques pegmatordiques à l'intérieur des micaschistes briovériens.

C'est le minéral index qui permet par son extension de cerner le plus précisément possible les relations métamorphisme - déformation. Il est anté-schisteux et se trouve alors sous forme de niveaux boudinés dans la schistosité. Il est souvent synschisteux et enfin il se présente en taches poeciloblastiques fossilisant le début de la crénulation de S_1 ; il est alors contourné par la schistosité de crénulation lorsque celle-ci est intense (Fig. 46).

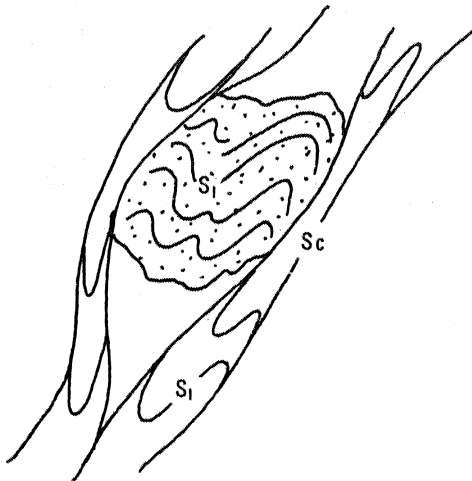


Fig 46 : Phénocristal d'Andalousite postschisteux ayant cristallisé au début de la crénulation S_c

Disthène

Signalé par Ch. Barrois en 1890 dans la région de Saint Allouestre, le disthène n'a pas été retrouvé.

Staurotide

Toujours bien développé dans les micaschistes à minéraux entre les deux granites, il se présente en individus automorphes à subautomorphes dont la cristallisation est synchrone de la schistosité (Fig. 47) . Il se trouve déstabilisé la plupart du temps, excepté lorsqu'il est blindé dans l'andalousite

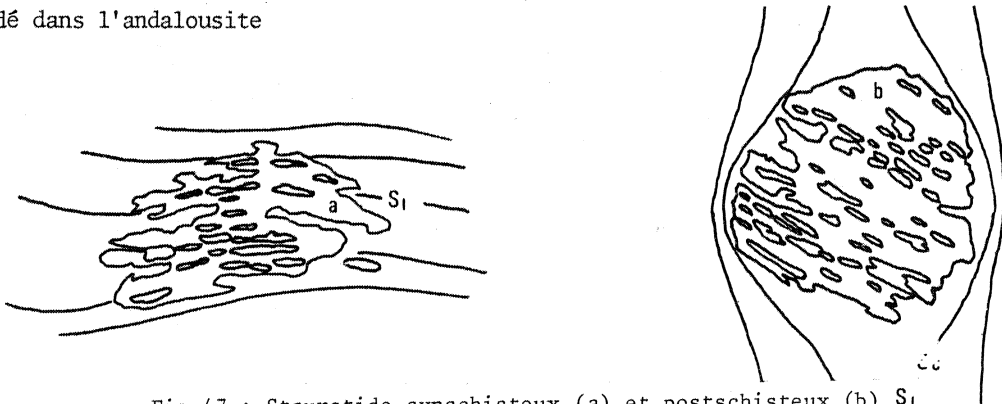


Fig 47 : Staurotide synschisteux (a) et postschisteux (b) S_1

Grenat

Dans ces mêmes micaschistes, le grenat se présente en cristaux automorphes de taille millimétrique avec des inclusions de quartz rectilignes. Il est généralement déstabilisé à sa périphérie (Fig. 48, b) et, comme le staurotide peut se trouver blindé dans l'andalousite (Fig. 48,a), ses relations avec la schistosité sont difficiles à mettre en évidence, mais il semble cristalliser pendant la formation de la schistosité.

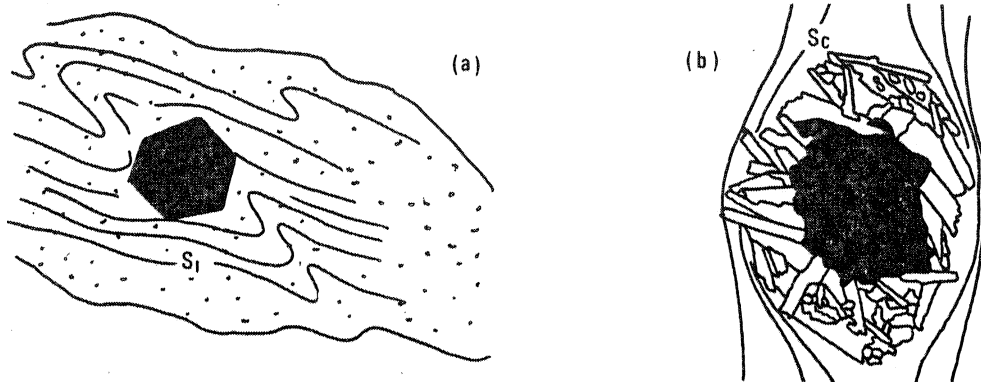


Fig 48 : Le Grenat ,lorsqu'il n'est pas blindé dans l'Andalousite (a),est fortement déstabilisé (b)

Cordièrite

Tout près des granites, la cordièrite se développe en taches millimétriques. La cristallisation de ce minéral est tardive sur la schistosité et se poursuit jusqu'au début de la crénelation.

Relations métamorphisme - déformation

L'analyse des relations et de la position des minéraux index par rapport à la schistosité et à la crénelation qui l'affecte est résumée dans le tableau (Fig. 49).

	SCHISTOSITE S ₁			CRENULATION	
	Anté	Syn	Post	Syn	Post
MUSCOVITE		[Diagram: Muscovite crystal elongated along schistosity]		[Diagram: Muscovite crystal elongated along crenulation]	
CHLORITOÏDE		[Diagram: Chloritoid crystal elongated along schistosity]		[Diagram: Chloritoid crystal elongated along crenulation]	
BIOTITE		[Diagram: Biotite crystal elongated along schistosity]		[Diagram: Biotite crystal elongated along crenulation]	
ANDALOUSITE	[Diagram: Andalusite crystal elongated along schistosity]				
STAUROTIDE		[Diagram: Staurotite crystal elongated along schistosity]			
GRENAT		[Diagram: Garnet crystal elongated along schistosity]	?		
CORDIERITE		[Diagram: Cordierite crystal elongated along schistosity]			

Fig 49 : Période de cristallisation des principaux minéraux de métamorphisme par rapport aux éléments structuraux de la phase majeure .

De ces observations, il ressort les points suivants :

- . L'andalousite est antérieure- synchrone - postérieure à la schistosité.
- . Le maximum de cristallisation est synschisteux.
- . La cristallisation des minéraux de métamorphisme, en particulier de ceux liés directement à la mise en place du granite (And-Cord.) se poursuit jusqu'au début de la crénulation.

Dans les zones de cisaillement, il n'existe pas de minéraux index de haut degré métamorphique. Il faut cependant noter qu'ils sont constitués des mêmes minéraux métamorphiques Ms-Chl que la schistosité qui leur est associée.

Plusieurs conclusions à cela :

- . La schistosité est synchrone du climat métamorphique.
- . La crénulation se fait au cours du même métamorphisme ; la crénulation fait donc directement suite à S_1 .
- . Les cisaillements lorsqu'ils existent se font eux aussi dans le même climat métamorphique.

Conditions PT du métamorphisme

A l'augmentation du type de la schistosité évoluant depuis une schistosité de flux jusqu'à une foliation à l'approche des granites s'associe l'évolution suivante des paragenèses :

- Ch + Mus
- Chl + Ch + Mus
- Chl + Biot
- Ch + Biot + And
- Biot + And + St + grenat

A ces paragenèses, il convient d'ajouter deux paragenèses liées aux granites :

- Biot + And
- Biot + And + Cord.

Les conditions d'échantillonnage ne permettent pas de fournir de plus amples indications sur d'autres paragenèses typiques et ainsi de mieux caler le gradient géothermique. Cependant, ces paragenèses sont fréquentes aux abords des granites de la chaîne hercynienne (Capdevila, 1969 ; Hanmer, 1978) et nous pensons qu'elle s'intègre bien dans une suite caractéristique d'un événement métamorphique unique de type moyenne Pression - moyenne Température dans l'amphifaciès (Winkler, 1974) suivi d'une chute des conditions PT marquée par une rétro-morphose dans le greenschist faciès entraînant la déstabilisation des différents assemblages et le développement de paragenèses à Ch + Mus.

Le métamorphisme de Bretagne est généralement considéré comme un métamorphisme faible à Ms-Ch - And (Le Corre, 1969, 1975 ; Quéty, 1975 ; Plaine 1976 ; Hanmer, 1978) perturbé par l'emplacement des leucogranites dans des conditions Pression-Température nettement supérieures voisines de 550°-600° et 5 à 6 kb (Hanmer, 1978 ; Le Corre et al, 1980).

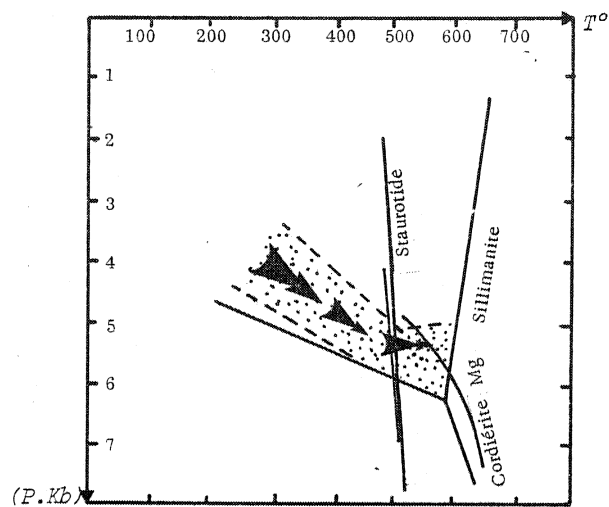


Fig 50 : Domaine envisagée pour le métamorphisme dans la région étudiée .

Les données présentées ici confirme ce fait important d'un métamorphisme de degré faible perturbé et évoluant au niveau des leucogranites vers un métamorphisme de moyenne pression et température. Dans la région étudiée, les conditions PT restent toutefois inférieures à celles observées plus à l'Est (Hanmer, 1978) (Fig. 50).

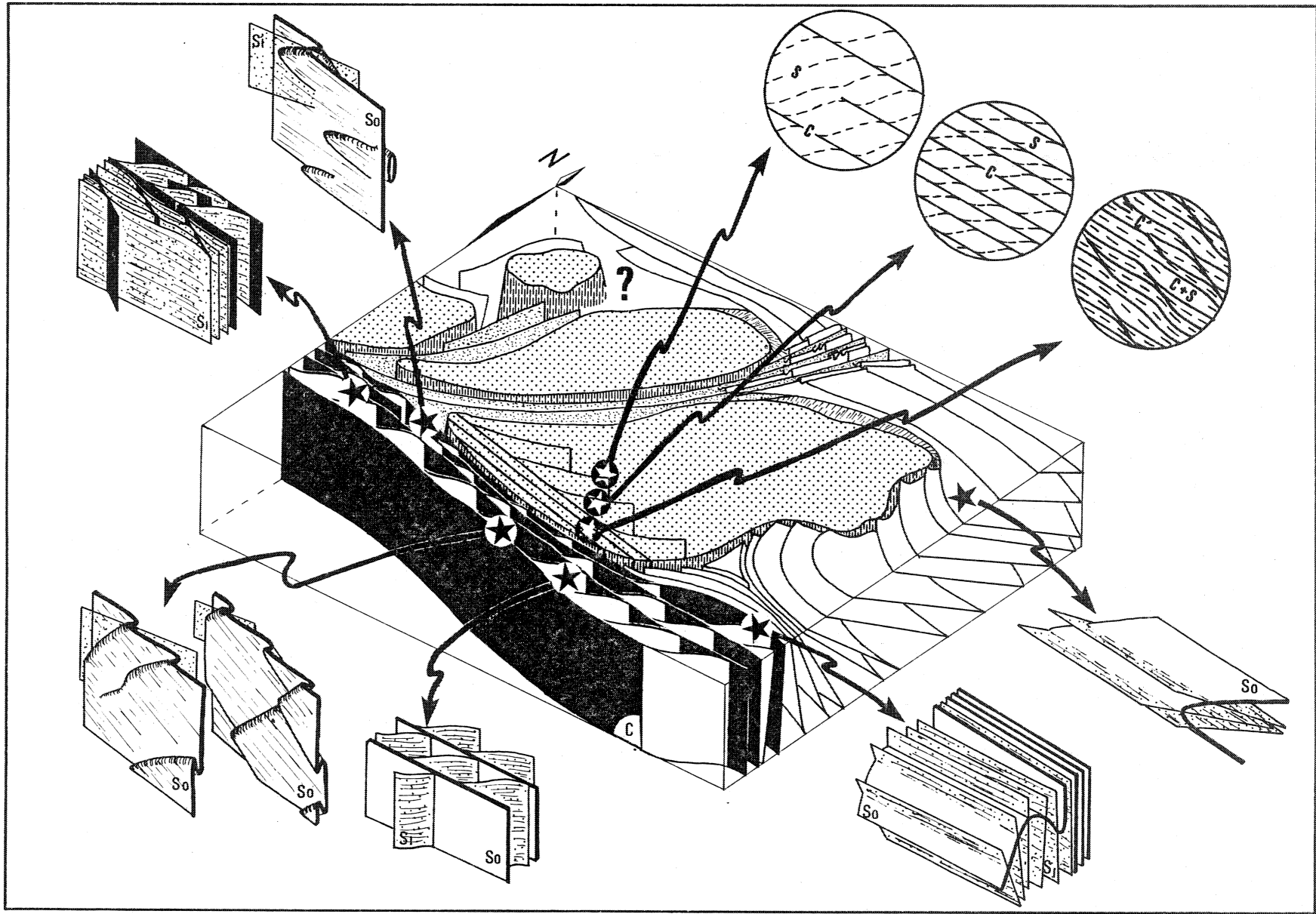


Fig 51 : Bloc diagramme schématique replaçant les principales microstructures ,Schistosité S1 , Stratification S0 , Cisaillements , et leurs configurations géométriques .

Conclusions :-Géométrie de la phase majeure synschisteuse

Il est très difficile, du fait de la diversité des différentes microstructures, de fournir une image simple de la géométrie de la phase majeure synschisteuse. Si, dans la partie nord, la phase 1 s'intègre parfaitement aux résultats de Bretagne centrale (en particulier, dans le type de la schistosité et le style des plis soulignant un gradient N-S en direction des leucogranites), dans le Sud de la région, la géométrie de la phase majeure est globalement fortement différente de celle trouvée en Bretagne centrale et dans le synclinal de Saint Georges.

Le bloc diagramme schématique (Fig. 51) replace les différentes microstructures caractéristiques de la phase majeure de déformation dont les éléments géométriques essentiels, du Sud de la région, sont les suivants :

- . La direction du plissement, de la schistosité, de la direction d'étirement est globalement orientée au N 80 et oblique sur la direction de la phase majeure de Bretagne centrale orientée N 100.

- . Les structures sont en relations très étroites avec les zones de cisaillements et ceci à toutes les échelles.

- . Les zones de cisaillements majeurs ont une orientation parallèle à la direction de plissement dans la Bretagne centrale.

- . Cette région présente de nombreuses caractéristiques d'une zone de cisaillement ayant joué en décrochement subvertical dextre.

D'autre part, et par contre, l'étude des trajectoires de schistosité a montré l'étroite relation entre la mise en place des granites et la schistosité et, comme en Bretagne centrale, la phase majeure synschisteuse est géométriquement liée à la montée des leucogranites.

-Relations Métamorphisme - Déformation

- Les sédiments briovériens et paléozoïques de la région sont affectés par un métamorphisme unique de type moyenne pression - moyenne température.

- L'isograde de la biotite se moule sur les contacts des granites (voir annexe 1).

- Le type de la schistosité évolue depuis une schistosité de flux vers une foliation aux abords des massifs soulignant un gradient d'intensité croissant vers ces granites.

- La phase de schistification est synchrone du climax métamorphique. La crénulation de la schistosité fait directement suite à la création de celle-ci. Il est difficile de préciser les relations exactes de ces deux structures avec les zones de cisaillements.

Les terrains sédimentaires de la région ont donc été soumis à un métamorphisme unique de moyenne pression - moyenne température. Ce métamorphisme est en étroite liaison avec la montée des leucogranites et présente un paroxysme pendant la création de la schistosité régionale.

La phase majeure synschisteuse est donc synchrone de la montée syntectonique des leucogranites.

Chapitre II

Analyse de la deformation

- deformation finie**
- regime de deformation**
- mecanismes de deformation**

INTRODUCTION

Nous venons de voir que la partie sud de la région étudiée présentait une géométrie correspondant à celle d'une mégazone de cisaillement ductile. L'analyse de la déformation, réalisée dans les terrains sédimentaires et dans les granites mylonitisés, va permettre :

- . dans un premier temps, de préciser la position et la forme de l'ellipsoïde de déformation finie.
- . dans un deuxième temps, de confirmer et de caractériser le régime non coaxial de la déformation.
- . enfin, de discuter, dans les granites mylonitisés, l'important problème des mécanismes, continus ou discontinus, de la déformation.

Mais, avant de commencer cette étude, il est nécessaire d'examiner les principaux problèmes auxquels se heurte l'analyse de la déformation : existence de marqueurs, homogénéité de la déformation, échelle d'observation, changement de volume.

Problèmes posés pour l'analyse de la déformation

Existence de marqueurs

L'analyse de la déformation passe par la recherche de marqueurs. Les marqueurs sont des objets déformés dont la forme initiale est connue. La comparaison de leur état final déformé avec l'état initial non déformé permet de calculer l'ellipsoïde de déformation.

Dans la région, hormis le cas particulier de marqueur d'origine sédimentaire tels les galets de conglomérat, il n'existe pas de marqueurs permettant la quantification exacte de l'ellipsoïde de déformation. Il est cependant possible d'estimer le type de l'ellipsoïde de déformation finie au moyen de l'étude de la symétrie de la fabrique des roches (Flinn, 1965 ; Watterson, 1968 ; Cobbold et Gapais, 1979, Le Corre, 1978) ou de la méthode des "zones abritées" (Choukroune, 1971).

Homogénéité de la déformation

Les bases mathématiques utiles à l'analyse de la déformation nécessitent une limitation à des domaines où la déformation peut être considérée comme homogène. Or, en géologie, les hétérogénéités sont multiples et de tous ordres de grandeur. Ainsi, si l'on examine le Sud de la région étudiée (Fig. 52), on peut y déterminer deux types d'hétérogénéités :

. Ce sont tout d'abord les hétérogénéités liées à la nature du matériel ; ainsi les domaines A (mylonites granitiques) et B (terrains sédimentaires) peuvent être considérés comme homogènes tandis que le domaine C est non homogène.

. Ce sont ensuite les hétérogénéités issues de la déformation ; en effet, suivant l'intensité de la déformation l'ellipsoïde de déformation finie sera différent. Ainsi, l'ellipsoïde de déformation, déterminé dans une zone où la déformation est très intense (zone D), sera très différent de celui déterminé dans une zone peu déformée (zone E).

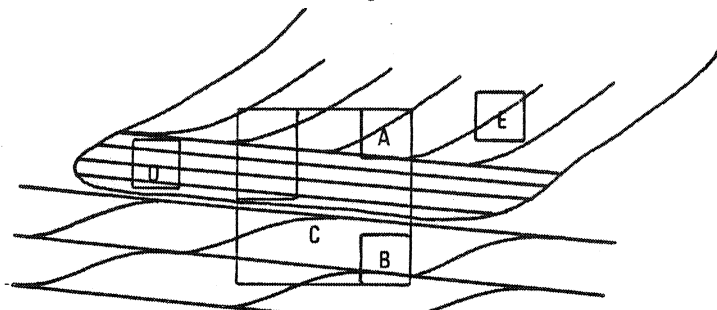


Fig. 52 : Différents domaines où d'une part le matériel peut être considéré comme homogène (A et B) ou non homogène (C) et d'autre part à l'échelle desquels la déformation peut être considérée comme homogène D et E ou non homogène F.

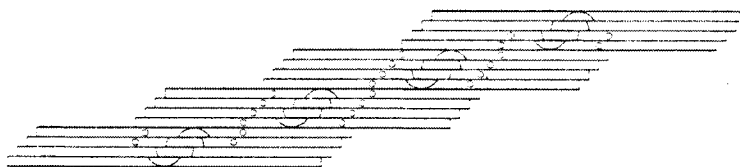


Fig. 53 : Cisaillement simple avec glissements discontinus montrant que la forme et l'orientation des ellipses de déformation obtenues dépendent de l'échelle d'observation (d'après Schwerdtner, 1973).

De ce fait, il convient de vérifier l'homogénéité de la roche à l'échelle du domaine de déformation choisi. Le problème de l'homogénéité de la déformation rejoint donc l'important problème de l'échelle de l'observation

L'échelle de l'observation

En effet, suivant la nature de la déformation, et notamment dans le cas d'un cisaillement simple avec des glissements discontinus sur des plans privilégiés, le type d'ellipsoïde de déformation obtenu à une échelle donnée et la position de ces axes principaux ne sont pas obligatoirement extrapolables aux échelles inférieures et supérieures du domaine considéré (Fig. 53) (Schwerdtner, 1973)

A tous ces problèmes, étroitement liés les uns aux autres, qui restreignent l'analyse de la déformation, il est nécessaire d'adjoindre l'influence des changements de volume.

Les changements de volume

Lorsque des variations de volume interviennent au cours de la déformation, il se produit d'importants changements dans l'estimation ou le calcul, d'une part, des valeurs exactes des

axes principaux de l'ellipsoïde de déformation et, d'autre part, du champ (constriction ou aplatissement) dans lequel se trouve située la déformation (Ramsay & Wood, 1973).

Dans ce mémoire, nous ferons, en première approximation, l'hypothèse que la déformation est isovolumique et ce problème sera de nouveau examiné, en particulier, dans les granites mylonitisés. La détermination de l'ellipsoïde de déformation finie et du régime de déformation seront donc automatiquement et étroitement liés à l'examen de ces principaux problèmes.

DEFORMATION FINIE

L'étude de la déformation finie passe par l'analyse de marqueurs ayant pu enregistrer tout ou partie de la déformation : galets, ombres de pression, fossiles déformés. Malheureusement, les affleurements de la région ne délivrent que très peu ou pas d'outils permettant d'analyser la forme et l'orientation de l'ellipsoïde de déformation. Les données seront plus souvent qualitatives que quantitatives et serviront d'indications plutôt que de caractéristiques précises. Les seuls renseignements sur la forme et l'orientation de l'ellipsoïde de déformation sont fournis :

- dans les terrains sédimentaires, par l'examen de conglomérats déformés, d'ombre de pression sur les magnétites, de la fabrique des micas dans les schistes. Au cours de cette étude, il sera abordé les problèmes particuliers de la linéation d'étirement en tant que marqueur de la direction X de l'ellipsoïde de déformation finie et de la crénulation régionale comme critère de constriction, c'est-à-dire de raccourcissement sur Y.

- dans les granites mylonitisés, par l'examen des ombres de pression sur les clastes feldspathiques et par l'examen de la symétrie de fabrique des gneiss.

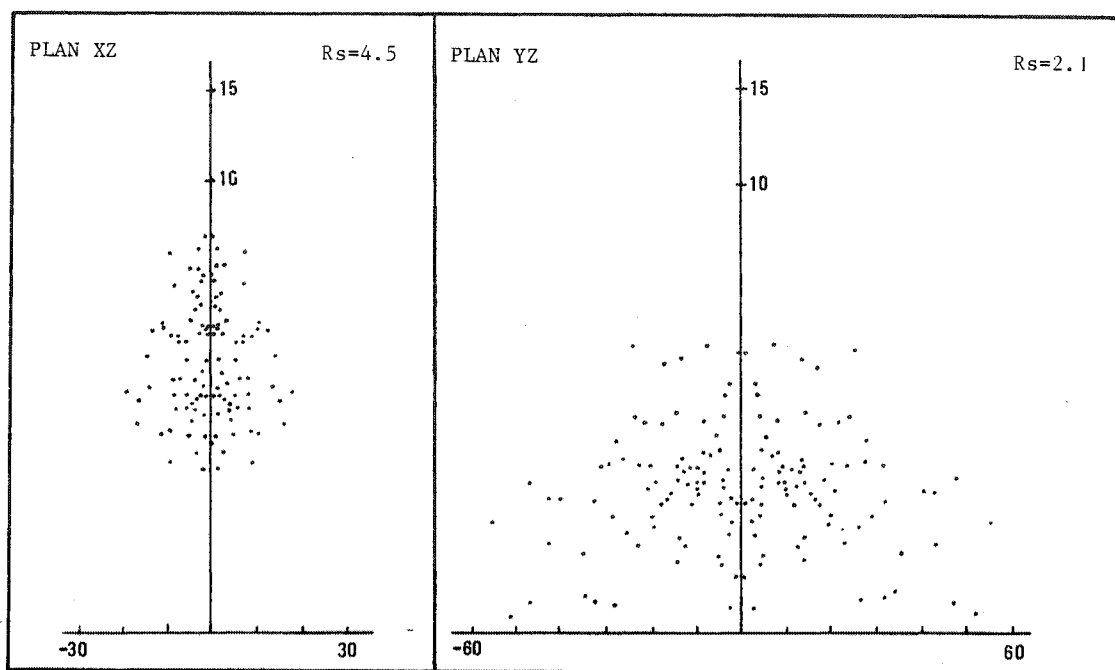
DANS LES TERRAINS SEDIMENTAIRES

Analyse des conglomérats déformés (Plan. XII)

Nous ne reprendrons pas ici le détail des différentes méthodes d'étude des galets déformés et le lecteur, pour de plus amples informations, pourra se reporter aux travaux de Flinn (1962), Ramsay (1967), Gay (1968), Dumet (1969), Elliot (1970) et Le Théoff (1977). La méthode employée est celle des abaques de Dumet (1969). Des sections dans les plans principaux de déformation ont été effectuées (XZ et YZ) (Photos 35,36) et ont permis la réalisation des diagrammes $Rf/\bar{\phi}f$ (1) qui ont été ensuite comparées aux abaques de Dumet (1969) (Fig. 54). Des corrections, en raison de l'influence de la concentration et le pourcentage des galets sur le rapport de ductilité, ont été effectuées : la première utilise le coefficient proposé par Gay

(1) Cette partie de l'étude a été réalisée grâce aux techniques de calcul mises au point par B. LE THEOFF au Laboratoire de Géologie Structurale de Rennes

PLANCHE XII
Analyse des Conglomérats déformés



	Rapport de Ductilité	Sans correction		Gay (1968)		Bilby et Al (1975)	
		K	r	K	r	K	r
M 1	1.5	0.6	1.6	0.79	2	0.79	2.13
S 1	1.3	1	3.2	1	4.2	1	5.15

Fig. 54 : Diagrammes $Rf/\bar{\sigma}_f$ réalisés pour les sections XZ (photo 35) et YZ (photo 36) de l'échantillon S₁. Le tableau résume les valeurs des paramètres K_f et r de l'ellipsoïde de déformation finie ainsi déterminé, sans corrections et avec corrections.

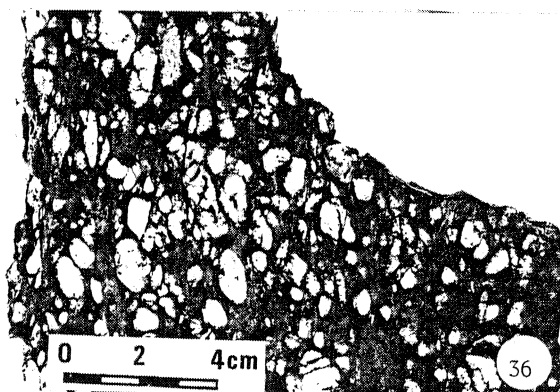
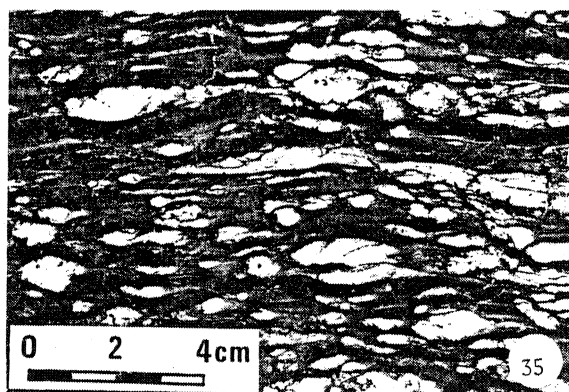


Photo 35 : Section XZ de l'échantillon S₁ (Est de Sérent).

Photo 36 : Section YZ de l'échantillon S₁ (Est de Sérent).

(1968), l'autre en utilisant le coefficient proposé par Bilby et al (1975).

Deux conglomérats du Sud-Est de la région ont été étudiés. Le tableau 16 récapitule les résultats obtenus et montre uniquement une intensité plus forte de la déformation pour l'échantillon le plus au Sud (Photos 35, 36), c'est-à-dire le plus proche de la zone de cisaillement bordant le Nord du synforme ; le paramètre k est voisin de 1. Malheureusement, ces deux résultats à eux seuls ne sont pas suffisants pour qu'une généralisation à tout le Sud de la région étudiée soit faite et qu'une comparaison avec les synclinaux de Bretagne centrale soit entreprise.

Méthode des ombres de pression (Fig. 55)

Nous avons vu que dans certains échantillons de micaschistes de la Formation de Montfort existaient à l'extrémité de cristaux de magnétite ou de chlorite des ombres de pression contenues dans des plans perpendiculaires à S_1 et parallèle à la linéation d'étirement. Ces ombres de pression et les cristallisations qui les remplissent permettent de déterminer l'orientation et la forme de l'ellipsoïde de déformation finie (Choukroune, 1971). L'axe X est oblique sur la schistosité et subhorizontal. Dans les plans perpendiculaires, en section YZ , ces ombres de pression n'existent pas et les cristaux ne sont pas déformés suivant l'axe Y et il n'existe pas de bandes ou de zones de dissolution (Fig. 55). Il n'y a donc aucun critère d'extension ou de raccourcissement suivant l'axe Y . Dans le cas où il est possible d'observer des ombres de pression, la déformation finie est toujours de type $k = 1$ (Fig. 56).

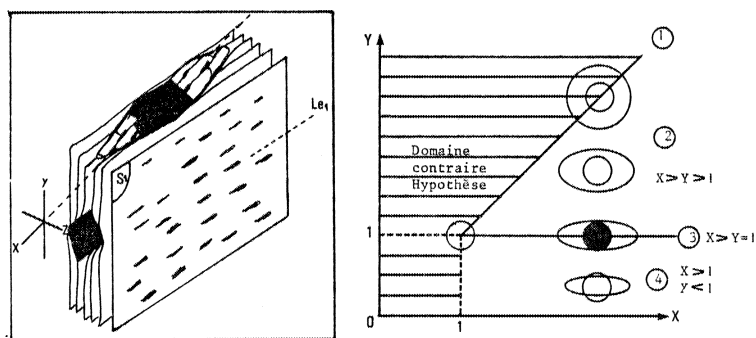


Fig. 55 : Dessin schématique reconstituant la forme et l'orientation des ombres de pression sur un cristal de magnétite (schistes de Montfort - Sud-Ouest de Plumelec).

Fig. 56 : Diagramme replaçant les différents types d'ellipsoïdes de déformation finie. L'ellipsoïde de forme déterminée avec les ombres est de type $k = 1$: $x > y = 1$.

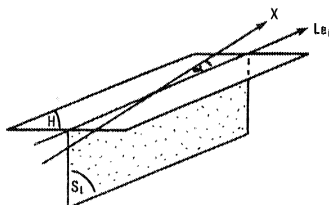


Fig. 57 : L'examen des échantillons de la figure 55 permet de montrer que la direction d'étirement X est oblique dans le plan horizontal sur la schistosité S_1 .

Problème de la linéation d'étirement comme marqueur de la direction d'étirement : Schistosité et plan XY de déformation.

Dans la région étudiée, la linéation d'étirement est marquée par l'orientation des minéraux décristallisés et toujours contenus dans le plan de schistosité. Nous venons de voir que, dans certains où des marqueurs existent la linéation d'étirement est oblique sur la direction d'étirement et ne représente que la projection de la direction d'étirement sur le plan de schistosité (Fig. 57)/ De plus, dans la région étudiée, le régime de déformation est non-coaxial et la schistosité a donc de fortes chances pour ne pas contenir la direction X de l'ellipsoïde de déformation finie (Fig. 57).

En conséquence, nous pensons que la linéation d'étirement n'est le plus souvent que la projection de l'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie sur le plan de schistosité. En l'absence de marqueurs précis pouvant enregistrer la déformation et pouvant caractériser précisément l'orientation des axes de l'ellipsoïde de déformation, la linéation d'étirement ne peut être utilisée pour indiquer l'axe X, et le plan de schistosité caractériser le plan XY de déformation finie.

Analyse de la fabrique des micas dans les schistes

Une autre méthode permettant l'estimation de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie est l'analyse de la fabrique des roches métamorphiques (Flinn, 1965 ; Gapais & Cobbold, 1977 ; Le Corre, 1978).

Les roches dont la déformation s'accompagne de métamorphisme acquièrent une anisotropie de texture liée entre autres facteurs à l'intensité de la déformation. Toute tectonite peut être décomposée en éléments linéaires L et planaires S. Flinn (1965) propose de distinguer cinq types de fabrique (L, $L > S$, $L = S$, $L < S$, S) suivant l'importance des éléments linéaires et planaires.

Une étude plus précise de la fabrique de forme des micas dans les schistes paléozoïques du Sud de la région a été entreprise en diffractométrie X au moyen d'un goniomètre de texture à l'aide de calculs proposés par P. Cobbold & D. Gapais (1979).

Résultats

8 échantillons de schistes ont été analysés (5 dans les schistes de la Formation de Montfort, 3 dans les schistes de la Formation de Traveusot). La schistosité de flux est toujours très développée et est affectée à différents degrés par la crénulation ou des zones de cisaillement. L'échantillonnage est souvent rendu impossible par l'adjonction de ces différentes surfaces.

Les résultats de cette étude sont résumés dans un diagramme de Flinn (1962) (Fig. 58). Tous les points sont dispersés dans le champ des tectonites planaires avec un étalement des mesures de $k = 0,1$ à $k = 0,58$. Il n'existe pas même lorsque la crénulation de la S_1 est très intense (éch. n° sac) de points dans le champ des tectonites linéaires. De plus, il est très difficile pour les échantillons crénulés et cisailés de faire la part des influences de la crénulation et des cisaillements dans la fabrique globale de la roche. Toutefois, cette dispersion traduit une évolution des tectonites planaires vers les tectonites linéaires qui peut s'interpréter par une intensité croissante de la crénulation qui modifie la fabrique planaire

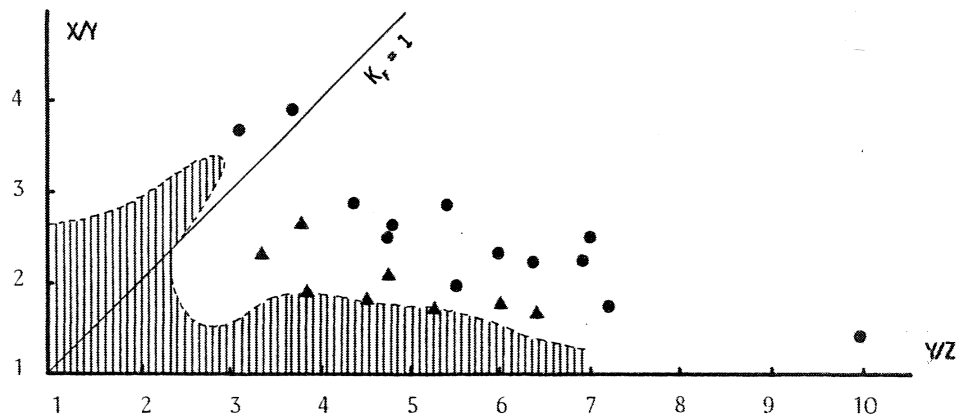


Fig. 58 : Diagramme de Flinn : en hachures, le champs des ellipsoïdes de "fabrique" des micas dans les schistes paléozoïques de Bretagne centrale (d'après Le Corre, 1978) ; les points, les ellipsoïdes de "fabrique" des micas dans les schistes paléozoïques de Bretagne centrale ; les triangles, les ellipsoïdes de "fabrique" des micas dans les schistes paléozoïques de la région étudiée.

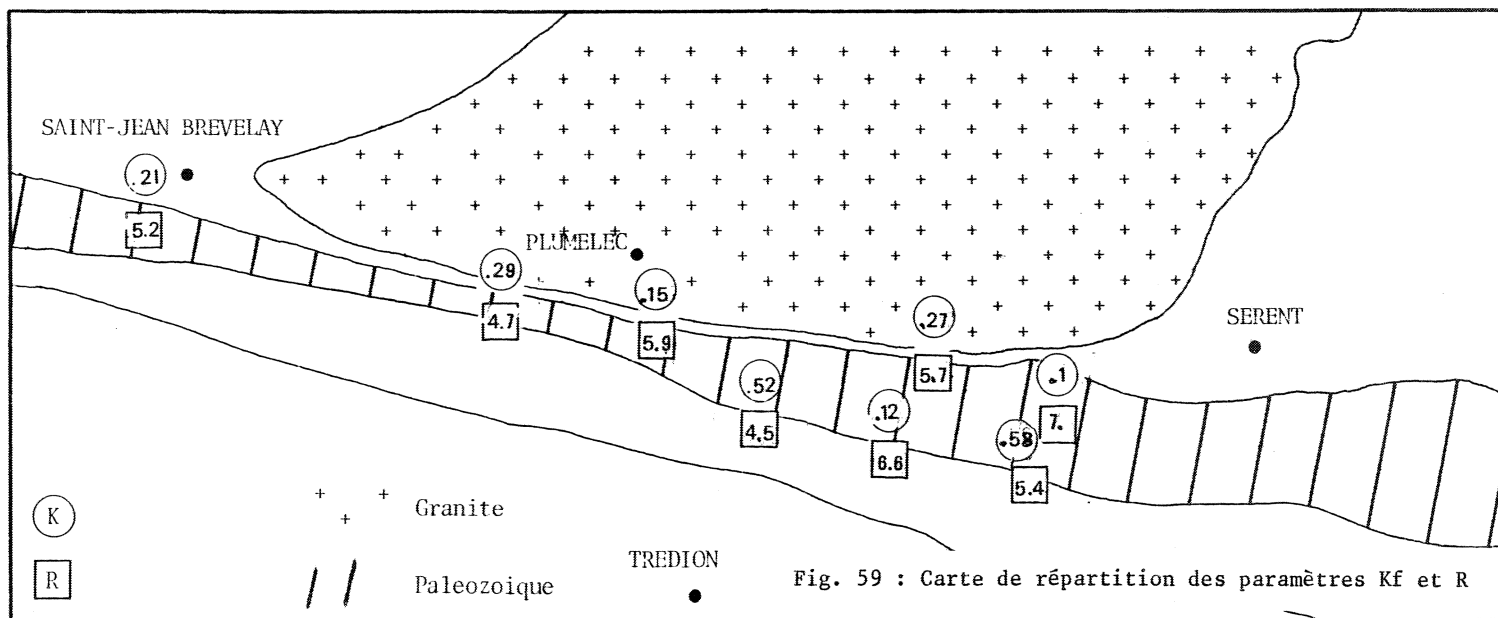


Fig. 59 : Carte de répartition des paramètres K_f et R

initiale vers l'acquisition d'une fabrique linéaire (Le Corre, 1978). D'autre part, il nous semble difficile d'utiliser les valeurs k obtenues pour comparer l'ellipsoïde de fabrique obtenu avec l'ellipsoïde de déformation car il est maintenant admis (Gapais, 1979 ; Le Corre, 1978) que les minéraux planaires tendent à augmenter le caractère aplati de l'ellipsoïde de déformation. Par contre, il semble qu'en général les fabriques soient plus sensibles à l'intensité de la déformation (rf) qu'à la forme (kf) de l'ellipsoïde de déformation (Gapais, 1979) et les résultats obtenus sur les paramètres rf sont plus significatifs.

Les intensités mesurées sont comprises entre 4.56 et 7.05 et sont supérieures à celles mesurées en Bretagne centrale mais inférieures à celles mesurées dans le Synclinorium de Saint-Georges sur Loire et s'inscrivent dans le gradient d'intensité de déformation N-S (Le Corre & Le Théoff, 1976 ; Le Corre, 1978).

Aucune zonéographie des variations kf et rf (Fig. 59) ne peut être mise en évidence pour plusieurs raisons. Le gradient d'intensité est N-S et il n'est pas possible d'échantillonner une même formation du Nord vers le Sud puisque les structures sont orientées E-W. D'autre part, la présence des crénulations et des cisaillements modifient localement la "fabrique des schistes".

En conclusion, toutes les fabriques des micas sont de type planaire plus ou moins intensément crénulées ou cisillées. Il n'est pas possible d'utiliser l'ellipsoïde de fabrique obtenu comme significatif de l'ellipsoïde de déformation. Par contre, la forte intensité de la schistosité (exprimée par le paramètre rf) permet d'inscrire cette région dans le gradient d'intensité N-S de déformation mis en évidence en Bretagne.

Problème de la crénulation régionale.

En Bretagne centrale, la crénulation régionale affectant la schistosité quelque soit sa position est utilisée comme critère de constriction due à la montée des leucogranites et au raccourcissement régional N-S (Le Corre, 1978) (Fig. 26). Dans la région étudiée, l'influence des leucogranites ne peut être mise en cause (cf Page 55) et il est nécessaire d'examiner la signification de cette crénulation.

Localement et principalement dans les zones où la schistosité devient proche de N 100, les lentilles découpées par l'intersection des plans de cisaillements et de la schistosité (Fig. 60) montrent une forte linéation de crénulation subhorizontale (Fig. 60). Sur les surfaces courbes de schistosité, la crénulation n'apparaît qu'au contact des plans de cisaillement tandis qu'au centre des zones de cisaillement les veines de quartz sont boudinées dans la direction d'étirement et selon l'axe Y de déformation finie (Fig. 60). Ces échantillons présentent donc, d'une part, des critères de raccourcissement et, d'autre part, des critères d'aplatissement. Le modèle ci-contre permet d'expliquer simplement cette contradiction apparente par un effet "de structure" dû à l'influence des lentilles les unes sur les autres, en particulier au niveau des zones de cisaillements où leur épaisseur est minime (Fig. 60). Nous pensons que ce modèle peut s'appliquer à une plus grande échelle et expliquer ainsi la crénulation de la schistosité verticale sur une plus grande étendue et à l'échelle cartographique.

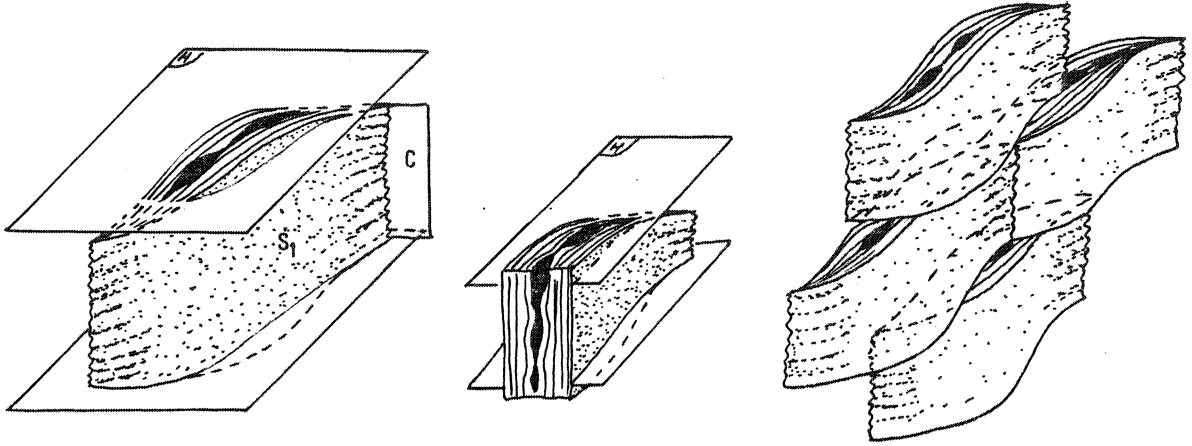


Fig. 60 : Sur la surface des lentilles découpées par la schistosité et les zones de cisaillements, la crénulation n'est présente qu'au minimum d'épaisseur de ces lentilles et peut s'interpréter par l'influence des lentilles les unes sur les autres.

La crénulation de la schistosité en position horizontale peut, quant à elle, s'interpréter suivant un modèle identique à celui proposé par C. Le Corre : la schistosité naît précocement horizontalement par adaptation sur une formation plus compétente et se trouve ensuite crénulée par le raccourcissement lié à la continuation de la déformation. Il faut noter que, dans ce cas, l'orientation des axes de microplis est identique à celle des axes de plis de phase 1 quand c'est la stratification qui est plissée.

Pour la région étudiée, la crénulation "régionale" présente des caractères géométriques analogues à la Bretagne centrale, mais il faut distinguer deux moteurs différents pour sa création. Elle ne peut être utilisée comme critère de constriction généralisé sur Y. Au contraire, l'analyse à l'échelle de l'échantillon montre soit un raccourcissement sur Y, soit un étirement sur Y. En première approximation, on peut donc considérer que l'ellipsoïde de déformation est globalement de type $k = 1$ avec des variations de type constriction ou de type étirement sur Y lié à un fort "effet de structure" des matériaux déformés.

DANS LES GRANITES MYLONITISES

Les critères caractéristiques de la position et du type de l'ellipsoïde de déformation finie sont peu nombreux dans les mylonites et ne sont représentés que par les ombres de pression sur les clastes feldspathiques, la méthode de la fabrique des gneiss ne permettant, quant à elle, qu'une approximation des caractéristiques de l'ellipsoïde de déformation finie.

Méthode des zones abritées

Position des axes principaux de la déformation

Le seul marqueur qualitatif de la déformation dans ces mylonites est constitué par le développement aux extrémités des phénoclastes feldspathiques de zones abritées dont la direction

d'extension maximum donne la direction moyenne de l'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie (Fig. 61). Cette direction est parfaitement contenue dans les surfaces S aux stades peu déformés et fait un angle de 45° avec les surfaces C. La direction de l'axe X tourne ensuite au fur et à mesure de l'évolution de la déformation, mais à partir des stades C, il reste oblique sur les surfaces S et le demeure dans le stade plus évolué de la déformation (Fig. 61).

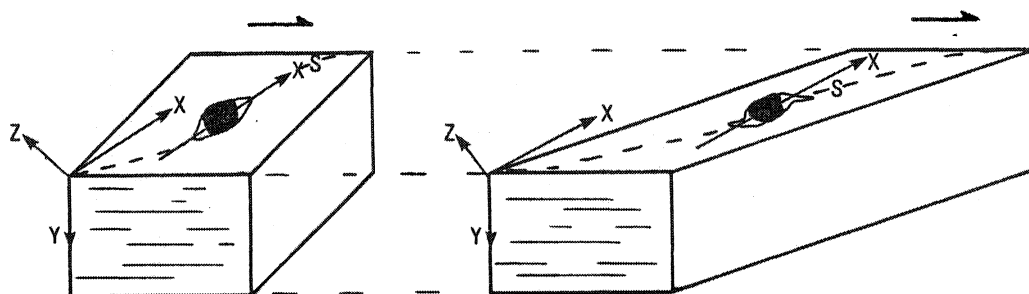


Fig. 61 : Evolution de la direction X de l'ellipsoïde de déformation finie au cours de la déformation.

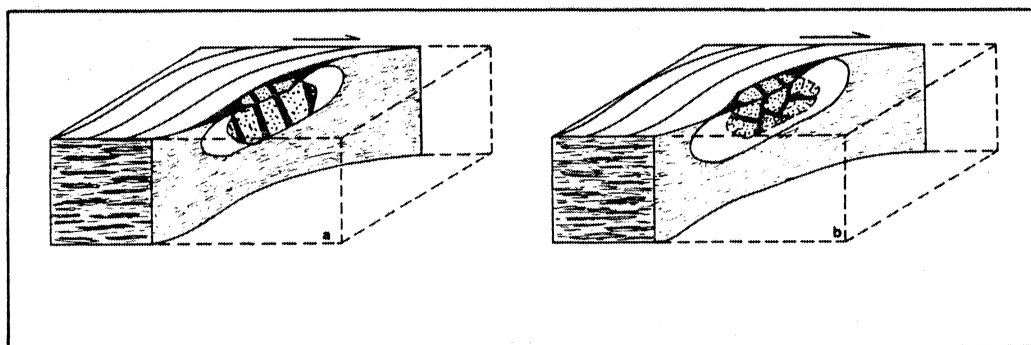


Fig. 62 : Utilisation de la forme des ombres de pression sur les clastes feldspathiques pour déterminer la forme de l'ellipsoïde de déformation finie. (a) : déformation plane ou constriction ; (b) : aplatissement.

Type de l'ellipsoïde de déformation

La forme de l'ellipsoïde de déformation donnée par l'allure des zones abritées autour des clastes (Fig. 62) montre qu'il y a localement allongement suivant l'axe Y (aplatissement) ou granulation de ces clastes suivant ce même axe (constriction).

Nous interprétons ces légères variations comme des fluctuations autour d'une valeur moyenne du paramètre k proche de 1 (déformation plane).

Méthode de la fabrique des gneiss

Fabrique macroscopique

. Dans les stades A et B, la structure granitique est partiellement conservée. Dans ces premiers stades mylonitiques, la linéation et la foliation sont faiblement développées mais dans les plans perpendiculaires à S_1 et L_1 le caractère linéaire est légèrement plus important. On est donc en première approximation dans un cas de tectonite $L \searrow S$ (Fig. 63,a)

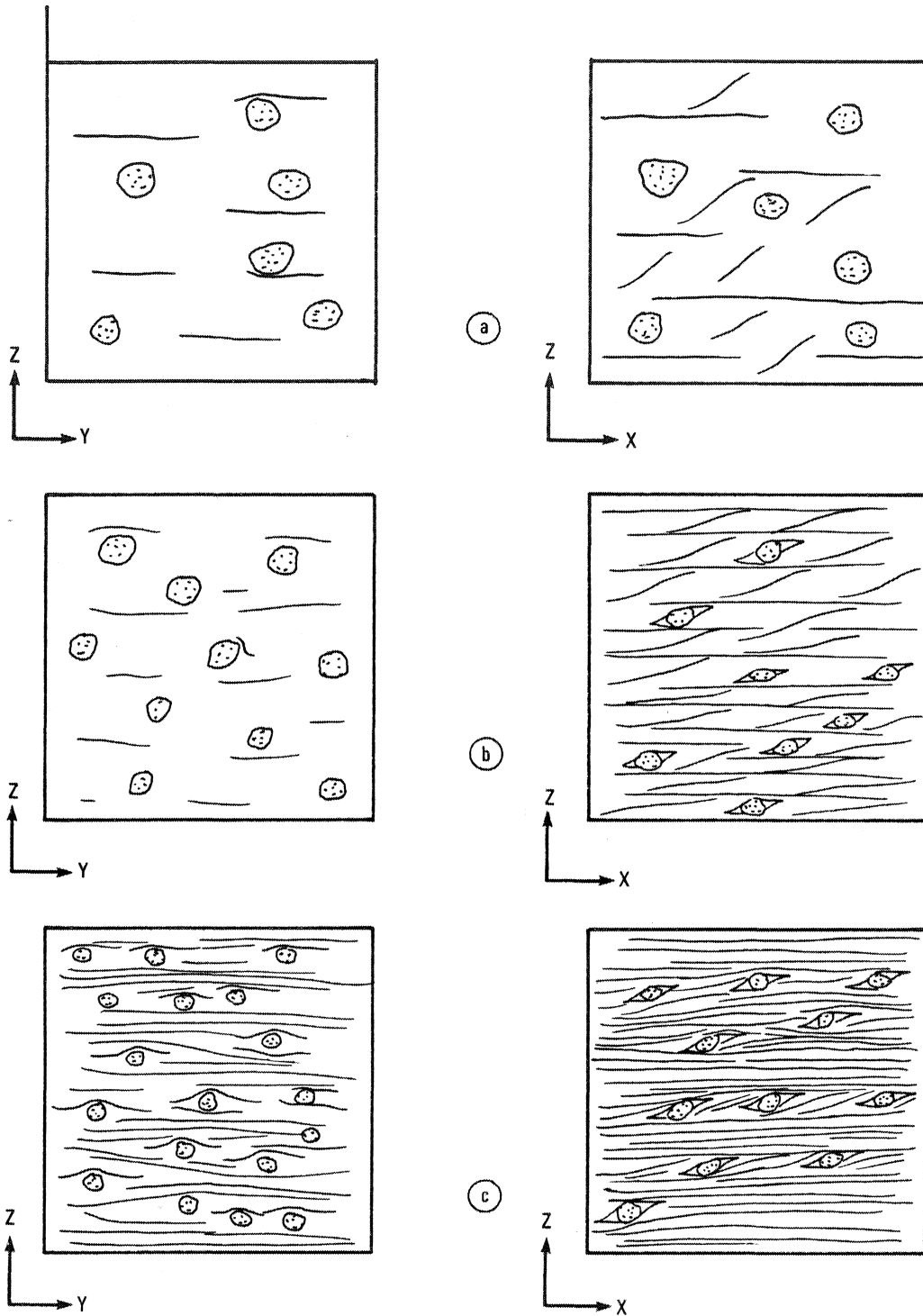


Fig. 63 : Fabrication de forme macroscopique des mylonites granitiques de la zone de Plumelec : depuis le stade protomylonitique jusqu'au stade ultramylonitique.

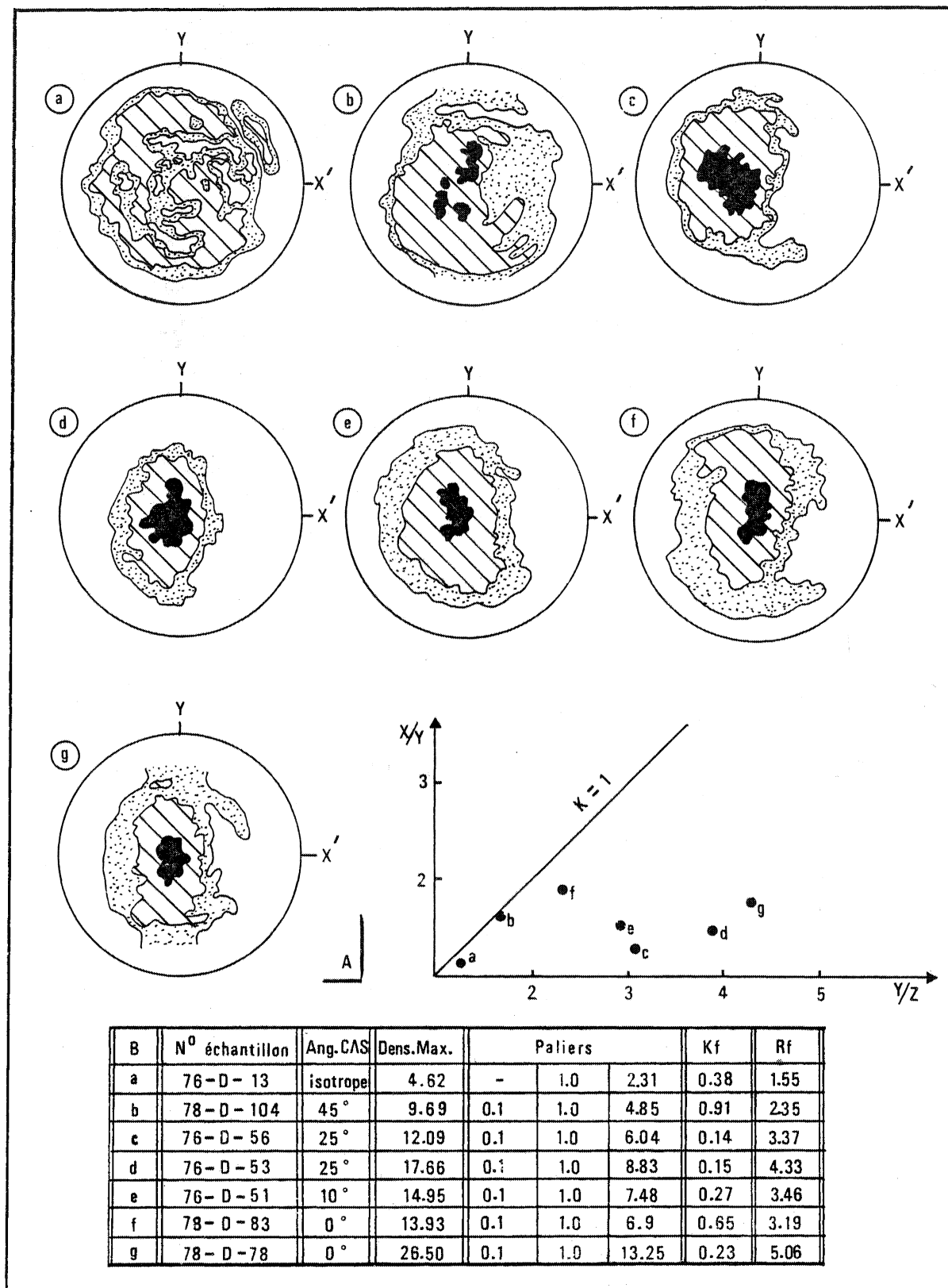


Fig. 64 : Ellipsoïdes de fabrication des micas (fig. 64 A) dans la bande mylonitique de Plumelec.
les résultats sont inscrits dans le tableau fig. 64 B .

. Dans les stades C et D, la structure linéaire apparaît beaucoup plus intense dans les plans YZ de déformation finie que la foliation, c'est-à-dire qu'on est dans un cas de tectonites $S < L$ (Fig. 63,b)

. Dans les stades E, la foliation est fortement marquée aussi bien dans le plan YZ que dans le plan XZ de déformation finie et elle est beaucoup plus développée que la linéation. Les stades représentent des tectonites $L < S$ (Fig. 63,c)

Analyse de la fabrication des micas (Fig. 64)

Une étude plus précise identique à celle effectuée dans les schistes des terrains sédimentaires (cf Page 83) a été entreprise à l'aide de la goniométrie de texture sur les micas.

7 échantillons depuis le stade isotrope jusqu'au stade le plus évolué ont été analysés. Dans le cas où l'angle entre les surfaces C et S est important, les pastilles étudiées sont parallèles aux surfaces C. Dans le cas où les plans S sont fortement obliques (échantillon b-c), la section analysée a été faite à mi-distance entre deux surfaces C. L'échantillon d correspond pour le même stade de l'évolution de l'angle $C \wedge S = 20^\circ$ à une section dans la surface C. L'échantillon f est un échantillon où $C \wedge S = 0$ à gros grain tandis que l'échantillon g, pour la même valeur angulaire, est à grain fin.

Résultats et discussion

Les points présentent une dispersion à l'intérieur du champ des tectonites planaires et l'analyse du diagramme de Flinn appelle à plusieurs commentaires :

- . La fabrication planaire des stades évolués est confirmée.
- . Par contre, l'étude de la fabrication des micas donne des valeurs $k < 1$ pour les autres stades, bien que l'analyse macroscopique donne une valeur $L > S$, c'est-à-dire une valeur $k > 1$. Ceci confirme bien l'accentuation du caractère aplati de l'ellipsoïde de déformation déterminé par la méthode de la fabrication des micas (Gapais, 1978).

. Pour un même état de déformation, par exemple lorsque les plans C et S sont confondus, un échantillon à gros grain montre un caractère beaucoup moins aplati $k_f = 0,65$ et une intensité $r_f = 3,19$ moindre que l'échantillon à grain fin $k_f = 0,23$, $r_f = 5,06$. La "fabrication" de la roche est donc plus influencée par la taille des grains que par le type et l'intensité de la déformation confirmant ainsi les résultats de J.L. Lagarde (1978) dans les gneiss du Canigou.

On voit donc ici aussi que l'ellipsoïde de fabrication déterminé par la méthode d'analyse des micas n'est en aucun cas significatif de l'ellipsoïde de déformation finie.

Cependant, l'étude du paramètre r_f qui caractérise l'intensité de la déformation est beaucoup plus intéressante :

- de l'échantillon isotrope à l'échantillon le plus déformé, il y a augmentation de ce paramètre qui passe de $r_f = 1,55$ à $r_f = 5,06$, soulignant ainsi un gradient d'intensité de déformation N-S du stade initial vers le stade déformé.

- à l'intérieur d'un même échantillon, il y a augmentation de l'intensité de la déformation : le paramètre r_f passe de 3,37 entre les surfaces C à 4,33 dans les zones C ; cette augmentation de valeur de r_f souligne ainsi un gradient de déformation vers les zones C.

Conclusions

Ces quelques résultats sont trop peu nombreux pour permettre de définir exactement l'orientation et la forme de l'ellipsoïde de déformation. Il est cependant possible de l'estimer avec précision.

Dans les terrains sédimentaires :

. Lorsque l'analyse où une bonne approximation est réalisable, l'ellipsoïde de déformation est de type $k = 1$.

. L'axe y de l'ellipsoïde de déformation est subvertical et correspond à l'intersection du plan de schistosité avec les zones de cisaillement. La position de l'axe X est difficile à mettre en évidence : elle est contenue dans le plan horizontal et sa direction est souvent oblique sur celle de la schistosité.

. Le paramètre d'intensité de déformation r_f est élevé et compris entre les valeurs de la Bretagne centrale et celles de Saint Georges sur Loire. La zone étudiée s'intègre correctement au gradient d'intensité de déformation N-S (Le Corre & Le Théoff, 1976 ; Le Corre, 1978 ; Pivette, 1978 ; Gapais, 1979).

Dans les granites déformés :

. Comme dans les terrains sédimentaires, l'estimation de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie conduit à un ellipsoïde de type $k = 1$ (déformation plane).

. L'axe Y de l'ellipsoïde de déformation est subvertical et correspond à l'intersection des surfaces de schistosité S et des surfaces de cisaillements C . De plus, l'axe Y est un axe de rotation autour duquel la schistosité et l'axe X de l'ellipsoïde de déformation tournent au cours de l'augmentation de la déformation. La direction d'étirement X est contenue dans le plan de schistosité dans les stades peu déformés pour ensuite tourner moins vite que la schistosité et lui demeurer oblique dans les stades plus déformés.

. L'étude du paramètre r_f , qui caractérise l'intensité de déformation, permet de mettre en évidence un double gradient

- à l'échelle de la zone, un gradient général d'intensité de la déformation croissant du Nord vers le Sud, c'est-à-dire des bords vers le centre de la zone.
- à l'échelle de l'échantillon, un gradient local d'intensité de la déformation croissant au niveau de chaque surface de cisaillement C .

En conclusion, l'étude de la déformation finie détermine un ellipsoïde de déformation finie de type $k = 1$. Cependant, le fait que l'on observe des fluctuations du paramètre k autour de 1 montre que la déformation bien que globalement plane passe localement à de l'aplatissement ou de la constriction. En ce qui concerne la position des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation, seul l'axe Y demeure fixe et subvertical ; l'axe X est seul subhorizontal et tourne autour de l'axe Y . Cette rotation est bien visible dans les granites déformés en X et varie en direction depuis $N 60$ dans les stades peu déformés jusqu'à $N 90$ dans les stades les plus déformés.

RÉGIME DE DEFORMATION

L'étude microstructurale de la phase majeure synschisteuse nous a montré que le Sud de la région étudiée présentait toutes les caractéristiques géométriques d'une mégazone de cisaillement. L'analyse du régime de déformation va permettre de caractériser le régime non coaxial de la déformation majeure. La recherche des structures utilisables en tant que critères du régime de déformation se fera à toutes les échelles, d'une part, dans les terrains sédimentaires et, d'autre part, dans les granites déformés.

Critères du régime de déformation

Echelle de la structure

- Dans les terrains sédimentaires

La carte des trajectoires de schistosité (Fig. 29) montre une allure fortement sigmoïde de la schistosité qui, à cette échelle, est compatible avec l'existence de deux mégazones de décrochement ductile de direction N 100. (Fig. 65,a)

En dehors des zones de cisaillements, la schistosité est oblique sur la stratification. Cette obliquité pourrait s'interpréter par une adaptation et une disposition en éventail dans les charnières des mégaplis (Fig. 65,b). Or, dans la région étudiée, cette obliquité est identique quelque soit la position dans le synforme (Fig. 65,c).



- a : allure schématique de la schistosité S.
- b : allure en éventail de la schistosité dans le cas de réfraction sur une formation compétente



- c : allure identique de la schistosité sur les deux flancs du synclinal.

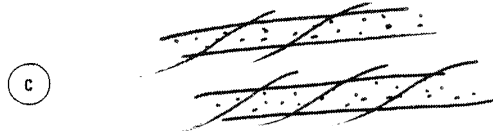


Fig. 65 : Utilisation de l'allure des trajectoires de schistosité comme marqueur du régime de déformation :

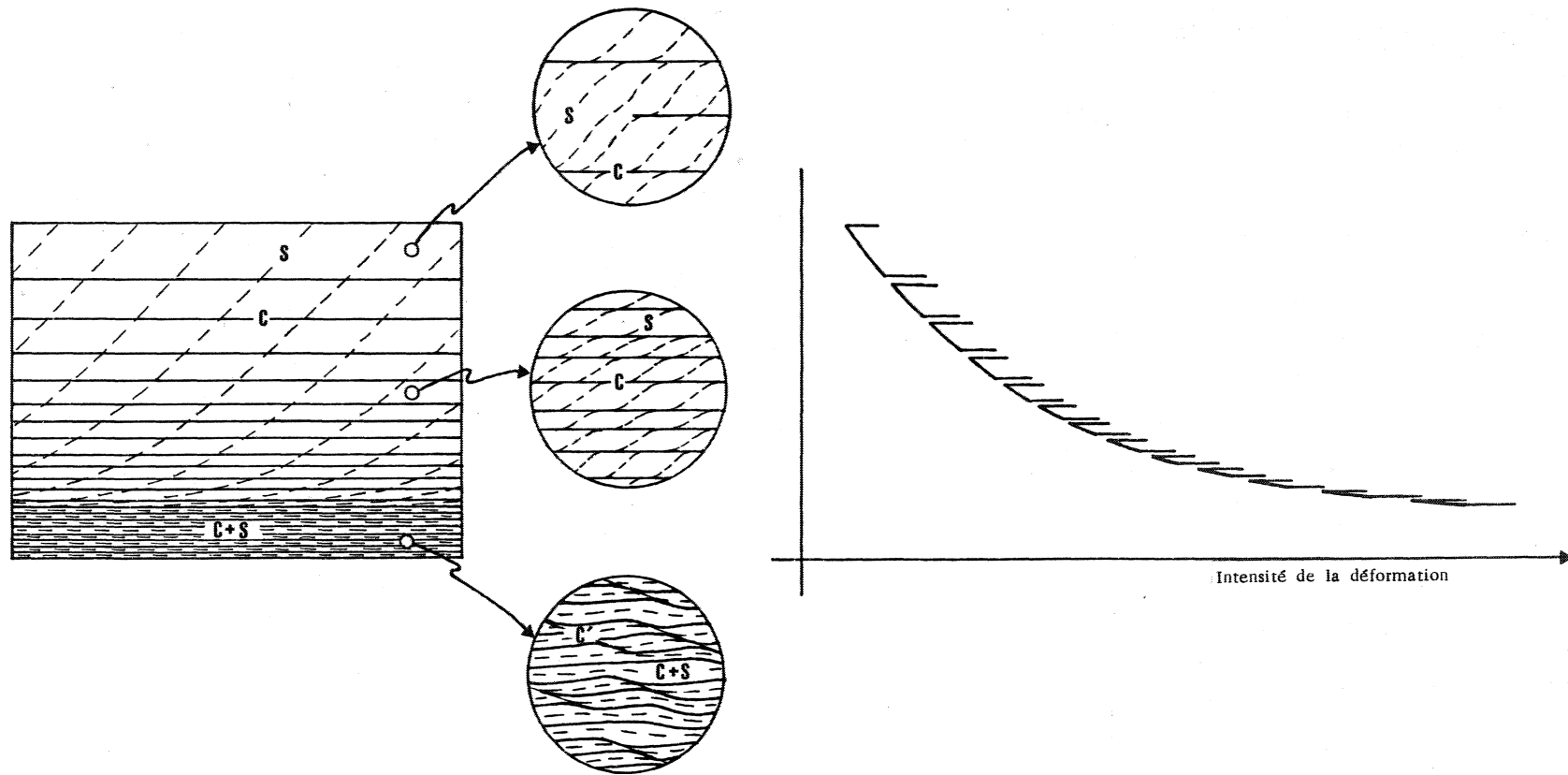


Fig. 66 : Schéma synthétique montrant les variations de l'intensité de déformation au niveau de la zone et au niveau de chaque surface de cisaillement C.

L'allure sigmoïde de la schistosité est principalement liée au cisaillement et donc caractéristique d'un régime non coaxial de la déformation (Ramsay et Graham, 1970)

D'autre part, l'angle entre la schistosité et la stratification varie fortement et devient nul dans les zones de cisaillement intense. Cette diminution d'angle a été décrite dans des complexes de nappes (Lagarde, 1978) et souligne un gradient de déformation vers ces zones qui ne peut être caractéristique que d'un régime de déformation non coaxial (Ramsay & Graham, 1970 ; Cobbold, 1977).

- Dans les granites mylonitisés

La transformation du granite à structure équante en une ultramylonite traduit une forte augmentation de la déformation. L'étude du paramètre α de l'ellipsoïde de fabrique et, surtout, l'évolution des surfaces C et S et la réduction de l'angle entre ces deux surfaces soulignent ce fort gradient N-S dans l'intensité de la déformation (Fig. 66).

Or, on sait qu'un gradient d'intensité est caractéristique d'un régime de déformation non coaxial (Ramsay & Graham, 1970 ; Cobbold, 1977). La déformation responsable de l'orthogneissification du granite isotrope de Lizio est donc à l'échelle de la zone une déformation non coaxiale.

A cette échelle, le caractère non coaxial de la déformation est souligné principalement par :

- . des gradients N-S d'intensité de la déformation
- . des trajectoires de la schistosité compatible avec une zone de cisaillement ductile.

Echelle de l'affleurement et de l'échantillon

A cette échelle, plusieurs critères peuvent être utilisés pour déterminer le régime de la déformation. Ce sont :

- . dans les terrains sédimentaires, les zones de cisaillements, les veines minérales déformées, les plis curviplanaires.
- . dans les granites déformés, les gradients de déformations et les plis curviplanaires.
- Dans les terrains sédimentaires
 - . Zones de cisaillements

De nombreuses zones de cisaillements obliques sur S_1 , matérialisées par la réorientation locale de S_1 , sont visibles à toutes les échelles (cf Page 56). Elles sont subverticales, orientées globalement N 100 et ne constituent qu'une seule famille toujours dextre. La présence d'une seule famille de zone de cisaillement indique en première approximation l'existence d'une déformation non coaxiale (Lagarde, 1978). D'autre part, elles nécessitent les mêmes remarques que les zones d'importance cartographique et elles sont caractéristiques du régime de déformation non coaxial.

. Veines déformées

Il s'agit de veines minérales déformées essentiellement constituées de quartz parallèles à la schistosité. Elles sont particulièrement bien développées dans les schistes de la Formation de Montfort et de la Formation de Traveusot à l'Ouest de la région. Ces veines sont à la fois boudinées et plissées.

Les plis présentent toujours une asymétrie dextre. Le flanc long est renflé par rapport au flanc court étiré. Ils sont identiques à ceux

utilisés par J.L. Lagarde pour montrer que le plissement affecte des veines déjà boudinées. L'auteur met ainsi en évidence un passage des veines du champ d'allongement dans le champ de raccourcissement de l'ellipsoïde de déformation finie qui sont ainsi obtenues en régime non coaxial

. Plis curviplanaires (Plan. XIII)

Dans ces mêmes terrains sédimentaires paléozoïques et lorsque la stratification ou la schistosité est subverticale et parallèle à l'orientation des zones de cisaillements, ces mêmes veines de quartz ou la stratification soulignent des plis centimétriques. Nous avons vu les caractéristiques géométriques de ces plis que nous rappelons brièvement ici :

- Ils ont toujours une asymétrie dextre dans le plan horizontal (Photo, 37)

- Ils sont fortement non cylindriques jusqu'à parallélisation des axes de plis avec la linéation d'étirement. Ils admettent toujours la schistosité pour plan axial. Dans les plans perpendiculaires à S_1 et à Le_1 , ils présentent des figures en oeil caractéristiques (Photo, 38)

Des travaux récents ont montré que pendant un cisaillement progressif les axes des plis pouvaient être réorientés dans la direction de cisaillement (Carreras et al, 1977 ; Rhodes & Gayer, 1977 ; Bell, 1978 ; Quinquis et al, 1978) (Fig. 67). H. Quinquis (1980) a montré d'autre part que la schistosité née au cours d'un tel cisaillement pouvait elle-même replisser de façon non cylindrique.

L'existence de ces plis à axes courbes montre que dans les mégazones de cisaillements, la linéation d'étirement est proche de la direction de cisaillement et que, dans ces zones, il y a eu cisaillement parallèlement à S_1 .

Les linéations d'intersection S_0/S_1 courbes sont à interpréter dans cette optique de cisaillement et argumentent aussi l'existence d'un régime non coaxial de déformation au cours de la schistogenèse.

- Dans les granites mylonitisés

A cette échelle comme à l'échelle de la zone, les gradients d'intensité de la déformation sont marqués par une intensification locale de la déformation mylonitique (réduction taille de grain) et une réduction de l'angle entre les surfaces de schistosité S et les surfaces C (Fig. 79).

Dans certaines zones ultramylonitiques subverticales et N 100 déformant d'anciennes pegmatites, deux types principaux de plis sont visibles. Tout d'abord, à la limite entre les ultramylonites et le granite mylonitique, se développe des plis asymétriques qui vont jusqu'à s'enrouler sur eux-mêmes (Photo, 39) Puis, dans les ultramylonites elles-mêmes, on peut observer la présence de plis non cylindriques à axes presque totalement réorientés vers la linéation d'étirement subhorizontale. Ces plis sont bien visibles dans les plans XY de déformation finie sous la forme de figures en oeil (Photo, 40). Leur plan axial est parallèle aux surfaces C-S confondues, subverticales et de direction N 100. Comme pour les plis non-cylindriques des terrains sédimentaires, nous interprétons ces plis comme étant dûs à un cisaillement subhorizontal le long de surfaces subverticales de direction N 100 (Fig. 68) .

A cette échelle, les critères de déformation sont donc encore essentiellement non coaxiaux.

Echelle de la lame mince

L'étude à l'échelle de la lame mince met en évidence de nombreux critères de déformation. Dans les terrains sédimentaires comme dans les granites déformés, les plus importants critères (outre les gradients d'intensité de déformation) (Fig. 37) découlent de l'étude, du comportement et de la signification des surfaces S, d'une part, des minéraux déformés, d'autre part, et enfin de l'étude des microzones de cisaillements. Tous ces critères ont été recherchés dans les plans XZ de déformation finie.

- L'évolution et le comportement des surfaces S (Plan. XIV) (Fig. 69)

Nous avons vu dans les granites déformés qu'au cours de l'évolution de la déformation les surfaces S tournent pour se paralléliser avec les surfaces C. Aux stades initiaux, les surfaces S sont les plans principaux XY de l'ellipsoïde de déformation finie mais, aux stades très déformés, la direction X marquée, par l'allongement des queues de cristallisation sur les phénoclastes feldspathiques, est oblique sur les surfaces S et le demeure lorsque les surfaces C et S sont confondues. Les surfaces S sont donc créées parallèlement au plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie mais ensuite tournent plus vite que l'axe X. Cette rotation est typiquement caractéristique d'un régime de déformation non coaxial (Choukroune & Lagarde, 1977) (Fig. 69).

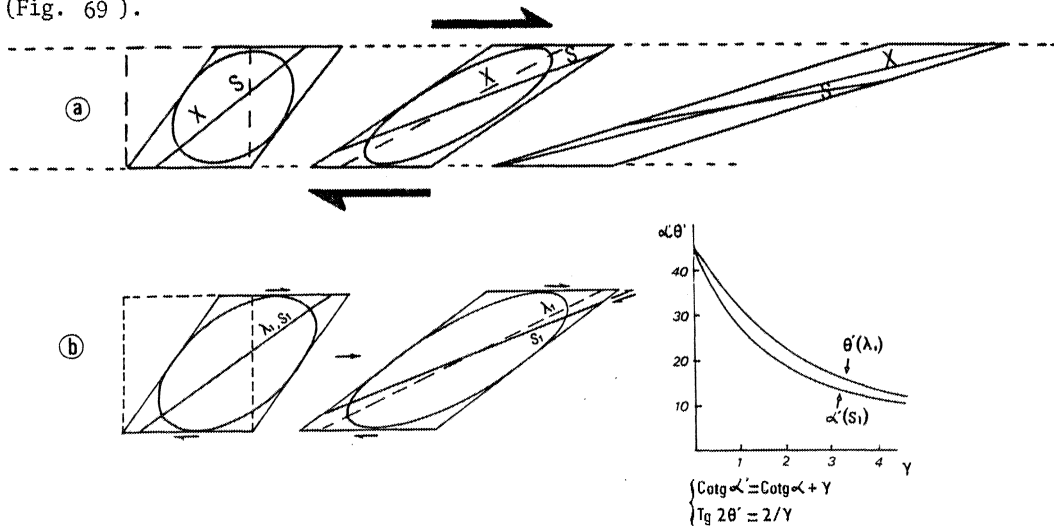


Fig. 69 : Au cours de l'augmentation de l'intensité de la déformation, la direction X ne reste plus confondue avec la schistosité (fig. 69, a) ce qui est conforme à l'évolution théorique prévue (fig. 69, b) par Choukroune et Lagarde (1977).

Dans les terrains sédimentaires, il est difficile de mettre en évidence une telle évolution, mais il est cependant possible dans certains cas particuliers d'observer une obliquité entre la direction d'étirement et la schistosité.

Dans les micaschistes de la Formation de Pont-Réan, les lames minces taillées dans des plans subhorizontaux parallèles à la linéation d'étirement et perpendiculairement à la schistosité N 90 montrent des micaschistes où la schistosité de flux est soulignée par des recristallisations de quartz et de chlorite. De nombreuses magnétites subautomorphes ponctuent la roche ; elles sont accompagnées à leurs extrémités par des zones abritées allongées et dans

lesquelles le quartz et la chlorite recristallisent (Photo 42). La direction d'étirement indiquée par la direction des minéraux recristallisés dans les ombres de pression est oblique sur la schistosité dans un plan horizontal

La non-coïncidence de la direction d'étirement avec le plan de schistosité est, comme précédemment, un indice supplémentaire d'une composante non coaxiale dans la déformation (Lagarde & Choukroune, 1976 ;

- La forme des minéraux déformés (Plan. XIV, Photos 43, 44)

Les critères du régime de déformation non-coaxial basés sur l'étude de la forme des minéraux déformés et cataclasés sont maintenant devenus classiques. C'est le cas par exemple des biotites et muscovites étirées disymétriquement le long des surfaces C et qui acquièrent une forme "en poisson" caractéristique des phyllosilicates cisailés (Eisbacher, 1970 ; Lagarde, 1978) et, plus particulièrement ici, cisailées de façon dextre (Fig. 70) (Photo 43)

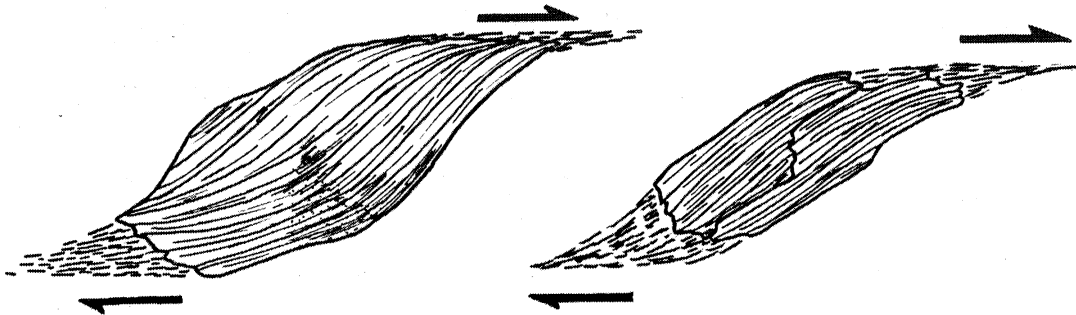


Fig. 70 : Exemples de phyllosilicates "en poisson".

C'est aussi le cas des ombres de pression disymétriques présentes à l'extrémité des phénoclastes feldspathiques et qui sont, elles aussi, systématiquement caractéristiques d'un cisaillement dextre (Fig. 71) (Photo 44)

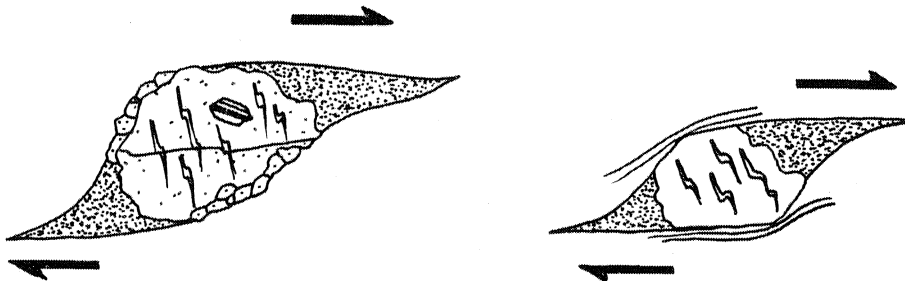


Fig. 71 : Exemples d'ombres de pression dissymétriques aux extrêmités de clastes feldspathiques.

PLANCHE XIII

Les plis non-cylindriques

Photo 37 : Asymétrie dextre des plis dans un plan horizontal (section XZ).

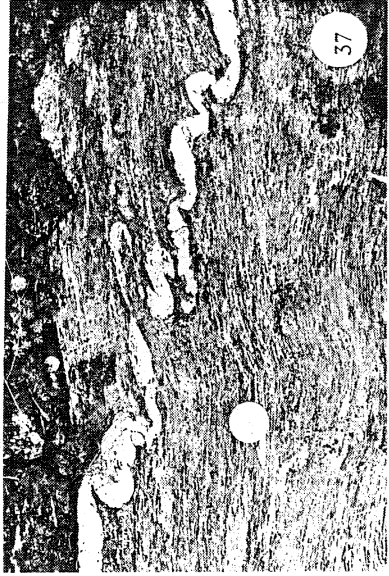
Photo 38 : Allure des plis non-cylindriques avec courbure des axes (pointillés) dans un plan vertical (section XY).

Photo 39 : Pli enroulé dans les ultramylonites (section XZ).

Photo 40 : Figures en oeil (section XZ).

Fig. 67 : Interprétation en terme de cisaillement des figures en oeil (d'après Quinquis, 1980) de l'île de Groix.

Fig. 68 : Schéma reconstituant l'allure des plis non-cylindriques et interprétation en terme de cisaillement subhorizontal dextre dans un plan vertical.



0 1cm

0 1cm

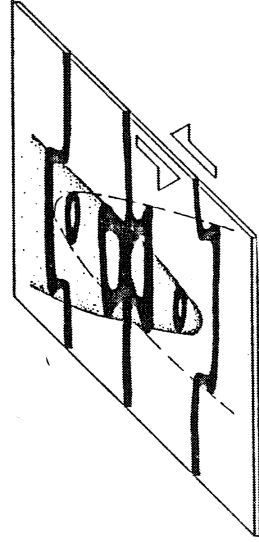


Fig. 67

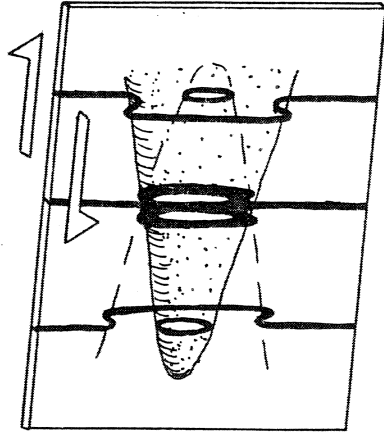


Fig. 68

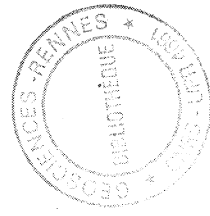


PLANCHE XIV

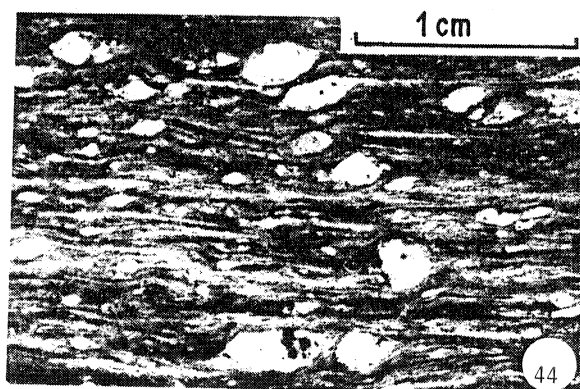
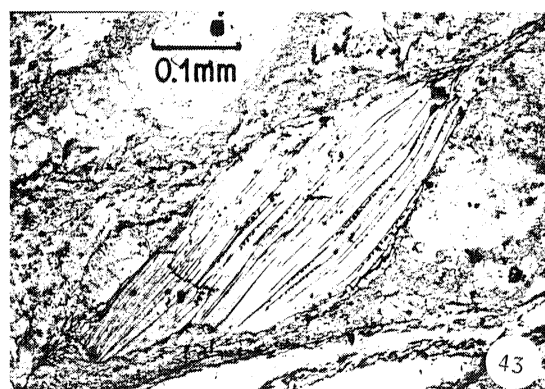
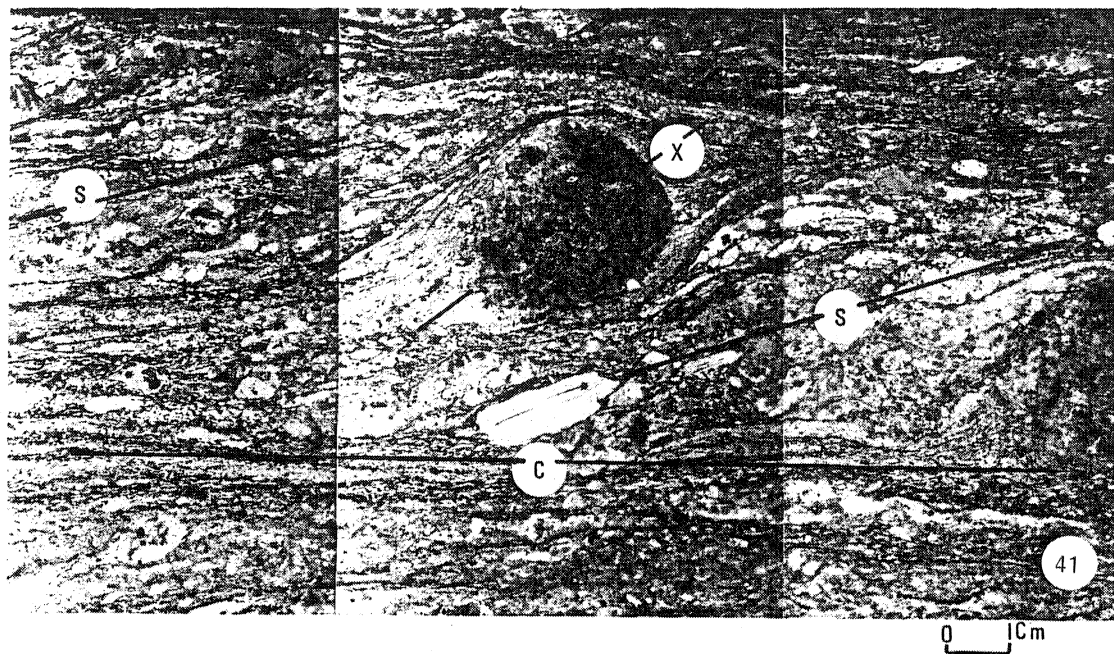
Différents critères de déformation non coaxiale

Photo 41 : L'obliquité de X (incrémental) au cours des derniers incréments de la déformation montre, qu'à ce stade, les surfaces ne sont plus des plans principaux XY de l'ellipsoïde de déformation.

Photo 42 : Obliquité de X sur la schistosité dans les schistes de Montfort.

Photo 43 : Muscovite dissymétrique "en poisson".

Photo 44 : Ombres de pression dissymétriques sur les clastesfeldspathiques.





0 1 cm

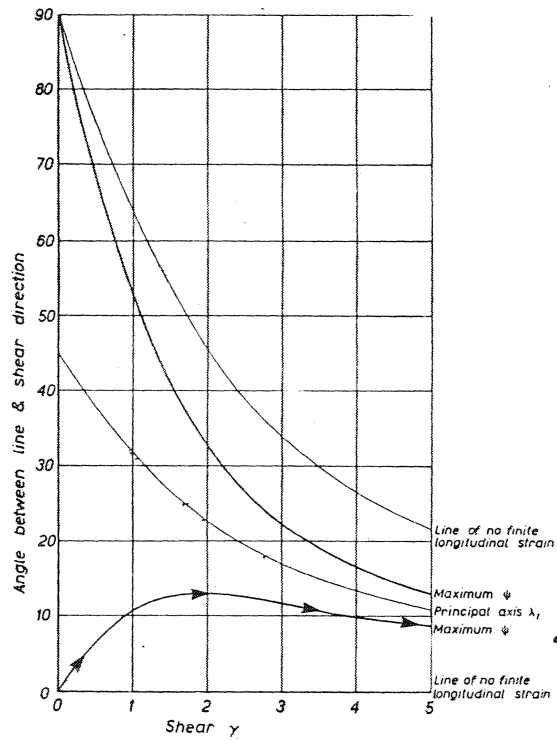


PLANCHE XV

Interprétation de l'orientation des surfaces C

Photo 45 : Allure rectiligne des surfaces de cisaillement C dans un plan XZ.

Fig. 72 : Evolution dans un cisaillement simple, de la direction X et des directions de cisaillement maximum (d'après Ramsay, 1967).

Les critères microscopiques sont donc tous des critères de cisaillement et la déformation que l'on met en évidence à cette échelle est encore une déformation essentiellement non-coaxiale.

PROBLEME DE LA SIGNIFICATION DES SURFACES C ET DES MICROZONES DE CISAILLEMENTS

Deux structures particulières dans ce modèle de cisaillement sont à considérer, plus précisément les surfaces C et les cisaillements secondaires.

Signification des surfaces C (Plan. XV)

Les surfaces C, constantes en orientation et présentes à tous les stades de la déformation, sont le trait majeur de la zone étudiée et il paraît nécessaire d'examiner leur signification dans le modèle de cisaillement proposé.

- L'orientation des surfaces C demeure constante, subverticale et N 100, quelque soit l'état de déformation. Si les surfaces C faisaient un angle avec la direction du cisaillement, elles devraient, suivant l'intensité de la déformation, présenter des orientations diverses (Fig. 72) ; or ce n'est pas le cas (Photo 45) .

- Le modèle théorique prévoit, au premiers incréments d'une déformation par simple cisaillement, la naissance d'un plan de scission maximum parallèlement au plan de cisaillement. A chaque incrément de déformation suivant, la propagation de la zone se fera donc parallèlement à ce plan, tandis que la partie déjà créée parallèle au plan de cisaillement n'aura aucune raison de se réorienter ou de tourner puisqu'elle se trouve déjà dans le plan où tendent à se réorienter les lignes et les plans lors du cisaillement simple.

- La direction N 100 des surfaces C est celle de la linéation d'étirement dans les ultramytonites et correspond à la direction de cisaillement déduite de l'existence de plis non-cylindriques dans ces ultramytonites.

- Enfin, l'orientation des surfaces C est parallèle à la trace cartographique de la branche nord du cisaillement sud-armoricain.

Les surfaces C sont donc à notre avis représentatives de l'orientation des bordures du cisaillement simple responsable de l'orthogneissification.

Problème des cisaillements secondaires (Plan XVI)

Nous avons vu que dans les micaschistes où la schistosité S_1 était très réorientée et dans les ultramytonites où les surfaces C et S étaient confondues, des microzones de cisaillements C' se développaient. Des microzones identiques sont de plus en plus décrites (Lagarde, 1978 ; Pecher, 1978 ; Berthé et al, 1979 ; Gapais, 1979 ; Quinquis, 1980) et présentent un certain nombre de caractères identiques. Avant d'aborder leur signification, il est d'abord nécessaire d'aborder leur géométrie et leur âge relatif, principalement dans les granites déformés (Photo 46).

Géométrie

Les microzones de cisaillement sont subverticales, ne constituent qu'une seule famille dextre, font un angle variant de 15° à 30° sur les surfaces C S confondues et n'apparaissent qu'à ces stades. Dans les micaschistes, elles n'apparaissent que lorsque la schistosité est fortement réorientée et N 100.

Age relatif

Ces zones de cisaillement sont classiquement considérées comme tardives mais les travaux récents (Lagarde, 1978 ; Pecher, 1978 ; Gapais, 1979) remettent cette idée en question. Plusieurs observations permettent de penser que l'apparition de ces plans est synchrone de la déformation majeure. Dans l'exemple étudié ici, ces plans n'existent que dans les cas où les surfaces C S sont confondues et lorsque la schistosité est fortement réorientée, c'est-à-dire lorsque la surface qu'ils déforment est proche de la direction de cisaillement. Ils apparaissent donc génétiquement liés au stade intense de la déformation et à la position de la surface déformée.

D'autre part, l'étude des lames minces montre que les recristallisations qui les affectent sont identiques à celles qui matérialisent les plans C S confondus ; dans les roches sédimentaires, ils présentaient ces mêmes caractères.

Les microzones de cisaillements se développent donc dans un contexte métamorphique identique à celui, d'une part, de la mylonitisation, d'autre part, de la schistogenèse. Cependant, elles déforment la schistosité dans les terrains sédimentaires et, dans les mylonites, elles déforment les surfaces C S confondues. Elles se sont donc formées en fin de déformation majeure lorsque les surfaces C S ou la schistosité était matérialisée.

Interprétation

Influence du régime de déformation

Les zones de cisaillements identiques qui ont été décrites proviennent dans la majorité des cas de contextes géologiques où la déformation cisailante était importante, sinon essentielle (chevauchement himalayen, Pecher ; complexe de Champtoceaux, Lagarde ; cisaillement sud-armoricain, Gapais ; Ile de Groix, Quinquis).

Nous savons que, dans le cas présent, le régime de déformation est essentiellement non-coaxial et que ces zones de cisaillements C' apparaissent lorsque l'anisotropie préexistante, C S ou S, se trouve être le plan de cisaillement.

La présence de ces microzones de cisaillements apparaît donc fonction du régime non-coaxial de la déformation lorsque le cisaillement se fait sur l'anisotropie préexistante (Fig. 86).

Influence des hétérogénéités (Photo 47)

L'examen de la localisation et de la répartition des microzones de cisaillements montre qu'elles ne sont bien développées que lorsqu'il existe des phénoclastes dans les roches mylonitiques, des phénocristaux de chlorite ou des exudations de quartz dans les micaschistes. En particulier dans les ultramylonites, ces microzones sont moins développées en nombre et en extension dans les roches où les phénoclastes sont moins nombreux et de plus petite taille.

L'apparition et l'extension des zones de cisaillements secondaires semble donc être fonction de la présence et de la taille des hétérogénéités.

Influence de l'anisotropie

Dans certains échantillons de grès armoricain, il est possible d'observer dans une alternance grésoschisteuse, où la schistosité est parallèle à la stratification, le développement de microzones de cisaillement qui se fait uniquement dans les niveaux schisteux, tandis que dans les niveaux de quartzites elles ne sont plus représentées (Photo 48).

La présence d'une anisotropie planolinéaire est donc indispensable à leur matérialisation.

D'autre part, ces microzones présentent souvent une forte périodicité et une localisation sur les phénoclastes. L'existence de ces microzones pourrait donc être liée à l'anisotropie ponctuelle ou périodique de l'anisotropie.

Nous retiendrons essentiellement les points suivants : (Fig. 73)

- . La présence de ces microzones de cisaillement en une seule famille nécessite une déformation non-coaxiale et l'utilisation de la surface préexistante comme plan de cisaillement.

- . Le développement de ces zones est contrôlé principalement par l'anisotropie de la roche et la présence d'hétérogénéités.

Conclusions

Dans la partie sud de la région étudiée, tous les critères de déformation, de l'échelle de la carte à l'échelle de la microstructure, sont essentiellement des critères de déformation non-coaxiale.

La phase majeure synschisteuse est essentiellement due à une déformation non-coaxiale liée à un cisaillement ductile majeur ayant joué en décrochement dextre de direction N 100.

Il reste cependant à tenter de déterminer quelle a été l'importance de ce cisaillement.

L'évaluation de la quantité de cisaillement est rendue très difficile par l'absence de marqueurs tels que des filons et la présence de surfaces C, le long desquelles le déplacement ne peut être évalué, rend impossible l'application du modèle proposé par Ramsay et Graham (1970).

Il est possible cependant d'essayer d'approcher la valeur de γ en déformant le granite et en lui redonnant une forme subcirculaire. Pour ce faire, les différents massifs ont été dessinés sur le côté d'un paquet de cartes, puis déformés jusqu'à ce que l'on obtienne une figure subcirculaire du massif de Lizio (Fig.74) . Suivant la formule $\gamma = \tan \psi$, la valeur moyenne de γ est donc voisine de 3.

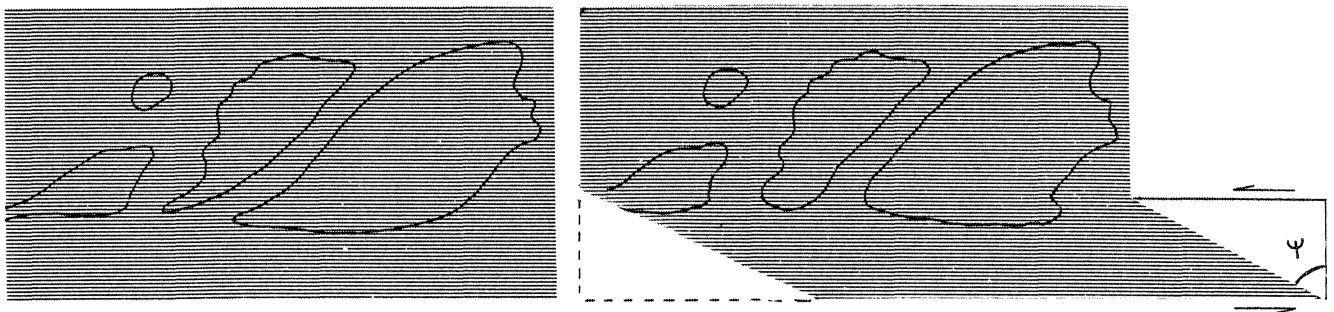


Fig. 74 : Essai de déformation des leucogranites afin d'estimer la quantité de cisaillement γ .

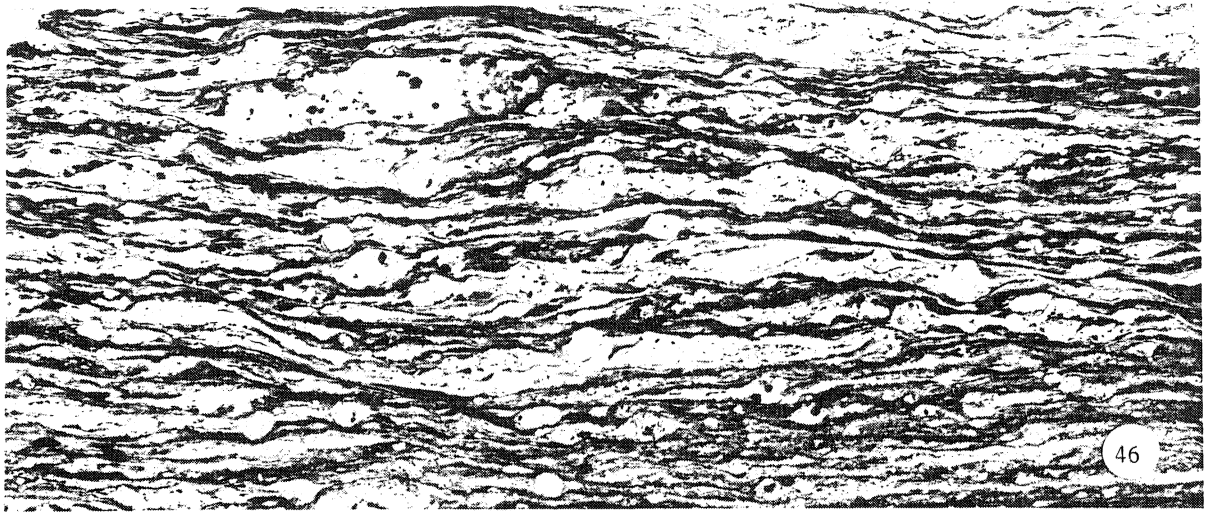
PLANCHE XVI

Photo 46 : Aspect en section XZ des zones de cisaillements "secondaires" dans une mylonite granitique lorsque les surfaces C et S sont confondues (Sud de Plumelec).

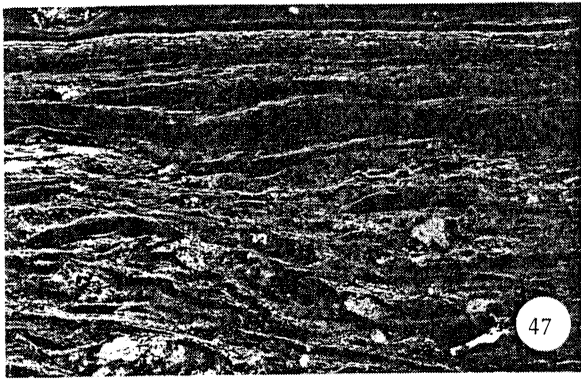
Photo 47 : Les zones de cisaillements "secondaires" n'existent que lorsque des phénoclastes sont présents.

Photo 48 : Dans le Grès Armoricaïn (Est de Sérent), les microzones ne se développent que dans les niveaux schisteux.

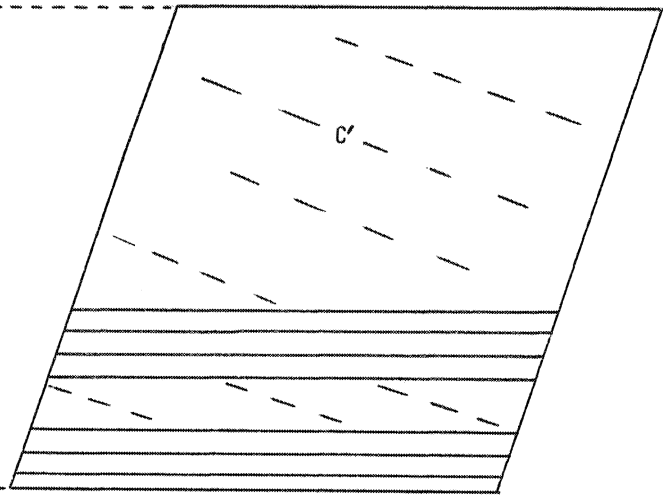
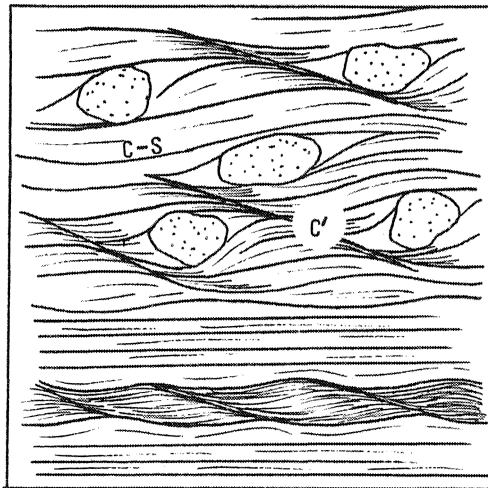
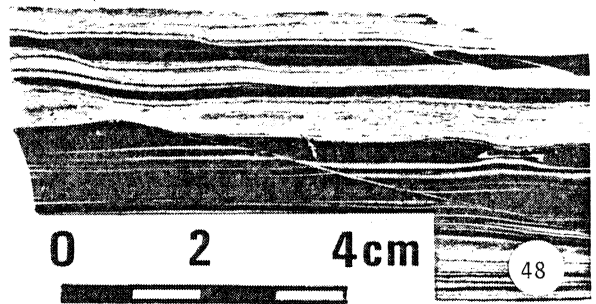
Fig. 73 : schéma reconstituant et résumant les différents éléments nécessaires à l'apparition des zones de cisaillements "secondaires".



0 1cm



0 1cm



MECANISMES DE DEFORMATION.

Il est de première importance dans l'analyse de la déformation de savoir si les roches se sont déformées de façon cassante, de façon ductile, ou suivant un mode intermédiaire entre les deux (Paterson, 1958 ; Heard, 1960). Dans les terrains sédimentaires, la recherche de critères, caractéristiques d'un mécanisme de déformation continue ou discontinue, est difficile, voire impossible, en raison de la nature même du matériel ; par contre, dans les granites déformés de la zone de Plumelec, ce problème du passage cassant - ductile peut être discuté.

CARACTERE CONTINU ET DISCONTINU DES MECANISMES DE DEFORMATION

Avant de discuter la nature continue ou discontinue des mécanismes de déformation, il est essentiel de considérer une échelle donnée ; nous considérons ici l'échelle du grain moyen de la roche. Par exemple, les grains de quartz montrant une extinction roulante sont considérés comme ayant été déformés de façon continue. Par contre, un feldspath brisé dont les fragments ont été déplacés est considéré comme ayant été déformé de façon discontinue.

L'exemple étudié apporte des renseignements précieux sur l'importante question de l'association déformation continue - discontinue à l'échelle du grain dans le phénomène de la mylonitisation.

Nous pensons en effet qu'une telle association est primaire, c'est-à-dire que la combinaison des deux mécanismes se fait à tous les stades de la déformation jusqu'à celui où, bien évidemment, la taille des grains est inférieure à celle de l'espacement des plans d'anisotropie. Ce stade est un stade qui dépasse d'ailleurs celui observable dans la plupart des orthogneiss.

Les arguments pour considérer la juxtaposition des mécanismes sont, à notre avis, les suivants :

. Il n'y a pas sur le terrain de régions dans lesquelles les surfaces S sont présentes sans les surfaces C et inversement. Autrement dit, il n'y a pas de domaines où sont seules exprimées les surfaces C.

. L'évolution surface C - surface S est une évolution parallèle et cohérente : cette évolution est évidemment liée aux variations progressives de l'intensité (γ) de la déformation cisailante. Il n'y aurait en effet aucune raison pour que se surimposent deux mécanismes de déformation successifs aboutissant à deux déformations dont les maxima d'intensité coïncident.

. On sait, d'autre part, que le type d'association de déformation continue - discontinue a été reproduit aussi bien avec des modèles expérimentaux analogiques (Means, 1977) qu'avec des modèles expérimentaux de déformation d'un granite à diverses conditions de pression et température (Tullis & Yund, 1977).

. On sait, ainsi, qu'une telle association simultanée subsiste à des températures très élevées (Tullis & Yund, op. cit.). Bien qu'il soit évident que la vitesse de déformation expérimentale (de l'ordre de $10^{-6}/s$) ne rende que très partiellement compte des vitesses de déformations naturelles (on envisage dans le cas présent un ordre de grandeur de $10^{-12}/s$), on peut tout de même considérer comme prouvée la manifestation possible d'une déformation discontinue à l'échelle du grain à de fortes températures.

L'exemple étudié est donc à notre avis remarquable car il permet de mettre en évidence la coexistence à tous les stades des mécanismes continus et discontinus à l'échelle du grain.

- Au stade initial, par exemple dans les zones d'amortissement des surfaces C, on est obligé de faire appel à un passage progressif de la déformation discontinue à la déformation ductile (Fig. 38). Ceci est confirmé par le fait que l'on passe dans de telles zones de minéraux cataclasés à ceux affectés progressivement par une déformation interne plastique dont témoignent les extinctions onduleuses.

- A un stade plus évolué, les domaines où s'effectue la déformation ductile (domaines des surfaces S) sont limités par des surfaces C où se localisent des mouvements relatifs discontinus (Fig. 75) notables et où la cataclase est la plus intense. Soulignons ici que les domaines de déformation ductile sont de plus en plus restreints dès que la rotation des plans S est suffisante pour que ces plans soient eux-mêmes réutilisés en plans de mouvements.

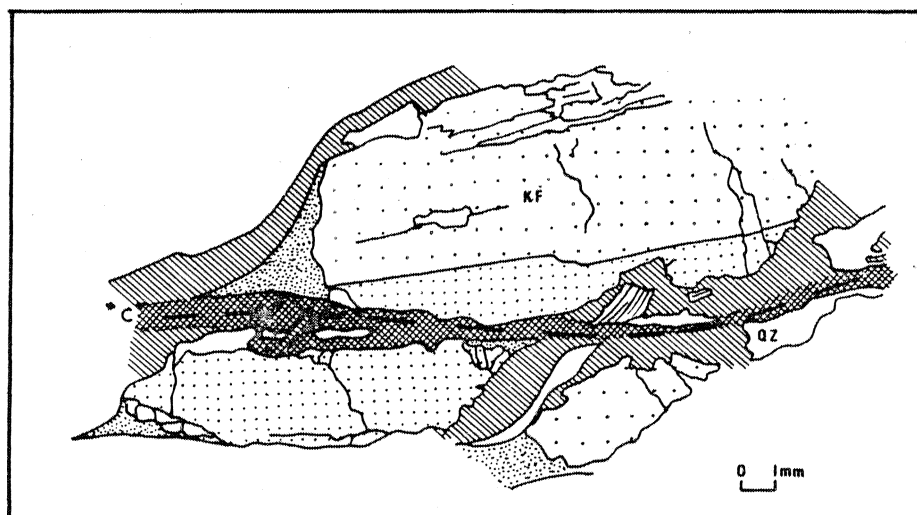


Fig. 75 : Caractère discontinu à l'échelle du grain de la déformation le long d'une surface de cisaillement C : les deux fragments d'un même feldspath sont séparés de cinq millimètres.

En d'autres termes, on a accentuation du caractère discontinu de la déformation avant d'atteindre le stade le plus évolué lorsque les plans C et S sont sub-confondus et infiniment rapprochés et où la déformation peut être considérée à nouveau comme continue à l'échelle du grain.

Enfin, il faut rappeler l'existence à tous les stades de la déformation, de stries sur les plans C, confirmant le caractère actif de ces plans. Ces stries étant parallèles à la linéation d'étirement apparente dans les plans C, on montre ainsi la cohérence de l'association déformation discontinue - continue.

CONCLUSIONS

Du point de vue régional, les principales conclusions apportées par cette étude de la déformation concernent les points particuliers suivants :

- l'orientation des axes principaux de la déformation finie est variable au-travers de la zone étudiée. Seul l'axe Y demeure fixe et subvertical ; l'axe X est subhorizontal et tourne autour de l'axe Y. Cette rotation est bien visible dans les granites déformés en X, varie, en direction, depuis N 50-60, dans les stades peu déformés, jusqu'à N 90 dans les stades les plus déformés.

- l'étude de la déformation finie permet de déterminer un ellipsoïde de déformation finie de type $k = 1$. Cependant, le fait que l'on observe des fluctuations du paramètre k autour de 1 montre que la déformation bien que globalement plane, passe localement à l'aplatissement ou à la constriction. Du point de vue de l'intensité de la déformation (paramètre rf), la zone étudiée, avec des valeurs (rf) intermédiaires entre celles de Bretagne centrale (Le Corre, 1978) et celles de Saint-Georges-sur-Loire (Pivette, 1978), s'inscrit dans le gradient d'intensité de déformation Nord-Sud mis en évidence en Bretagne Sud (Le Corre et Le Théoff, 1977 - Le Corre, 1978 - Pivette, 1978 - Gapais, 1979).

- les critères du régime de déformation, à toutes les échelles, sont caractéristiques d'un régime non-coaxial de la déformation. Le sens de cisaillement, déduit des observations microstructurales à l'échelle de la zone, de l'affleurement du grain est dextre.

Le modèle de déformation dans la zone étudiée peut donc être représenté par l'évolution d'un cisaillement simple dextre de direction N 100 dont l'intensité croît du Nord vers le Sud.

Toutefois, on doit se demander quels sont les paramètres qui empêchent de retrouver ici, un modèle de déformation cisailante purement ductile tel que celui décrit à l'échelle de l'affleurement par Ramsay et Graham (1970), (Laurent et Burg, 1978), ou à l'échelle cartographique (Coward, 1976), (Bossieras Vauchez, 1978). Dans l'état actuel des connaissances, et en particulier en l'absence de données plus précises sur les mécanismes de déformation à l'échelle inférieure à celle du grain qui nous renseigneraient sur les raisons et les mécanismes conduisant à un amollissement ou à un durcissement de surface C , il est très difficile de pouvoir répondre clairement à cette question. Toutefois, deux raisons possibles, à noter :

- . dans les shear zones, la déformation est tardive par rapport à la mise en place des roches concernées tandis qu'ici, la déformation s'effectue lors de la fin de la mise en place de granites pendant la cristallisation de celui-ci. La quantité de roches suffisamment échauffées pour permettre la localisation de zones de cisaillements est plus importante que dans le cas des shear zones purement ductiles où l'échauffement a du être localisé.

. d'autre part, la vitesse de déformation peut ne pas être constante et les sauts de vitesse interviennent dans une telle évolution.

Du point de vue thématique, les résultats concernant essentiellement les granites mylonitisés, permettent de soulever les points importants suivants :

. le phénomène de l'orthogneissification envisagé ici est la somme de deux mécanismes de déformation à caractéristiques distinctes (continue - discontinue) et localement la somme de deux régimes de déformation (cisaillement simple et aplatissement) qui ont sans doute opéré en même temps à chacun des stades de la gneissification.

. l'étude de la déformation finie a permis la mise en évidence de structures caractéristiques telles que l'existence de surface de cisaillement C (correspondant aux limites du cisaillement responsable de la déformation) et de surface de schistosité S (correspondant au moins aux stades initiaux au plan XY de déformation finie). L'évolution de ces deux systèmes de surfaces et en particulier, la réduction de l'angle entre C et S, est cohérente avec l'intensification de la déformation, et, dans ce modèle de cisaillement simple, il devient alors possible de raisonner en terme de déformation progressive.:

+ les différents stades de l'orthogneissification, observés sur le terrain, depuis le granite non déformé jusqu'aux ultramylonites, représentent donc les différents stades de la déformation progressive du granite.

Ainsi, on possède sur le terrain, une évolution spatiale de la déformation qui correspond à une évolution dans le temps, chaque stade étant passé auparavant par le stade moins déformé qui lui est voisin sur le terrain.

+ l'angle entre les surfaces C et les surfaces S est fonction de l'intensité du cisaillement et, nous avons vu, qu'il évolua depuis des valeurs $\alpha = 1,5^\circ$ jusqu'à $\alpha = 0^\circ$. L'évolution de cet angle est continue, et il devient alors possible d'utiliser le rapport angulaire entre surface C et surface S comme marqueur de la déformation progressive.

Chapitre III

Cisaillement et deformation progressive

- cisaillement et orientation preferentielle**
- de reseau du quartz**
- cisaillement et plissement**

INTRODUCTION

Dans ce type de terrains où il existe très peu de marqueurs de la déformation finie, il n'existe aussi que très peu de marqueurs de la déformation progressive (c'est-à-dire des objets (grenat - ombre de pression, etc) ayant enregistré tout ou partie de la déformation). Il est toutefois possible d'obtenir une image de la déformation progressive au moyen de marqueur tel que l'étude de la fabrication de réseau du quartz dans les tectonites (Gapais, 1979) ou tel que l'étude des plis curvilineaires (Quinquis, 1980 - Cobbold, Quinquis, 1980).

Il était donc intéressant d'examiner ces deux points particuliers dans une région où le régime non coaxial de la déformation est connu en sens et en direction. Dans ce chapitre, nous nous proposons d'examiner. (a) l'évolution des orientations préférentielles de réseau du quartz analysées à chacun des stades de l'orthogneissification progressive du granite de Lizio.

.(b) l'existence de plis et d'interférences nécessitant apparemment plusieurs phases de déformation, et pour lesquels, en terme de "déformation progressive", nous proposerons un modèle de genèse et d'évolution au cours d'une seule et même phase de déformation.

CISAILLEMENT ET ORIENTATION PREFERENTIELLE DE RESEAU DU QUARTZ

Généralités

Quand une roche se déforme, il se développe généralement une orientation préférentielle des directions cristallographiques dans les minéraux constitutifs. Cette orientation préférentielle peut être étudiée au microscope avec platine universelle ou aux rayons x par goniométrie de texture. Ces orientations sont généralement représentées sous forme de diagrammes de fabrique ou de figures de pôle.

Deux mécanismes principaux permettent d'obtenir une orientation préférentielle cristallographique dans les roches déformées. A de basses températures, sans recristallisation, l'orientation peut se développer par rotation des grains ou par glissement interne. A de plus fortes températures, une orientation préférentielle due aux processus de la recristallisation peut aussi voir lieu (Hobbs et al, 1976).

Orientation préférentielle et régime de déformation

Différents types de diagrammes

Les deux types principaux de fabriques que l'on rencontre le plus souvent sont les fabriques d'axes C en couronnes croisées de type I ou II (Lister, 1974).

Le type I consiste en guirlandes sur les petits cercles normales à la foliation reliées par un maximum en Y (Hara et al, 1973) (Fig. 76,a).

Le type II consiste en guirlandes sur des grands cercles dont l'intersection est sur Y où le maximum est localisé (Silvester & Christie, 1968) (Fig. 76,b) .

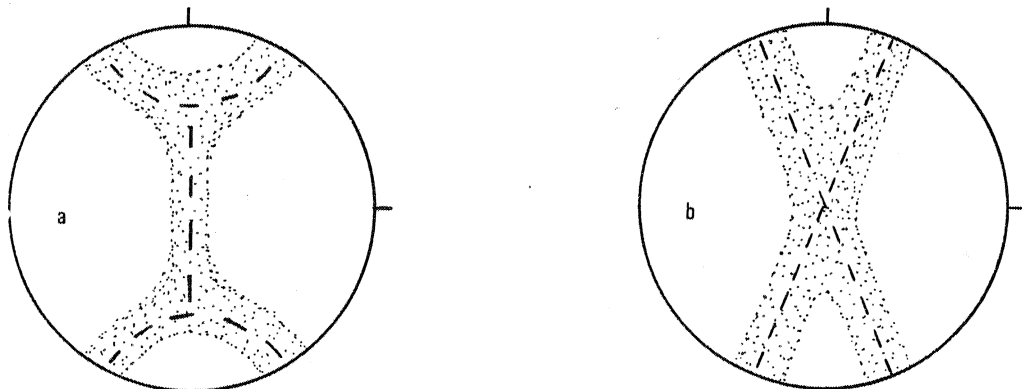


Fig. 76 : Les deux principaux types de diagrammes de "fabrique" d'axes C du quartz.

Diagramme et système de glissement

Les diagrammes de pétrofabrication ne sont pas caractéristiques de tel ou tel type de glissement et, pour cela, l'étude au microscope électronique reste indispensable mais il est possible, dans certains cas, d'approcher le système de glissement (Bouchez, 1978). Pour l'auteur, le glissement basal régit les couronnes de type I, le glissement prismatique de direction a régit les maximum en Y, le glissement de direction a (quelque soit le plan de glissement) régit les couronnes de type II.

Symétrie et régime de déformation

La symétrie du diagramme par rapport au plan YZ dans le plan XZ renseigne sur le régime de déformation. Dans le cas symétrique (égalité de population des couronnes, petits cercles complets ou double maximum de part et d'autre de Z), le régime est coaxial. Le cas contraire indique un régime non coaxial ou à composante non coaxiale suivant l'importance de la dissymétrie.

Il reste cependant que certaines tectonites présentent des diagrammes d'axes C symétriques bien que placées dans un contexte cisailant connu (Hara et al, 1973 ; Riekels & Baker, 1977).

Dans le cas d'une couronne inclinée d'un angle α sur le plan YZ, le régime est essentiellement non coaxial (Laurent & Burg, 1978). La diminution de l'angle α est fonction de l'accroissement de l'angle de cisaillement et l'obliquité de la couronne donne le sens de cisaillement (Laurent, 1978 ; Lagarde, 1978).

Rappel des données et position du problème

Dans le granite de Lizio, initialement isotrope, et ultérieurement affecté par une déformation cisailante, on peut donc observer plusieurs stades de l'évolution de la mylonitisation. Celle-ci est marquée par l'acquisition de deux familles de plans d'anisotropie dont la densité croît avec l'intensité de la déformation. (Fig. 77)

- Les surfaces "C" : subverticales de direction constante N 100, elles sont parallèles à la trace cartographique du cisaillement majeur et portent des stries horizontales ; elles constituent des surfaces le long desquels le mouvement relatif est dextre. Leur densité croît du Nord vers le Sud à l'intérieur de la bande de granite déformé.

- Les surfaces "S" : obliques sur les précédentes et également verticales, elles constituent des plans d'orientation préférentielle (de forme) des minéraux tels que les phyllosilicates, et d'étirement de certains grains et des rubans de quartz ; elles contiennent, au moins aux stades peu évolués de la déformation, les ombres de pression aux extrémités des clastes feldspathiques.

du Nord vers le Sud, dans la bande de granite déformé, l'angle entre les surfaces "C" et "S" varie de 45° à 0°, l'orientation des surfaces "C" restant constante en direction

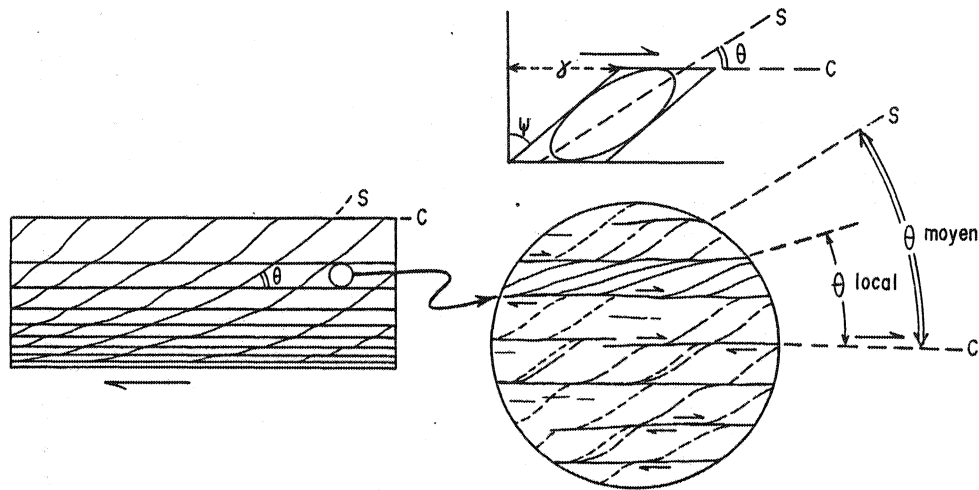


Fig. 77 : Evolution de l'angle $C \cap S$ (θ) à l'intérieur de la bande mylonitique et définition des zones des mesures "partielles" (où θ local est différent du θ moyen). L'appréciation de l'intensité (γ) de la déformation par cisaillement simple est directement liée à θ mesuré sur échantillon.

L'angle θ diminue en même temps que la taille des grains diminue et au fur et à mesure qu'augmente la densité des surfaces "C". Cette évolution est compatible avec une déformation des granites par cisaillement simple dextre, d'intensité croissante du Nord vers le Sud.

L'exemple étudié se présente comme particulièrement favorable car, non seulement le matériel de départ, isotrope, est connu, mais encore on peut observer toutes les étapes de l'orthogneissification progressive alors que le régime de déformation non coaxial est déterminé en sens et en direction. Le but de ce travail est de présenter :

- 1) L'évolution des orientations préférentielles d'axes C du quartz à chacun des stades observés.
- 2) Quelques données sur les rapports entre les orientations préférentielles d'axes C et l'orientation des plans d'anisotropie créés par la déformation et ainsi d'examiner l'influence des hétérogénéités dues à la déformation sur l'évolution de ces orientations préférentielles.
- 3) L'examen et l'utilisation des orientations préférentielles du quartz comme critères de déformation non coaxiale.

Les données relatives à l'orientation préférentielle des axes C du quartz dans la bande mylonitique

En considérant au départ que l'angle θ entre les plans "C" et "S" est significatif de l'intensité de la déformation par cisaillement simple (c'est-à-dire de γ , Fig. 77) (Ramsay, 1967), on se propose, dans un premier temps, d'étudier l'évolution des orientations préférentielles des axes c du quartz en fonction de γ . Pour cela, on a choisi différents stades de déformation croissante : θ moyen = 45°, 30°, 20°, 5° et 0°. Il s'agit donc de voir si les caractéristiques moyennes des orientations préférentielles sont significatives du régime de déformation et les variations de ces caractéristiques significatives de l'intensité de celle-ci. Puis, dans un deuxième temps, on se propose d'étudier "partiellement" les orientations préférentielles en

fonction des variations locales de l'angle θ pour un θ moyen donné. Cette dernière opération est destinée à déterminer l'influence des variations locales entre les deux types d'anisotropie planaire (en d'autres termes, l'influence de l'hétérogénéité de la déformation) sur l'évolution des orientations préférentielles au fur et à mesure que croît l'intensité de la déformation non coaxiale moyenne (Fig. 77). Il s'agit ici, par comparaison avec les données précédentes moyennes, d'introduire le problème de l'échelle dans l'étude des orientations préférentielles en régime cisailant.

Analyse d'ensemble des diagrammes d'orientation préférentielle des axes "C"

Les points majeurs qui ressortent de l'analyse des diagrammes d'orientations préférentielles (projection sur l'hémisphère inférieur) sont les suivants (Fig. 78) :

- Toutes les orientations préférentielles sont comparables en type et montrent une tendance commune à se présenter en couronnes croisées de type I (Christie, 1963 ; Lister, 1974) avec un ou deux maximums d'axes "c" proches de Y et permettent de raisonner en terme de déformation plastique du quartz. Il est à noter que ce type d'orientations préférentielles est relativement classique dans les zones de cisaillement (Hara et al, 1973) et a été partiellement reproduit en déformation expérimentale plane (Tullis, 1977). Des orientations préférentielles rappelant celles observées ici ont également été obtenues par simulation de la déformation plane progressive d'un agrégat par glissement intracristallin (Lister et al, 1978).

- La symétrie des diagrammes peut, en première approximation, être assimilée à une symétrie orthorhombique. Nous assimilerons le plan moyen de concentration des axes "c" (plan m sur Fig. 79 au plan de symétrie qui passe par Y et le ou les maximums contenus dans le plan de jonction des petits cercles. Il est dès lors évident que l'intersection de ce plan et du plan de cisaillement (plan C) est proche de l'axe Y de la déformation finie.

Evolution des orientations préférentielles des axes "C" du quartz en fonction de l'intensité de la déformation évaluée grâce à l'angle θ moyen (Fig. 78)

Les orientations préférentielles les mieux définies sont celles pour lesquelles l'angle a une valeur intermédiaire comprise entre 45° et 0° ; lorsque $\theta = 45^\circ$ (stade peu déformé) et lorsque θ est petit (stade très déformé), on observe alors les orientations préférentielles les plus dispersées.

Au fur et à mesure qu'augmente l'intensité de la déformation non coaxiale, l'angle entre le plan moyen de concentration des axes "C" (plan m en Fig. 79) et le plan C de cisaillement, diminue. La rotation de ce plan moyen est conforme à la rotation qu'implique le cisaillement dextre et s'opère donc dans le même sens que la rotation des plans S. On confirme ici que l'inclinaison des couronnes d'axes "C" sur le plan S donne le sens du cisaillement (Bouchez, 1977 a, b). On note également que la rotation du plan moyen de concentration des axes C est très rapide dans les premiers incréments de la déformation pour diminuer ensuite (Fig. 79).

Des diagrammes de la Fig. 79, il ressort également que, si l'angle entre le plan moyen de concentration des axes "C" et le plan C diminue au cours de la déformation, l'angle qu'il fait avec les plans S change également : ceci est dû au fait que la rotation des plans moyens de concentration des axes C est moins rapide que la rotation des plans S.

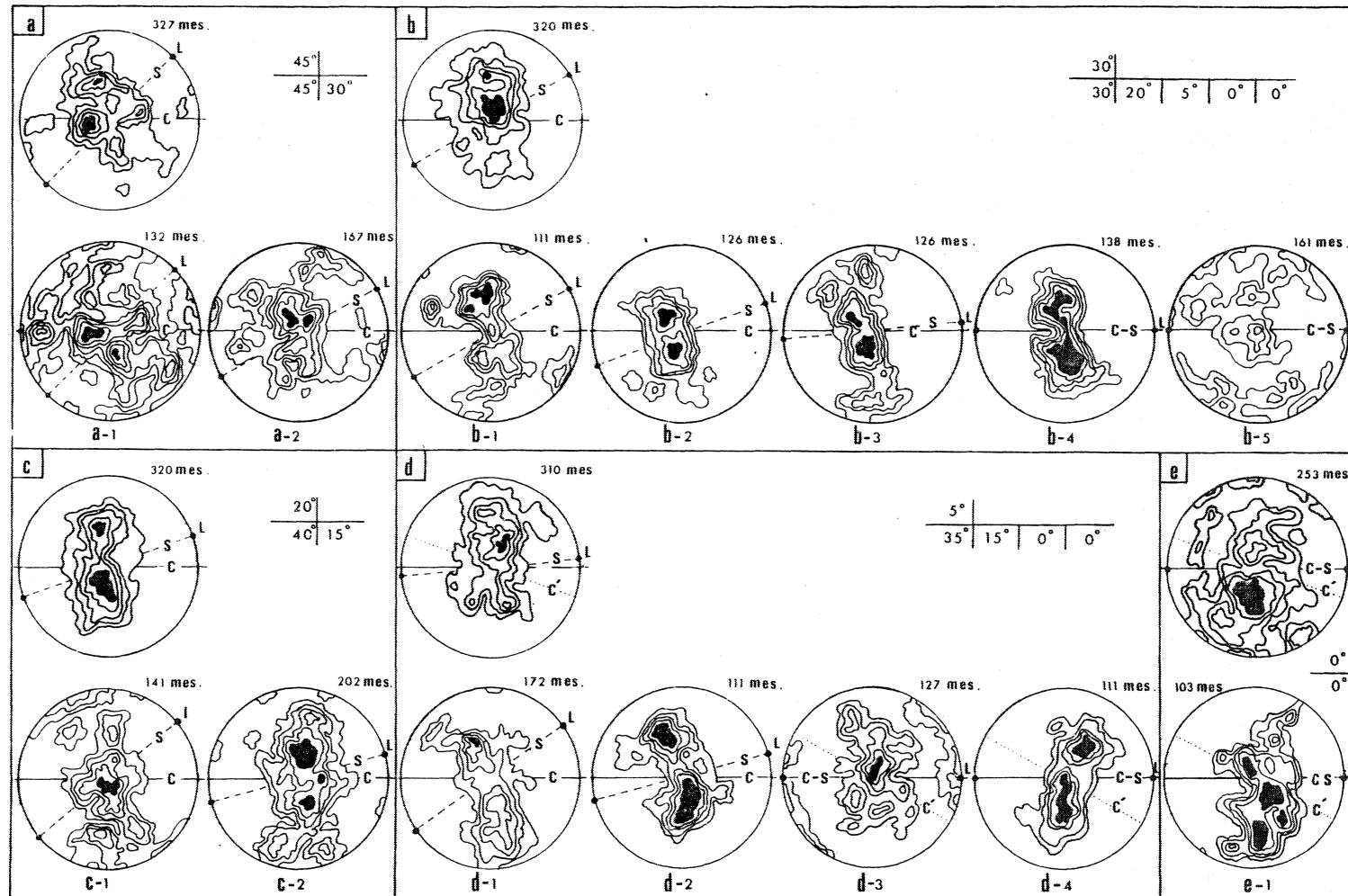


Fig. 78 : Les orientations préférentielles des axes "c" du quartz : a = θ moyen = 45° ; a₁, a₂ = diagrammes partiels ; b = θ moyen = 30° ; b₁, b₂, b₃, b₄ = diagrammes partiels, b₅ = sur grains isolés ; c = θ moyen = 20° ; c₁, c₂ = diagrammes partiels ; d = θ moyen = 0° ; e₁ = diagramme partiel. Les angles θ pour chacun des diagrammes représentés sont donnés en encart.

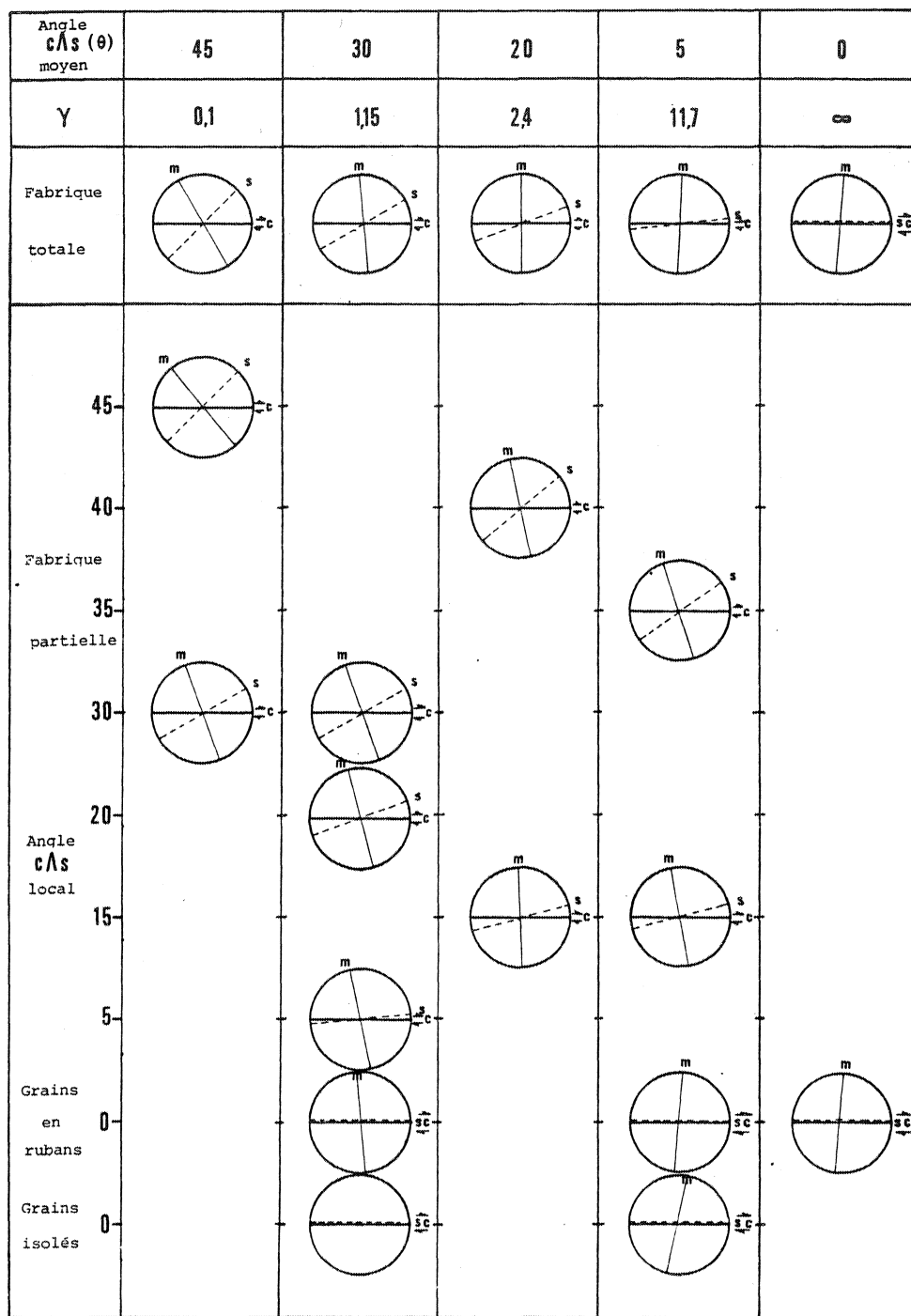


Fig. 79 : Evolution des plans moyens de concentration des axes c du quartz (plan m) en fonction de l'angle θ (angle $C \wedge S$). La première ligne horizontale représente cette évolution pour un θ moyen de 45, 30, 20, 5 et 0° (fabrique totale). Les lignes verticales correspondent à l'évolution lorsque θ varie (de 45 à 0°) localement (fabrique partielle) pour chaque cas moyen. Le γ est estimé en fonction de l'angle θ moyen.

Cette rotation de l'orientation préférentielle moyenne des axes "C" avec l'intensité croissante de la déformation implique que la position de stabilité des lignes de glissement change par rapport au plan de cisaillement. On constate, dans les stades les plus évolués ($\Theta = 5^\circ$ et 0°), que la normale au plan m (Fig. 79) a même dépassé le plan de cisaillement C. Cette apparente anomalie sera discutée plus loin.

L'évolution des orientations préférentielles des axes "C" en fonction des variations locales de l'angle

Les modalités du choix en lame mince des lieux de mesures "partielles" sont définies sur Plan. XVII Ces mesures ont été faites dans des zones où l'angle Θ est localement différent de Θ moyen, et ceci à l'échelle de la lame mince. Ces zones sont particulièrement intéressantes car elles constituent des domaines où la déformation est différente de la déformation moyenne observée et directement contrôlée par les anisotropies planaires C et S.

On relève sur les diagrammes d'orientations préférentielles "partiels" les fait principaux suivants (Fig. 78, 79) :

- Les couronnes croisées paraissent mieux définies que dans les diagrammes "totaux". Il semble donc que l'on caractérise mieux les orientations préférentielles en séparant les zones de mesures ; chaque zone de mesure présente, en liaison avec le caractère plus ou moins hétérogène de la déformation, des orientations préférentielles d'axes "C" particulières.

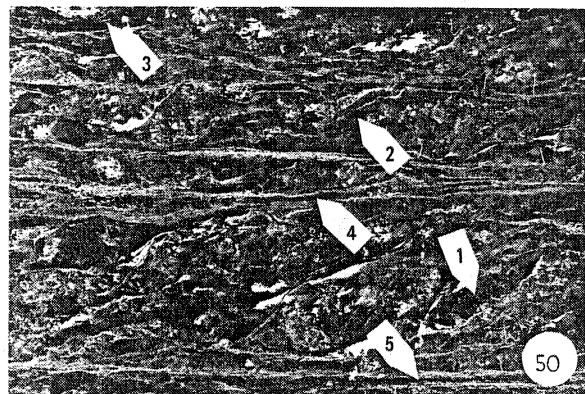
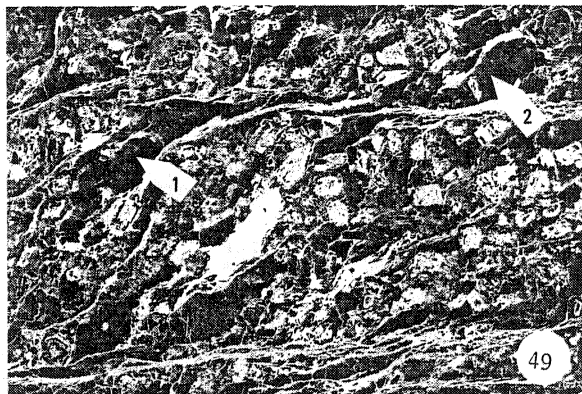
- Pour un Θ moyen donné, les caractères géométriques des orientations préférentielles partielles dépendent plutôt de cet angle moyen ; en d'autres termes, comme pour les orientations préférentielles totales, c'est pour les valeurs de Θ intermédiaires non extrêmes (= de 45° ou de 0°) que les fabriques sont les plus typiques : ainsi, par exemple, lorsque l'angle moyen est de 45° , on observe pour un Θ local de 30° , des orientations préférentielles moins bien définies que des fabriques locales observables dans le cas où Θ moyen est égal à 30° (Fig. 78).

- Lorsque les plans C et S sont localement confondus, les orientations préférentielles dans les bandes continues de quartz sont moins dispersées que celles dans les grains de quartz isolés.

- Les relations angulaires entre le plan moyen de concentration des axes "C" et plans S varient avec les changements locaux de l'angle Θ : la rotation de ce plan moyen se fait encore conformément au sens de cisaillement et l'on démontre ici aussi que cette rotation est moins rapide que celle du plan S.

Les variations de l'angle entre plan moyen de concentration des axes "C" et plan S pose le problème de la possible activité des plans S qui, s'ils restent des plans principaux XY de la déformation, devraient théoriquement rester passifs à chacun des stades de la déformation observée.

- Comme dans le cas des orientations préférentielles totales, on constate un dépassement du plan de cisaillement par la normale au plan moyen de dispersion des axes "C" lorsque l'angle Θ est petit.



0 .25 m m

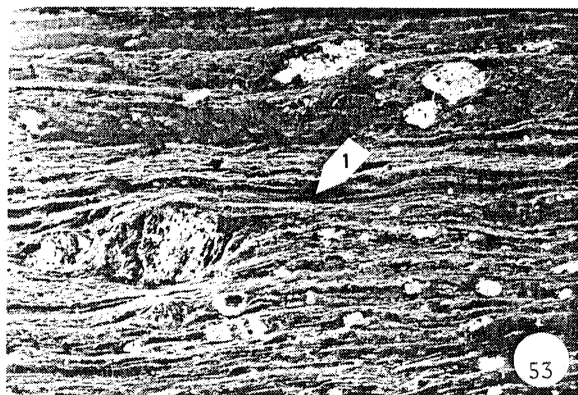


PLANCHE XVII

Les cinq stades de l'évolution de la déformation en lame mince. A chacun de ces stades, on a localisé les rubans de quartz où ont été mesurées les orientations préférentielles des axes c

Interprétation des orientations préférentielles d'axes "C" du quartz

Nous retiendrons de l'analyse des données présentées ci-dessus les conclusions principales suivantes :

. Si l'on excepte des zones localisées où les grains de quartz sont petits et isolés (zones généralement très peu importantes relativement aux autres et parallèles aux plans C), on peut estimer qu'il n'y a pas de changement fondamental dans les mécanismes de déformation plastique du quartz au fur et à mesure que croît l'intensité de la déformation et ceci aussi bien pour des intensités moyennes (à l'échelle de l'échantillon) que pour des intensités locales (à l'échelle de la lame mince). Par contre, on peut suggérer qu'interviennent des mécanismes du type glissement aux joints ou diffusion dès que la taille des grains devient petite (White, 1976) c'est-à-dire, dans le cas présent, dès que la déformation est importante.

. Dans le cas traité, on démontre que, pour des plans de cisaillement invariants (correspondant à une des données des conditions aux limites de la déformation), au fur et à mesure que croît l'intensité de la déformation, la fabrique globale tourne conformément au sens de cisaillement. Ceci pose le problème de la généralisation de l'interprétation des normales aux couronnes d'axes "C" en tant que direction proche du plan de cisaillement (Etchecopar, 1977 ; Bouchez, 1977 ; Laurent & Etchecopar, 1976 ; Burg & Laurent, 1978).

. Dans la plupart des cas, la normale au plan moyen de concentration des axes "C" est comprise dans l'angle aigu entre les plans C et S. Ceci est conforme, étant donné le sens de cisaillement, aux données fournies par les simulations en déformation non coaxiale en deux dimensions (Etchecopar, 1977).

On note cependant que lorsque θ est très petit, ceci n'est localement plus vrai ; il existe alors des problèmes et l'interprétation des dissymétries peut conduire à une erreur. Si l'on considère que la plupart des gneiss sont des roches très déformées, les dissymétries de fabriques doivent alors être utilisées avec prudence : il faut alors établir clairement la signification de l'anisotropie planaire exprimée, et généralement unique, dans ce type de roche.

. Lorsque $\theta = 0$, la normale du plan moyen de concentration des axes "C" dépasse le plan de cisaillement (Fig. 79). On constate, à ces stades de déformation, qu'il apparaît à l'échelle de la lame mince, une nouvelle famille de plans de cisaillements pénétratifs (les plans C') dextres, à intersection Y avec les plans C et faisant un angle de 30° environ avec ces plans (Fig. 80).

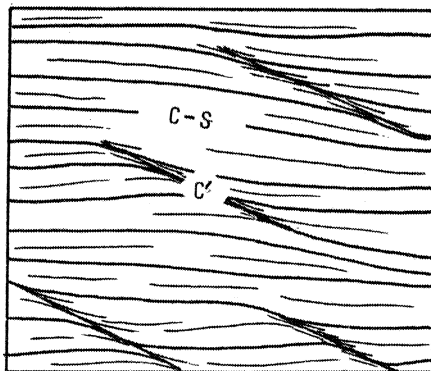


Fig. 80 : Allure et position moyenne des plans C' dans les stades très déformés par rapport aux plans C-S confondus.

L'apparition de telles structures planaires (plan C') peut permettre d'expliquer ce dépassement incompatible avec les modèles couramment admis.

. La rotation progressive des plans moyens de concentration des axes "C" pourrait être à la limite interprétée comme une rotation passive de la fabrique acquise au cours des premiers incréments de la déformation. Nous préférons faire appel à une déformation progressive essentiellement par glissement intracristallin, étant donné la différence de vitesse de rotation entre les plans S et ce plan moyen de concentration des axes "C".

En conclusion, nous avons démontré que, dans le cas d'une déformation progressive non coaxiale, "gneissifiante", l'apparition et l'évolution des microstructures planaires influence directement l'évolution des orientations préférentielles du quartz. L'interprétation des relations géométriques entre les orientations préférentielles du quartz et les anisotropies exprimées (telle que les foliations) doit donc nécessairement passer par l'étude de la signification mécanique de ces anisotropies.

CISAILLEMENT ET PLISSEMENT

Généralités

L'étude des mécanismes de plissement en régime de déformation non coaxiale a été l'objet d'intérêt croissant dans ces dernières années. Les axes de plis sont fréquemment orientés vers la direction d'étirement (Bryant & Reed, 1969 ; Escher & Watterson, 1974). La réorientation par la courbure progressive des axes de plis (Hansen, 1971) peut être telle que les plis prennent une forme en fourreaux très allongés (Carreras et al, 1977 ; Quinquis et al, 1978 ; Cobbold & Quinquis, 1980 ; Quinquis, 1980). Les plis naturels non cylindriques ont été reliés à différents types d'ellipsoïdes de déformation finie (aplatissement par Dearman, 1969 ; constriction par Boradaile, 1972 ; Sanderson, 1973) mais les plus récentes nombreuses corrélations se font avec un régime de déformation plane non coaxiale (simple shear) (Rhodes & Gayer, 1977 ; Quinquis et al, 1978 ; Cobbold & Quinquis, 1980 ; Quinquis, 1980).

Rappel des données et position du problème

L'étude de la déformation a démontré que :

- . L'intensité de la déformation croît des bords vers le centre de la zone.
- . La déformation est due principalement à un cisaillement simple.
- . La direction du cisaillement est N 100 et subhorizontale.
- . Le sens du cisaillement est dextre.

Les plis en fourreau, les plis faiblement non cylindriques et les plis conjugués ont été observée dans les roches sédimentaires de la région étudiée.

L'analyse tridimensionnelle de la géométrie de ces plis fournit d'importantes contraintes sur l'histoire de leur développement, pour laquelle nous proposons un modèle.

En d'autres termes, le but de ce travail est :

- . d'une part, après une analyse géométrique des plis conjugués et des plis non cylindriques, de fournir une explication à leur existence.
- . d'autre part, d'examiner si l'association plis conjugués - plis non cylindriques est compatible avec l'existence d'un modèle de cisaillement simple dextre de direction N 100.

DESCRIPTION GEOMETRIQUE DES PLIS

Les plis fortement non cylindriques

Dans les roches sédimentaires paléozoïques, lorsque la schistosité est fortement réorientée et N 100, et dans les ultramylonites orientées N 100, les plis non cylindriques sont fréquents. Leur amplitude varie de 1 à 100 cm. Généralement, les axes des plis sont subparallèles à la linéation d'étirement et les plans axiaux sont verticaux et subparallèles à la schistosité. Les plis ont dans un plan horizontal une asymétrie dextre. La plupart des plis observés sont fortement non cylindriques (forme en fourreau) (Carreras & al, 1977 ; Quinquis et al, 1978) et présente dans les sections perpendiculaires à la linéation d'étirement des figures en oeil caractéristiques, qui ont été reproduites expérimentalement.

Les plis moyennement non cylindriques et les plis conjugués

Des plis mineurs sont relativement fréquents dans les pélites finement laminées, et les greywackes du groupe des "Schistes et Arkoses de Bains" dont la position stratigraphique est encore sujette à de nombreuses discussions (cf partie lithologique). Ces plis sont toujours non cylindriques et quelques-uns sont conjugués (Fig. 81). Leur complexe géométrie tri-dimensionnelle a été reconstruite d'après des sections sciées.

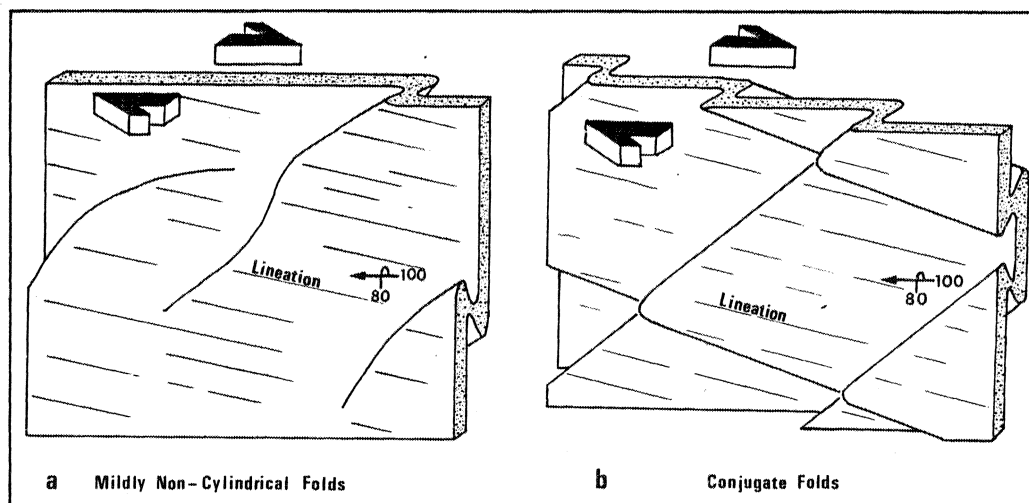


Fig. 81 : Allure tridimensionnelle des plis moyennement non-cylindriques. (a) et des plis conjugués (b) dans les terrains du groupe des schistes et arkoses de Bains.

Les plis à moitié non-cylindrique (Fig. 81,a)

Ce sont les seuls plis bien développés observables à l'affleurement. Ils apparaissent comme des plis asymétriques dont les axes sont courbes et obliques sur la linéation d'étirement (Fig. 100 a) et qui s'amortissent progressivement. Les flancs courts peuvent être parfois longs d'une trentaine de cm. Dans les sections horizontales, l'asymétrie des plis est systématiquement dextre et compatible avec le sens de cisaillement déduit de l'étude des

granites déformés. Il est parfois possible d'observer certains plis localisés sur des hétérogénéités tels que les galets de quartz (Photo 54). La schistosité, toujours subverticale, matérialisée par de petites biotites néoformées, est plan axial des plis. (Photo 55)

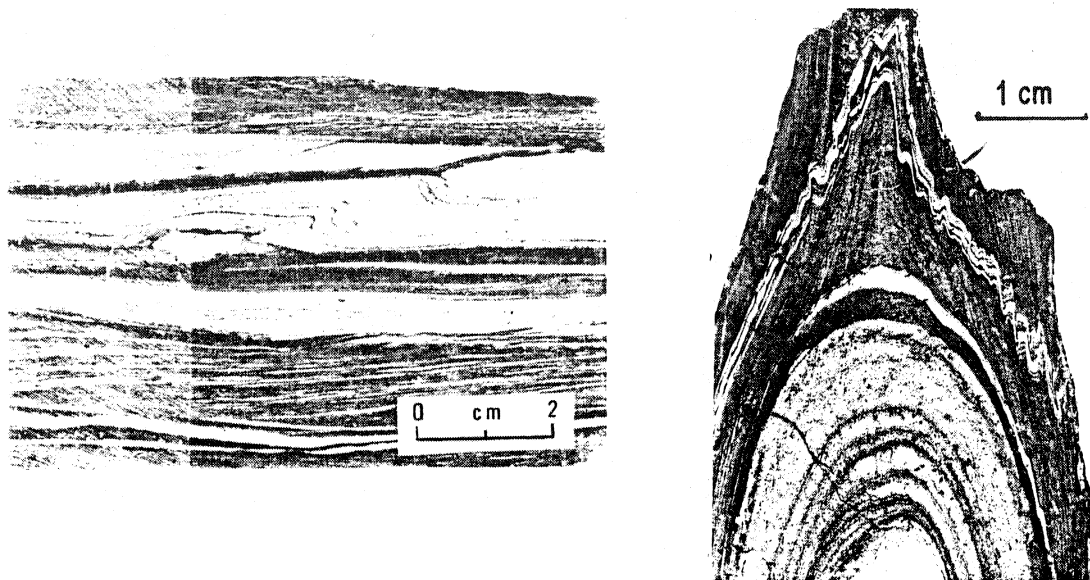


Photo 54 : Nucléation d'un pli asymétrique sur un galet de quartz. L'amplitude du pli s'amortit le long du plan axial.

Photo 55 : Section perpendiculaire à l'axe d'un pli moyennement non cylindrique montrant la schistosité "plan axial".

Une étude de la forme des plis en fonction de leur courbure des axes a été entreprise en utilisant des sections sciées perpendiculairement à la charnière des plis (Fig. 82,a). Les variations de (a) l'amplitude A et (b) de l'épaisseur dans la charnière des plis T ont été mesurées en fonction de l'angle α entre les axes des plis et la linéation d'étirement (Fig. 82,c).

Pour l'exemple présenté sur la figure 82,a, nous avons étudié trois couches compétentes successives dont la couche la plus compétente est la couche externe la plus quartzitique. Nous définissons l'amplitude des plis A comme la moitié de la valeur H prise par Hansen (1969, p. 11). Pour chaque couche, le graphe de A en fonction de l'angle est une courbe en cloche asymétrique avec un maximum dans la région $40^\circ < \alpha < 80^\circ$. La superposition des courbes pour les trois couches montre que les plis sont arrangés en échelon.

Le graphe de T en fonction de l'angle α montre des maxima dans la région $60^\circ < \alpha < 90^\circ$. Chaque maximum est bordé par deux minima lorsque la courbe est complète. Pour une couche donnée, la différence entre le maximum et le minimum peut être utilisée comme un marqueur qualitatif de l'intensité de déformation. Ainsi, dans la figure 82,c, la couche K est la moins déformée.

Il est utile de comparer les graphiques de A en fonction de α et de T en fonction de α . Pour chaque couche, le maximum d'épaisseur est déplacé par rapport à son maximum d'amplitude par un angle $12^\circ < \alpha < 20^\circ$. La couche la moins déformée K montre le maximum d'amplitude le plus faible pour la plus grande valeur de α . Par contre, la couche M montre le maximum d'amplitude le plus grand pour la plus faible valeur de α .

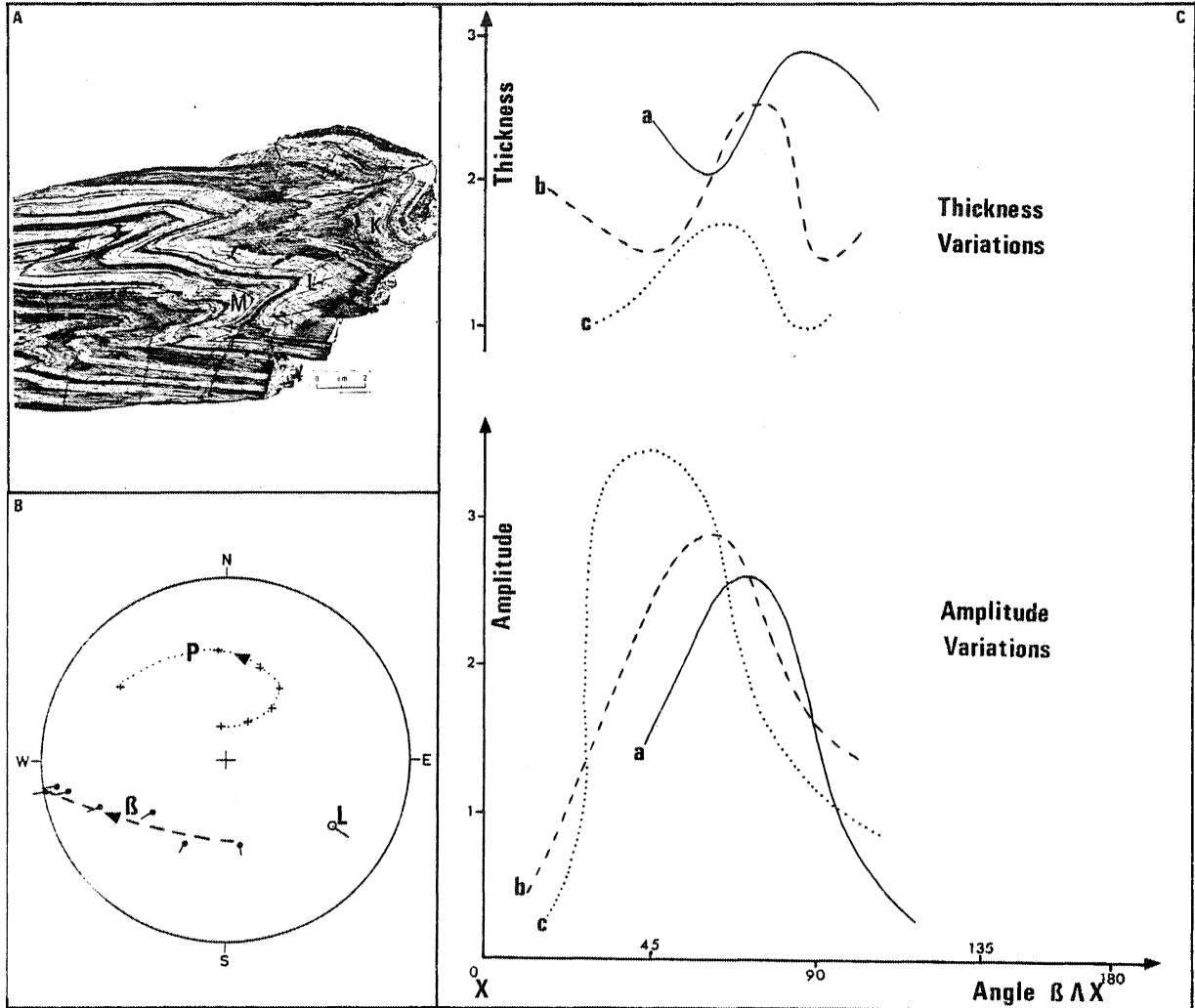


Fig. 82 : Géométrie des plis moyennement non-cylindriques. - (a) section montrant les trois couches, compétentes utilisées (K), (L) et (M). L'axe de plis pour la couche (K) est normal à la section des axes de plis, pour les couches (L) et (M) est légèrement oblique sur la section. Les profils vrais des couches (L) et (M) ont été reconstruits par projection. - (b) projection stéréographique (hémisphère inférieure) montrant le lieu des axes de plis (β) le lieu des pôles de plans axiaux, (ρ) et la linéation d'étirement. - (c) partie supérieure : courbes de variations d'épaisseur dans la charnière (τ) en fonction de l'angle (α) entre l'axe du pli et la linéation d'étirement. Partie inférieure : variations de l'amplitude (A) en fonction du même angle (α).

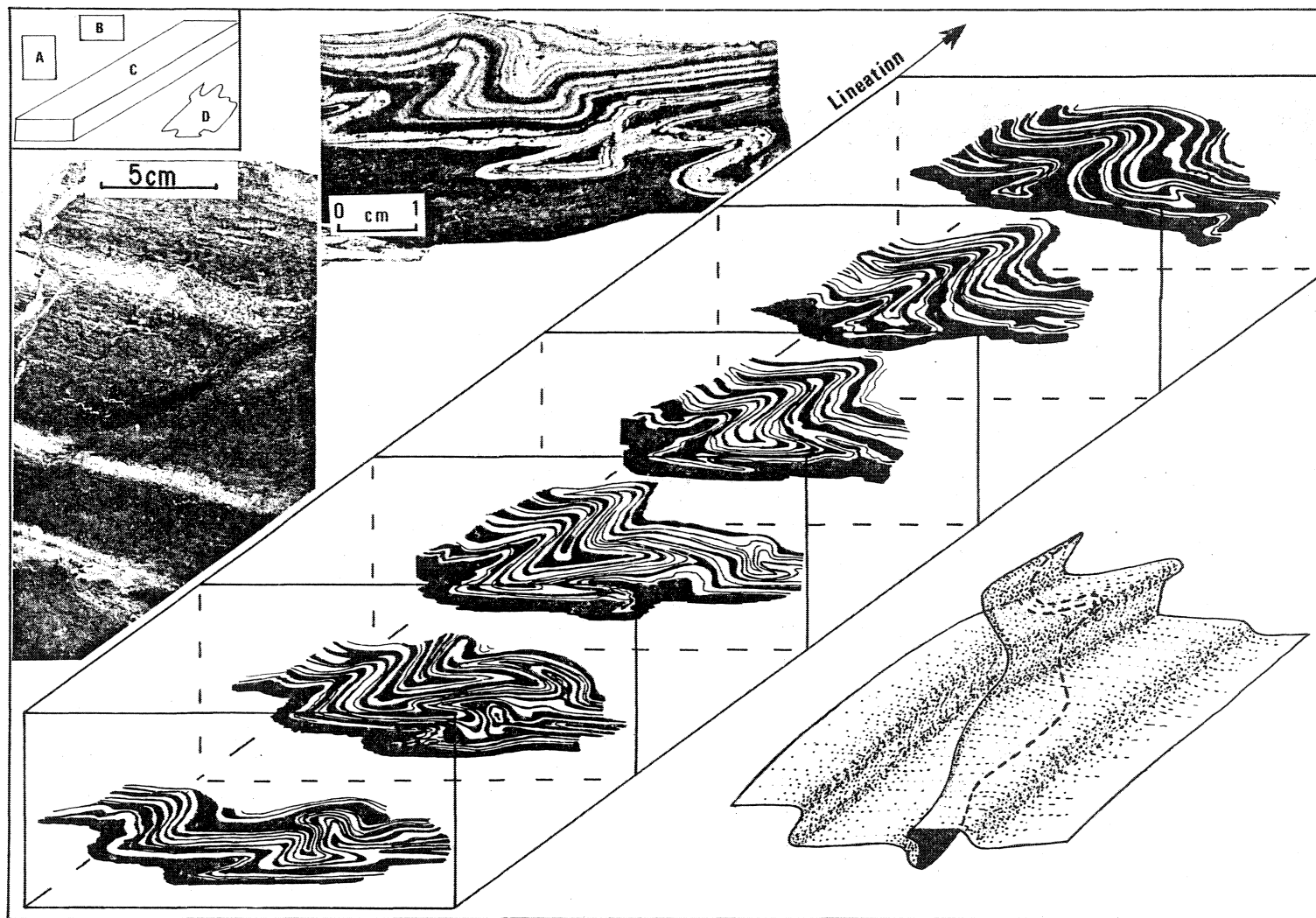


Fig. 83 : Géométrie des plis conjugués. - (a) photographie montrant les parallélogrammes caractéristiques limités par les axes de deux familles des plis conjugués. - (b) section perpendiculaire à la linéation d'étirement, perée à l'intersection des deux familles de plis et montrant la géométrie d'une interférence. - (c) bloc diagramme construit à partir de sections sérieées réalisées dans un exemple où la réorientation des axes es plus importante. - (d) reconstruction tridimensionnelle de la forme d'une couche du bloc diagramme (C).

Ces faits indiquent clairement que A et T sont fonction de l'intensité de déformation. Ils suggèrent aussi que la courbure des axes de plis est une conséquence directe de la réorientation au cours de la déformation progressive. Les plis apparaissent avec leurs axes fortement obliques (90°) sur la linéation d'étirement et en même temps qu'ils s'amplifient leurs axes se réorientent et tournent vers elle.

Les plis conjugués (Fig. 81,b)

Ils sont rarement observables directement à l'affleurement. Ils ont été reconstruits d'après des sections sériées faites dans des blocs où ils sont plus facilement observables (Fig. 83, c). La linéation d'étirement est toujours légèrement oblique sur une des deux familles des axes de plis. A l'affleurement, seuls les plis dont les axes sont fortement obliques sont visibles ; la schistosité est plan axial de cette famille de plis. Bien que chaque famille possède sa propre asymétrie caractéristique, tous présentent, dans un plan horizontal, une même asymétrie dextre compatible avec le sens de cisaillement.

Lorsque les deux familles s'intersectent, il se produit des structures d'interférences (Fig.83 a,b) dont la taille varie en fonction des paramètres dimensionnels du multicouche (espacement et épaisseur des couches compétentes, épaisseur totale du multicouche). Lorsque les interférences sont petites, les deux familles de plis déforment la stratification en un ensemble de parallélogrammes caractéristiques (Fig. 83, a et 83,d) (Ramsay, 1962 ; Ramsay & Sturt, 1963). Lorsque les interférences sont de plus grande taille, seule une famille de plis est visible. Dans ce cas, les structures d'interférences peuvent être reconstruites en trois dimensions par l'examen de sections sériées. Elles sont semblables aux interférences de type 3 décrites par Ramsay, 1967. Il faut noter que, dans un même échantillon, tous les types possibles d'interférences peuvent se présenter et pourraient être facilement confondues avec les interférences produites par des phases (n) de plissements superposés distinctes.

MODELE DE DEVELOPPEMENT DES PLIS AU COURS D'UN CISAILLEMENT PROGRESSIF

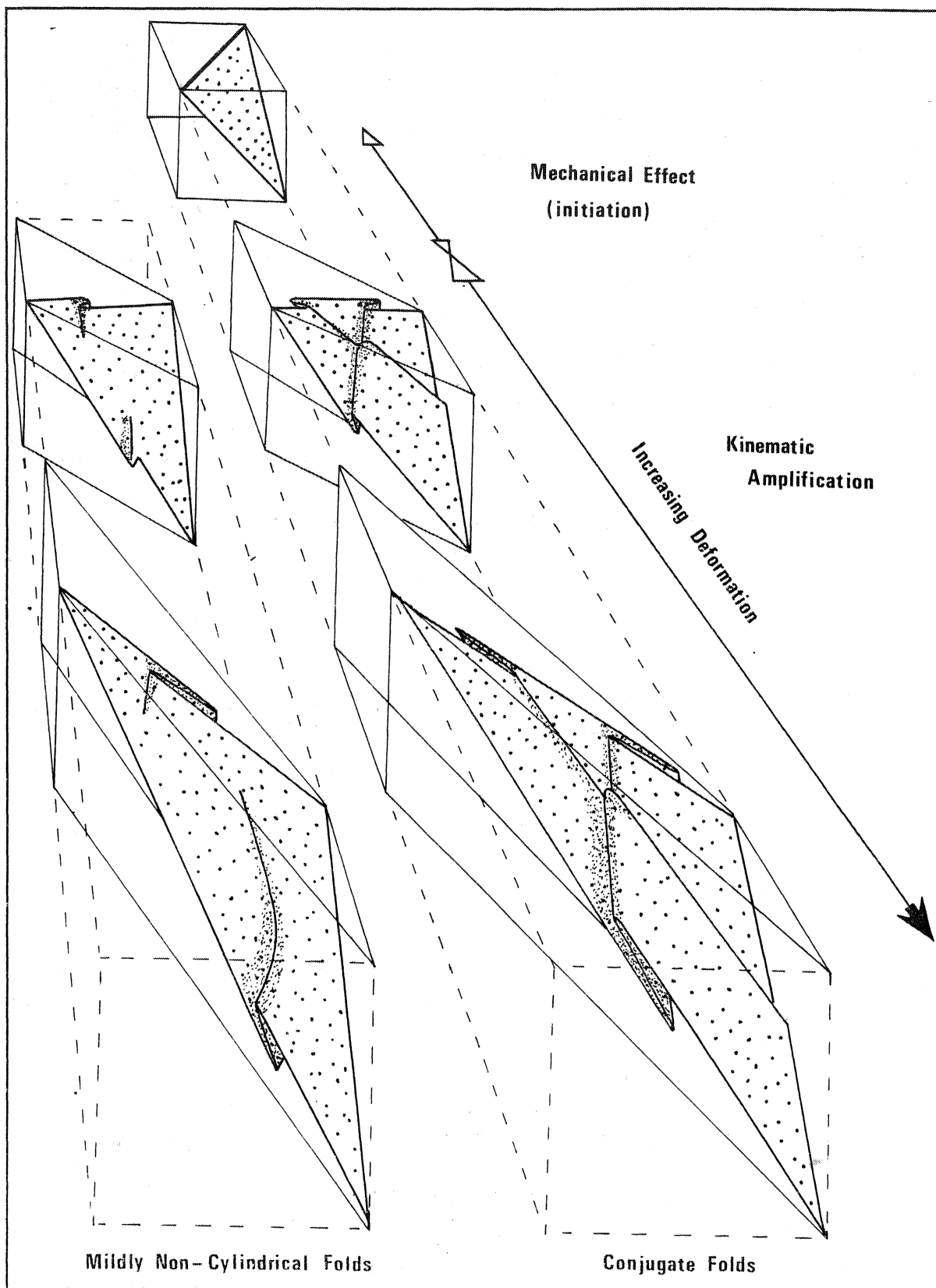
Bases pour le modèle

Les faits les plus marquants des plis décrits précédemment sont :

- . l'asymétrie dextre des plis obliques sur la linéation d'étirement,
- . l'existence de plis en fourreau très allongé,
- . la réorientation progressive des axes de plis vers la linéation d'étirement.

Tous ces éléments sont compatibles avec l'existence d'un régime de cisaillement subhorizontal dextre dominant tel qu'il a été déduit de l'étude des granites déformés.

Considérons un cisaillement simple avec la direction de cisaillement a et l'axe de rotation b, où b est perpendiculaire à a dans le plan de cisaillement. Lorsque la surface qui va être plissée contient b, les plis s'initient à de forts angles (90°) de la linéation d'étirement, puis se réorientent symétriquement autour d'elle (Cobbold & Quinquis, 1980). Ceci arrive dans les roches sédimentaires paléozoïques et les ultramytonites de pegmatites. Si la



position initiale de la surface à plisser dans le groupe des "Arkoses de Bains" avait été proche de celle observée actuellement à l'affleurement, les axes des plis conjugués auraient été normaux à la direction de cisaillement (Johnson, 1977), l'axe b étant subparallèle à la surface. En conséquence, la stratification dans les roches du groupe des "Arkoses de Bains" devait être fortement oblique sur les axes a et b. Etant donné que la direction du cisaillement est N 100, et que celui-ci est dextre, la stratification dans ces roches sédimentaires devait avoir une direction initiale comprise entre N 100 E et N-S.

Le modèle suivant décrit le développement de plis au cours d'un cisaillement dextre progressif pour une couche oblique et prend en considération la coexistence possible des plis moyennement non cylindriques, conjugués ou non.

Rôle des effets mécaniques

Pour que des plis conjugués se développent, le matériel doit être lité ou mécaniquement anisotrope (Paterson & Weiss, 1966 ; Cobbold et al, 1971 ; Johnson, 1977). La périodicité des formes losangiques (Fig. 83) est un argument en faveur d'effets mécaniques. Sur plusieurs exemples, les plis sont localisés sur des hétérogénéités (Photo 54). En conséquence, des effets mécaniques ponctuels ont pu aussi avoir joué un rôle important dans le développement initial de ces plis. D'autre part, pour de nombreux plis bien réorientés et fortement amplifiés, il y a des évidences d'effets mécaniques tels que des réfractions de schistosité ou des gradients de déformation localisés.

Nous proposons donc un modèle de plissement progressif dans lequel, au cours des premiers stades, des effets mécaniques (anisotropie ou hétérogénéités locales) jouent un rôle important dans l'initiation des plis tandis que, durant les stades suivants, la réorientation des axes et l'amplification se font presque entièrement de façon passive (Fig. 84)

Réorientation des axes de plis

Le problème de la réorientation des axes de plis est peut-être plus facilement compréhensible au moyen d'un simple modèle géométrique (Fig. 84).

Supposons tout d'abord que les effets mécaniques aient précocement produit deux systèmes de plis conjugués disposés symétriquement autour de la direction d'extension principale dans le plan devant être plissé (Fig. 85) et que les stades suivants soient dus à un simple cisaillement homogène ; il s'ensuit que l'une des familles tourne plus vite que l'autre vers la direc-

Fig. 84 : Modèle purement géométrique montrant le développement des deux types de plis au cours d'un cisaillement simple progressif (le plan de cisaillement est en hachuré). Si la surface devant être plissée fait un angle initial (α) supérieur à 90° avec la direction du cisaillement, un système de plis conjugués se développe. Si l'angle initial (α) est inférieur à 90° , un seul système de plis se développe.

tion d'étirement (Fig. 86). L'angle entre les deux familles décroît tandis que la déformation cisailante augmente.

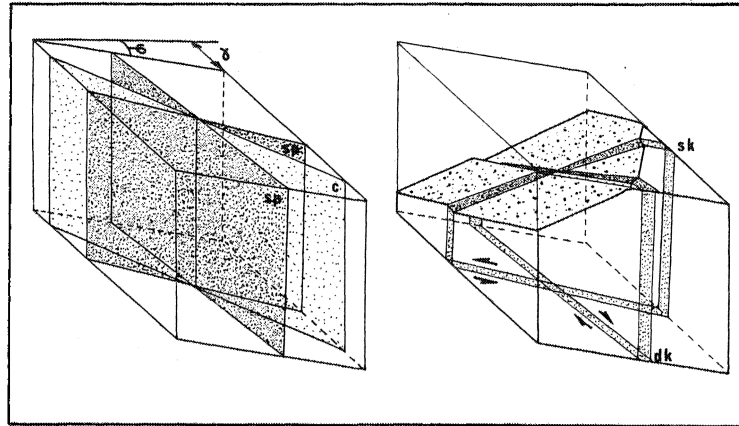


Fig. 85 : Blocs diagrammes montrant, dans le cas d'un cisaillement simple, l'existence de deux familles de plis (dextres (dk) et senestres (sk)) à l'intersection d'une surface quelconque avec les deux surfaces de cisaillement maximum (sp).

Pour une valeur de cisaillement $\gamma = 5$, les axes des deux familles de plis deviennent légèrement obliques sur la direction d'étirement. Les axes les plus obliques sont les plus réorientés. L'illustration donnée sur la figure 86 pour la réorientation des axes de plis conjugués peut être immédiatement transposée à l'exemple des plis non cylindriques. La dispersion des axes de plis observés sur le terrain (Fig. 82, b) est compatible avec les chemins théoriques prédits par le modèle géométrique.

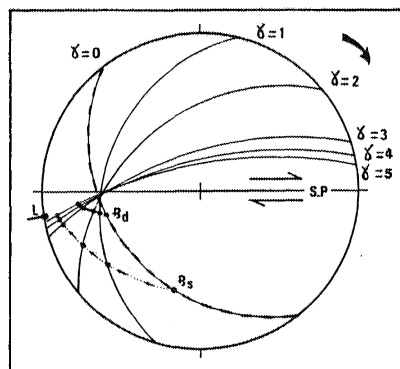


Fig. 86 : Projection stéréographique montrant les lieux de réorientation des axes de plis au cours d'un cisaillement simple progressif (S.P. = plan de cisaillement). La ligne en pointillé représente la position initiale de la surface devant être plissée ; les grands cercles indiquent les différentes positions de cette surface pour les valeurs successives de γ . L représente la linéation d'étirement pour $\gamma = 5$; β_d est le lieu de réorientation des axes de plis dextres ; β_s est le lieu de réorientation des axes de plis senestres.

Lorsque l'angle α entre la surface à plisser et la direction de cisaillement est inférieur à 90° , une seule famille de plis peut se développer (Fig. 04). L'existence simultanée de plis non cylindriques conjugués ou non est donc une conséquence directe de la réorientation de la surface durant le cisaillement progressif.

Conclusions

Les principales conclusions que l'on peut retirer de cette étude sont principalement de deux ordres :

d'ordre thématique

- . Les plis mineurs sont fréquemment non cylindriques.
- . Les variations dans la géométrie des plis peuvent être attribuées aux variations de propriétés rhéologiques des sédiments et à la position initiale de la surface plissée.
- . Les effets mécaniques jouent un rôle dominant au cours des premiers stades du développement des plis tandis que l'amplification qui suit est principalement cinématique.
- . La réorientation des axes de plis est contrôlée par la position initiale de la surface plissée. Si la surface est subparallèle à l'axe de rotation du cisaillement, la réorientation est symétrique autour de la linéation d'étirement. Si la surface est oblique à l'axe de rotation du cisaillement, la réorientation est asymétrique.
- . Si la surface plissée fait initialement un angle avec la direction de cisaillement de plus de 90° , des plis conjugués peuvent apparaître.

Plusieurs de ces conclusions sont probablement valables pour d'autres zones de cisaillement, mais d'autres travaux sur un aspect de terrain, théorique et expérimental, seraient nécessaires.

d'ordre régional

- . L'existence de ces plis non cylindriques conjugués ou non est en accord avec l'existence d'un cisaillement simple dominant, orienté N 100, subhorizontal et de sens dextre.
- . Une retombée directe de cette étude est la mise en évidence dans le groupe des "Schistes et Arkoses de Bains" de l'existence de sédiments anté-Paléozoïque dont l'orientation, avant le plissement par cisaillement, était oblique sur l'orientation des sédiments paléozoïques.

CONCLUSIONS

Les deux exemples que nous venons de voir sont particulièrement intéressants car dans les deux cas, le régime non coaxial de la déformation, proche d'un cisaillement simple, était connu en sens et direction. Il nous a donc été possible de raisonner en terme de déformation progressive et ceci de deux façons :

- d'une part, par l'analyse des différents stades successifs de la déformation visibles sur le terrain, permettant de reconstituer l'évolution progressive des orientations préférentielles de réseau d'axe C du quartz. (1)

- d'autre part, connaissant le régime de déformation, par la recherche d'un modèle permettant de replacer les différentes structures plissées observées au cours d'une apparition et d'une évolution progressive. (2)

(1) Dans le premier cas, l'apparition et l'évolution des orientations préférentielles d'axe C du quartz sont en étroite liaison avec les microstructures planaires présentes dans la roche ; l'interprétation de ces orientations préférentielles doit obligatoirement passer par l'étude de la signification mécanique de ces anisotropies.

(2) Dans le deuxième cas, le point principal suivant peut être souligné : l'existence de figures de plissements complexes, généralement interprétables et interprétées en terme de "tectonique polyphasée" n'est pas forcément caractéristique de plusieurs phases de déformation distinctes, mais peuvent, au contraire, s'expliquer par l'évolution progressive de plis au cours d'une seule et même phase de déformation.

Nous voyons donc que l'utilisation des orientations préférentielles de réseau et de plis, en qualité de marqueurs de la déformation progressive, nécessite de nombreuses précautions ; néanmoins, en l'absence d'autres marqueurs, ils demeurent extrêmement utiles dans ce type de terrains.

Chapitre IV

Conclusions

RAPPEL DES DONNEES

Dans la région étudiée, la tectonique majeure responsable de l'acquisition de la structure visible actuellement est unique et, de l'étude de la déformation, les points principaux suivants ressortent :

Age de la déformation : l'analyse des trajectoires de schistosité et l'étude des relations entre le métamorphisme et la déformation ont montré que la phase majeure de déformation est synchrone de la montée syntectonique de leucogranites.

Géométrie de la déformation : la phase majeure synschisteuse est caractérisée par une importante diversité de microstructures. Des différents éléments structuraux (schistosité, linéations, plis, zones de cisaillements) intégrés à l'échelle cartographique, définissent au Sud de la région étudiée, une mégazone de cisaillement ductile subverticale et orientée N 100.

Déformation finie et régime de déformation : en l'absence de marqueurs quantitatifs de la déformation, il a été cependant possible d'estimer un ellipsoïde de déformation finie de type $k = 1$.

Les critères du régime de déformation sont à toutes les échelles des critères de déformation non coaxiale. La déformation responsable de la phase majeure synschisteuse est donc due à un cisaillement proche d'un cisaillement simple dont les éléments sont : un plan de cisaillement subvertical orienté N 100, une direction de cisaillement subhorizontale, un sens dextre.

Modèle : pour tenter d'expliquer plus précisément la géométrie de la mégastucture et en particulier la complexité et la diversité des microstructures apparemment contradictoires, il est nécessaire de faire appel à un modèle qui permettra de mieux visualiser l'évolution du Sud de la région étudiée au cours de la déformation majeure.

. bases pour un modèle

L'étude de la déformation dans les terrains sédimentaires paléozoïques a mis en évidence les points suivants :

- la schistosité est subverticale, sigmoïde et plan axial des plis.
- lorsque la schistosité est fortement réorientée dans les mégazones de cisaillement N 100, elle correspond au plan de cisaillement et la direction de cisaillement est subhorizontale.

- entre les zones de cisaillement, les plis sont droits d'axe oblique sur ces zones. Dans les zones de cisaillements, les plis sont non cylindriques.

- les mégazones de cisaillements sont localisés sur les flancs verticaux de la mégastucture orientée N 100.

. description du modèle

Il a été fréquemment décrit des plis en échelon induit par des cisaillements, mais ici, ce modèle ne peut expliquer l'orientation N 100 du synforme (Fig. 87).

Le modèle suppose un début de plissement de la stratification suivant une direction N 90-100 (Fig. 60c). Avant le début de la création de la schistosité, les zones de cisaillements s'individualisent dans les flancs du synforme, au contact des formations paléozoïques et briovériennes et dans la formation de Traveusot, c'est-à-dire où les discontinuités lithologiques sont importantes (Fig. 88a). Dans les charnières des mégaplis, les cisaillements développent les plis droits et la schistosité sigmoïde. Dans les zones de cisaillements se développent les plis non cylindriques (Fig. 80, b,c).

La région étudiée se présente donc comme une mégazone de cisaillement ductile dextre. Ce cisaillement est synchrone de la schistogenèse de la phase de déformation majeure, elle-même synchrone de la montée des leucogranites.

IMPLICATIONS REGIONALES

Comparaison avec les données régionales.

Il est intéressant de comparer les données structurales obtenues sur la région étudiée, avec celles déjà obtenues en Bretagne. En particulier, les points suivants sont intéressants à noter :

La géométrie : dans la région étudiée, la géométrie de la phase majeure synschisteuse est celle d'une zone de cisaillement subverticale ayant jouée en décrochement subhorizontal dextre de direction N 100. Par contre, ailleurs en Bretagne et en particulier dans les synclinaux du Sud de Rennes, la phase majeure synschisteuse est principalement due à un raccourcissement Nord-Sud avec une extension subhorizontale parallèle aux axes de plis et de direction N 100.

Il y a donc apparemment une contradiction entre ces deux géométries et il semble difficile d'expliquer comment la direction d'étirement N 100 en Bretagne centrale, peut être en même temps la direction de cisaillement dans la région étudiée et ceci pour la même phase majeure synschisteuse.

Le gradient régional de déformation : nous avons vu, d'après l'étude de la fabrique des micas dans les schistes que la région étudiée s'inscrivait dans le gradient Nord-Sud de déformation mis en évidence par différentes études (Le Corre et le Théoff, 1976 - Le Théoff, 1977 - Le Corre, 1978 - Pivette, 1978 - Gapais, 1979).

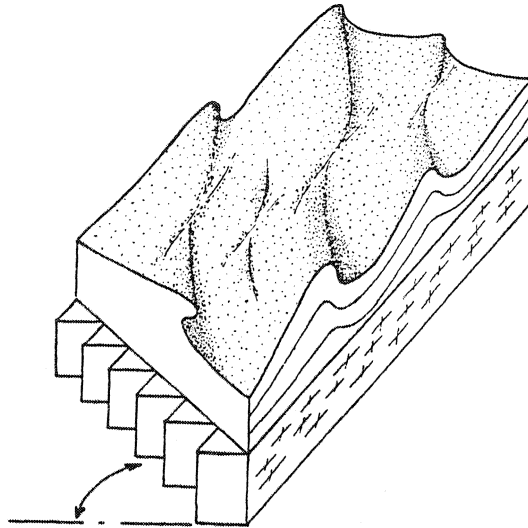


Fig. 87 : Plis en échelon dans un modèle de cisaillement (Choukroune, Iglesias, 1980).

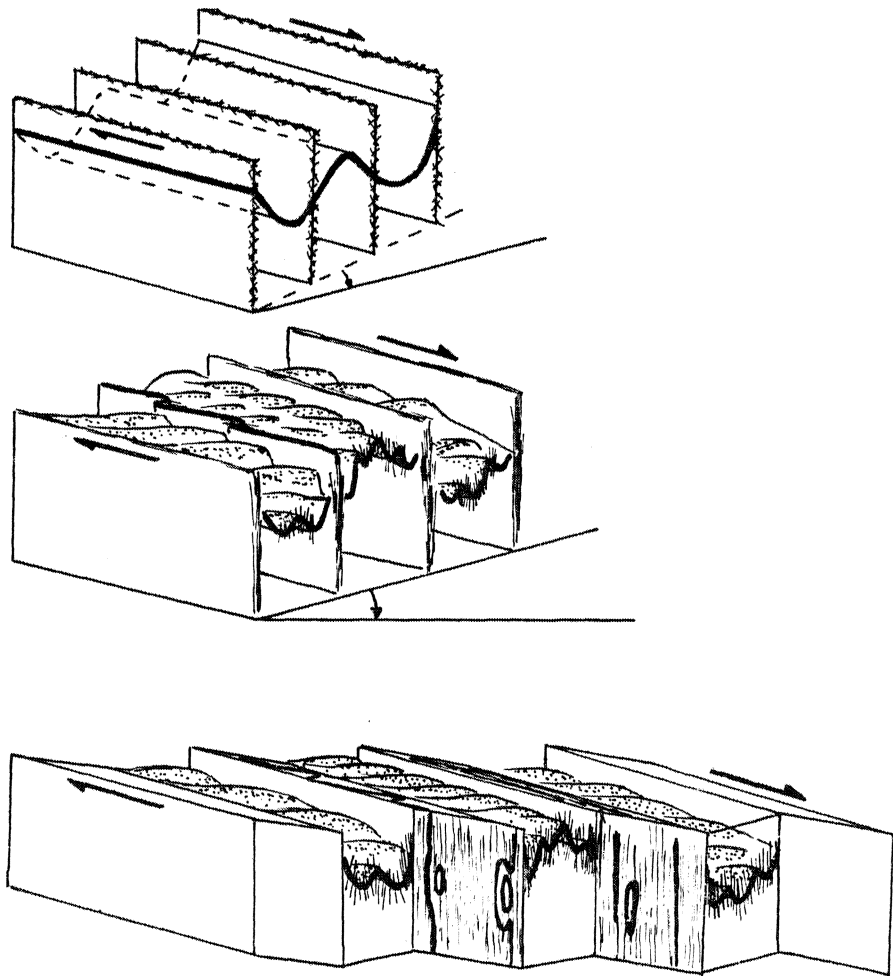


Fig. 88 : Modèle proposé pour la région étudiée. Voir les détails dans le texte.

Peu d'informations quantitatives ont été apportées sur le type de l'ellipsoïde de déformation, mais il a été cependant possible de déterminer un ellipsoïde de déformation finie globalement de type $k = 1$. Il n'a pas été possible de mettre en évidence le raccourcissement sur Y fréquemment visible en Bretagne et matérialisé par une crénulation parallèle aux axes de plis (Le Corre, 1978).

Le rôle des leucogranites. Le gradient de métamorphisme associé au gradient du type de schistosité et l'analyse de la phase majeure de déformation ont montré clairement le caractère strictement syntectonique des leucogranites et l'influence de ceux-ci lors de la déformation majeure. Ces données sont en accord avec les résultats obtenus en Bretagne centrale (Le Corre, 1978 - Hammer, 1978) et dans le Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Pivette, 1978 - Gapais, 1979) et montrent que la montée syntectonique des granites est un des paramètres importants de la déformation majeure.

L'importance du cisaillement. Les différentes parties de l'analyse de la déformation ont montré sans aucune ambiguïté, l'importance de la composante de cisaillement subhorizontal dextre responsable de l'acquisition des différents éléments structuraux de la phase majeure de déformation.

Le cisaillement apparaît donc comme un élément essentiel de la déformation majeure en Bretagne du Sud (Pivette, 1978 - Gapais, 1980).

Il apparaît donc important de replacer à l'échelle de la Bretagne du Sud, l'ensemble de ces données en proposant un modèle permettant d'expliquer, en particulier, les contradictions apparentes entre la région étudiée et le reste de la Bretagne.

Modèle : il est nécessaire, tout d'abord, de rechercher les principaux éléments utiles à la constitution du modèle :

- quelqu'ils en soient, les modèles géodynamiques proposés (Cogné, 1977 - Hammer, 1977 - Audren, 1978 - Vignerresse, 1978 - Quinquis, 1980) impliquent généralement des mouvements relatifs Nord-Sud d'éléments lithosphériques en liaison avec une convergence oblique (Audren, 1978 - Vignerresse, 1978 - Quinquis, 1980). Cette convergence oblique développe lors des stades ultimes, la branche Sud du cisaillement Sud-Armoricain (Vignerresse, 1978 - Quinquis, 1980) où est localisée la déformation cisailante la plus importante (Jegouzo, 1980),
- la branche sud du cisaillement Sud-Armoricain est courbe,
- l'examen des feuilles géologiques au 1/320 000 de Brest et Nantes montre, d'Ouest en Est, une orientation variable des structures depuis N 70 à N 120,
- la phase majeure synschisteuse est étroitement liée au cisaillement et à la montée des leucogranites.

Le modèle (Fig. 89) suppose donc une convergence oblique développant la branche sud du cisaillement Sud-Armoricain (Fig. 89, a). Lors de stades suivants (Fig. 89, b, c, d), des plis obliques sur la branche sud du cisaillement Sud-Armoricain et le début de la schistogenèse apparaissent (Fig. 89, b). Au niveau des grands anticlinaux, les leucogranites se mettent en place (Fig. 89, c) vers 330 M.A. en créant ainsi des zones "amollies" où se localisent les zones de cisaillement et en particulier la branche Nord du cisaillement Sud-Armoricain. Il y a

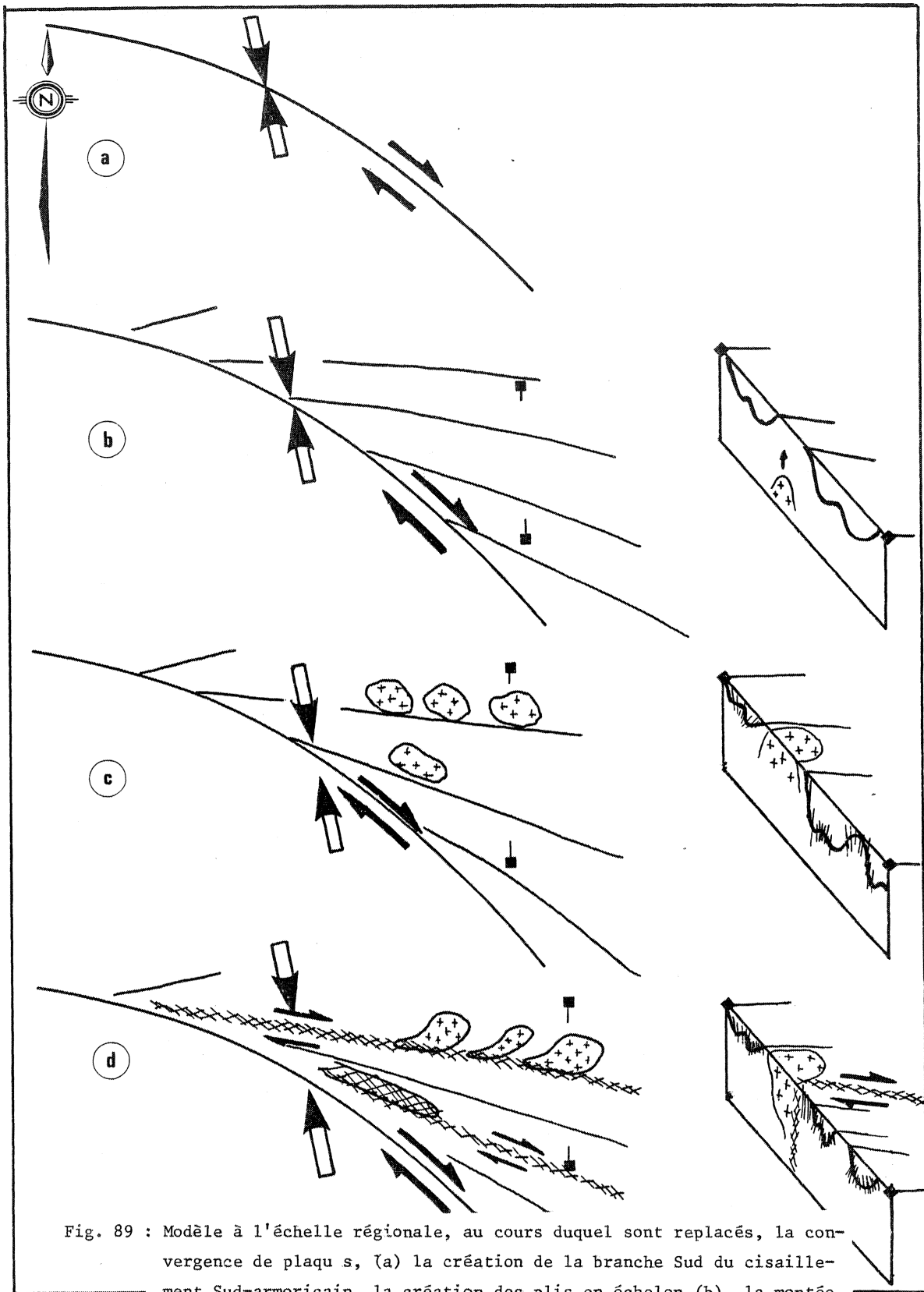


Fig. 89 : Modèle à l'échelle régionale, au cours duquel sont replacés, la convergence de plaques, (a) la création de la branche Sud du cisaillement Sud-armoricain, la création des plis en échelon (b), la montée des leucogranites (c), l'individualisation de la branche Nord du cisaillement Sud-armoricain (d).

alors individualisation de régions où la déformation majeure est essentiellement contrôlée par le cisaillement (région étudiée), de régions où la déformation est essentiellement due à un raccourcissement Nord-Sud (Synclinaux du Sud de Rennes - Le Corre, 1978), de régions où la déformation est une combinaison d'un raccourcissement Nord-Sud et d'un cisaillement (Synclinorium de Saint-Georges sur Loire ; Pivette, 1978 - Gapais, 1979). Ce modèle permet donc d'expliquer la coexistence dans une même phase de déformation de domaines (Synclinaux du Sud de Rennes et région étudiée) où la direction N 100 est simultanément une direction d'étirement (associée à un raccourcissement subhorizontal Nord-Sud) et une direction de cisaillement (associée à un cisaillement subhorizontal dextre).

Deux points importants n'ont pas été abordés dans cette étude et replacés ensuite dans ce modèle.

Problème de l'orthogneiss de Lanvaux.

Tout au long de cette étude, l'"orthogneiss" de Lanvaux n'est pas apparu. Ce massif est considéré comme un matériel orthogneissique antéhercynien (Cogné, 1957 - Vidal, 1973 - Le Corre, 1978) déformé et étiré dans la direction régionale d'extension. Ce massif aurait, d'autre part, servi, lors de déformation majeure, de "noyau" pour l'initiation des plis (Le Corre, 1978). Dans la région que nous avons étudiée, l'orthogneiss de Lanvaux présente les points suivants :

- les affleurements sont généralement inexistants,
- il présente un métamorphisme de contact, localisé à sa bordure Nord, synschisteux et dont les relations avec la déformation sont identiques à celles trouvées pour les leucogranites,
- la déformation qui l'affecte est identique à celle qui affecte les leucogranites hercyniens tout en étant un peu plus froide (Ribeiro, com. pers.),
- l'isograde de la biotite se moule sur le contact Nord et en particulier les biotites synschisteuses sont "plan-axial" des plis développés lors de la phase majeure.

Nous voyons donc que le Massif orthogneissique de Lanvaux présente de nombreux caractères contradictoires. En conséquence, en l'absence d'études cartographiques (s'agit-il d'un seul et même massif ?, en effet, il existe des faciès gabbroïques (Jegouzo, com. pers.)), pétrographique, géochimique et structurale précises, il nous paraît difficile d'une part, de généraliser les observations locales que nous avons faites, et d'autre part, de faire rentrer ce massif dans le modèle proposé.

Moteur responsable de la granitisation

Nous venons de voir le rôle prépondérant que la granitisation jouait lors de la phase majeure synschisteuse. Il semble cependant que le modèle de cisaillement proposé ne puisse rendre compte de la formation des granites eux-mêmes, comme le proposent Bouchez et Blaise (1976) et Nicolas et al. (1977). Dans ce cas, il convient donc de rechercher, pour la formation de ces granites, un mécanisme différent, la solution pourrait se trouver dans l'épaississement lié à une obduction du continent Sud sur le continent Nord vers 350 M.A. proposée par Quinquis (1980), la mise en place des granites se faisant vers 330 M.A.

CONCLUSIONS GENERALES

Les résultats essentiels sont principalement de deux types.

- sur le plan thématique :

trois problèmes principaux liés au cisaillement ont été abordés dans ce mémoire :

1) l'orthogneissification d'un granite initialement isotrope a permis de mettre en évidence l'apparition et l'évolution de structures planaires. Le développement de la mylonitisation se fait par l'apparition, de surfaces de cisaillements "C" constantes en orientation et parallèles au plans de cisaillement et de surfaces de schistosité S qui apparaissent à 45° puis tournent et se parallélisent avec les zones de cisaillements "C" lors de l'intensification de la déformation. Cette évolution est progressive et dans les stades ultimes de la déformation, lorsque les surfaces C et S sont confondues, il se développe des surfaces de cisaillements "C" obliques et de même sens que le cisaillement général. Nous confirmons aussi que dans le cas de déformation très intense, l'élément linéaire (linéation d'étirement, axe de pli) représente la direction de cisaillement et l'élément planaire (schistosité, plans axiaux de plis) correspond au plan de cisaillement (Quinquis, 1980).

2) lors de cette orthogneissification progressive, dans un régime de cisaillement connu en sens et en direction, l'analyse des orientations préférentielles de réseau du quartz a montré, d'une part, une rotation de la "fabrique" conforme à celle du cisaillement et, d'autre part, une dissymétrie de fabrique qui peut, après étude de la signification des microstructures, être utilisée comme critère de sens de cisaillement.

3) dans un régime de cisaillement, il est possible, au cours d'une seule et même phase, d'obtenir des figures complexes de plissements nécessitant habituellement plusieurs phases de déformation. Il convient cependant de ne pas généraliser cette interprétation en tentant d'expliquer des figures d'interférences par un modèle monophasé.

4) la recherche de critères d'un régime non coaxial de la déformation doit se faire à toutes les échelles, depuis l'échelle de la structure (gradient de déformation - trajectoires de schistosité) en passant par l'échelle de l'échantillon (gradient de déformation - plis non cylindriques - linéations d'intersection courbes - plis non cylindriques associés à des plis conjugués) jusqu'à l'échelle de la lame mince (gradient de déformation - signification du plan de schistosité - forme des minéraux déformés - orientations préférentielles de réseau). A ces critères, il convient d'ajouter le système "surface"C" - surface "S" mis en évidence dans les mylonites et dont l'évolution est caractéristique d'une déformation non coaxiale.

5) il apparaît indispensable surtout dans le cas d'un régime non-coaxial de la déformation, de raisonner en terme de "déformation progressive" pour expliquer ainsi des structures apparemment contradictoires. Pour celà, il convient de trouver et d'étudier des marqueurs ayant pu enregistrer l'histoire de la déformation. L'étude de la déformation dans les granites a permis de mettre en évidence une évolution cohérente de l'angle C A S, au cours de l'intensification de la déformation. Cet angle C A S devient donc un nouvel élément utilisable comme marqueur de la déformation progressive.

- Sur le plan régional :

- conformément aux conclusions de L e Corre (1978), Pivette (1978), Gapais (1979), le caractère syntectonique des leucogranites hercyniens ainsi que le rôle fondamental qu'ils jouent au cours de la déformation ont été une fois de plus clairement démontrés.

- l'analyse de la déformation permet de mettre en évidence une composante de cisaillement majeur subhorizontal et dextre au cours de la déformation synschisteuse. Ceci permet, entre autre, d'envisager et de proposer un modèle de cisaillement responsable à l'échelle régionale, de la majorité des structures visibles actuellement. Enfin, les zones de décrochements apparaissent comme un trait majeur et essentiel de ce segment de la chaîne hercynienne.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Arthaud, F., Matte, Ph. 1977. - Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 1305-20.
- Audren, Cl. 1978. - Les déformations post-métamorphiques en Bretagne méridionale : témoins d'une collision de plaques de géométrie irrégulière au Carbonifère moyen. 6^{ème} Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 11.
- Barrois, Ch. 1887. - Modifications et transformations des granulites du Morbihan. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XV, p. 1-40.
- Barrois, Ch. 1890. - Légende de la feuille de Vannes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XVII, p. 210-226.
- Barrois, Ch. 1897. - Des divisions géographiques de la Bretagne. *Ann. Géogr.*, nos 25-26, p. 23-64.
- Barrois, Ch. 1930. - Les grandes lignes de la Bretagne. In Livre Jubilaire Soc. Géol. Fr., I : 83-100.
- Bell, T.H. 1978. - Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone : the Woodroffe thrust. *Tectonophysics*, 44, 285-320.
- Bell, T.H., Etheridge, M.A. 1973. - Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6, 337-348.
- Berthé, D. 1977. - Les aspects de la déformation cataclastique au Sud du leucogranite de Lizio - la Villelder (Morbihan). *Rés. 5^{ème} Réun. ann. Sci. Terre*, Rennes, 65.
- Berthé, D., Chauvel, J.J., Jégouzo, P. & Plaine, J. 1977. - Données nouvelles sur l'origine du complexe des schistes et arkoses de Bains (Cambro-arenig ? de Bretagne centrale). - *Rés. 5^{ème} Réun. ann. Sci. Terre*, Rennes.
- Berthé, D., Choukroune, P., Gapais, D. 1979a. - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. minéral.*, 102, 265-272.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P. 1979b. - Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the south armoricain shear zone. *Journ. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- Bilby, B.A., Eshelby, J.D., Kundu, A.K. 1975. - The change of shape of a viscous ellipsoidal region embedded in a slowly deforming matrix having a different viscosity. *Tectonophysics*, 28, 265-274.
- Bolleli, E. 1951. - Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes : contact Briovérien - Cambrien. *Mém. Soc. géol. minéral. Bret.*, IX : 68.
- Borraille, C.J. 1972. - Variably oriented co-planar primary folds. *Geol. Mag.*, 109 (2), 89-98.
- Bossière, G. & Vauchez, A. 1978. - Natural deformation by ductile shear in the west of Grande Kabylie (Algeria). *Tectonophysics*, 51, 57-81.
- Bouchez, J.L. 1977a. - Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39, n° 1-3 : 25-50.

- Bouchez, J.L. 1977b.- Le quartz et la cinématique des zones ductiles. *Thèse Univ. de Nantes*, 176.
- Bouchez, J.L. 1978. - Preferred orientations of quartz a axes in some tectonites : kinematic inferences. *Tectonophysics*, 49, T 25- T 30.
- Bouchez, J.L. & Blaise, J. 1976. - Une structure hercynienne liée à un accident ductile : l'anticlinal de Lanvaux - Les-Ponts-de-Cé, aux environs d'Angers (Massif armoricain). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XVII : 145-157.
- Boullier, A.M. & Guegen, Y. 1975. - Origine of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 93-104.
- Bryant, B. & Reed, J.C. 1969. - Significance of lineation and minor fold near major thrust faults in the Southern Appalachians and the British and Norwegian Caledonides. *Geol. Mag.*, 106, 412-429.
- Burg, J.P. & Laurent, Ph. 1978. - Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, v. 47 : 15-42.
- Capdevila, R. 1969. - Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (Nord-Ouest de l'Espagne). *Thèse*, Montpellier, 429.
- Carreras, J., Orta, J.M. et San Miguel, A. 1975. - El'area pegmatitica del litoral N de la peninsula del Cap de Creux y su contexto metamorfico y estructural. Instituto de Investigaciones geologicas, Universidad de Barcelona, vol. XXX, 11-34.
- Carreras, J., Estrada, A. et White, S. 1977. - The effects of folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39, 3-24.
- Chauris, L. 1965. - Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain, 218, 24 fig. 38 tab., 36 pl. et cartes h.t.
- Chauris, L. 1966. - Sur la répartition et la structure de certains granites hercyniens tardifs Bretagne occidentale. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 260, 5826-5828.
- Chauris, L. 1967. - Gravimétrie et métallogénie dans le Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, 52, 43-54.
- Chauvel, J.J. 1959. - Relations structurales entre le Briovérien et la "Série rouge" dans les synclinaux du Sud de Rennes. *C.R. Soc. Geol. Fr.*, 6, 142.
- Chauvel, J.J. et Philippot, A. 1960. - Sur la discordance de base du Paléozoïque dans la région de Rennes : trois carrières démonstratives. *Bull. Soc. géol. minéral. Bret.*, nlle sér., 1 : 1-7.
- Choukroune, P. 1971. - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bull. Soc. géol. de France*, XIII, 3-4, 257-271.
- Choukroune, P. & Lagarde, J.L. 1977. - Plan de schistosité et déformation rotationnelle : l'exemple des gneiss de Champtoceaux (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D) 284 : 2331-2333.

- Christie, J.M. 1963. - The moine thrust zone in the Assynt region, Northwest Scotland. *Univ. Calif. Pub. Geol. Sci.*, 40 : 345-440.
- Cobbold, P.R., Cosgroves, J.W. & Summers, J.M. 1971. - Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12 (1), 25-53.
- Cobbold, P.R. 1977. - A method of integrating strains to obtain tectonic displacements. Colloque J. Goguel, B.R.G.M. (sous presse).
- Cobbold, P.R. & Gapais, D. 1979. - Specification of fabric shapes using an eigenvalue method : discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 90 : 310-312.
- Cogné, J. 1954. - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : à propos des nalliflints. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), IV, 729-737.
- Cogné, J. 1957. - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Thèse, Strasbourg, *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* (1960), 382.
- Cogné, J. 1960. - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 382.
- Cogné, J. 1960. - Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), II, 213-226.
- Cogné, J. 1962. - Le Briovérien. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), IV : 413-430.
- Cogné, J. 1966. - Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif armoricain et les phénomènes de granitisation. in : Etages tectoniques. Congrès Neufchâtel ; *Ed. de la Bacconière, Neufchâtel (Suisse)*, 179-92.
- Cogné, J. 1971. - Le Massif armoricain et sa place dans la structure des socles ouest-européens : l'arc hercynien ibéro-armoricain. In Symposium sur l'histoire structurale du Golfe de Gascogne (1970), I : 1-23. I.F.P., ed. Technip (Paris).
- Cogné, J. 1972. - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogénèses fini-précambriennes. In Actes du Colloque International sur les corrélations du Précambrien. Rabat 1970. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, 192 : 193-218, CNRS (Paris).
- Cogné, J. 1974. - Le Massif armoricain. In Debelmas : Géologie de la France, 105-161, Doin (Paris).
- Cogné, J. 1977. - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In *Coll. Intern. C.N.R.S.*, Géologie de l'Himalaya, n° 268 : 111-129.
- Coward, M.P. 1976. - Archean deformation patterns in Southern Africa. *Phil. Trans. R. Soc. A* 283, 313-32.
- Dearman, W.R. 1969. - Tergiversate folds from South-West England. *Proceedings of the Ussher Society*, vol. 2, part 2, 112-115.
- Didier, J., Lameyre, J. 1969. - Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contr. Miner. and Petro.*, 24, 219-238.

- Dott, R.H. 1964. - Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification? *Journ. sedim. Petr.*, New York, 34, 625-632.
- Dunnet, D. 1969. - A technique of finite strain analysis using elliptical particules. *Tectonophysics*, 7 (2), 117-136.
- Eisbacher, G.H. 1970. - Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Co-bequid Mountains, Nova Scotia, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 : 2009-2020.
- Elliot, D. 1970. - Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81 : 2221-2236.
- Escher, A. & Watterson, J. 1974. - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22, 223-231.
- Etchecopar, A. 1974. - Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3ème cycle, Nantes, ronéo, 135.
- Etchecopar, A. 1977. - A plane kinematic model of progressive deformation in a poly-crystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39, n° 1-3 : 121-139.
- Eugster, H.P., Stability of Amite. Carnegie Inst. Washington, *Am. Rep. Dir. Geophys. Lab.*, 1956-1957, vol. 56, 161.
- Flinn, D. 1962. - On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc. London*, 118 : 385-433.
- Flinn, D. 1965. - On the symmetry principle and the deformation ellipsoïd. *Geol. Mag.* 102 (1) : 385-433.
- Gapais, D. 1979. - Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio-Finlande). Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 215.
- Gay, N.C. 1968. - The déformation of total finite strain in a rock from objects such as deformed pebbles. *Tectonophysics*, 17, 133-175.
- Gilbert, C.M. 1955. - In *Williams et al. Petrography*, San Francisco, 406.
- Grabau, A.W. 1904. - On the classification of sedimentary rocks. *Am. Geol.*, 33 : 228-247.
- Graindor, M.J. 1966. - Analyse des cisaillements crustaux dans le socle varisque de la France. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 262, D, 343-346.
- Hameurt, J.M. 1961. - Etude géologique et pétrographique du massif granitique de Pontivy. Thèse 3ème cycle, Rennes, 126.
- Hammer, S. 1977. - Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. *Nature*, 270, 336-338.
- Hammer, S. 1978. - Mise en place des leucogranites carbonifères (Raz - Nantes) en Bretagne méridionale. *6ème Réun. Ann. Sci. Terre*, Orsay, 202.
- Hansen, E. 1971. - Strain facies. Mineral rocks and inorganic materials, monograph. 2. Springer, Berlin-Heidelberg, New York, 207.

- Hara, I., Takeda, K. & Kimura, T. 1973. - Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Séries C*, v. 7, n° 1 : 1-10.
- Heard, H.C. 1960. - Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen lines tomes as a function of temperature confining pressure, and interstitial fluid pressure : 193-226 in D.T. Griggs and J. Handin (eds.), *Rock deformation Geol. Soc. Am. Mém.*, 79, 382.
- Higgings, M. 1971. - Cataclastic rocks. *Prof. U.S. geol. Surv.*, 687, 97.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F. 1976. - An outline of structural geology. Wiley (New York), 571.
- Iglesias, M., Choukroune, P. 1980. - Shear zones in the Iberian Arc. In "Shear zones in rocks", Carreras, J., Cobbold, P.R., Ramsay, J.G. and White, S. ed. *Journ. Struct. Geol.*, vol. 2 (in press).
- Jégouzo, P. 1980. - The South Armorican shear zone. In "Shear zones in rocks", Carreras, J., Cobbold, P.R., Ramsay, J.G. and White, S. ed., *Journ. Struct. Geol.*, vol. 2 (sous presse).
- Johnson, A.M. 1977. - Styles of folding. In *Developments in Geotectonics*, 11, Elsevier, Amsterdam, 406.
- Johnson, M.R.W. 1967. - Mylonite zones and mylonite banding-Nature, 213 (5073), 246-247.
- Kerforne, F. 1919. - Etude tectonique de la région silurienne du Sud de Rennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXIII 139 : 125-162.
- Kroll, H. & Bambauer, H.V. 1978. - The displacive transformation of (K, Na, Ca) feldspars. *Neues Jb. Miner.Mn.*, 9, 413-16.
- Lagarde, J.L. 1978. - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif armoricain). Thèse 3ème cycle, Rennes, 164.
- Lapworth, C. 1885. - The Highland controversy in British Geology ; its causes, course, and consequences. *Nature*, v. 32, 558-559.
- Laurent, P. & Etchecopar, A. 1976. - Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d' un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XVIII, 6 : 1387.
- Le Corre, Cl. 1969. - Sur une paragenèse à chloritoïde dans les schistes de l'Ordovicien moyen des synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bret.* (C) 1 : 33-44.
- Le Corre, Cl. 1975. - Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7) XVII : 547-553.
- Le Corre, Cl. 1977. - Le Briovérien de Bretagne Centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M., Section I*, n° 3 : 219-254.

- Le Corre, Cl. 1978. - Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes, 381.
- Le Corre, Cl. & Le Théoff, B. 1976. - Zonéographie de la déformation finie de la fabrique et du métamorphisme dans un segment de la chaîne hercynienne armoricaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7) 18 (1976) : 1435-1442.
- Ledru, P. & Brun, J.P. 1977. - Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusion granitique : exemple du granite de Flamanville (Manche). *C.R. Acad. Sci. Paris* (D) 285 : 1199-1202.
- Le Théoff, B. 1977. - Marqueurs ellipsoïdaux et déformation finie. Applications aux synclinaux de Bretagne centrale et aux "mantled gneiss domes" de Kuopio (Finlande). Thèse 3ème cycle, Rennes, 96.
- Lister, G.S. 1974. - The theory of deformation fabrics. Ph. D. Australian National Univ. Australie, 463.
- Lister, G.S., Paterson, M.S. & Hobbs, B.E. 1978. - The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzites : the model. *Tectonophysics*, 45 : 107-158.
- Means, W.D. 1977. - A deformation experiment in transmitted light. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 169-79.
- Mifdal, A. 1979. - La méthode Rubidium - Strontium. Exemple d'application : granite de Pontivy, D.E.A., Rennes, 73.
- Nicolas, A., Bouchez, J.L., Blaise, J. & Poirier, J.P. 1977. - Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, 42 : 55-73.
- Niggli, P. 1935. - Tabellen zur petrographische und zum gesteintestimmen. *Min. Petr. Inst. Eidg. Techn. Hochschule, Zurich*.
- Paterson, M.S. 1958. - Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69, 465-476.
- Paterson, M.S. & Weiss, L.E. 1966. - Experimental deformation and folding in phyllite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, 343-374.
- Pecher, A. 1978. - Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.) transversale des Annapurnas et du Manaslu, Nepal. Thèse, Grenoble, 354.
- Peneau, J. 1929. - Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Sud-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest*, Nantes, (1928), 4ème ser., VIII, 1-4 : 1-300.
- Philippot, A. 1950. - Les Graptolites du Massif armoricain. *Mem. Soc. Géol. mineral. Bret.*, T. VIII, Thèse, Rennes.
- Pivette, B. 1978. - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse 3ème cycle, Rennes, 108.

- Plaine, J. 1976. - La bordure sud du Synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie, volcanisme, structure. Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 212.
- Quété, Y. 1975. - L'ellipse de Réminiach. Thèse 3ème cycle, Rennes (ronéo), 107.
- Quinquis, H. 1980. - Schistes bleus et déformation progressive. L'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). Thèse, 3ème cycle, Rennes, 145.
- Quinquis, H., Audren, Cl., Brun, J.P. & Cobbold, P.R. 1978. - Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273 : 43-45.
- Ramsay, D.M. & Sturt, B.A. 1963. - A study of fold styles, their associations and symmetry relationships, from Sørøy, North Norway. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 43 (4), 411-430.
- Ramsay, J.G. 1962. - The geometry of conjugate fold systems. *Geol. Mag.*, 99, 516-526.
- Ramsay, J.G. 1967. - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill (New York), 568.
- Ramsay, J.G. et Graham, R.H. 1970. - Strain variation in shear belts. *Canad. J. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- Ramsay, J.G. & Wood, D.S. 1973. - The geometric effects of volume change during deformation processes. *Tectonophysics*, 16 : 263-277.
- Reed, J.J. 1964. - Mylonites, cataclasites, and associated rocks along the Alpine fault, South Island, New Zealand : *New Zealand Jour. Geology and Geophysics*, v. 7, n° 4, 645-684.
- Rhodes, S. et Gayer, R.A. 1977. - Non cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the caledonian kalak nappe complex of Finmark. *Geol. Mag.*, 114, n° 5, 329-408.
- Riekels, L.M. and Baker, D.W. 1977. - The origin of the double maximum pattern of optic axes in quartzite mylonite. *Jour. Geol.*, 85 : 1-14.
- Sanderson, D.J. 1973. - The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16, 1-2, 55-70.
- Schwerdtner, W.M. 1973. - A scale problem in paleo strain analysis. *Tectonophysics*, 16, 47-54.
- Sylvester, A.G. and Christie, J.M. 1968. - The origin of crossed girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. *J. Geol.*, 76 : 571-580.
- Tullis, J. 1977. - Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, 39, n° 1-3 : 87-102.
- Tullis, J. & YUND, R.A. 1977. - Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, 82, 5705-18.
- Vernon, R.H. et Ramsay, D.M. 1971. - Retrograde schists of this amphibolite facies at Broken Hill, New South Wales. *Geol. Soc. Australia, J.*, 18, 267-278.
- Vidal, Ph. 1973. - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XV : 239-245.
- Vignerresse, J.L. 1978. - Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse Doct. Ing., Rennes, 95.

- Waters, A.C. et Campbell, C.D. 1935. - Mylonites from the San Andreas fault zone. *Am. Jour. Sci. Bull.*, v. 49, n° 5, 763-794.
- Watterson, J. 1968. - Homogeneous deformations of the gneisses of Vesterland South-West Greenland. *Grönlands Geol. Unders. Bull.*, 78.
- White, S.H. 1976. - The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 283 : 69-86.
- Winkler, H.G.F. 1974. - Petrogenesis of metamorphic rocks. 3ème ed. Springer Verlag (Berlin), 320.



	<u>Pages</u>
INTRODUCTION	
LOCALISATION	4
TRAVAUX ANTERIEURS	4
PROBLEMES POSES et BUTS	5
PREMIERE PARTIE : LE CADRE REGIONAL	
LES ROCHES SEDIMENTAIRES	
Généralités	9
- Les terrains protérozoïques	9
- Les terrains paléozoïques	9
. Formation de Montfort	10
. Formation du Grès Armoricaïn	10
. Formation de Traveusot	14
. Formation de St Marcel	14
. Formation de Gandouin	14
. Formation de Bois-Neuf	14
. Problème des Schistes et Arkoses de Bains	14
- Conclusions	15
LES ROCHES MAGMATIQUES	
- Rappels bibliographiques	22
- Les granites à deux micas	24
. Caractères généraux	24
. Les différents faciès	24
<i>faciès commun</i>	24
<i>faciès aplitique</i>	32
<i>faciès à phénocristaux de muscovite</i>	32
<i>filons</i>	33
- Conclusions	33
- Les orthogneiss	34
. Généralités	34
. Les différents faciès	34
<i>protomylonite</i>	34
<i>mylonite granitique</i>	35
<i>ultramylonites</i>	38
. Conclusions	40
- Etude géochimique et géochronologique	41
. Etude géochimique	41
. Etude géochronologique	42
- Conclusions	43

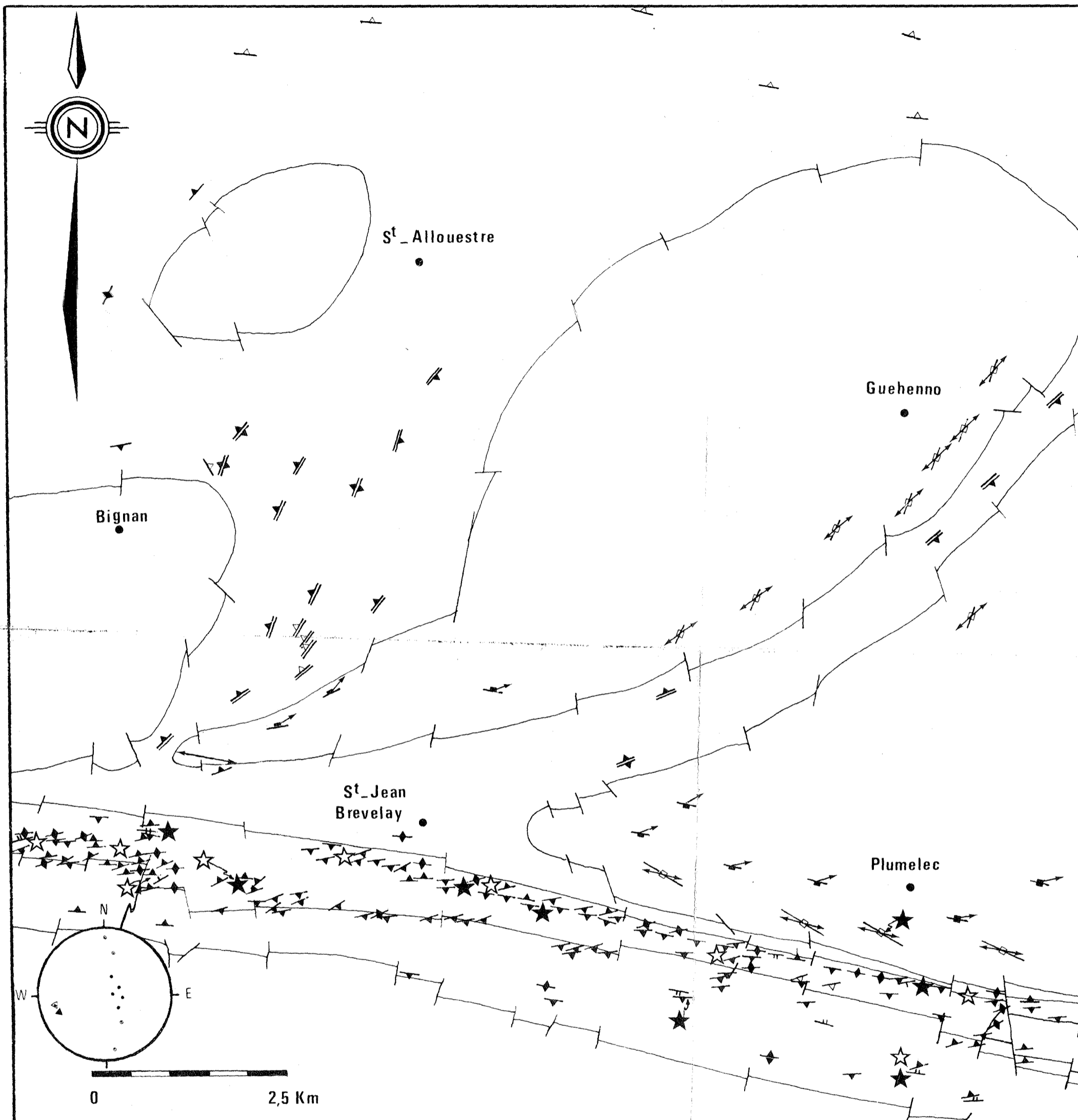
DEUXIEME PARTIE : LA DEFORMATION CISAILLANTE

-Introduction	44
GEOMETRIE DE LA PHASE MAJEURE SYNCHISTEUSE	
- Généralités	46
- Analyse de la phase majeure dans les terrains sédimentaires	48
. Rappel des données publiées	48
. Analyse géométrique et microstructures	50
<i>Schistosité</i>	50
<i>Plis</i>	53
<i>Linéation d'intersection</i>	55
<i>Linéation d'étirement</i>	55
<i>Problème de la crénulation régionale</i>	55
<i>Cisaillements</i>	56
- Conclusions	57
- Analyse de la phase majeure dans les granites déformés	60
. Evolution de la déformation	60
<i>Matériel de départ</i>	60
<i>Apparition et évolution des anisotropies planaires et linéaires</i>	62
- Conclusions	68
- Etude métamorphique	69
. Conditions P T dans les granites déformés	69
. Minéraux index	70
<i>Chloritoïde</i>	70
<i>Chlorite Muscovite</i>	70
<i>Biotite</i>	70
<i>Andalousite</i>	71
<i>Disthène</i>	71
<i>Staurotide</i>	71
<i>Grenat</i>	72
<i>Cordiérite</i>	72
. Relations métamorphisme-déformation.....	72
- Conclusions	76
. Géométrie de la phase majeure	76
. Relations métamorphisme-déformation	76
ANALYSE DE LA DEFORMATION	
- Introduction	77
. Problèmes posés pour l'analyse de la déformation	77
<i>Existence de marqueurs</i>	77
<i>Homogénéité de la déformation</i>	77
<i>Echelle d'observation</i>	78
<i>Changements de volume</i>	78

- Déformation finie	80
. Dans les terrains sédimentaires	80
<i>Conglomérats déformés</i>	80
<i>Ombres de pression</i>	82
<i>Fabrique des micas</i>	83
<i>Problème de la crénulation régionale</i>	85
. Dans les granites déformés	86
<i>Zones abritées</i>	86
<i>Fabrique des gneiss</i>	87
<i>Fabrique des micas dans les granites mylonitisés</i>	90
. Conclusions	91
- Régime de déformation	92
. Critères du régime de déformation	92
<i>Echelle de la structure</i>	92
<i>Echelle de l'affleurement et de l'échantillon</i>	94
<i>Echelle de la lame mince</i>	96
. Signification des surfaces de cisaillements C.....	103
. Signification des surfaces de cisaillements secondaires	103
. Conclusions	105
- Mécanismes de déformation	108
. Caractère discontinu-continu	108
- Conclusions	111
CISAILLEMENT ET DEFORMATION PROGRESSIVE	
- Introduction	113
- Cisaillement et Orientation Préférentielle de réseau du Quartz	114
. Généralités	114
. Orientation Préférentielle et régime de déformation	114
<i>Différents types de diagrammes</i>	114
<i>Diagrammes et systèmes de glissement</i>	115
<i>Symétrie et régime de déformation</i>	115
. Rappel des données et position du problème	115
. Les données relatives aux O.P. dans la bande mylonitique	116
. Analyse des diagrammes	117
. Evolution des Orientations Préférentielles	117
. Interprétation des Orientations Préférentielles	122
- Cisaillement et plissement	124
. Généralités	124
. Rappel des données et position du problème	124
. Description géométrique des plis	125
<i>Les plis fortement non-cylindriques</i>	125
<i>Les plis moyennement non-cylindriques et</i> <i>les plis conjugués</i>	125

. Modèle de développement des plis	129
<i>Bases pour le modèle</i>	129
<i>Rôles des effets mécaniques</i>	131
<i>Réorientation des axes de plis</i>	131
- Conclusions.....	133
CONCLUSIONS	134
- Rappel des données	135
. Age de la déformation	135
. Géométrie de la déformation	135
. Déformation finie et régime de déformation	135
. Modèle	135
<i>Bases pour le modèle</i>	135
<i>Description du modèle</i>	136
- Implications régionales	136
. Comparaison avec les données régionales	136
<i>Géométrie</i>	136
<i>Gradient régional de déformation</i>	136
<i>Le rôle des Leucogranites</i>	138
<i>L'importance du cisaillement</i>	138
<i>Modèle</i>	138
<i>Problème de l'orthogneiss de Lanvaux</i>	140
<i>Moteur de la granitisation</i>	140

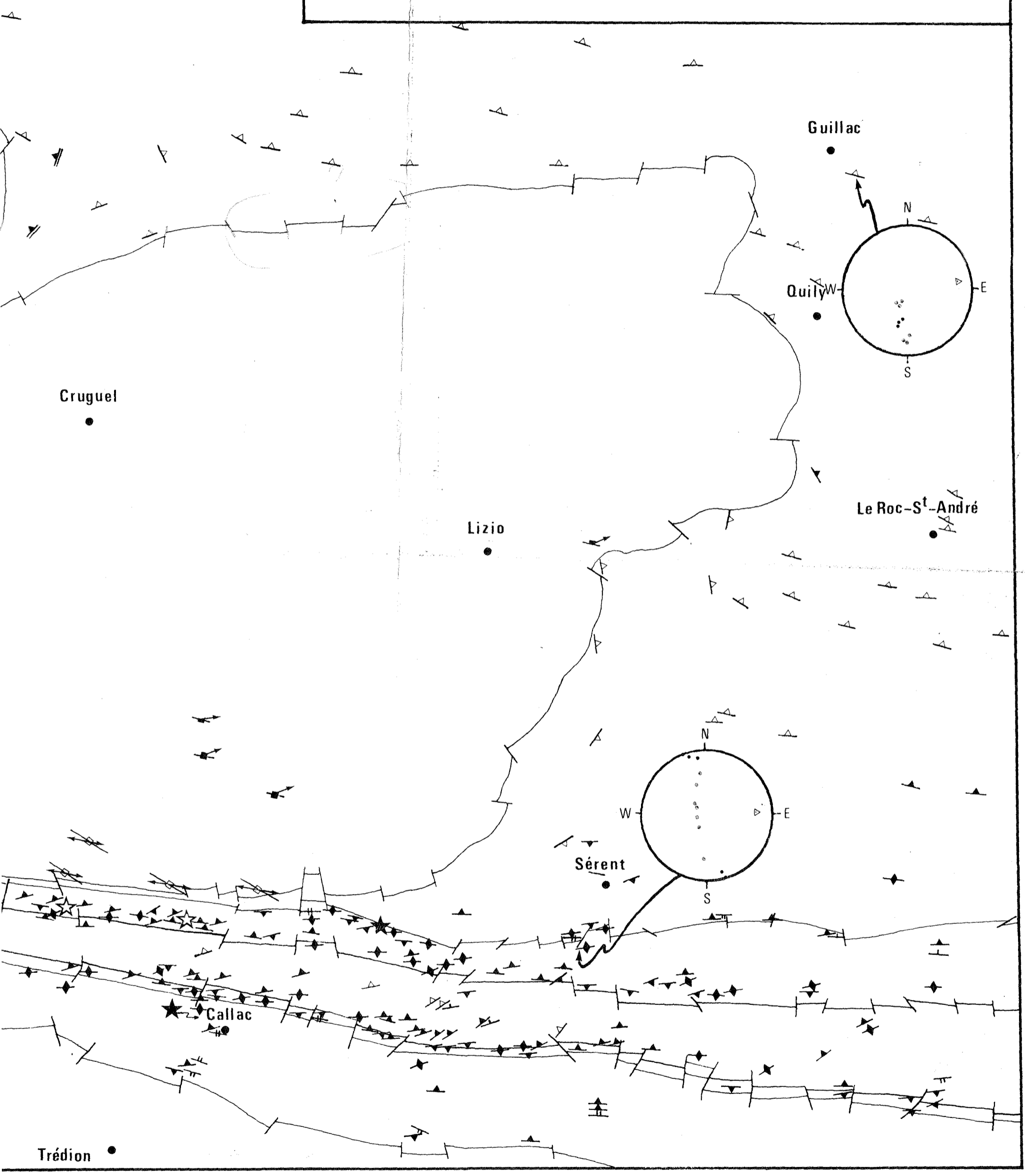
CONCLUSIONS GENERALES



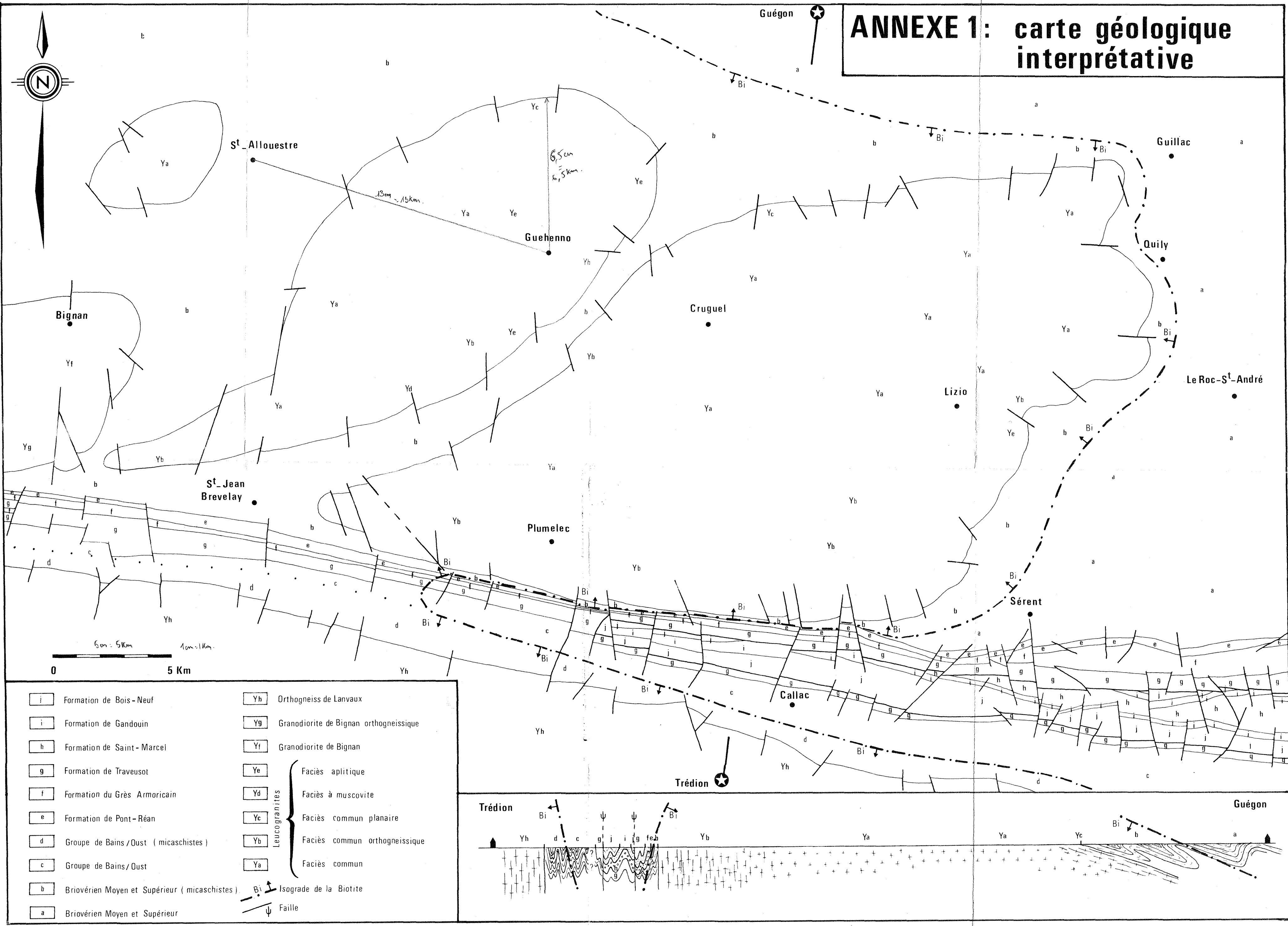
Stratification $S_c < 70^\circ$	$S_1 \geq 70^\circ$	Cisaillement
$S_c \geq 70^\circ$	$S_1 = 90^\circ$	Schistosité oblique sur les surfaces de cisaillement primaires C_1
$S_c = 90^\circ$	S_2	C et S parallèles; Cisaillents secondaires C_2
Schistosité $S_1 < 70^\circ$	Plis non-cylindriques	Pole de S_1
		Pole de S_c
		Axe construit
		Axe mesuré

Guégon

ANNEXE 2: carte structurale



ANNEXE 1: carte géologique interprétative



[i]	Formation de Bois-Neuf	[Yh]	Orthogneiss de Lanvaux
[i]	Formation de Gandouin	[Yg]	Granodiorite de Bignan orthogneissique
[h]	Formation de Saint-Marcel	[Yf]	Granodiorite de Bignan
[g]	Formation de Traveusot	[Ye]	Leucogranites Faciès aplitique Faciès à muscovite Faciès commun planaire Faciès commun orthogneissique Faciès commun
[f]	Formation du Grès Armoricaïn	[Yd]	
[e]	Formation de Pont-Réan	[Yc]	
[d]	Groupe de Bains/Oust (micaschistes)	[Yb]	
[c]	Groupe de Bains/Oust	[Ya]	
[b]	Briovérien Moyen et Supérieur (micaschistes)	[Bi]	Isograde de la Biotite
[a]	Briovérien Moyen et Supérieur	[ψ]	Faïlle

