APPROCHE QUANTITATIVE DES PROCESSUS SYNSHISTEUX. L'exemple du segment ×hercynien de Bretagne centrale

Claude Le Corre

▶ **To cite this version:**

Claude Le Corre. APPROCHE QUANTITATIVE DES PROCESSUS SYNSHISTEUX. L'exemple du segment ×hercynien de Bretagne centrale. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 1978. Français. NNT : . tel-01576116

HAL Id: tel-01576116

https://insu.hal.science/tel-01576116

Submitted on 22 Aug 2017

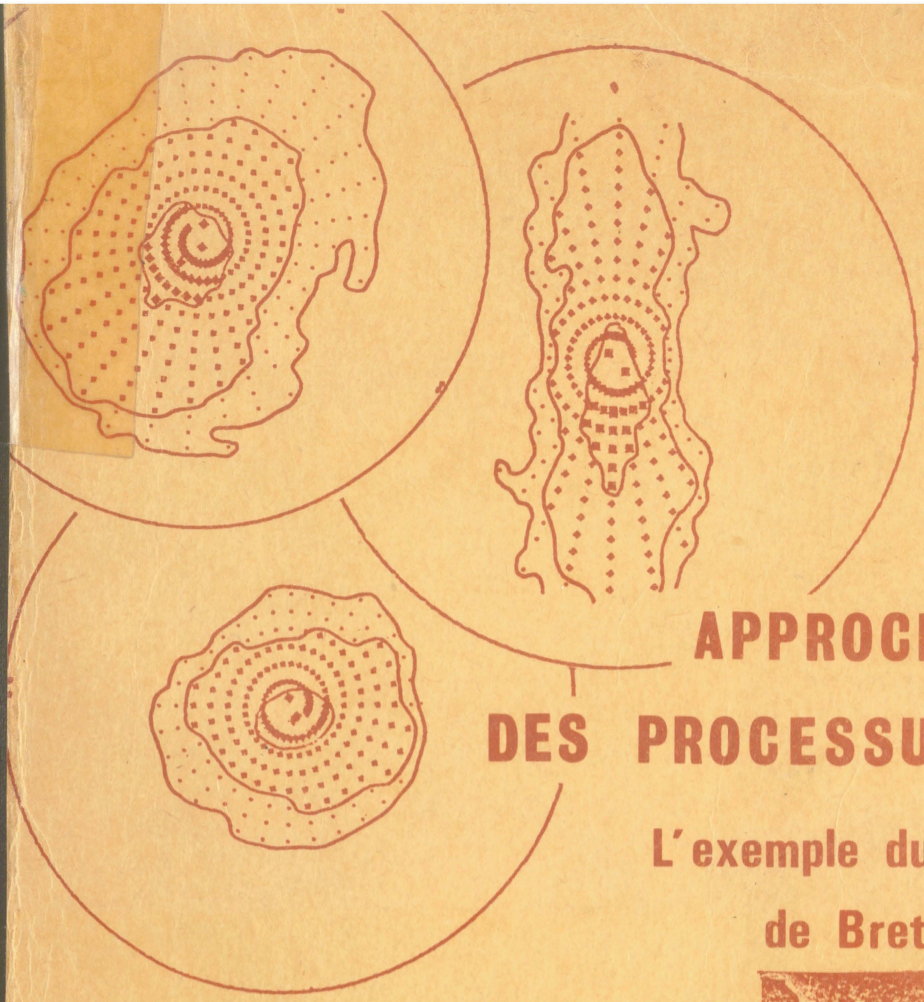
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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.

16 JUIL. 1978

EXCLU DU PRET

BIBLIOTHEQUE F



APPROCHE QUANTITATIVE DES PROCESSUS SYNSCHISTEUX

L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale

Claude LE CORRE

Rennes 1978

SERIE : C
N° d'Ordre : 284
N° de Série : 83

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque
1405

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES

pour obtenir

le grade de Docteur es-Sciences Naturelles

par Claude LE CORRE

Approche quantitative des processus synschisteux : L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale.

Soutenue le 30 juin 1978 devant la Commission d'Examen :

Professeur J.	COGNÉ, Université de Rennes	Président
Professeur P.	CHOUKROUNE, Université de Rennes	Rapporteurs
Professeur P.	VIALON, Université de Grenoble	
Professeur J.	AUBOUIN, Université de Paris VI	Examinateurs
Professeur A.	NICOLAS, Université de Nantes	
Professeur J.G.	RAMSAY, Ecole Polytechnique de Zurich	

La réalisation matérielle des volumes est due à Cécile DALIBARD (maquette et frappe), Michel LAUTRAM (dessin), Albert BRIOT (reliure), Henri LHUISSIER (réductions), avec le concours de l'atelier de reproduction de l'Université de Rennes.

Remerciements

Les personnes qui ont contribué par leur compétence ou leurs critiques à la réalisation de ce travail sont trop nombreuses pour que je puisse les remercier en particulier sans risques d'injustice. Je prie donc collectivement tous ceux qui m'ont aidé ainsi que les membres du jury de bien vouloir trouver ici le témoignage de ma reconnaissance et de mon amitié.

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

SOMMAIRE

INTRODUCTION

1ère Partie : LE CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Chapitre I : LE BRIOVERIEN. 9

I.1. La lithologie. 11

I.1.1. Les principaux faciès lithologiques. 11

- Les conglomérats. 11
- Les grès. 14
- Les siltites. 15
- Les sédiments carbonatées. 17

I.1.2. Le climat sédimentaire de la série. 20

I.1.3. Peut-on proposer une stratigraphie du Briovérien de Bretagne centrale ? 23

I.1.4. L'âge du Briovérien en Bretagne centrale 26

I.2. La structure 29

I.2.1. Historique des idées sur la structure du Briovérien en Bretagne centrale. 29

I.2.2. Les données d'ensemble : évidence du caractère complexe des déformations. 30

I.2.3. Les phases de plissement et leur chronologie. 38

- La phase de plissement synschisteux. 38
- Le problème d'une phase de plissement anté-schisteux. 47
- Les phases post-schisteuses. 53

I.3. Le Briovérien de Bretagne centrale dans son contexte armoricain. 56

Chapitre II : LE PALEOZOIQUE. 63

II.1. La lithologie. 63

II.1.1. La série paléozoïque au N de la ligne Malestroit-Chateaubriant. 63

- La Formation rouge de Pont-Réan. 63
  - . Le "Poudingue de Montfort". 64
  - . Le "Grès de Courouët". 66
  - . Les siltites rouges ou "schistes pourprés" 67
- La Formation du Grès armoricain 70
- La Formation des Schistes d'Angers. 72
  - . La composition minéralogique. 72
  - . Les différents micro-faciès. 74
  - . Le problème des repères lithologiques internes. 76
- La Formation du Chatellier. 81
- La Formation de Riadan - Renazé. 82
  - . La composition minéralogique. 83
  - . Les différents micro-faciès. 83
  - . La répartition verticale des faciès. 87
- La Formation de La Chesnaie. 88
- La Formation de Poligné ou Grès culminants. 89

II.1.2. La série paléozoïque au S de la ligne Malestroit - Chateaubriant. 91

- Le problème des Schistes et arkoses de Bains. 92

II.1.3. Les roches éruptives filoniennes. 96

- Les filons basiques post-tectoniques. 96
- Les filons basiques anté-tectoniques. 96
- Les filons acides anté-tectoniques. 98

II.1.4. Conclusions sur l'histoire sédimentaire de la série Paléozoïque de Bretagne centrale. 98

II.2. La structure. 101

II.2.1. Historique des données acquises. 101

II.2.2. Tectonique descriptive des grandes unités naturelles. 106

- L'Unité subtabulaire de Paimpont - Guichen. 109
- L'Unité de Martigné-Ferchaud. 116
- L'Anticlinal d'Araize et l'Unité de Segré. 123
- L'Unité subtabulaire de Chateaubriant. 125
- L'Unité de Reminiac. 127
- L'Unité de Lanvaux - Candé. 131

II.2.3. Synthèse géométrique et chronologique. 137

Références bibliographiques, 1ère partie. 143

2ème Partie : DEFORMATION ET METAMORPHISME SYNSCHISTEUX EN BRETAGNE CENTRALE. 153

Chapitre I : INTRODUCTION AU PROBLEME DE LA SCHISTOSITE. 154

I.1. Les concepts fondamentaux sur la déformation. 154

I.1.1. Généralités. 154

- Notion de contrainte. 154
- Déplacement et déformation. 156
- Déformation homogène et non homogène. 158
- Le problème de l'échelle. 158
- Paramètres géométriques utilisés pour décrire la déformation. 159

I.1.2. Notion d'état de déformation. 161

- Ellipsoïde de déformation. 161
- Tenseur de déformation. 162
- Directions de déformation longitudinale nulle. 162
- Classification des ellipsoïdes de déformation. 163
- Intensité de la déformation. 165
- Cas particuliers de déformation. 165

I.1.3. Déformation progressive. 166

- Déformation finie et déformation infinitésimale. 166
- Notion de trajectoire de déformation (strain path). 169

I.1.4. Problèmes liés aux changements de volume. 170

I.1.5. Estimation de la déformation finie. 172

- Déformation des marqueurs sphériques et ellipsoïdaux. 173
- Déformation des fossiles. 173
- Déformation des veinules. 174
- Méthode des "zones abritées" ou "ombres de pression". 175

I.1.6. Mécanismes physiques, fabrique et déformation finie. 176

I.2. L'évolution du problème de la schistosité à travers la littérature. 181

I.2.1. Les précurseurs. 183

I.2.2. "La traversée du désert". 186

I.2.3. L'époque récente. 188

- Les observations régionales. 189
- L'hypothèse du "dewatering". 189
- Schistosité et dissolution. 190
- Schistosité et fabrique. 191
- Théories et simulation. 192
- La schistosité expérimentale. 193
- Les nouvelles approches physiques. 194

I.3. Le problème de la schistosité. 195

- L'influence relative des facteurs internes et externes. 195
- Les processus d'acquisition de l'anisotropie schisteuse. 196
- Les relations de la schistosité avec la déformation progressive et la déformation finie. 196

Chapitre II : ANALYSE DES PROCESSUS SYNSCHISTEUX EN BRETAGNE CENTRALE. 200

II.1. Schistosité et géométrie du plissement. 201

II.1.1. La schistosité "de plan axial" 201

II.1.2. La réfraction de la schistosité dans les siltites plus compétentes. 202

II.1.3. L'adaptation de la schistosité à l'interface des formations compétentes. 202

II.1.4. Les trajectoires de schistosité régionale. 209

II.2. L'analyse des variations du faciès pétrographique des schistes. 211

II.2.1. La composition chimique. 211

II.2.2. La composition minéralogique. 213

II.2.3. La granulométrie des grains de quartz. 216

II.3. L'analyse typologique de la schistosité. 217

II.3.1. Définition des types de schistosité. 218

- Type 1 : Les schistosités de fracture et de crénulation initiales. 219
- Type 2 : Les schistosités de fracture (et crénulation) avec un début de recristallisation orientée. 219

- Type 3 : La schistosité de flux avec microlithons encore visibles. 220
- Type 4 : La schistosité de flux pénétrative. 221
- Type 5 : Schistosité de flux avec recristallisation et néoformation synschisteuse largement développées. 222

II.3.2. Zonéographie régionale de la schistosité. 222

II.3.3. Variations typologiques verticales sur l'ensemble de la pile sédimentaire. 226

II.4. L'analyse de la fabrique des schistes. 227

II.4.1. La méthode photométrique. 228

- L'anisotropie planaire. 228
- L'anisotropie linéaire. 234

II.4.2. La goniométrie de texture en diffraction X. 238

- Principe de la méthode. 239
- Le traitement des données brutes enregistrées. 243
- Les résultats. 247
  - . La fabrique des micas. 247
  - . La fabrique des chlorites. 253
  - . La fabrique du quartz. 254

II.5. Le degré de métamorphisme dans les schistes. 256

II.5.1. Conditions générales du métamorphisme en Bretagne centrale. 256

II.5.2. Les minéraux index. 258

- Le chloritoïde. 258
- La paragonite. 259
- La chlorite. 260
- L'andalousite et les "tâches". 261
- Les autres minéraux index. 261

II.5.3. La cristallinité des micas. 262

- La méthode. 262
- Résultats et interprétations géologiques. 265
  - . La discontinuité entre Briovérien et Paléozoïque. 265
  - . Le gradient régional dans le Paléozoïque. 267
  - . La grande anomalie oblique. 269
  - . La faille Malestroit - Angers. 271

II.5.4. Les relations métamorphisme - schistosité. 271

- Les minéraux antéschisteux. 272
- Les minéraux synschisteux. 272
  - . Les micas et chlorites. 273
  - . Le chloritoïde. 273
  - . L'andalousite. 275
- Les minéraux postschisteux 277

II.5.5. L'influence du degré de métamorphisme sur l'intensité de la schistification. 279

II.6. L'analyse de la déformation finie. 282

II.6.1. Méthodes utilisées pour l'évaluation de la déformation. 282

- Les marqueurs ellipsoïdaux. 282
- Les fossiles déformés. 286

II.6.2. Résultats et discussion. 286

- Directions des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie. 286
- Comparaison Briovérien - Paléozoïque. 288
- Zonéographie de la déformation finie en Bretagne centrale. 289
- Le problème de l'existence d'une composante rotationnelle au cours de la déformation.

II.6.3. Relations entre déformation finie et fabrique schisteuse. 295

II.7. La dissolution du quartz au cours de la déformation synschisteuse. 299

II.7.1. Arguments en faveur de la dissolution. 299

II.7.2. Méthode d'estimation de l'intensité de la dissolution. 303

II.7.3. Résultats et discussion. 306

- Comparaison avec les autres données. 306
- Fabrique de forme du quartz et déformation finie. 308
- Le devenir de la silice remobilisée. 308

3ème Partie : SYNTHESE ET DISCUSSION.

Chapitre I : SYNTHESE DES PROCESSUS SYNSCHISTEUX EN BRETAGNE CENTRALE. 311

I.1. L'influence des différents facteurs. 313

I.1.1. Les propriétés intrinsèques initiales. 313

I.1.2. La géométrie des limites. 313

I.1.3. La température. 315

I.1.4. La pression de confinement. 316

I.1.5. Les contraintes externes. 317

I.2. Les mécanismes physiques de la schistification. 318

I.2.1. Les déplacements relatifs des grains. 318

I.2.2. Dissolution et diffusion. 320

I.2.3. L'agradation et la néogenèse minérale. 322

I.2.4. La déformation plastique. 324

I.3. La schistification progressive. 324

I.3.1. Les données du problème.

I.3.2. Le cas des charnières. 327

- Phase A : destruction de la fabrique initiale. 327
- Phase B : restauration de la fabrique planaire. 328
- Phase C : Accentuation de la fabrique nouvelle. 329

I.3.3. Le cas des flancs. 330

I.3.4. L'évolution ultérieure de la fabrique schisteuse. 331

I.3.5. Schistosité et déformation rotationnelle. 333

Chapitre II : LE MODELE GEODYNAMIQUE DE LA BRETAGNE CENTRALE 337

II.1. Le plissement en Bretagne centrale. 337

II.1.1. Le rôle du môle orthogneissique de Lanvaux. 339

II.1.2. Le rôle de la lithologie. 340

II.2. Les caractéristiques de l'ellipsoïde de déformation en Bretagne centrale. 343

- Compaction anisotrope associée au raccourcissement tectonique. 344
- Existence d'une composante verticale compressive liée à la pression lithostatique. 345
- L'arcure de la chaîne et le cisaillement longitudinal. 347
- Existence d'une composante verticale compressive liée à la migration diapirique des corps magmatiques. 347

II.3. Le problème de l'influence d'une composante rotationnelle liée au cisaillement crustal sud-armoricain. 349

II.4. Conclusions géodynamiques.

CONCLUSIONS

I Sur le plan méthodologique 357

II Sur un plan thématique axé sur la schistogenèse 359

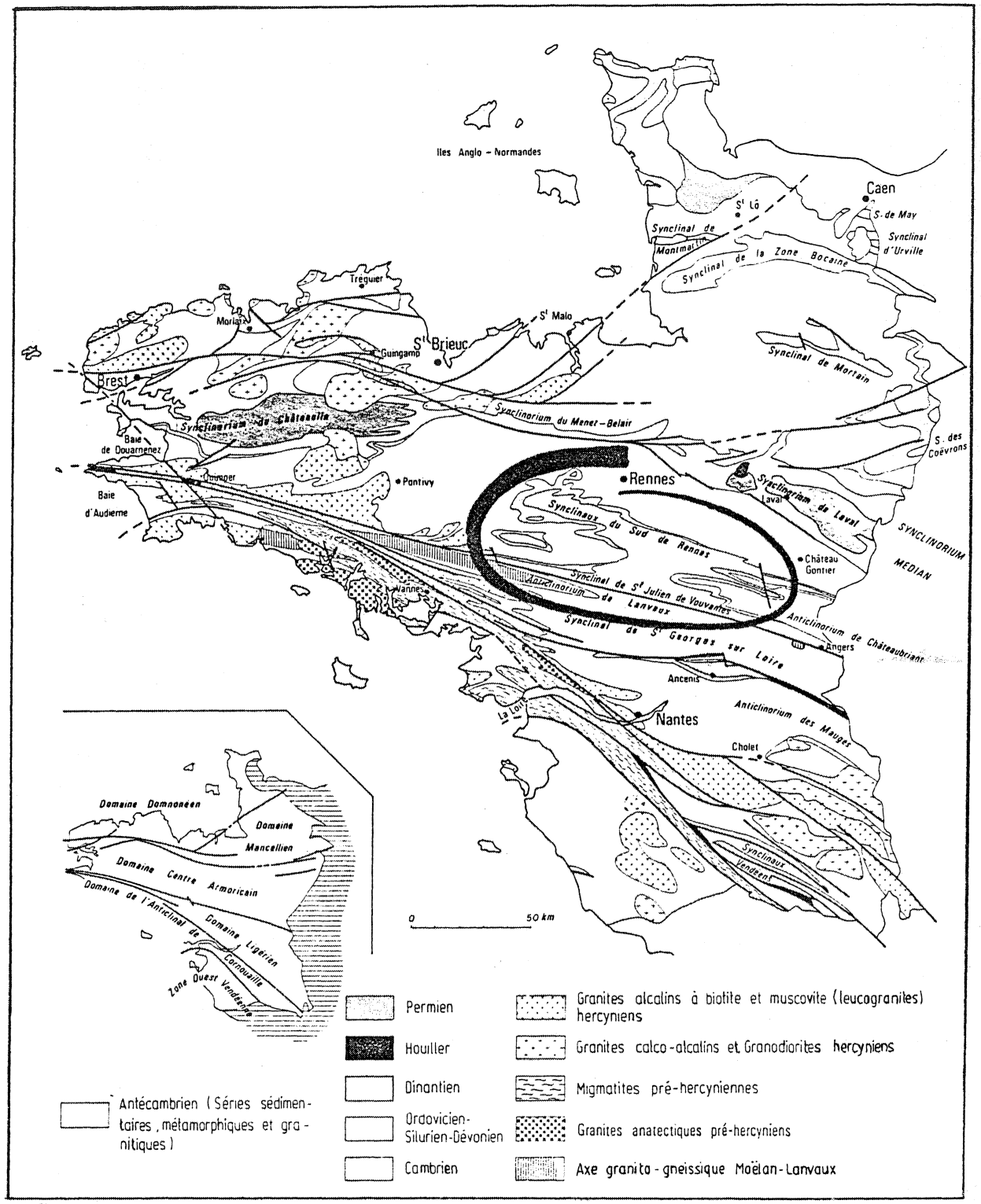
III Sur un plan régional 360

Références bibliographiques des 2ème et 3ème Parties 363

Annexes

Carte au 200.000e hors-texte.

INTRODUCTION



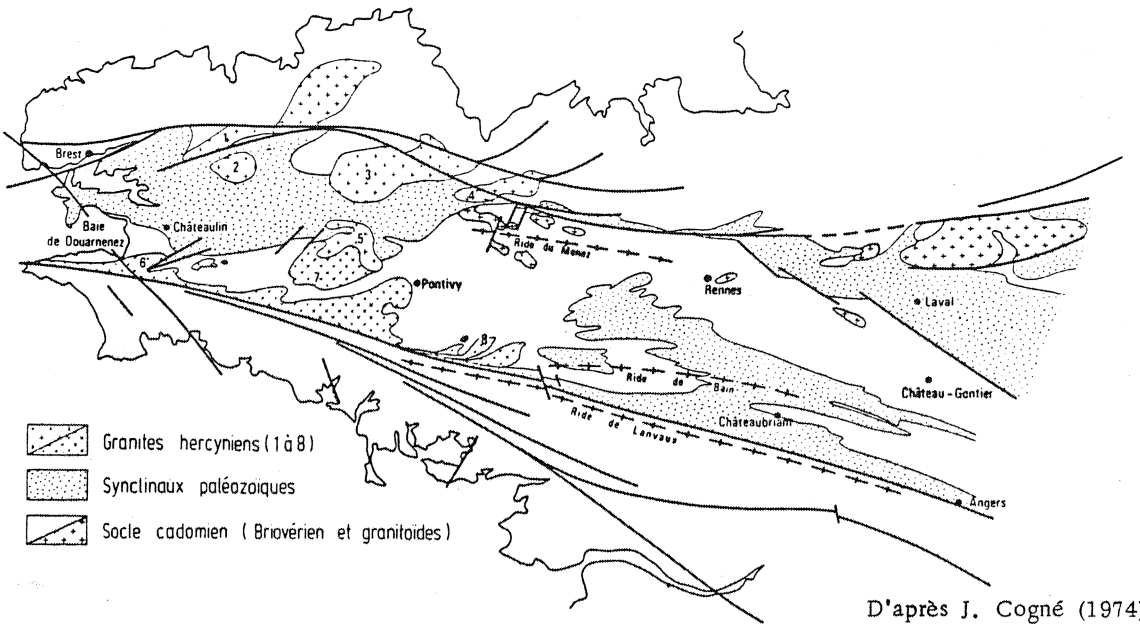
D'après J. Cogné (1974).

Fig. 1 - Situation de la région étudiée dans le Massif armoricain.

Dès 1827, PUILLON-BOBLAYE reconnaissait l'unité de la région naturelle située au S de Rennes et la définissait sous le terme de "Plateau de Bain".

L'étude présentée dans ce mémoire est centrée sur cette région, tout en débordant un peu au N et à l'W sur le "Plateau de Rohan" et au S sur le "Plateau de Cornouailles", définis plus tard par Ch. BARROIS (1897). Mes observations couvrent approximativement un rectangle de 150 km de long sur 60 km de large, limité par le méridien de Ploermel à l'W et par celui de Segré à l'E. Vers le N mes recherches n'ont pas dépassé la ligne Rennes - Chateau-Gontier, tandis que vers le S, je me suis limité à une ligne Redon - Angers (fig. 1).

Cette partie du Domaine Centre Armoricain (fig. 2) que F. KERFORNE (1919) désignait sous les termes de "Région silurienne du Sud de Rennes" comprend un ensemble de terrains antécambriens et paléozoïques s'ordonnant en longues unités structurales approximativement orientées E-W. La vallée de la Vilaine en fournit une coupe subméridienne restée classique en géologie armoricaine.



D'après J. Cogné (1974).

Fig. 2 - Le domaine centre-armoricain.

Le choix d'un sujet de thèse dans une région aussi classique et finalement assez simple peut paraître, a priori, manquer d'originalité. De nombreux devanciers semblaient en effet avoir en grande partie épuisé le sujet, surtout du point de vue stratigraphique et à un moindre degré du point de vue structural. Cependant, et malgré l'absence d'exotisme, la Bretagne centrale possédait à mes yeux plusieurs qualités intéressantes :

- Aucune analyse microtectonique "moderne" n'y avait encore été pratiquée et la dernière synthèse détaillée remontait au début du siècle (KERFORNE 1919).

- Elle permettait une étude structurale comparative des deux cycles orogéniques cadomien et hercynien dans un domaine peu métamorphique où l'on espérerait pouvoir séparer nettement les effets de chacune des orogenèses.

- Enfin et surtout, c'était par excellence le domaine des ardoises et de la schistosité comme en témoignait l'existence de nombreuses exploitations dont les célèbres ardoisières d'Angers.

Ces perspectives justifient les grandes divisions de ce mémoire.

Ainsi, une première partie définit *le cadre géologique régional* et constitue un commentaire détaillé de la carte au 200 000e annexée au volume. Dans cette partie, on trouvera de nouveaux éléments de réponse à certains problèmes régionaux tels que :

- le climat sédimentaire et la lithologie du Briovérien,
- la chronologie des déformations dans le Briovérien,
- la signification du Briovérien de Bretagne centrale dans le contexte de l'orogenèse cadomienne,
- les rapports structuraux entre Briovérien et Paléozoïque et l'influence de la tectonique hercynienne sur le Briovérien,
- la lithostratigraphie détaillée des formations paléozoïques,
- la tectonique descriptive et la chronologie des déformations enregistrées par les terrains paléozoïques.

S'appuyant étroitement sur ce contexte régional, une deuxième partie développe un essai d'approche, par des méthodes plus quantitatives, des *problèmes de la déformation et du métamorphisme synschisteux*. On y aborde entre autre :

- certains concepts de base de la mécanique des milieux continus, nécessaire à la compréhension de l'évolution des idées sur la schistosité;
- les propriétés géométriques liant le plissement et la schistosité régionale;
- l'analyse typologique de la schistosité et sa zonéographie;
- l'influence des caractères pétrographiques initiaux;
- l'influence du facteur thermique et les relations avec le métamorphisme épizonal;
- l'étude des mécanismes liés au développement de l'orientation préférentielle des minéraux dans les roches schisteuses : rotation, dissolution, recristallisation orientée...
- les relations entre la déformation finie et la schistosité.

Ces problèmes ont été le plus souvent possible abordés à travers des méthodes faisant appel à la mesure : cristallinité des micas par diffractométrie X, photométrie, goniométrie de texture, "fabrique de forme" des grains détritiques, analyse de la déformation finie à l'aide de marqueurs anté-déformation...

Enfin, dans une troisième partie, plus courte, on trouvera une discussion et un essai de *synthèse de l'ensemble des données*. Cette démarche conduira à proposer un schéma du rôle respectif des différents mécanismes et facteurs qui interviennent lors du développement de la schistosité. Pour conclure, la région étudiée sera replacée dans un modèle géodynamique du segment armoricain des Hercynides d'Europe moyenne.

A mes yeux, la partie régionale et la partie thématique ont la même importance. Tout au long de ce travail, j'ai été un peu écartelé entre le désir de contribuer à une meilleure connaissance de la géologie armoricaine et celui de mieux comprendre les problèmes de la schistosité. J'ai le sentiment de n'avoir pas toujours été au fond des choses dans un cas comme dans l'autre et de m'être dispersé. J'accepte d'avance cette critique et les autres aussi, mais l'essentiel pour un chercheur étant, comme chacun le sait, de se faire plaisir, je pense avoir assez bien réussi de ce côté.

PREMIERE PARTIE

Le cadre géologique régional

L'évolution des idées sur la géologie de la Bretagne centrale est très liée à celle des conceptions générales sur le Massif armoricain, tant du point de vue stratigraphique que du point de vue structural. Il n'est probablement pas utile de reprendre ici un historique complet et détaillé des travaux régionaux. On en trouvera l'essentiel au cours des différents chapitres qui suivent mais on pourra aussi se reporter à A. PHILIPPOT (1950), à J. COGNÉ (1962) et à Cl. KLEIN (1975) si nécessaire. Notons simplement que très tôt les formations de Bretagne centrale furent classées dans les "terrains de transition" (PUILLON-BOBLAYE 1827, TOULMOUCHE 1835) mais qu'une distinction claire entre une série ancienne azoïque - le Briovérien de Ch. BARROIS (1895) - et une série paléozoïque plus récente et riche en fossiles, n'apparaîtra que plus tardivement.

Quant aux grandes lignes structurales du Massif armoricain, ce n'est que depuis le début du siècle que sont apparus les schémas cohérents dont voici les plus marquants :

1) Le schéma de Ch. BARROIS (... 1930) : basé sur l'absence de discordance entre le Briovérien et le Paléozoïque, il prône une évolution mono-orogénique du Massif armoricain. Farouchement hercynienne, cette conception amène son auteur à considérer les deux directions dites "du Léon" (N 70) et "de Cornouaille" (N 120) comme contemporaines. A cette unique phase d'âge carbonifère, il associera l'ensemble des plissements, métamorphismes et granitisations du Massif armoricain.

2) Le schéma de F. KERFORNE (1920, 1921, 1924) : cet auteur admet au contraire l'existence d'une discontinuité entre les terrains briovériens et le Paléozoïque qu'il interprettera, au début comme une discordance stratigraphique (1901) prouvant l'existence d'une orogenèse "algonkienne" en Bretagne (1910), puis comme un plan de chevauchement en introduisant dans le Massif armoricain la notion de tectonique tangentielle avec sa "Nappe de la Vilaine". D'autre

part, il considère la direction du Léon affectant le N de la Bretagne comme typiquement calédonienne, par comparaison avec les Iles britanniques, tandis que la direction sud-armoricaine lui semble typiquement hercynienne. La discordance cartographique du Culm sur le Paléozoïque inférieur est alors la conséquence non d'une phase hercynienne précoce (cf. phase bretonne de STILLE) mais celle d'un événement calédonien tardif.

3) Le schéma de P. PRUVOST (1949, 1951, 1959) : Il traduit surtout l'évolution paléogéographique durant le Paléozoïque et reste dans la tradition de Ch. BARROIS. Bien que décrite à plusieurs reprises par R. DUFRESNOY (1838), F. KERFORNE (1901), P.R. GIOT (1944), Ed. BOLELLI (1944, 1951), J.J. CHAUVEL et A. PHILIPPOT (1957), cet auteur n'admettra qu'avec réticence (1959) la discordance du Paléozoïque sur le Briovérien. Mais la puissante orogenèse antécambrienne (cadomienne) de Normandie n'aura pas pour autant son équivalent en Bretagne où n'interviendra seulement qu'un modeste et tardif écho, la "phase vendéenne". Par ailleurs, il opposera une "fosse centrale" à deux cordillères nord et sud qui guideront l'évolution du Massif durant la sédimentation paléozoïque et pendant les deux principales étapes structurales hercyniennes : la "phase bretonne" et la phase de plissement fini-carbonifère (sudète).

4) Le schéma de J. COGNÉ (1957, 1959, 1962, 1965, 1971, 1974) : Il synthétise en quelque sorte les travaux de Ch. BARROIS et de P. PRUVOST et ceux des auteurs les plus récents ayant abordé les problèmes structuraux du Massif armoricain. Par opposition aux conceptions précédentes, cette synthèse donne toute son importance à l'histoire anté-paléozoïque du Massif armoricain, en la faisant débuter par un socle pentévrien antérieur à 800 M.A., sur lequel se disposeront en discordance les séries briovériennes, elles-mêmes recouvertes ensuite par le Paléozoïque. Après l'histoire cadomienne, durant laquelle les terrains briovériens sont métamorphisés, indurés

et plissés suivant une direction E-W en deux étapes paroxysmales, J. COGNÉ admet la généralité de la discordance du Paléozoïque. L'histoire hercynienne commencera au Devono-Dinantien avec la "phase bretonne" considérée ici plus comme un mouvement d'ensemble précoce des masses continentales que comme une véritable tectogenèse. Le véritable paroxysme hercynien est rapporté à une phase post-namurienne et anté-stéphanienne qui en Bretagne méridionale comprendrait deux étapes :

- Formation de plis migmatitiques dans l'infrastructure induisant ceux de la couverture,
- Resserrement des structures avec extrusion des granites tardi-migmatiques et apparition des grands cisaillements longitudinaux, tels que la Zone broyée sud-armoricaine, accompagnés de la mise en place des feuillets de lobes leucogranitiques.

Des réajustements mineurs pourront intervenir ensuite mais ils ne feront que réutiliser les anciennes structures.

Quant aux effets de la tectogenèse et du métamorphisme hercynien sur les terrains briovériens, ils se traduisent essentiellement dans le Domaine sud-armoricain par une "rétromorphose dynamique" tandis qu'en Bretagne centrale le "socle briovérien" induré réagira en se fracturant.

Au schéma mono-cyclique et hercynien de Ch. BARROIS, l'auteur oppose ainsi un modèle polyorogénique où l'histoire antécambrienne, elle-même complexe avec ses cycles pentévrien et cadomien, prend toute son importance vis à vis de l'histoire hercynienne.

5) Vers de nouveaux modèles. Avec le développement des concepts physico-chimiques et des moyens d'analyse, puis avec l'introduction de la tectonique des plaques, beaucoup de notions relatives à la dynamique lithosphérique ont évolué en peu d'années. Ces

nouvelles recherches développées au sein des équipes du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles de Rennes, conduisent à reconsidérer la géologie armoricaine avec des yeux différents. Il est encore trop tôt pour en faire le bilan, mais on peut citer déjà les travaux de géochronologie et de géochimie isotopique (VIDAL 1976), les études sur le socle submergé péri-armoricain (LEFORT 1975), celles sur la pétrologie et la géochimie des volcanites armoricaines (MAILLET 1977, AUVRAY à paraître) ou sur la géochimie des migmatites en relation avec la déformation (LE METOUR 1976, MARTIN 1977), les synthèses paléogéographiques (CHAUVEL 1968, BABIN et al. 1976), les approches quantitatives (BRUN 1975, LE THEOFF 1977, JEGOUZO à paraître) ou théoriques (COBBOLD 1976, 1977) de la déformation, et enfin les essais d'application de la tectonique globale (LEFORT 1975, COGNÉ 1977, AUDREN et LEFORT à paraître).

C'est dans ce nouveau cadre de recherche que s'inscrivent les données présentées dans ce mémoire.

La plus grande partie de la Bretagne centrale (fig. 2) est occupée par des terrains sédimentaires réputés azoïques[1] recouverts en discordance par du Paléozoïque daté et pour lesquels Ch. BARROIS (1895, 1899) avait introduit le terme de "Briovérien". Longtemps objet de débats passionnés, en particulier quant à son âge et à la discordance du Paléozoïque, ce système est maintenant considéré comme l'un des stratotypes du Protérozoïque supérieur (COGNÉ, 1962, 1972).

Si l'âge antécambrien du Briovérien de Bretagne centrale et l'existence de la discordance du Paléozoïque semblent de nos jours généralement admis, de nombreuses questions se posent encore au sujet de ces terrains assez peu étudiés comparativement aux formations primaires. Ainsi, l'inventaire lithologique détaillé est encore peu avancé et la stratigraphie interne de la série n'est guère évidente dans l'état actuel des connaissances. Le climat sédimentaire lui-même et sa signification paléogéodynamique dans le contexte orogénique cadomien sont assez hypothétiques et peuvent encore être discutés. De la même façon, du point de vue structural, peu d'informations précises ont été obtenues jusqu'à maintenant et des questions fondamentales restent posées : la structure est-elle polyphasée ou non ? Quel est le style et le niveau structural des déformations ? Quel a été le comportement mécanique du Briovérien pendant la tectogenèse hercynienne[2] ? Peut-on y mettre en évidence d'importantes phases de déformation d'âge hercynien ?

---

[1] Des traces de spongiaires (PHILIPPOT, 1952), des pistes d' "Arénocolites" (DE TROMELIN et LEBESCONTE, 1876) ainsi qu'une trace douteuse de "polypier" (MILON, 1928; BARROIS et PRUVOST, 1929; THORAL ET PELLETIER, 1948) ont été décrites en Bretagne centrale. Dans les phtanites du Briovérien nord-armoricain on a également signalé des restes de micro-organismes (BARROIS, 1892; CAYEUX 1894; ROBLOT 1968). Cependant, ces découvertes restent très exceptionnelles et difficilement utilisables stratigraphiquement (DARBOUX 1973; DEUNFF 1975).

[2] Ce terme, peu précis, recouvre ici l'ensemble des déformations ayant pu affecter le Paléozoïque dès la fin du Dévonien et avant le Stéphanien. On admettra qu'en Bretagne centrale les déformations enregistrées par le Paléozoïque relèvent de cette orogenèse hercynienne.

C'est à l'ensemble de ces questions que je voudrais apporter quelques éléments de réponses et tenter ensuite de replacer le Briovérien de Bretagne centrale dans le contexte du Protérozoïque armoricain.

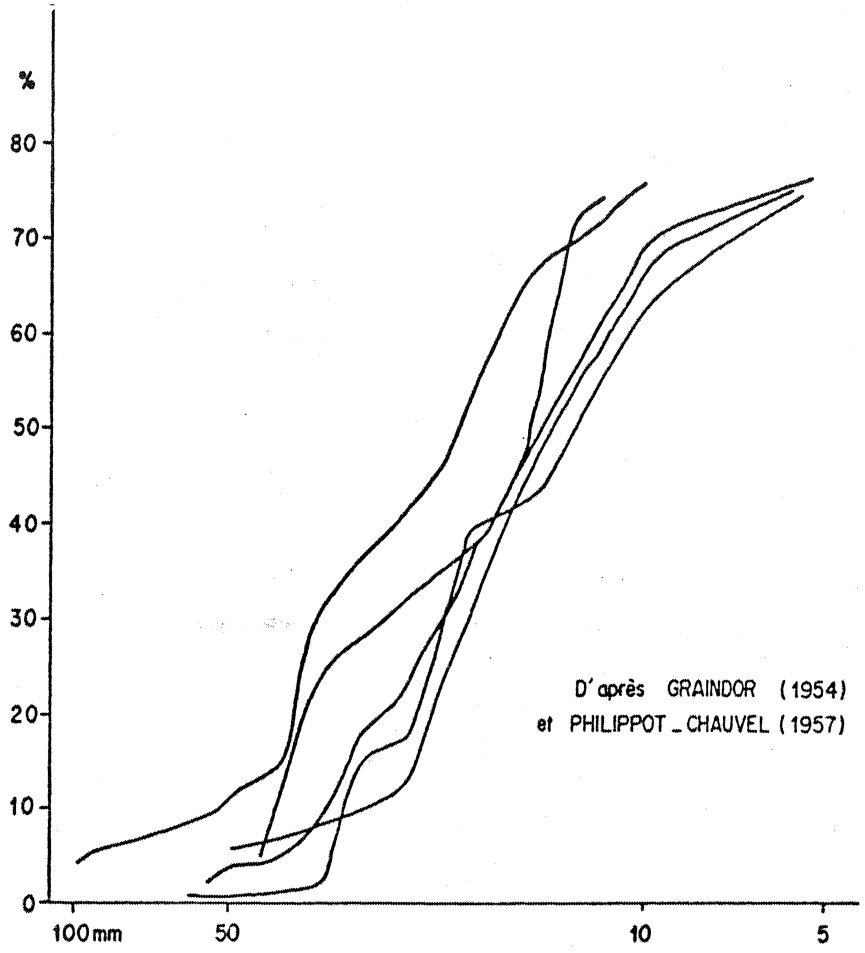


Fig. 3 - Courbes granulométriques de quelques affleurements de "poudingue de Gourin".

Chapitre I

LE BRIOVERIEN

I - 1 LA LITHOLOGIE

I - 1 - 1. LES PRINCIPAUX FACIES LITHOLOGIQUES[1]

A côté des rares sédiments carbonatés, l'essentiel de la série sédimentaire du Briovérien de Bretagne centrale est constitué par des conglomérats, des grès et surtout des siltites. En première approximation, cette série comprend dans le secteur étudié :

- 50 % d'alternances décimétriques à métriques de siltites et grès, soit à grès dominant, soit à siltites dominant;
- 15 % d'alternances siltites - grès - conglomérats;
- 15 % de siltites avec ou sans laminés;
- 10 % de conglomérats massifs;
- 5 % de grès massifs;
- 5 % de sédiments carbonatés.

• *Les conglomérats*

Connus dans la littérature sous le terme de "poudingues de Gourin", les conglomérats représentent le faciès le plus caractéristique de la série briovérienne. Leur composition reste très constante et permet de les distinguer des autres formations conglomératiques de la région :

- quartz blanc > 95 %;
- phtanite et quartz noir < 5 %;
- grès < 1 %.

Plusieurs types peuvent être décrits en fonction de la taille des galets, qui sont toujours bien roulés, et de l'abondance relative de la matrice. La taille des galets peut varier de 2 à 100 mm. Dans un même lit ou dans un même banc le classement peut être assez bon (fig. 3), mais l'un des caractères remarquables

---

[1] La classification modale utilisée ici pour les roches sédimentaires est celle de GILBERT (in WILLIAMS et col., 1975) reprise par DOTT (1964) et adaptée par CHAUVEL, CHAUVET et QUÉTÉ (1974, travaux inédits du C.A.E.S.S.; cf. Annexe n° 1 en fin du mémoire).

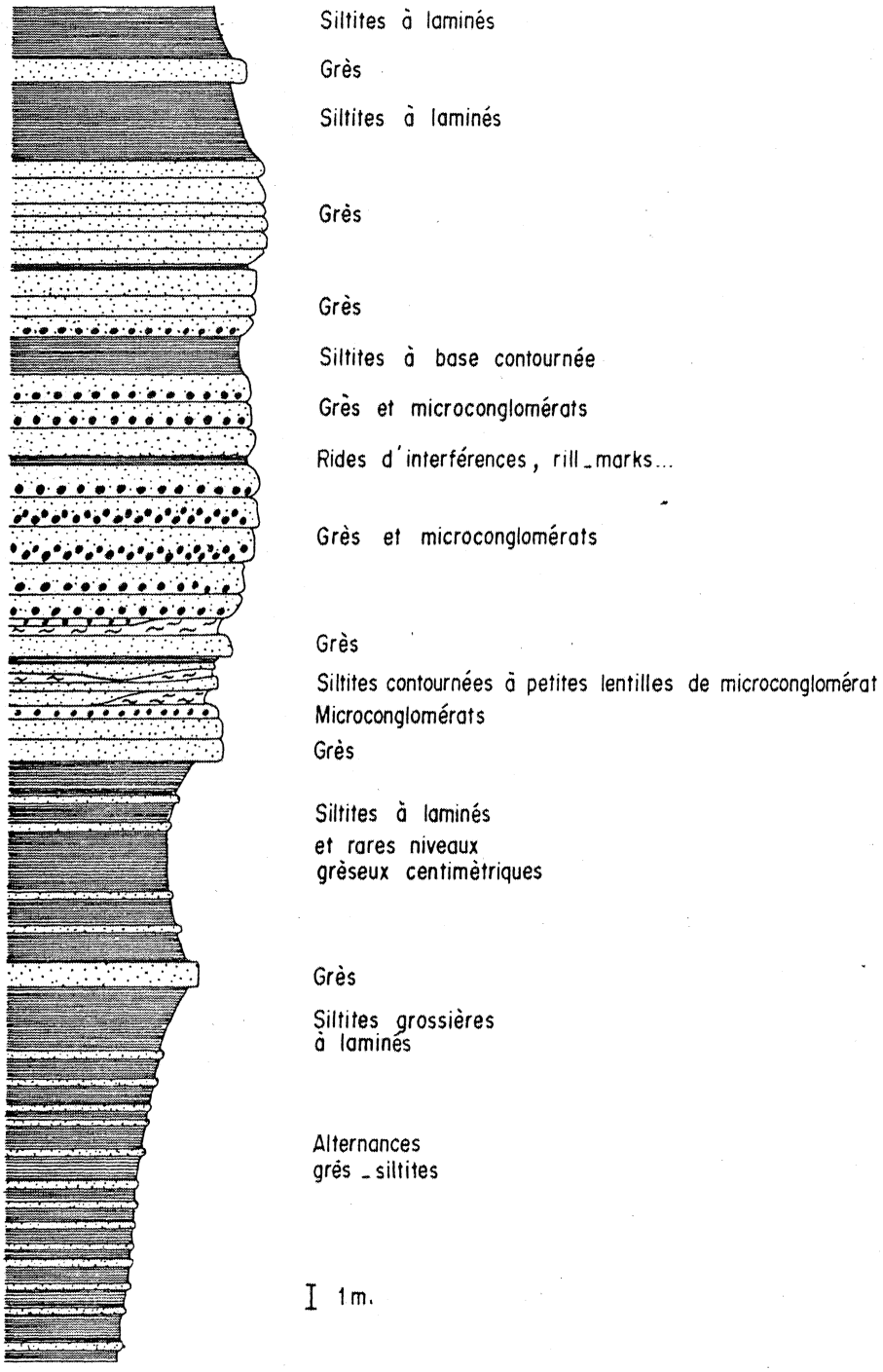


Fig. 4 - Séquence lithologique de la carrière de l'étang près de Néant-sur-Yvel (P 14).

des poudingues de Gourin est la brutalité des variations granulométriques d'un lit à l'autre. Ainsi dans un même affleurement, des microconglomérats à galets de taille inférieure à 5 mm, peuvent être associés à des conglomérats à galets pouvant dépasser 50 mm.

Dans les faciès les plus courants, la matrice est peu abondante mais on peut trouver des faciès à galets centimétriques très disséminés, soit dans une matrice gréseuse (PP10, P14)[1], soit, plus souvent, dans une matrice silteuse (MA1, P69, P88, PP10, BB14) pouvant constituer plus de 80 % de la roche.

Les niveaux conglomératiques dépassent rarement quelques mètres d'épaisseur (15 m semble être un maximum) et apparaissent souvent très brutalement dans les alternances gréso-silteuses (fig. 4). D'autre part, ce ne sont pas des niveaux continus mais des lentilles dépassant rarement la centaine de mètres de long, sauf peut-être vers le S dans la région de Carentoir. Parfois la taille de ces lentilles est de l'ordre du mètre (fig. 5). Enfin, il est clair que la série sédimentaire comprend de nombreuses récurrences de ces faciès à galets à différents niveaux et non pas une formation conglomératique unique qui se répeterait tectoniquement.

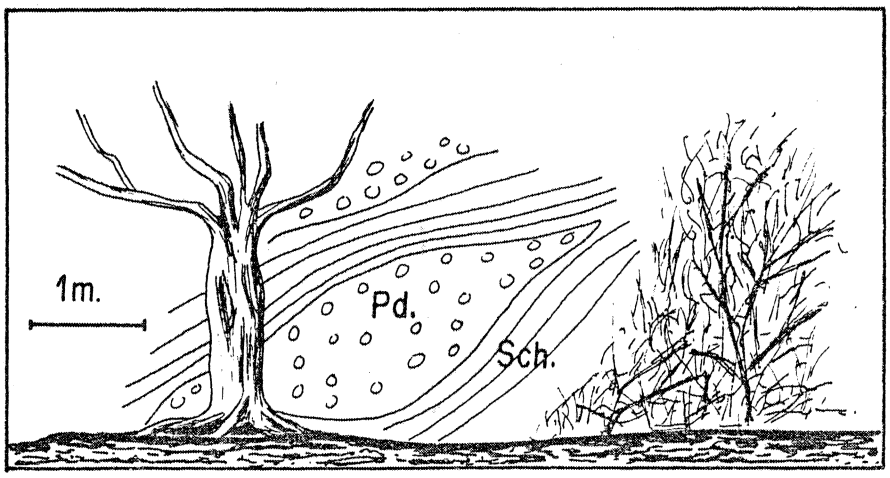


Fig. 5 - Lentille métrique de conglomérat briovérien près de Guillac (P 76).
Pd : poudingue; Sch : schistes.

[1] Pour la nomenclature et la situation des localités citées voir l'annexe n° II en fin du mémoire.

• *Les Grès*

Ils forment rarement des niveaux massifs d'une puissance supérieure à 10 mètres mais se présentent généralement en alternances décimétriques à métriques avec les autres faciès. Le plus souvent, ils apparaissent sur le terrain sous la forme de sédiments verdâtres légèrement feldspathiques et souvent riches en micas détritiques. En lame mince, le caractère bimodal de la texture est particulièrement net, ces roches comprenant toujours :

- une matrice abondante (15 à 30 % en moyenne) formée de petits grains quartzeux ou lithiques inférieurs à 30 µ et surtout de fines paillettes phylliteuses (chlorite et micas blancs).
- des éléments figurés : grains de quartz surtout, parfois d'origine volcanique (QUÉTÉ 1975), mais aussi grandes paillettes de muscovite et de biotite détritiques, grains de fledspath toujours présents mais généralement peu abondants, grains de microquartzites, de phtanites, de schistes...

Le grain moyen varie entre 100 et 400 µ mais peut tomber jusqu'à 60 µ dans les faciès les plus fins qui confinent aux siltites grossières. Les débris sont généralement assez mal classés mais on peut parfois observer dans certains bancs un net granoclassement vertical. Il est à noter que le pourcentage de fragments lithiques augmente avec le grain moyen de la roche. Enfin, l'usure des grains est le plus souvent très rudimentaire.

Dans l'ensemble, ces grès du Briovérien de Bretagne centrale proviennent de sédiments peu évolués présentant une double immaturité :

- immaturité de texture soulignée par l'abondance de la matrice et qui traduit l'absence de triage granulométrique;
- immaturité de composition caractérisée par la présence de grains lithiques et de minéraux instables traduisant des conditions d'érosion intense et de transport rapide.

Ainsi dans la nomenclature de GILBERT et DOTT, les faciès les plus courants seront classés dans les "wackes sublithiques" (grauwackes, greywackes ou graywackes des anciens auteurs), certains faciès plus évolués, d'aspect plus quartziteux sur le terrain, pouvant parfois appartenir aux "arénites sublithiques".

- *Les siltites*

Très abondantes dans la série, elles apparaissent le plus souvent à l'affleurement sous la forme de schistes verdâtres parfois ardoisiers. Localement, ces schistes peuvent présenter un aspect corné qui tend à masquer la schistosité. Parfois des tâches chloriteuses et de petits cristaux néoformés de biotite viennent confirmer l'existence d'un métamorphisme thermique en liaison avec les granites tardi-cadomiens ou hercyniens jamais très éloignés.

Quartz, micas blancs, chlorites constituent l'essentiel de ces roches dans des proportions relativement constantes (fig. 6) mais où le quartz et surtout les micas dominent.

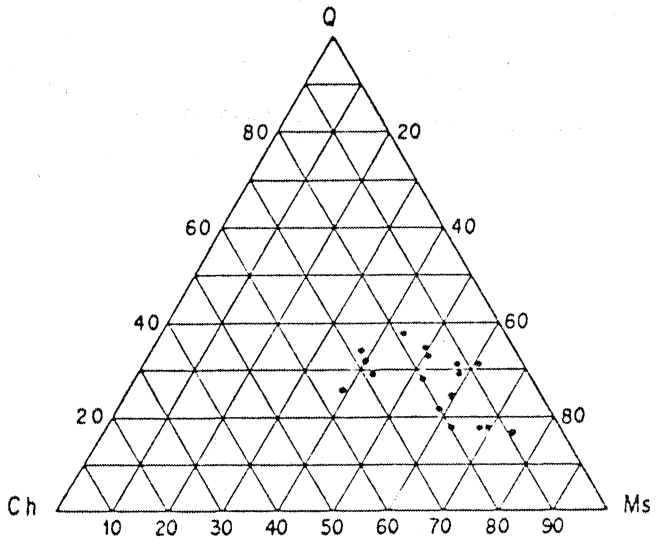
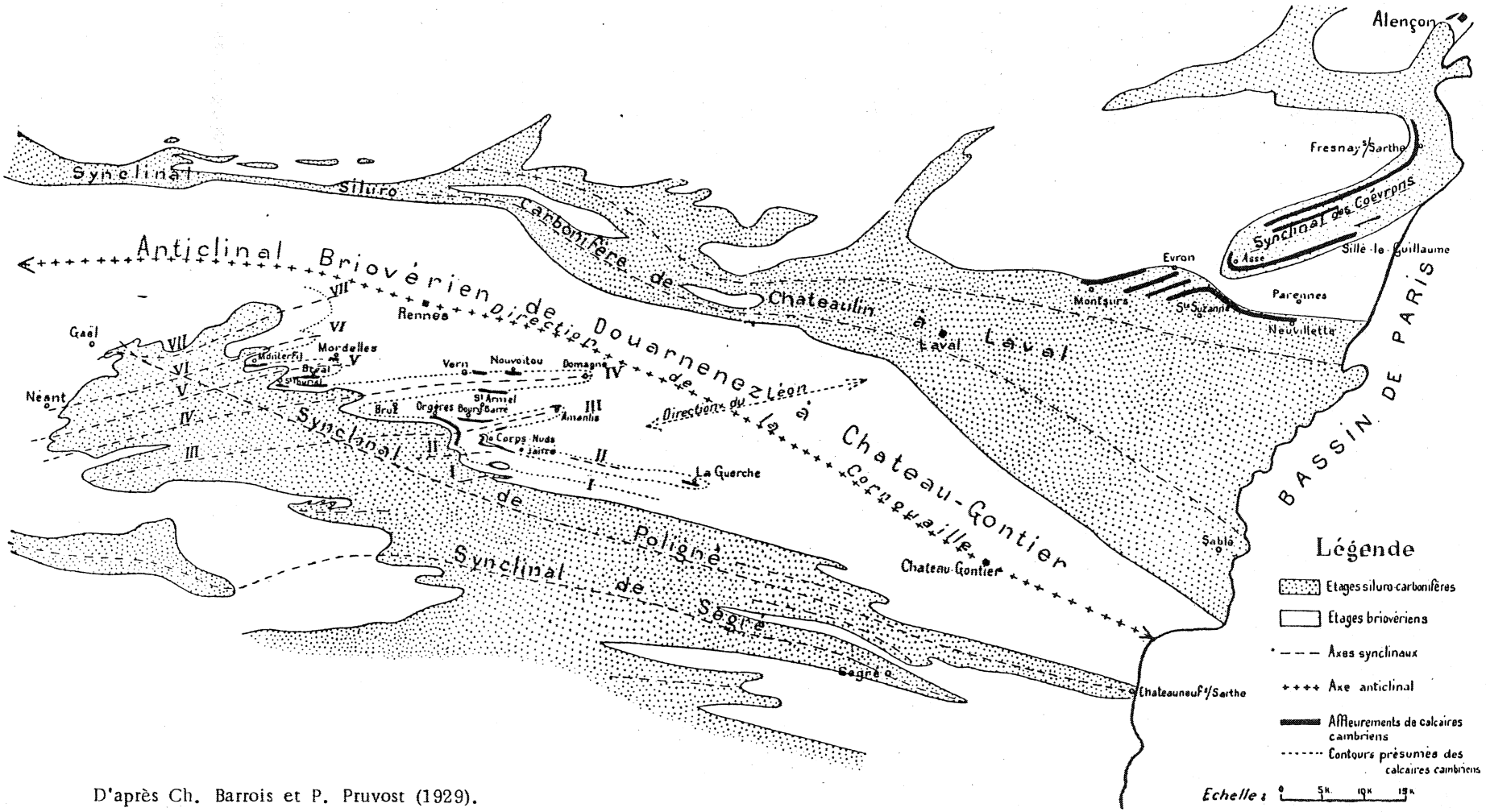


Fig. 6 - Composition minéralogique des siltites briovériennes.
Q = quartz ; Ch = chlorite ; Ms = micas blancs.
Analyse semi-quantitative par diffraction X sur poudre.



D'après Ch. Barrois et P. Pruvost (1929).

Fig. 7 - Les calcaires briovériens ("cambriens" dans la légende) et la structure du Briovérien et du Paléozoïque en Bretagne centrale selon Ch. Barrois et P. Pruvost (1929).

Du point de vue granulométrique, les particules sont généralement inférieures à 20 µ de sorte que la plupart de ces roches sont à classer dans les siltites fines. Cependant, il existe des cas pour lesquels le grain moyen peut dépasser 30 voir 50 µ, la roche étant alors une siltite grossière avec une proportion de quartz d'au moins 40 %.

Sur l'ensemble des observations, il est possible de distinguer trois types extrêmes de faciès silteux avec naturellement tous les termes de passage possibles :

- des schistes silteux fins à laminés : c'est de loin le faciès le plus fréquent. Il s'agit de siltites fines à passées millimétriques plus grossières (30 à 60 µ), plus riches en grains de quartz et paillettes micacées, espacées régulièrement ou non et soulignant la stratification. Ces passées parfois calcareuses peuvent constituer la base de microséquences granoclassées avec ou sans microfigures sédimentaires. Dans ce cas, le sommet de la microséquence peut être une argilite contenant des traces de matière carbonée;
- des schistes silteux fins homogènes : ce faciès est comparable au précédent, mais il est caractérisé par l'absence des laminés;
- des schistes silteux grossiers : ce sont des siltites grossières riches en grains de quartz de l'ordre de 40 à 60 µ et en grosses paillettes de muscovite détritiques. Ce faciès peut être parfois laminitique.

• *Les sédiments carbonatés*

Bien connus sous le terme de "calcaires de Saint-Thurial", ils sont assez rares à l'affleurement, mais la décalcification générale des terrains armoricains masque probablement leur importance réelle. Les principaux gisements (fig. 7), comme ceux de Saint-Thurial, de Corps-Nuds, de Vern, d'Amanlis, de Domagné..., étaient signalés dès 1876 par G. DE TROMELIN et P. LEBESCONTE. Mais il faudra attendre Ch. BARROIS (1895) pour trouver une véritable description pétrographique des faciès qui sera complétée par Y. MILON (1928) et par Ch. BARROIS et P. PRUVOST (1929).

Sur le terrain, ces sédiments carbonatés peuvent être observés sous des faciès assez divers, soit dans des localités différentes, soit étroitement associés dans une même localité :

- Grès à ciment calcareux pouvant contenir jusqu'à 40 % de carbonates comme à Saint-Thurial, à Corps-Nuds, à Vern, à Janzé ... C'est probablement le faciès le plus fréquent et il apparaît sous la forme de petites intercallations, de 50 cm d'épaisseur au plus, dans les siltites. A Corps-Nuds, dans la carrière de Choisel, l'ensemble des alternances calcarifères faisait 20 à 30 mètres de puissance (BARROIS et PRUVOST 1929).
- Calcaires oolithiques toujours très riches en grains détritiques et généralement très recristallisés de sorte que les oolites sont souvent fantomatiques (Saint-Thurial, Mordelles, Corps-Nuds).
- Calcaires massifs ou feuilletés bleu-noirs, assez purs (80 % de $CaCO_3$) parfois magnésiens (jusqu'à 10 % de $MgCO_3$) comme à Saint-Thurial.
- Calcaires bréchiques comme à Saint-Thurial où ils sont disposés en lits dans la formation carbonatée. Ce conglomérat comprend outre des galets bien roulés de quartz, de phtanite et de quartzite, comme le poudingue de Gourin, des fragments plus anguleux intraclastiques de calcaire bleu, de calcaire oolithique ou feuilleté... Certains "galets" peuvent être très gros puisqu'on a pu y décrire des blocs pouvant atteindre une tonne (BARROIS et PRUVOST 1929).

La localité type de Saint-Thurial est actuellement très difficile à étudier, cependant on peut voir encore de bons affleurements de grès calcareux dans le village de Choisel à Corps-Nuds ainsi qu'à Vern-sur-Seiche. Pour les autres faciès, et en particulier, les calcaires bréchiques, j'ai pu découvrir un nouveau gisement au S de Monterfil. Il s'agit de la carrière des Rochelles où l'on exploitait les grès de base du Paléozoïque, mais où deux lentilles calcaires, sortes de paléoreliefs, sont actuellement visibles au front de taille nord.

Les sédiments carbonatés classiquement connus semblent limités à une étroite région située immédiatement au S de Rennes. Les limites réelles dépassent probablement cette zone, puisque j'ai retrouvé des grès calcareux à Procaro, donc nettement plus au S, et puisqu'un gisement avait été autrefois signalé à La Guerche-de-Bretagne.

Je ne reviendrai pas ici en détail sur le problème de l'âge du calcaire de Saint-Thurial, objet d'anciens débats passionnés qui ont parfaitement été résumés et conclus par J. COGNÉ (1962). Cependant, un doute subsiste peut-être encore sur sa véritable position stratigraphique, d'autant plus que les gisements connus les plus spectaculaires (Saint-Thurial, Les Rochelles) sont situés à proximité immédiate du contact Briovérien - Paléozoïque. Ces sédiments carbonatés appartiennent-ils au système briovérien ou au système paléozoïque ou encore à une série intermédiaire ? En réalité, certains gisements sont très éloignés du Paléozoïque et sont interstratifiés dans les siltites à laminés banales, de la même façon que les poudingues de Gourin. Le problème pourrait éventuellement se poser encore pour certains faciès particuliers comme les calcaires bréchiques connus uniquement à Saint-Thurial et aux Rochelles, mais dans ces localités, ils sont associés aux autres faciès carbonatés et ne paraissent pas devoir en être séparés[1].

Dans l'état actuel des connaissances et compte tenu de ce que j'ai pu voir, il me paraît difficile de prétendre que tous ces faciès carbonatés ne fassent pas partie intégrante de la série gréso-silteuse briovérienne.

---

[1] On peut en effet être tenté de distinguer les faciès appartenant indiscutablement au Briovérien (grès calcareux, type Corps-Nuds) des faciès de calcaires plus massifs ou bréchiques (type Saint-Thurial) qui pourraient constituer des lambeaux d'une série intermédiaire (Cambrien inférieur ?) comprise entre le Briovérien et la formation rouge de base du Paléozoïque.

I - 1 - 2. LE CLIMAT SEDIMENTAIRE DE LA SERIE

L'ensemble des observations lithologiques permet de se faire une idée des conditions de dépôt de la série :

- L'abondance de sédiments arenacés immatures (wackes sublithiques) laisse supposer une érosion active, suivie d'un transport court et d'une sédimentation rapide sans tri granulométrique ni sélection minéralogique poussés.
- Les alternances fréquentes de faciès, aussi bien à grande échelle (alternances métriques à décamétriques) qu'à petite échelle (laminés millimétriques) traduisent le caractère rythmique de la sédimentation. Cette rythmicité peut s'expliquer soit par des mouvements journaliers ou saisonniers, soit peut-être par des courants de turbidité. Ainsi, les laminés granoclassés évoqueront pour certains des turbidites distales mises en place par des courants de faible énergie et pour d'autres, des conditions de sédimentation très littorale, voire même intertidale.
- L'instabilité des conditions de dépôt est également soulignée par les rapides changements granulométriques, par la fréquence des formations lenticulaires, les chenaux et les sédiments à stratification contournée (fig. 4 et 8).
- A côté des structures sédimentaires classiques assez fréquentes (figures de charge, pseudo-nodules, slumpings, grano-classements, stratifications obliques, rides, flute-casts...) on observe des figures plus rares mais peut-être plus importantes évoquant des conditions d'émersion temporaire dans la zone intertidale : structures "linguiformes" (fig. 8) probablement liées à des écoulements boueux dans des chenaux de vasières (P71), rill-marks (fig. 4) érodant des rides de plage (P14) et enfin très rares fentes de dessication (J5).
- L'apparition brutale et récurrente de galets bien roulés formant de petites lentilles métriques ou s'étalant en lentilles plus vastes mais peu épaisses, peut faire penser à des épandages estuairiens sur une côte basse à sédimentation sablo-vaseuse. Notons que

les figures d'émersion voisinent généralement avec les faciès conglomératiques. Les analyses morphoscopiques et granulométriques des poudingues de Gourin ne sont pas en désaccord avec une telle interprétation comme l'ont déjà souligné A. PHILIPPOT et J.J. CHAUVEL (1957). Par ailleurs, l'usure et la sélection minéralogique des galets contrastent assez fortement avec l'immaturité générale de la sédimentation gréseuse. Celle-ci pourrait correspondre à des débacles temporaires rapides tandis que les galets auraient été triés et façonnés par les cours d'eau durant un transport continental beaucoup plus long.

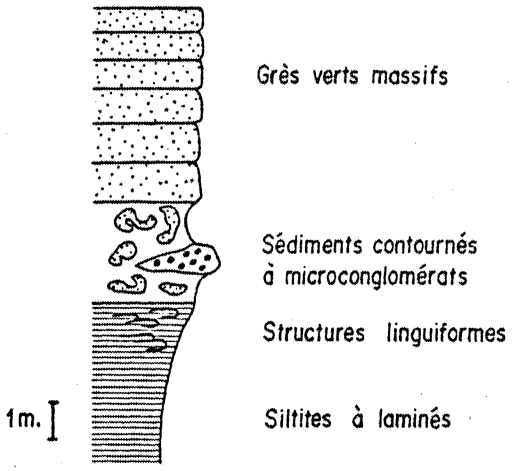


Fig. 8 - Exemple de séquence lithologique briovérienne dans la carrière de Leuléac (P 71).

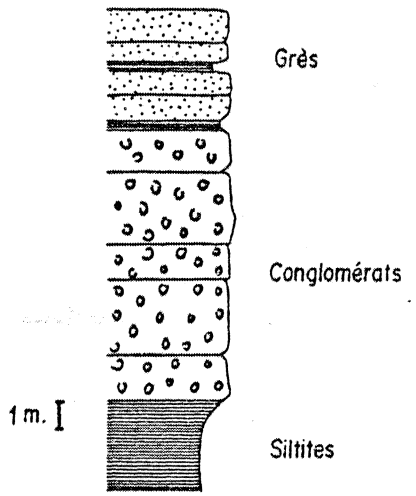


Fig. 9 - Exemple de séquence lithologique briovérienne à Painfaux près de Bois-de-la-Roche (P 165).

En résumé, cet ensemble d'observations permet d'imaginer une sédimentation épicontinentale rapide et instable, résultat de la démolition d'une chaîne peu éloignée, soumise à une érosion très intense. Des fleuves côtiers à régime variable étalent des cailloutis dans les zones estuairiennes pouvant être temporairement émergées. Où était le continent ? Vers le N, là où l'on connait le Briovérien le plus ancien ? ou, au contraire, vers le S où la densité des conglomérats paraît la plus forte ? Peut-on voir dans ces conglomérats un écho glaciaire comparable aux tillites de Granville (WEGMANN et col., 1950; GRAINDOR 1957) ?

Les faciès sont en fait très différents (GRAINDOR 1957) et l'existence de galets dispersés dans une matrice silteuse ne suffit peut-être pas, car ils peuvent s'expliquer aussi bien dans un contexte estuairien que par un transport par des glaces flottantes. Il faut donc attendre des arguments plus convaincants, d'autant plus que les tillites normandes elles-mêmes ont pu être contestées (WINTERER 1962). Par ailleurs, le caractère rythmique fréquent et l'existence de certaines figures sédimentaires permettent-ils de voir dans la série de Bretagne centrale une sédimentation synorogénique de type flysch (COGNÉ 1962, 1972) comparable à la série normande de la Laize (DANGEARD et col., 1961).? Effectivement, aussi bien dans la Baie de Douarnenez (DARBOUX 1973) qu'en Bretagne centrale, on retrouve certains caractères des flyschs, mais ceci ne suffit peut être pas pour reconnaître dans ces sédiments, des dépôts synorogéniques correspondant à la démolition des premières cordillères cadomiennes (COGNÉ 1962). En fait, du point de vue faciès, on peut voir, dans cette sédimentation immature et rythmique, aussi facilement une molasse tardi-tectonique, qu'un flysch synorogénique, du moins dans l'état actuel de l'analyse sédimentologique. Dans cette hypothèse, les faciès littoraux sont plus faciles à interpréter en terme de molasse qu'en terme de flysch puisque les turbidites vraies sont plus généralement des formations d'eau plus profonde (BOUMA 1962). Mais actuellement, le meilleur argument en faveur de l'hypothèse de la molasse tardi- ou post-tectonique repose à mon sens sur la nature des débris lithiques remaniés dans cette série briovérienne. En effet, de nombreux fragments proviennent de phtanites ou de schistes ayant une texture métamorphique (schistosité ou foliation) telle qu'il ne peut s'agir que de roches ayant déjà participé à un cycle orogénique. Ces roches sont connues dans le Briovérien moyen de Bretagne septentrionale et de Normandie et leur remaniement dans une série sédimentaire plus récente suppose une érosion profonde du continent source et non le simple décapage d'une cordillère précoce.

I - 1 - 3. PEUT-ON PROPOSER UNE STRATIGRAPHIE DU BRIOVERIEN DE BRETAGNE CENTRALE ?

A la suite des travaux de Ch. BARROIS et P. PRUVOST (1899, 1929, 1931), repris dans la notice des cartes géologiques au 80 000e (fig. 10) et en particulier dans la 2ème édition de la feuille de Pontivy (PRUVOST 1959a), il est devenu classique (COGNÉ 1962, 1972) de distinguer dans le Briovérien de ces régions :

- un Briovérien supérieur : { Xc = Dalles vertes de Néant et calcaire de Saint-Thurial. ; Xb = Schistes et poudingues de Gourin. }
- un Briovérien moyen : Xa = Phyllades, grauwackes et phtanites de Lamballe et Saint-Lô.

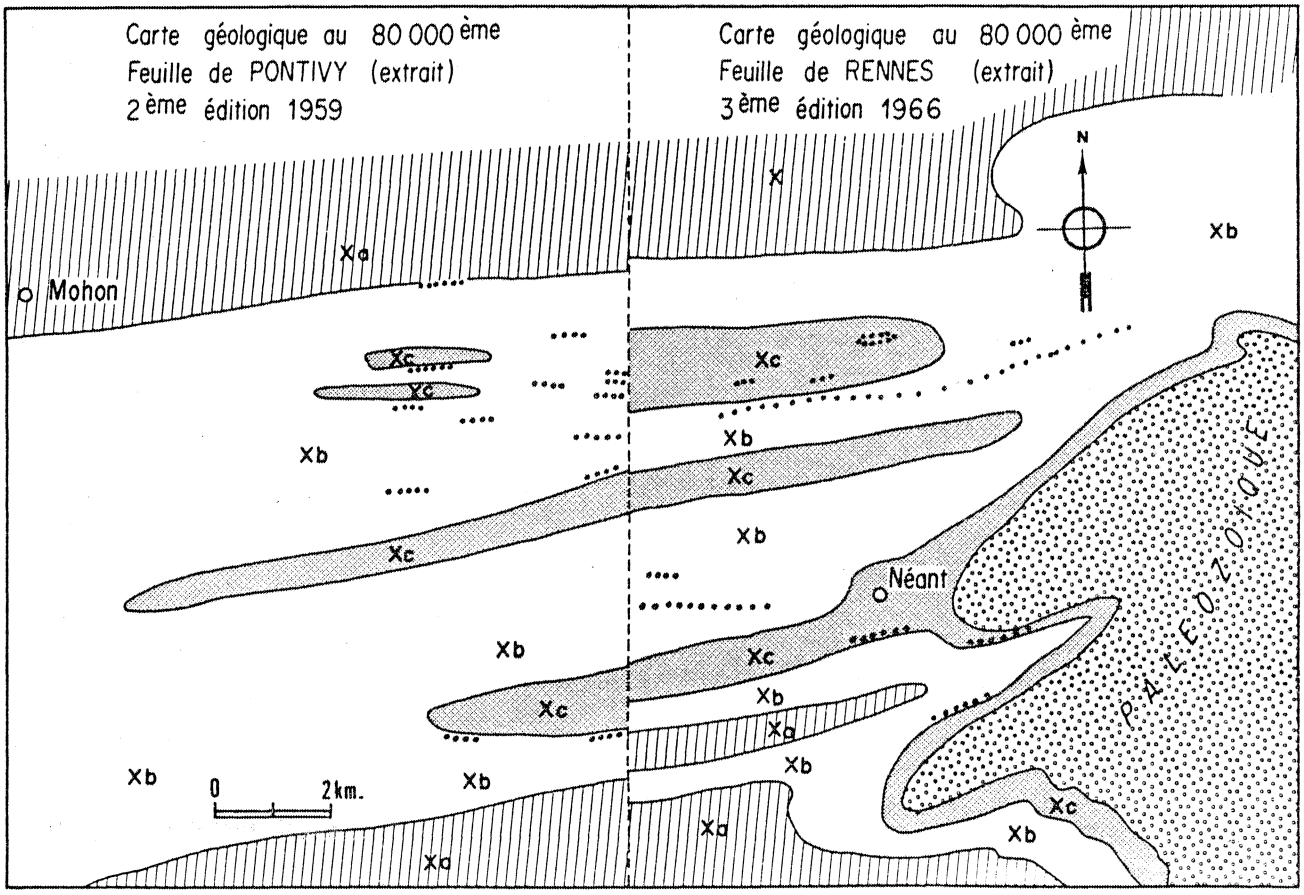


Fig. 10 - Répartition des "étages" du Briovérien dans la région de Néant-sur-Yvel d'après les feuilles géologiques au 80 000e de Pontivy et de Rennes.

Pourtant, il conviendrait de bien examiner dans quelles conditions cette suite lithologique a pu être établie. Il faut se souvenir en particulier que Ch. BARROIS et P. PRUVOST admettaient à l'époque une concordance parfaite entre le Briovérien et le Paléozoïque. Par ailleurs, dans ces terrains azoïques, l'établissement d'une stratigraphie est uniquement basé sur la cartographie des faciès qui n'est pas toujours très facile à réaliser en pays couvert. Enfin, n'ayant pas l'outil de la microtectonique, ils ignoraient tout de la possibilité d'une tectonique polyphasée dans le Briovérien. Dans ces conditions et surtout par déduction logique des conséquences de la concordance Paléozoïque - Briovérien, ils ont cherché à cartographier des ensembles de faciès dont les contours devaient se mouler harmonieusement sur ceux du Paléozoïque (fig. 10). Dans la mesure où maintenant l'existence d'une discordance majeure entre Briovérien et Paléozoïque a été largement démontrée (DUFRENOY 1838; KERFORNE 1901; BOLELLI 1944, 1951; CHAUVEL et PHILIPPOT, 1957, 1960), la stratigraphie établie par Ch. BARROIS et P. PRUVOST doit être repensée. Pour s'en convaincre, il suffit d'examiner les contours proposés sur les feuilles de Rennes et de Pontivy (fig. 10). Une bande Xc entoure le Paléozoïque, puis, "en-dessous", vient une bande de Xb, tandis qu'enfin le Xa apparaît dans le coeur des "anticlinaux". Les plis ainsi figurés sont un défi à la simple logique géométrique,sans compter la difficulté de savoir ce qui est au-dessous et au-dessus sans critères de polarité et avec des affleurements discontinus. Les raccords sont d'ailleurs difficiles d'une feuille à l'autre où l'on passe directement du Xa au Xb ou du Xb au Xc. On trouve également dans le Xa ou le Xc du poudingue de Gourin caractéristique, selon les auteurs, du Xb. Enfin, il faut signaler que Ch. BARROIS lui-même était très conscient de la fragilité de sa stratigraphie puisqu'il écrivait dans la légende de la feuille de Redon, au sujet de l' "étage Xa" : "*Ils* (schistes et grauwackes de Lamballe : Xa) *affleurent dans la zone centrale de la carte... sans qu'il nous ait été possible de tracer leurs limites en raison de la ressemblance lithologique avec les étages supérieurs* (Xb et Xc)";

et encore au sujet de l' "étage Xb" : "...(les schistes et poudingues de Gourin) *ne se distinguent guère par leur composition du niveau sous-jacent* (Xa)". On peut d'ailleurs s'étonner que P. PRUVOST ayant enfin admis la discordance du Paléozoïque (1959b), ait persévéré dans l'utilisation de l'ancienne stratigraphie sans la remettre en question (1959a, 1959b).

Pour étayer ces remarques, signalons que tous les faciès lithologiques qui ont été décrits, peuvent co-exister dans un même affleurement. Ainsi, par exemple, dans la carrière de Leuléac (P71) on trouve des "Dalles de Néant", des "Poudingues de Gourin" et des "grauwackes" (fig. 8), soit des faciès caractéristiques du Xa, du Xb et du Xc réunis sur quelques mètres. Il en est de même dans la carrière de l'étang (P14) située au S de Néant.(fig. 4).

Enfin, dans toute cette région de Bretagne centrale, on n'a jamais décrit de phtanites interstratifiés même dans les formations réputées Xa. Par contre dans la plupart des faciès, on retrouve des fragments remaniés de phtanites sous forme de galets ou de grains provenant du démantèlement de formations plus anciennes mais inconnues en Bretagne centrale[1].

Ce qui précède m'amène à conclure que l'on doit actuellement abandonner la suite lithologique proposée par Ch. BARROIS et P. PRUVOST. A mon sens les différents faciès sédimentaires du Briovérien de Bretagne centrale constituent une série unique, post-phtanitique, représentant un Briovérien récent, par opposition à un Briovérien plus ancien caractérisé par des niveaux de phtanites interstratifiés et dont des représentants authentiques affleurent en Bretagne septentrionale et en Normandie (série de Lamballe et série de la Lande des Vardes). Son climat géodynamique paraît être celui du démantèlement rapide d'une chaîne plus ancienne.

---

[1] Seule la région de Plouguenast, îlot isolé à l'extrême N, constitue, avec ses gneiss, ses amphibolites, ses micaschistes et ses granites, un domaine très différent et peut-être en partie plus ancien que le Briovérien sédimentaire dont il est uniquement question ici.

Il faut naturellement essayer d'introduire des divisions logiques dans ce "Briovérien supérieur". En fait le problème est à reprendre entièrement en utilisant simultanément une analyse sédimentologique détaillée, une cartographie et une analyse tectonique fines. Cependant, il est possible, dès maintenant, de constater sur les cartes au 80 000e, l'existence de deux grands domaines géographiques séparés grossièrement par une ligne Gaël - Mordelles - Domagné (fig. 7) :

- un domaine nord sans poudingue mais riche en alternances silto-gréseuses et généralement cartographié Xa;
- un domaine sud avec de nombreuses bandes de poudingue et quelques lentilles calcaires, généralement cartographié Xa ou Xb ou Xc.

Mais, il n'y a actuellement aucune évidence quant aux relations géométriques pouvant exister entre les deux domaines. Trois possibilités compatibles avec l'apparente continuité de la série peuvent être défendues :

- le domaine à poudingue représente la partie supérieure de la série,
- le domaine à poudingue représente la partie inférieure de la série,
- l'apparition des poudingues vers le S représente un passage latéral de faciès traduisant des conditions paléogéographiques différentes.

Dans l'état actuel, la question reste posée, en même temps d'ailleurs que celle de l'épaisseur réelle de la série.

I - 1 - 4. L'AGE DU BRIOVERIEN EN BRETAGNE CENTRALE

Cette question a déjà été largement débattue en particulier à la suite de l'hypothèse cambrienne développée par Ch. BARROIS et P. PRUVOST (1931, 1959b). Cette hypothèse reposait

d'une part sur la prétendue absence de discordance entre le Briovérien et Paléozoïque daté, et d'autre part sur l'assimilation du poudingue de Gourin au poudingue de Rocreux, base du Cambrien fossilifère en Normandie. Comme l'a parfaitement montré J. COGNÉ (1962), cette homologie entre Cambrien normand et Briovérien de Bretagne centrale n'est actuellement plus possible. A côté d'arguments paléontologiques encore fragiles, bien que le microplancton décrit semble avoir toujours une facture antécambrienne (DEUNFF 1975), d'autres observations permettent une approche de l'âge du Briovérien post-phtanitique :

1/ En Bretagne centrale, le Briovérien est toujours recouvert en discordance par le Paléozoïque. Celui-ci débute généralement par une formation terrigène rouge (Formation de Pont-Réan), assez mal datée mais pouvant représenter le Tremadocien (KERFORNE 1921; PRUVOST 1959b), immédiatement suivie par l'Arenigien fossilifère (Grès armoricain). Ceci nous donne une limite supérieure indiscutable : le Briovérien est anté-Ordovicien. Ce seul argument ne permet donc pas de repousser un âge cambrien.

2/ Le Briovérien de Normandie est recouvert en discordance par le Cambrien inférieur (BIGOT 1925; DORÉ 1969). Ceci peut constituer un argument décisif dans la mesure où on admet l'homologie entre le Briovérien normand et le Briovérien de Bretagne centrale. A mon sens, il est difficile de contester cette homologie, du moins en ce qui concerne par exemple la série de la Laize et les formations rythmiques de la série de Gourin, ou encore les faciès de la série de Saint-Pair et ceux de la baie de Douarnenez (DARBOUX 1973; DUPRET 1974). Il est de toutes manières beaucoup plus facile de comparer le Briovérien breton au Briovérien normand qu'au Cambrien normand.

3/ Pour l'essentiel, l'âge radiométrique du pluton mancellien est de 600 M.A. (JONIN et VIDAL 1974). Ces granites sont intrusifs dans un Briovérien contenant parfois des poudingues

type Gourin (régions des Coëvrons) donc tout à fait comparable au Briovérien de Bretagne centrale. Ceci permet de prévoir un âge antérieur à 600 M.A. pour la sédimentation briovérienne[1].

4/ La série post-phtanitique de la baie de Douarnenez, prolongation occidentale de la série de Gourin contient les traces d'un volcanisme spilitique interstratifié (DARBOUX 1973). L'âge radiométrique sur roche totale en Rb/Sr de la mise en place de ces coulées est 620 ± 20 M.A. (LEUTWEIN et col., 1969). Cette dernière donnée pourrait correspondre à l'âge de la sédimentation du Briovérien post-phtanitique de Bretagne centrale[2].

En conclusion, tous ces arguments convergent ici vers un âge correspondant à la fin du Protérozoïque supérieur.

---

[1] Les données radiométriques obtenues directement sur les schistes briovériens de Bretagne centrale, soit 451 M.A. (VIDAL et LE CORRE, inédit), ne peuvent guère s'interpréter en terme d'âge de la sédimentation.

[2] Un âge comparable de 618 ± 12 M.A. également en Rb/Sr sur roche totale a été trouvé sur les spilites et tufs de Paimpol (AUVRAY et VIDAL, 1973; VIDAL 1976) formations considérées comme Briovérien supérieur (AUVRAY 1972, 1976).

I - 2 LA STRUCTURE

I - 2 - 1. HISTORIQUE DES IDEES SUR LA STRUCTURE DU BRIOVERIEN EN BRETAGNE CENTRALE.

Du point de vue structural, cette série briovérienne a été peu étudiée dans le détail et les diverses théories sont finalement liées à l'idée que se faisait chaque auteur quant aux relations Briovérien - Paléozoïque. Ainsi pour Ch. BARROIS qui niait la discordance du Paléozoïque, toutes les déformations du Briovérien se rattachaient entièrement au cycle hercynien. Il était ainsi amené à figurer cartographiquement (1929) des plis orientés N 70 à N 90 (fig. 7) se moulant parfaitement sur ceux des terrains paléozoïques. Les théories de F. KERFORNE (1919) sur la "nappe paléozoïque de la Vilaine" et les idées de Y. MILON (1928) sur la généralité des contacts anormaux entre Briovérien et Paléozoïque, n'apportaient rien sur la structure propre de l'antécambrien qui restait mal connue. Avec P. PRUVOST, les choses évolueront un peu, mais il suivra pendant longtemps l'hypothèse hercynienne de Ch. BARROIS pour admettre finalement (1959) la discordance du Paléozoïque en Bretagne centrale. Cependant, il ne fera de cette phase antérieure à la transgression arénigienne, qu'un écho modeste et tardif (phase vendéenne inter Cambrien - Trémadocien) des plissements majeurs antécambriens de Normandie.

Par la suite, les preuves précises s'étant accumulées (BOLELLI 1944, 1951; CHAUVEL et PHILIPPOT 1957, 1960), l'importance et la généralité de la discordance du Paléozoïque étaient admises et les déformations antécambriennes dans le Briovérien de Bretagne allant de soi, elles devaient être rattachées au cycle cadomien (COGNÉ 1962, 1972).

Dans l'état actuel des connaissances, mises à part de modestes réactivations hercyniennes - soit limitées à proximité du contact avec le Paléozoïque par "accordance tectonique" (KERFORNE 1919; MILON 1928) ou par discordance tectonisée (BOLELLI 1951; CHAUVEL et PHILIPPOT, 1957), soit affectant l'ensemble de la série mais par simple resserrement des anciens plis cadomiens (KLEIN 1957) - le Briovérien de Bretagne centrale est généralement considéré comme essentiellement monostructural avec une phase cadomienne de plissement isoclinal de direction approximative E-W (COGNÉ 1962).

I - 2 - 2. LES DONNEES D'ENSEMBLE : EVIDENCE DU CARACTERE COMPLEXE DES DEFORMATIONS.

La discontinuité des affleurements et l'absence de niveaux repères facilement cartographiables rend difficile la mise en évidence des mégastructures. Il faut aussi reconnaître que jusqu'à nos jours, la cartographie détaillée du Briovérien a particulièrement été négligée. Cependant, la densité des données de terrain permet, dans de nombreux secteurs, une analyse microtectonique assez détaillée.

Pour ce travail, les structures suivantes sont facilement utilisables :

• *La stratification* (S_o) : elle est généralement facile à observer, même dans les faciès silteux les plus fins où elle est matérialisée par les laminés millimétriques. Parfois, les micas détritiques sont bien orientés suivant ce plan et peuvent alors simuler, dans les faciès les plus riches en minéraux phylliteux, une schistosité initiale qui serait toujours parallèle à la stratification. Mais les grains de quartz détritiques ne sont pas aplatis comme dans les roches à schistosité de flux véritable et cette pseudo-schistosité a essentiellement pour origine la sédimentation et la compaction.

• *La schistosité* (S_e) : sur le terrain, il existe généralement une seule schistosité évidente (S_e) différente de la stratification. Cette schistosité oblique sur S_o peut cependant prendre en lames minces des aspects variables suivant les localités. Il peut s'agir, soit d'une simple schistosité de fracture ou de crénulation affectant S_o, soit d'une schistosité avec un début de recristallisation mais épargnant encore des microlithons, soit enfin d'une véritable schistosité de flux.Tous les termes de passage existent entre ces différents types et ces variations régionales de l'intensité de la schistosité dans le Briovérien seront analysées et interprétées dans la suite de l'exposé.
Parfois, lorsque la stratification a une orientation proche de celle de la schistosité régionale, c'est-à-dire un pendage fort et une direction voisine de N 95°, on observe une schistosité de type flux parallèle à S_o mais aucune autre schistosité oblique. Ceci peut s'expliquer en admettant que l'orientation originelle des minéraux phylliteux parallèlement à S_o a été réutilisée et exagérée pendant la déformation, masquant ainsi l'apparition d'une nouvelle surface.

• *La linéation d'intersection schistosité-stratification* (L_{S_o/S_e})
Elle est généralement bien visible sur le terrain et peut être directement mesurée ou reconstruite à partir de S_o et S_e.

• *La linéation d'étirement* (L_e) : parfois mesurable grâce aux galets des conglomérats ou sur d'autres marqueurs, elle correspond dans le plan de schistosité à la direction du grand axe (X) de l'ellipsoïde de déformation (LE THEOFF 1977). Elle est généralement subhorizontale, grossièrement orientée E-W et peut être distincte de la linéation d'intersection qui a un plongement beaucoup plus variable.

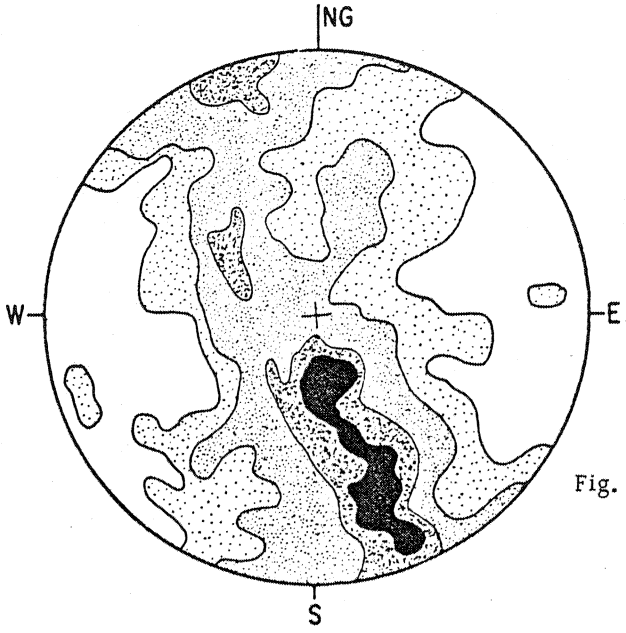


Fig. 11 - Stéréogramme général de la stratification (So) du Briovérien pour l'ensemble de la région étudiée. Contours : 0,5-1-3-4 % des mesures (250) dans le 1% de surface.

Ces éléments structuraux analysés dans près de 300 localités avec une concentration plus importante des observations dans la région située entre le méridien de Rennes et celui de Ploërmel permettent de dégager quelques idées d'ensemble :

- Le diagramme général pour la stratification (fig. 11)[1] montre une dispersion assez importante des mesures puisque presque toute la surface est couverte et que les concentrations maximales dépassent à peine 4 % du total des mesures. Ceci laisse déjà supposer la possibilité d'interférences liées à plusieurs phases de plissement. Il est d'ailleurs difficile de trouver un cercle de zone idéal permettant de caractériser une direction de plissement sans ambiguité. Cependant les diagrammes partiels par secteur (fig. 12) montrent que la stratification s'organise suivant des cercles de zone grossièrement axés N 90 le plus souvent, sauf dans la région de Néant - Ploërmel où l'orientation est proche de N 70. On notera enfin une plus grande concentration des pendages nord.

[1] Tous les diagrammes sont des projections équivalentes (réseau de Schmidt) de l'hémisphère inférieur. Les directions sont relatives au N géographique.

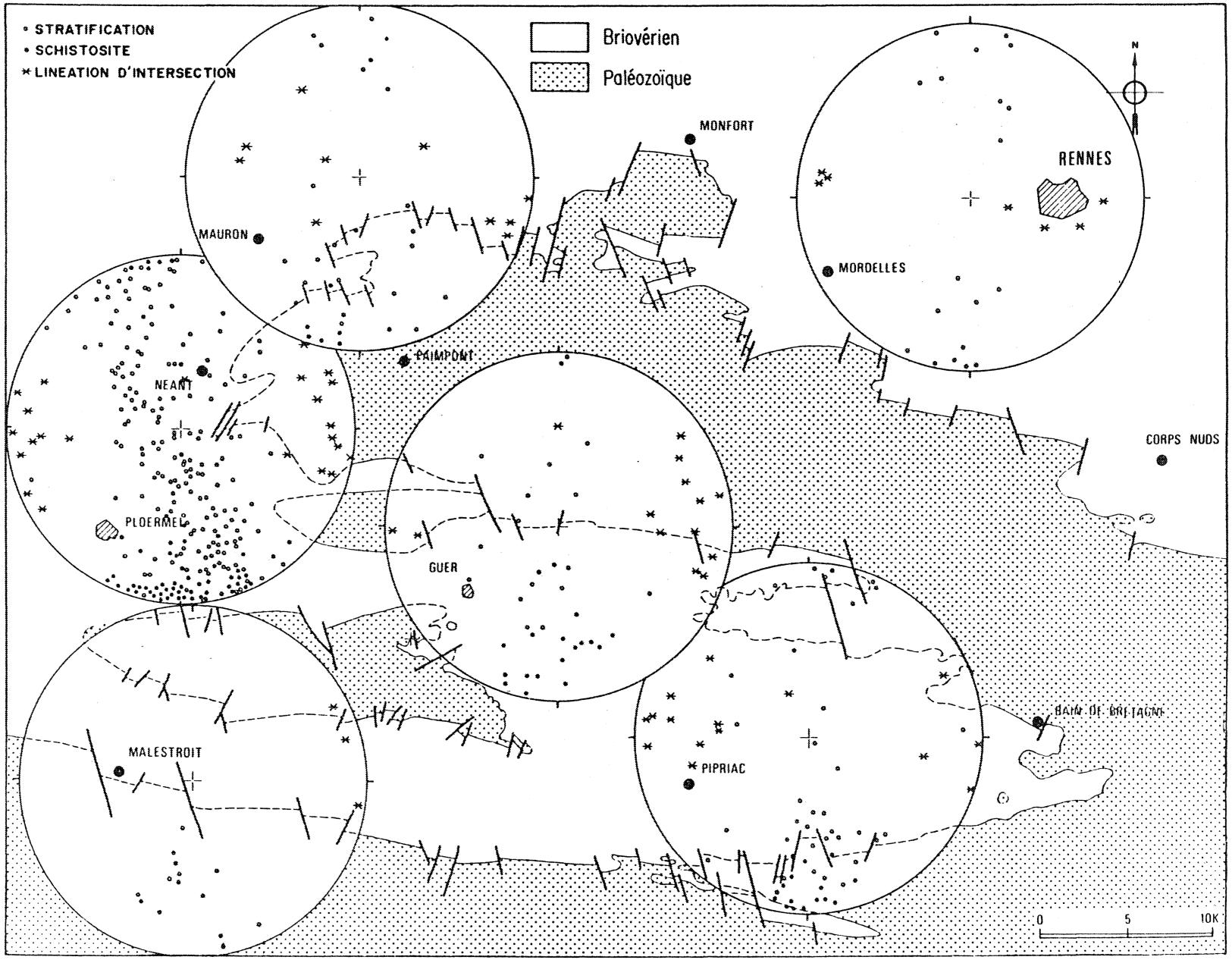


Fig. 12 - Stéréogrammes par secteur dans le Briovérien. Chaque diagramme correspond approximativement

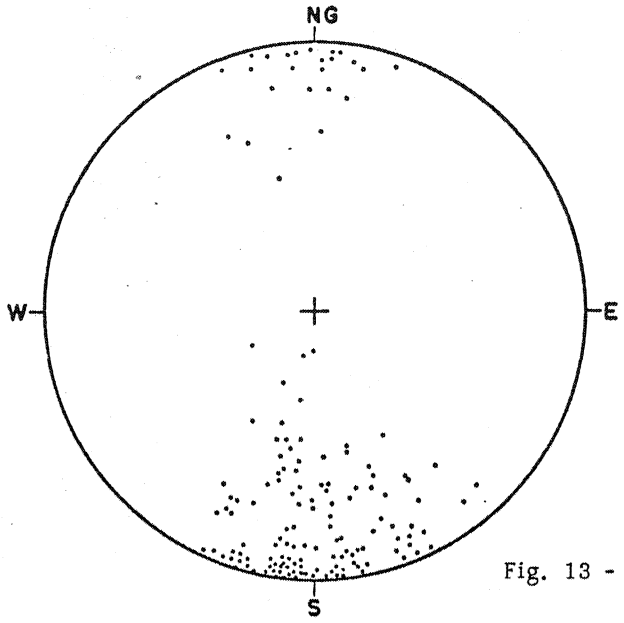


Fig. 13 - Stéréogramme général de la schistosité (Se) dans le Briovérien pour l'ensemble de la région étudiée.

- Le diagramme général pour la schistosité S_e (fig. 13) présente, au contraire, une bonne concentration des mesures avec un maximum de fréquence pour un plan grossièrement orienté E-W et plongeant fortement vers le N. On notera une disposition en éventail de la schistosité, liée à une réfraction variable suivant les propriétés rhéologiques des couches traversées. Comme pour S_o, les plongements vers le N sont plus fréquents, laissant supposer un déversement des structures vers le S. La carte d'ensemble de S_e (fig. 14) et les diagrammes par secteurs (fig. 12) montrent une direction assez régulière voisine de N 90-100 sauf dans les secteurs de Néant et de Guer où l'orientation est proche de N 70. Dans les secteurs nord, le pendage de la schistosité est le plus souvent proche de la verticale, tandis que dans le domaine méridional les pendages nord, de l'ordre de 40 à 60°, sont fréquents.

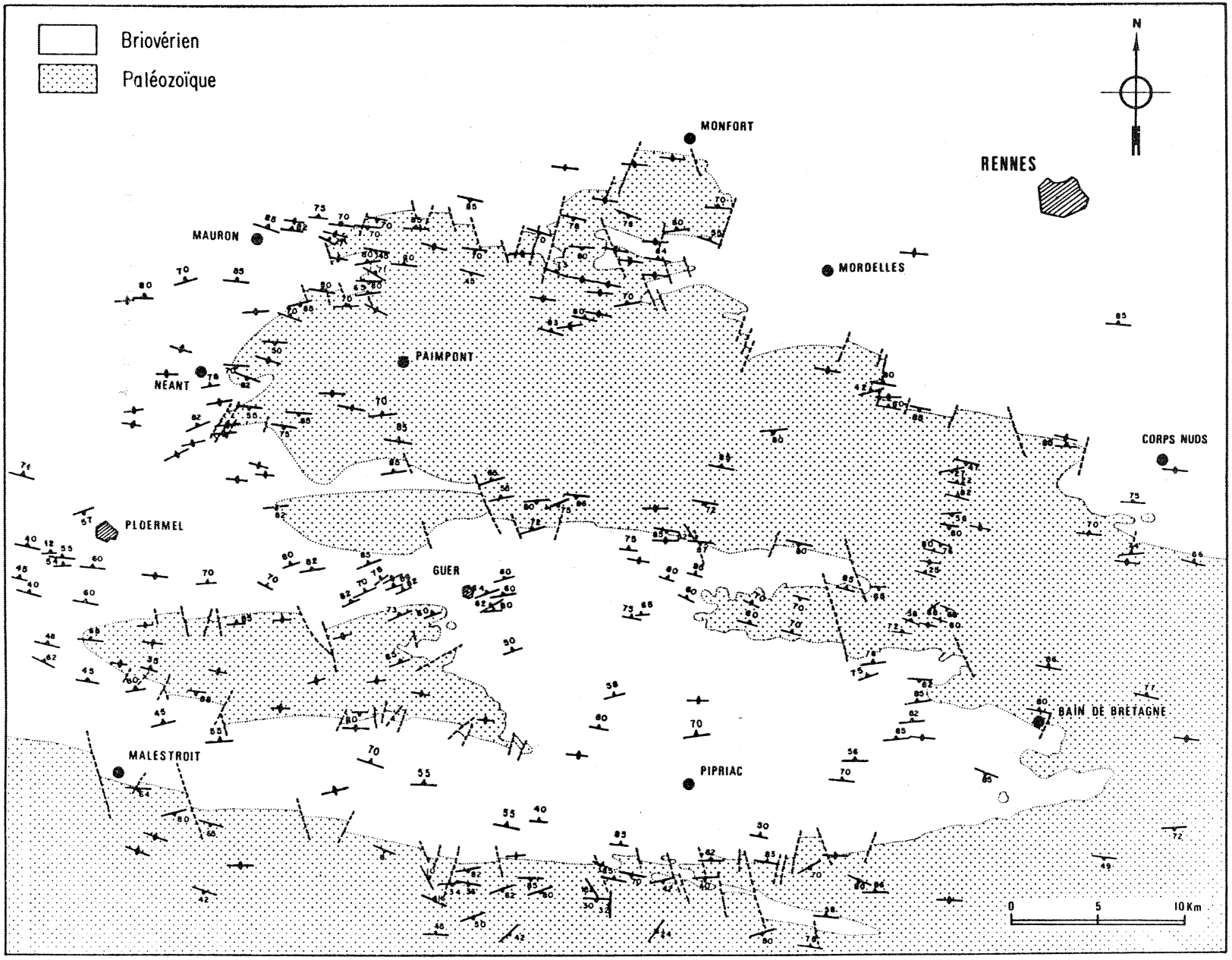


Fig. 14 - Carte structurale montrant l'orientation de la schistosité (Se) dans le Briovérien et de la schistosité (S_1) dans le Paléozoïque.

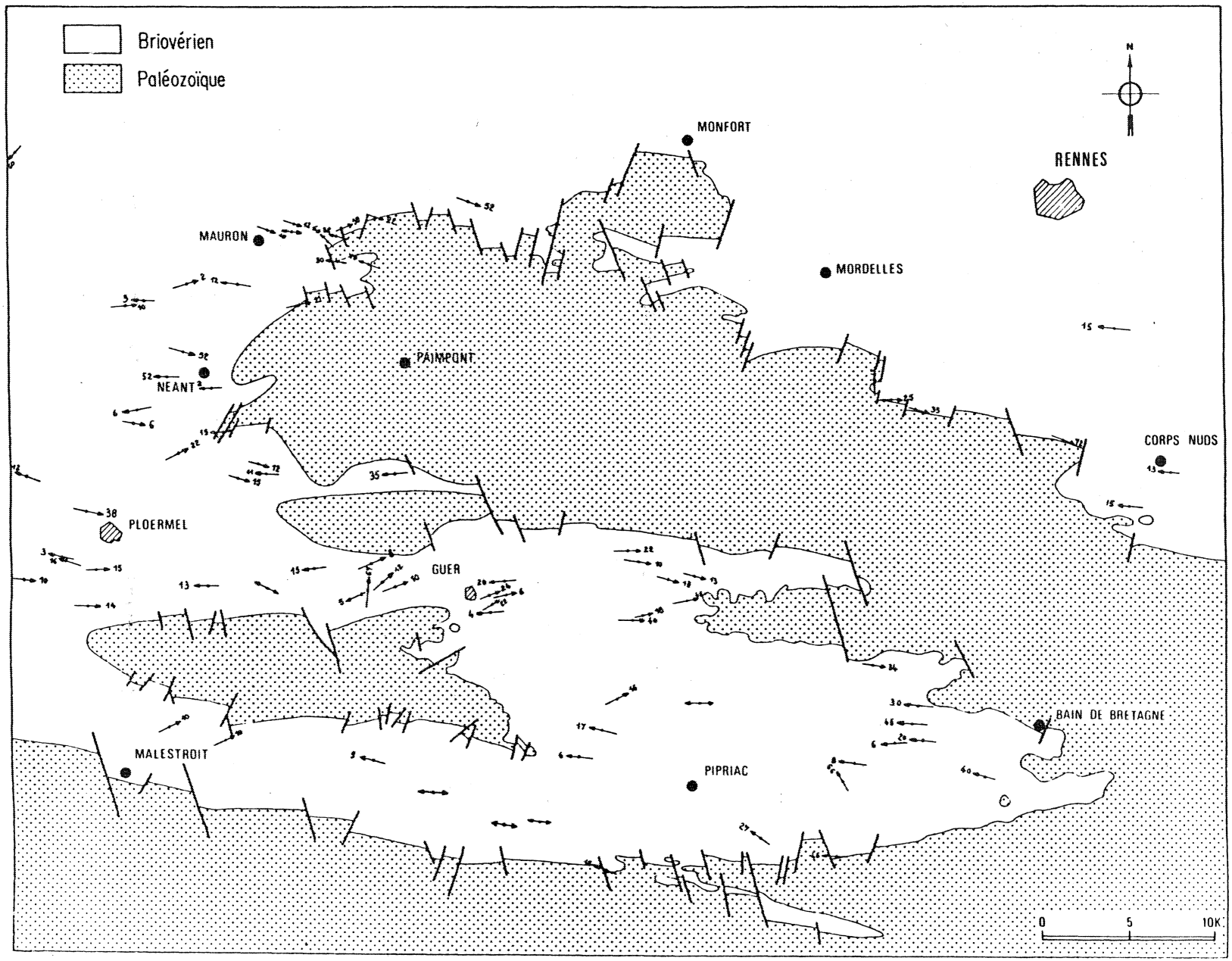


Fig. 15 - La linéation d'intersection $L_{So/Se}$ dans le Briovérien. La direction et le sens du plongement sont donnés par la flèche. Le chiffre correspond à la pente en degrés.

- La linéation d'intersection L_{S_o/S_e} est en fait l'élément le plus significatif pour comprendre la structure du Briovérien. La carte (fig. 15) et le diagramme général (fig. 16) montrent clairement que la linéation se dispose en zone et peut avoir un plongement très variable de l'horizontale à la verticale. Plusieurs solutions paraissent a priori possibles telles que l'aplatissement inhomogène, le replissement ultérieur de la linéation ou encore l'existence de plis anté-schisteux...

Ces quelques observations laissent déjà supposer que le modèle structural briovérien est probablement plus compliqué qu'il n'y paraît à première vue. Aussi pour les compléter et les préciser, il convient d'examiner maintenant les données relatives aux plis et d'essayer de résoudre le problème de la chronologie des déformations.

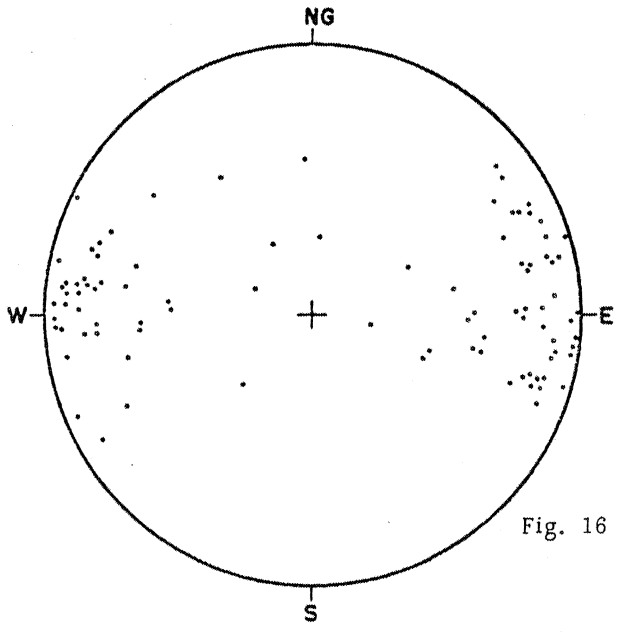


Fig. 16 - Stéréogramme général de la linéation d'intersection ($L_{So/Se}$) dans le Briovérien pour l'ensemble de la région étudiée.

I - 2 - 3. LES PHASES DE PLISSEMENT ET LEUR CHRONOLOGIE

• *La phase de plissement synschisteux*

Les plis d'échelle métrique à décamétrique ayant la schistosité S_e pour plan axial sont les plus facilement observables sur l'ensemble du territoire. Leur caractère principal est d'avoir un plongement axial très variable (fig. 17) mais toujours parallèle à la linéation d'intersection L_{S_o/S_e}. Du point de vue directionnel, la tendance générale pour ces plis synschisteux se situe vers N 90 à N 110 sauf pour les secteurs de Néant et de Guer déjà signalés au sujet de la schistosité, où la direction est proche de N 60.

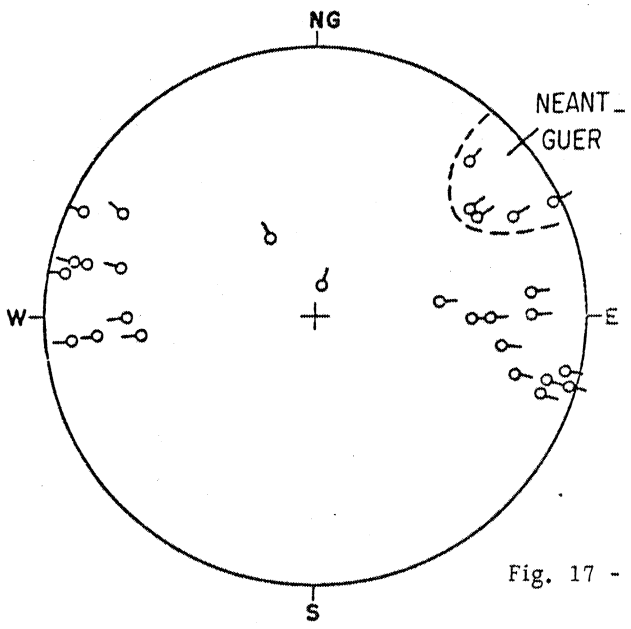


Fig. 17 - Les axes de plis synschisteux dans le Briovérien.

Un autre caractère important est la variation du style des plis suivant les localités. Deux grands domaines peuvent être définis à ce sujet (fig. 18) :

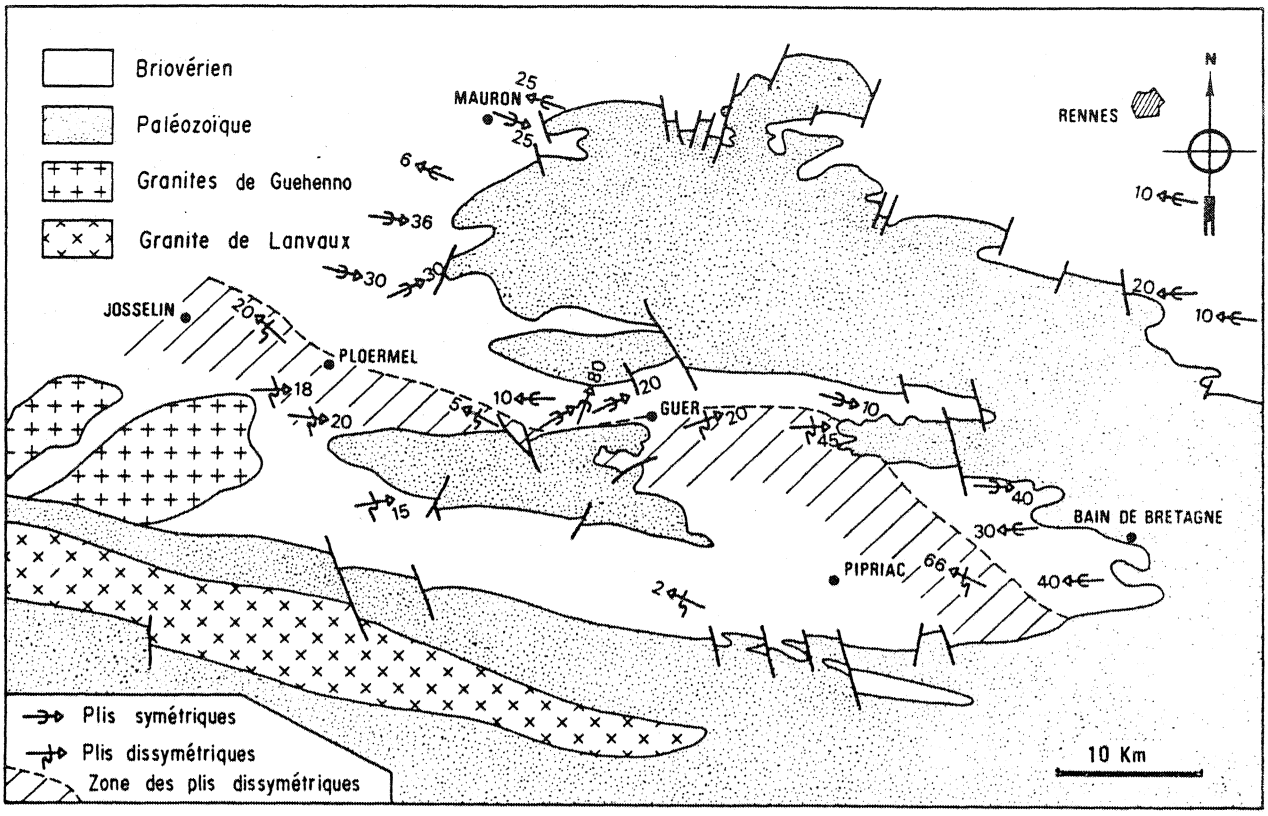


Fig. 18 - Carte de répartition du style des plis synschisteux. La flèche indique la direction et le sens du plongement des axes. Le chiffre donne la pente de l'axe en degrés. Le symbole sur la flèche correspond à une section du pli en regardant toujours dans le sens de la pente.

- Au N d'une ligne Ploërmel - Bain-de-Bretagne, les plis synschisteux sont peu accentués, symétriques et à plan axial subvertical. Citons pour exemples l'anticlinal de la carrière de Choisel (J7) près de Corps-Nuds (fig. 19) ou celui situé sur la rive ouest de la D766 (MG18) à 1 km au N de Mauron (fig. 20). Ces plis sont souvent faillés sur un flanc comme à Choisel.

- Au S de cette ligne, les plis synschisteux sont généralement plus accusés, le plus souvent dissymétriques et nettement déversés vers le S. Généralement le flanc normal plonge faiblement vers le N, tandis que le flanc inverse est subvertical. Pour exemples, citons les affleurements situés à 4 km au S de Ploërmel (P80) le long de la RN 166 (fig 21), ou encore ceux de la D 174 (P81) à 500 m au S de Guillac (fig. 22). Un bel exemple de dimension hectométrique est constitué par l'anticlinal de la boucle de l'Aff près de Guer (fig. 23).

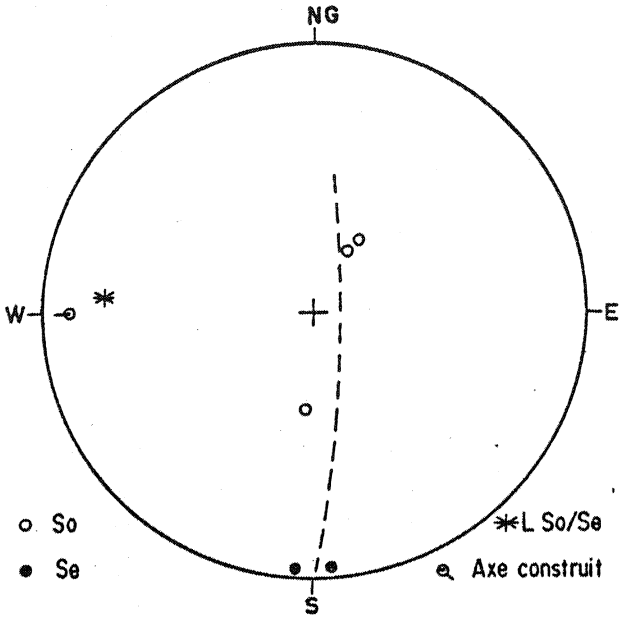


Fig. 19 - Exemple de pli droit synschisteux dans le secteur nord : l'anticlinal de la carrière de Choisel (J7) près de Corps-Nuds - So : stratification; Se : schistosité; $L_{So/Se}$: linéation d'intersection So/Se.

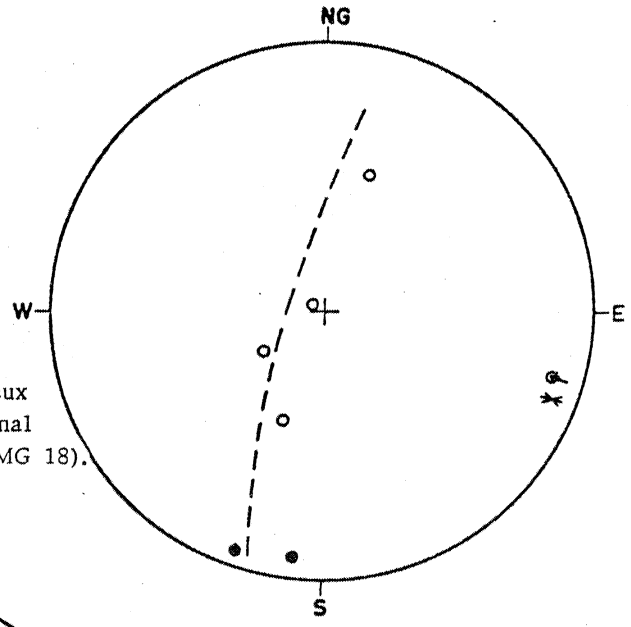


Fig. 20 - Exemple de pli droit synschisteux dans le secteur nord : l'anticlinal de la D766 au N de Mauron (MG 18).

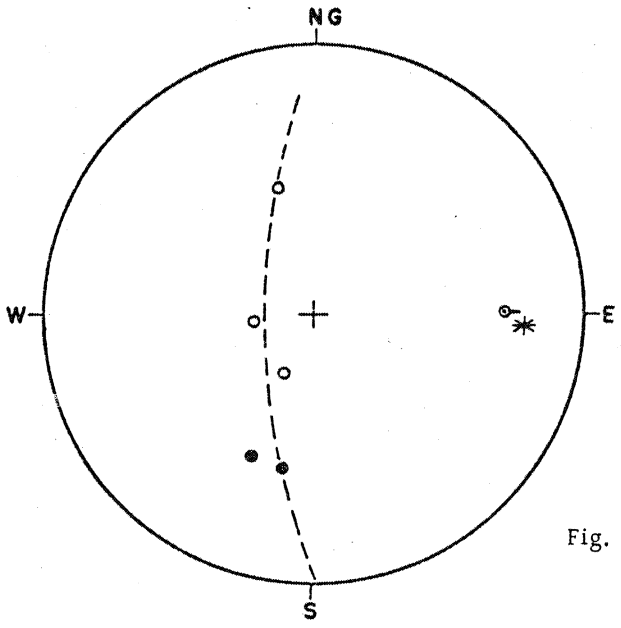


Fig. 21 - Exemple de pli synschisteux déversé dans le secteur sud près de Ploërmel (P 80).

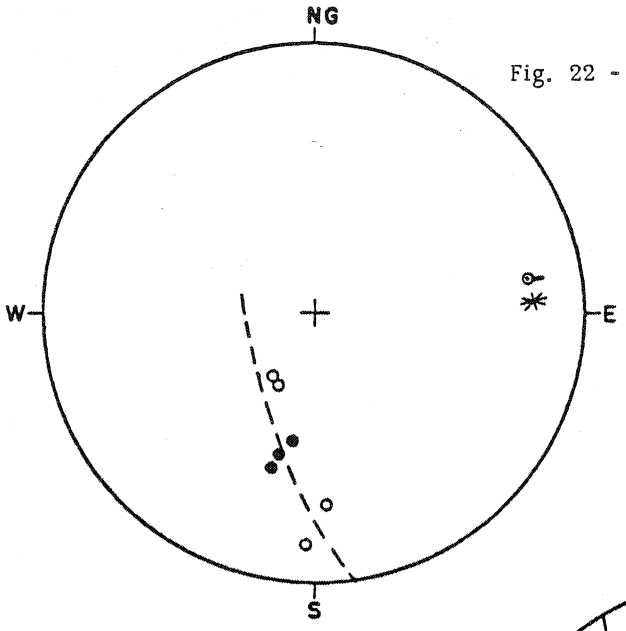


Fig. 22 - Exemple de pli synschisteux déversé dans le secteur sud près de Guillac (P 81).

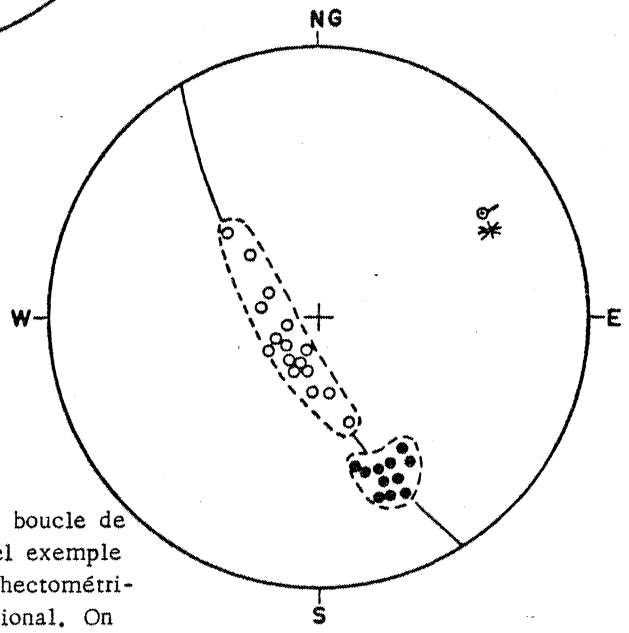


Fig. 23 - L'Anticlinal déversé de la boucle de l'Aff près de Guer : un bel exemple de structure synschisteuse hectométrique dans le secteur méridional. On notera l'orientation N 70 anormale caractéristique du secteur de Guer.

La limite entre les deux domaines n'est pas rigoureuse et représente en fait une zone de passage entre les deux styles. La zone sud correspond naturellement à la région où la schistosité S_e est systématiquement déversée vers le S (fig. 24).

Une première approche du problème de l'âge de cette phase synschisteuse peut être faite à partir de la comparaison entre la schistosité S_e du Briovérien et la schistosité des formations silteuses paléozoïques. Sur la carte structurale (fig. 14) on voit immédiatement que les directions de schistosité dans les deux systèmes sont très comparables et semblent passer à travers la discordance stratigraphique. Du point de vue statistique, la comparaison des stéréogrammes (fig. 24) de la région de Paimpont conduit à la même conclusion. Certains détails paraissent très significatifs : ainsi dans la région de Guer déjà signalée, la direction de schistosité dans le Briovérien est anormalement N 60-70, mais on constate la même anomalie dans le Paléozoïque situé immédiatement au S. Cette anomalie s'explique probablement par la présence au S de Guer du complexe volcanique cambro-ordovicien de Comblessac (QUÉTÉ 1975) qui, ayant joué le rôle d'un méga-objet anté-tectonique plus compétent, a provoqué une déflection de la schistosité aussi bien dans le Briovérien que dans le Paléozoïque.

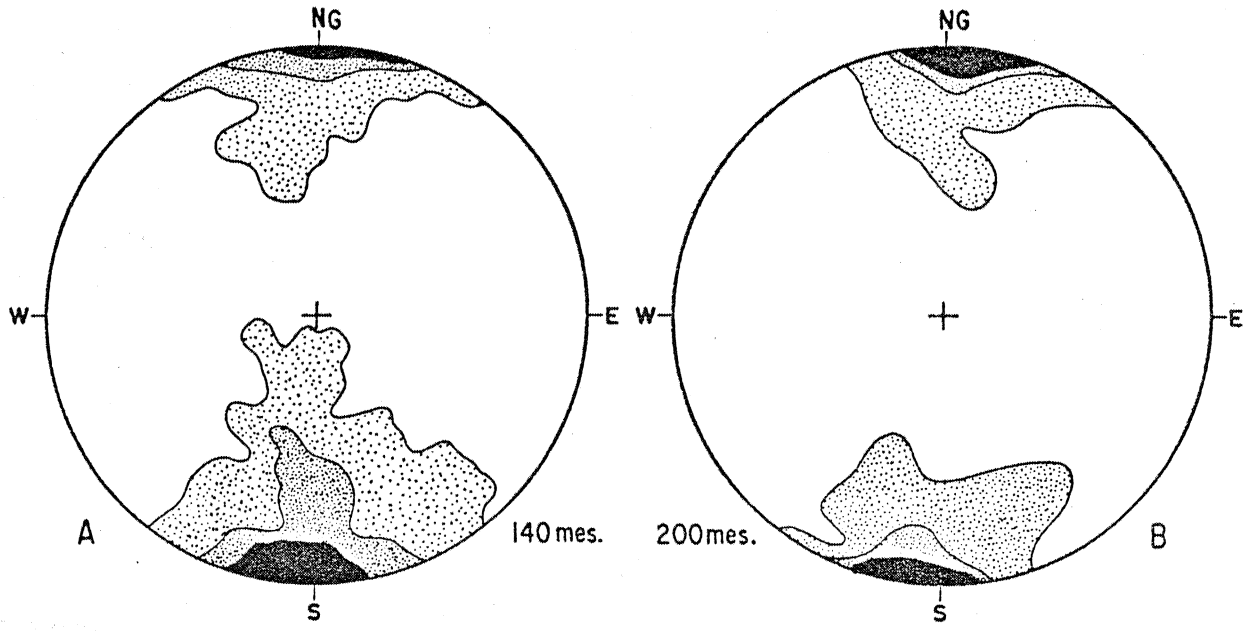


Fig. 24 - Stéréogrammes comparatifs de la schistosité dans le Briovérien (A) et dans le Paléozoïque (B) de la région de Paimpont. Contours : 0.5-5-10 % des mesures dans 1 % de surface.

De la même façon, on peut constater que la linéation d'étirement reste toujours subhorizontale dans les deux systèmes.

Une différence existe cependant au sujet du pendage de la schistosité. On n'observe pas, dans le Paléozoïque, de secteurs à schistosité systématiquement nord, comme dans le Briovérien.

Je pense que ces simples données directionnelles permettent déjà de poser le problème d'un éventuel âge hercynien pour la phase majeure synschisteuse du Briovérien. Mais elles ne sont pas suffisantes pour conclure avec sureté. En effet, les différences rhéologiques, les disharmonies fréquentes, les rejeux tardifs font qu'il n'est jamais possible de voir la schistosité passer de manière évidente à travers la surface de discordance, même sur les meilleurs affleurements. Il convient donc de trouver des arguments indirects.

La zonéographie de la schistosité S_e constitue un élément d'information complémentaire. Une carte (fig. 25) a été réalisée à partir de l'analyse d'un nombre important de lames minces en reportant les types de schistosité suivant quatre classes :

- schistosité de fracture ou de crénulation affectant S_o;
- schistosité de fracture avec début de recristallisation orientée;
- schistosité de flux respectant encore certains microlithons;
- schistosité de flux typique.

Ces données soulignent l'existence d'un gradient de la déformation du N vers le S, les schistosités les moins évoluées étant situées dans le secteur nord et les plus évoluées dans le secteur sud. On remarquera que cette zonéographie est cohérente vis à vis des données relatives aux plis et aux déversements déjà mis en évidence. Dans le Paléozoïque, j'ai pu observer également

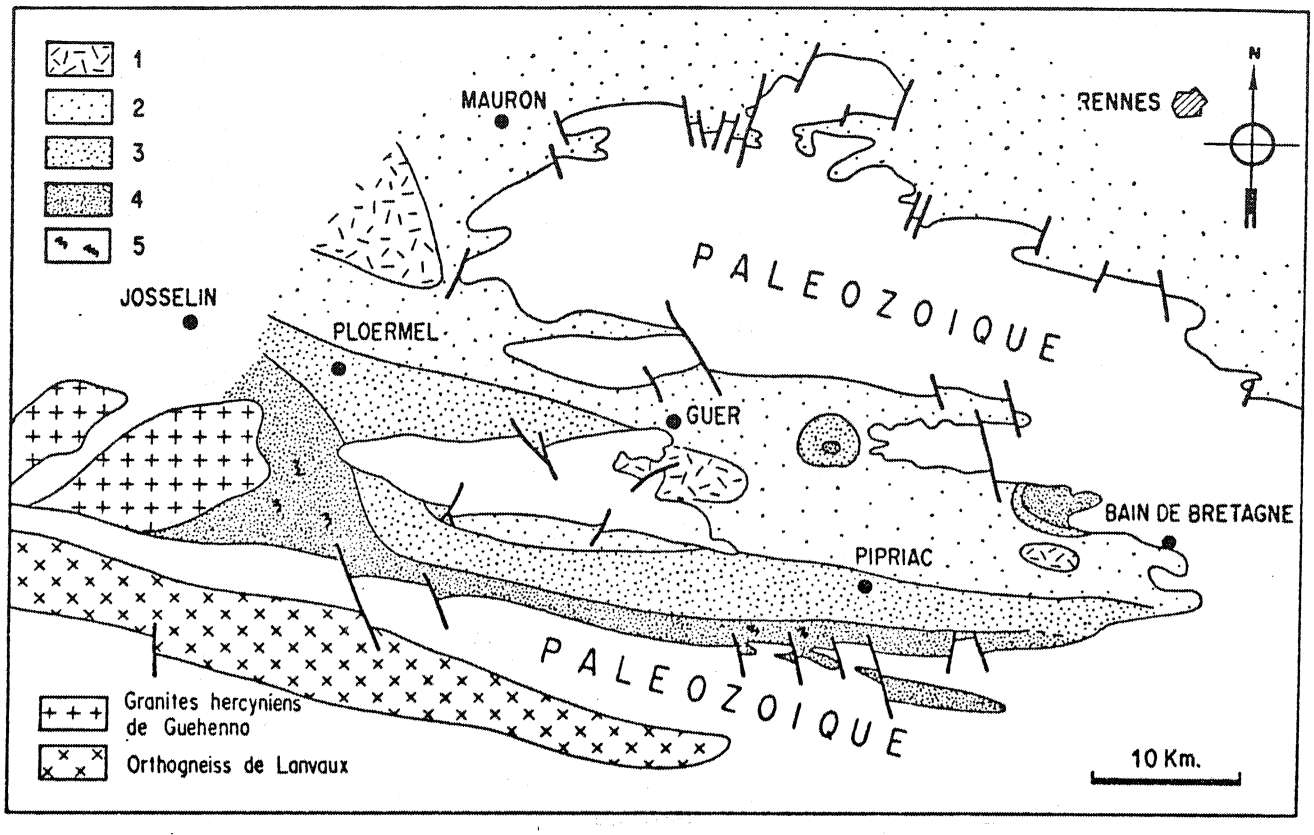


Fig. 25 - Carte typologique de la schistosité Se du Briovérien. 1 = schistosité de fracture ou de crénulation affectant So; 2 = schistosité de fracture avec début de recristallisation; 3 = schistosité de flux respectant encore certains microlithons; 4 = schistosité de flux pénétrative; 5 = crénulation II affectant Se.

un gradient de la schistosité, comparable à celui du Briovérien, ce qui conforte évidemment l'hypothèse d'une origine commune de la schistosité dans les deux systèmes. Quelques anomalies sont cependant à souligner, comme le faible développement de la schistosité dans la région de Néant. Elle peut s'expliquer par une zone neutre correspondant à la méga-fermeture périsynclinale paléozoïque constituée par la région de Paimpont. Il en est de même pour la petite zone située au S de Guer. Quelques anomalies positives locales où une forte schistosité de flux existe posent des problèmes. C'est le cas de la région de Maure-de-Bretagne et de celle de Saint Malo-de-Phily : petits dômes thermiques locaux ou surcontraintes locales probablement. De telles anomalies existent aussi dans le Paléozoïque.

Mais l'observation la plus significative me paraît concerner la région située au S de Ploërmel où les zones de schistosité se moulent sur les contours du massif de leucogranite hercynien de Guehenno - La Villeder. Indépendamment du problème général de l'influence de la mise en place des granites sur l'apparition de la schistosité (cf. 2ème partie), je voudrais ne retenir ici que l'intérêt chronologique de l'observation : les dômes thermiques liés aux granites sud-armoricains ayant favorisé la schistogenèse dans le Briovérien, celle-ci doit se rattacher au cycle hercynien et non au cycle cadomien. Notons que c'est également au voisinnage immédiat de ces granites que se développent des crénulations II, tant dans le Briovérien que dans le Paléozoïque.

Pour compléter l'argumentation, il restait à examiner les renseignements fournis par les conglomérats de base de la série rouge paléozoïque. Ces conglomérats soulignent la transgression et remanient des fragments de roches issues du Briovérien. Certains faciès presque exclusivement constitués de galets silteux et d'une matrice gréso-silteuse ont été schistifiés au cours des déformations hercyniennes. Dans ces conditions, il était intéressant d'essayer de comparer la schistosité dans les galets, dans la matrice et dans le Briovérien sous-jacent pour dater la schistosité du Briovérien par rapport à la transgression.

Dans toutes les localités de la zone nord - comme par exemple "la pierre au diable" (J5), Roveneuc (P29), Marette (MF99), Trégain (P72)... - on peut observer que les galets de siltites briovériennes présentent une microstratification, soulignée par les laminés et l'arrangement des micas détritiques, comparable à celle que l'on observe dans le Briovérien en place. Cette microstratification est déformée par une schistosité de fracture ou de crénulation unique ayant la même orientation dans tous les

galets et qui ne peut donc avoir été acquise qu'après le dépôt. La matrice présente souvent une schistosité de même orientation mais généralement plus évoluée. Ceci peut s'expliquer par le contraste rhéologique entre des galets déjà indurés et une matrice constituée de sédiments seulement compactés. Dans le Briovérien en place sous-jacent, l'unique schistosité (S_e) oblique sur la stratification possède les mêmes caractères que celle observée dans les galets. Ainsi dans la zone nord, l'analyse des lames minces permet d'affirmer que la schistosité développée dans le Briovérien, dans les galets et dans la matrice des conglomérats de base du Paléozoïque a une même origine. Elle est apparue postérieurement à la transgression paléozoïque et doit être rattachée au cycle hercynien.

Dans la zone sud, là où l'on observe une schistosité de flux dans le Briovérien, les choses peuvent être un peu plus compliquées. C'est le cas par exemple dans la région de Saint-Just et de la carrière de Bézil-les-Bois (PP7) en particulier. Cette localité déjà décrite au sujet de la discordance (CHAUVEL et PHILIPPOT, 1960) permet d'observer le conglomérat pourpré paléozoïque avec un pendage très faible. Ce conglomérat comme les autres roches du secteur est affecté par deux schistosités :

- une schistosité (S_1) de flux subverticale ou plongeant vers le S et orientée N 110-120°;
- une schistosité (S_2) de crénulation subhorizontale déformant la première.

En lame mince, on observe que ces deux surfaces affectent les galets de siltites issus du Briovérien et la matrice du conglomérat. Elles déforment la microstratification interne des galets et sont toutes deux apparues postérieurement au dépôt. Dans le Briovérien en place sous-jacent, la stratification est souvent subverticale mais présente quelques replis orientés N 110 ayant une schistosité de flux (S_e) subverticale pour plan axial. Une

2ème schistosité de crénulation subhorizontale déforme S_e. Ici encore, on retrouve dans le Briovérien en place uniquement les deux schistosités S_1 et S_2 décrites dans les galets et le Paléozoïque. Il ne fait donc aucun doute que les deux phases de déformation observées dans le Briovérien appartiennent encore au cycle hercynien, les schistosités S_1 et S_e étant équivalentes et la crénulation S_2 déformant le tout.

En conclusion, on voit que l'ensemble des arguments présentés conduit à montrer que la *phase synschisteuse du Briovérien de Bretagne centrale appartient sans ambiguité au cycle hercynien.*

• *Le problème d'une phase de plissement antéschisteux*

L'importance de la discordance des formations paléozoïques sur le Briovérien étant maintenant largement admise, il n'est pas nécessaire d'y revenir ici en détail. Cependant, sa généralité peut-être confirmée par la comparaison des cartes de stratification dans le Briovérien et dans le Paléozoïque, dans la région de Paimpont par exemple (fig. 26). Il en est de même si l'on compare les diagrammes généraux de S_o et de la linéation d'intersection dans les deux systèmes (fig. 11, 15 et 27).

L'existence et la généralité de cette discordance oblige à admettre des déformations anté-trémadociennes propres aux formations briovériennes et devant appartenir au cycle cadomien tel qu'il a été défini. Mais les exemples de discordance que nous pouvons observer actuellement ne représentent probablement pas la discontinuité stratigraphique telle qu'elle était au moment de la transgression. Autrement dit, il serait simpliste de croire qu'il suffise en chaque localité de remettre le Paléozoïque à l'horizontale pour avoir la position des couches briovériennes avant la tectonique hercynienne. Il faut admettre que

pendant l'orogenèse hercynienne, le Briovérien et le Paléozoïque ont dû réagir différemment aux contraintes et qu'une disharmonie structurale s'est manifestée entre les deux systèmes, comme elle s'est manifestée entre des formations de compétences différentes au sein même de la série paléozoïque. Cette disharmonie mécanique vient donc s'ajouter à la discordance stratigraphique en exagérant ou en diminuant ses effets selon les cas, pour donner ce que certains auteurs ont nommé une "discordance tectonisée". Il n'est pas facile dans ces conditions de faire la part des déformation anté- et post-transgression par la simple observation des contacts discordants.

Quoi qu'il en soit, si on admet à la fois, l'âge hercynien de la phase synschisteuse et la discordance du Paléozoïque, l'existence de plis anté-schisteux dans le Briovérien paraît s'imposer. Ceux-ci permettent de trouver par ailleurs une solution au problème posé par certains caractères déjà évoqués de la phase majeure synschisteuse. Il s'agit en particulier d'expliquer la pente très variable de la linéation d'intersection (L_{S_o/S_e}) et le plongement axial des plis synschisteux allant de l'horizontale à la verticale. Si les plis synschisteux hercyniens se sont superposés, dans le Briovérien, à une tectonique antérieure propre au cycle cadomien, leur plongement axial dépendra de l'orientation que pouvait avoir la surface S_o antérieurement (fig. 28). De la même manière, la schistosité S_e recoupant une surface S_o préalablement plissée provoquera une linéation d'intersection de pente très variable (fig. 28).

Bien qu'elles soient parfaitement évidentes, les déformations anté-schisteuses restent, en réalité, assez difficiles à préciser sur le terrain et les plis qui leurs sont associés, rarement observables. Les conditions d'affleurement l'expliquent en partie, mais il faut probablement invoquer aussi l'influence de la phase synschisteuse qui tend à masquer ou à réorienter les

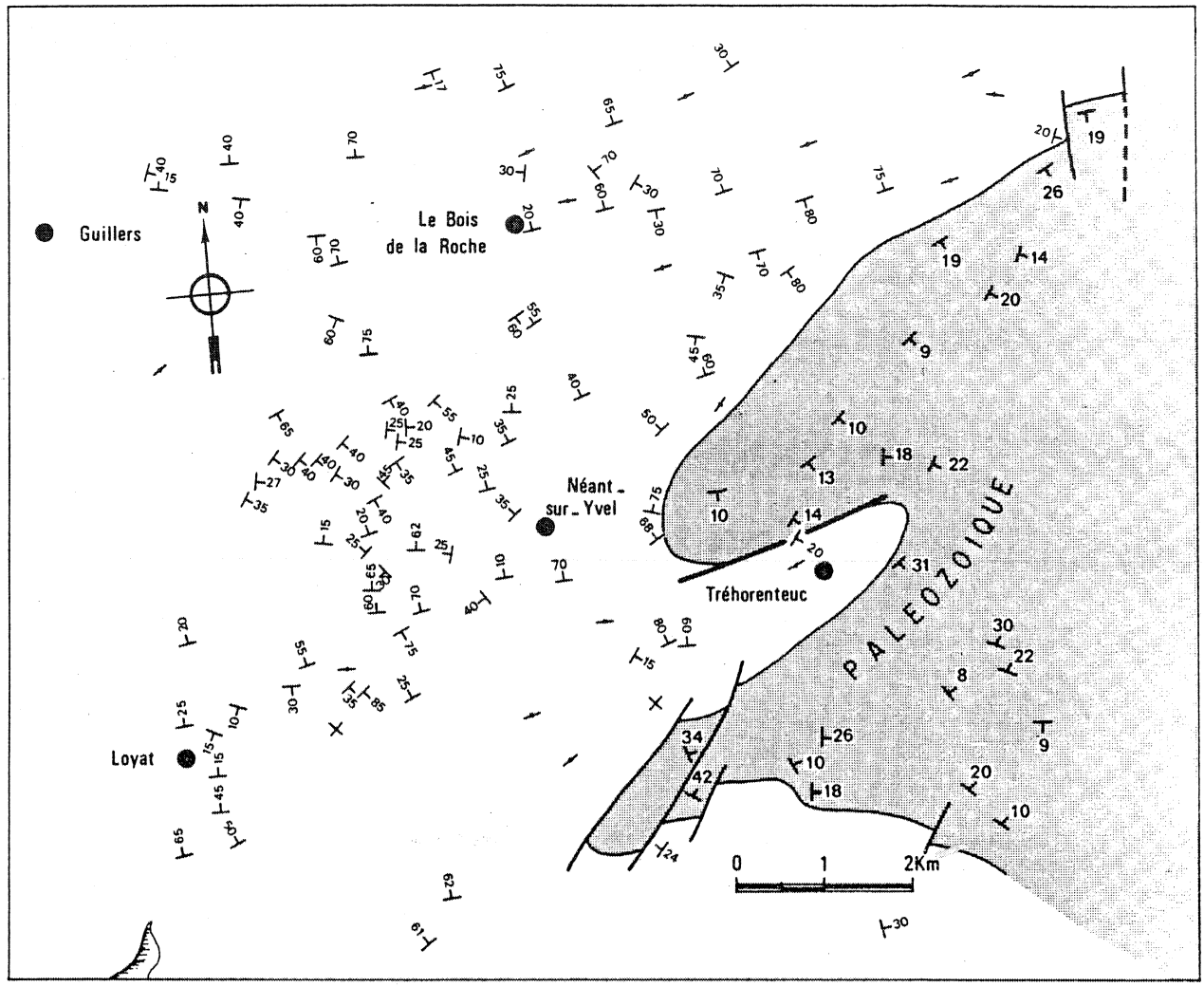


Fig. 26 - Carte structurale comparative (So) du Briovérien et du Paléozoïque à l'Est de la fermeture périclinale de Paimpont illustrant la généralité de la discordance.

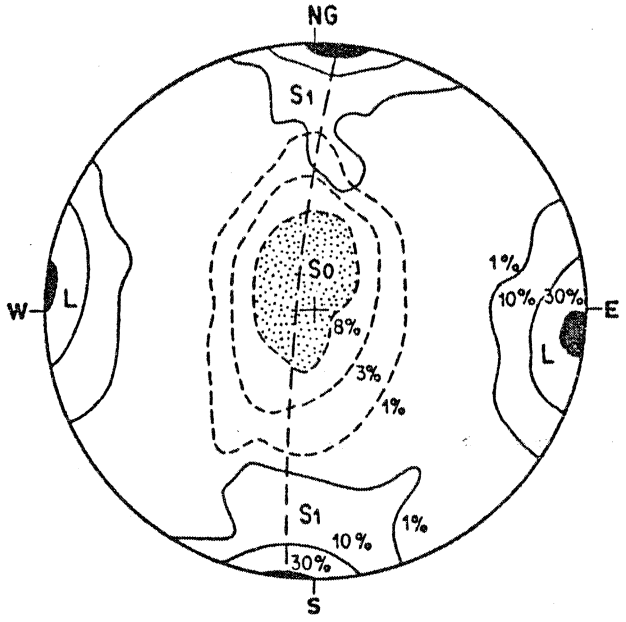


Fig. 27 - Stéréogramme synthétique du Paléozoïque dans la région de Paimpont. So : stratification; S_1 : schistosité régionale; L_{So/S_1} : linéation d'intersection. Contours en % dans 1 % de surface.

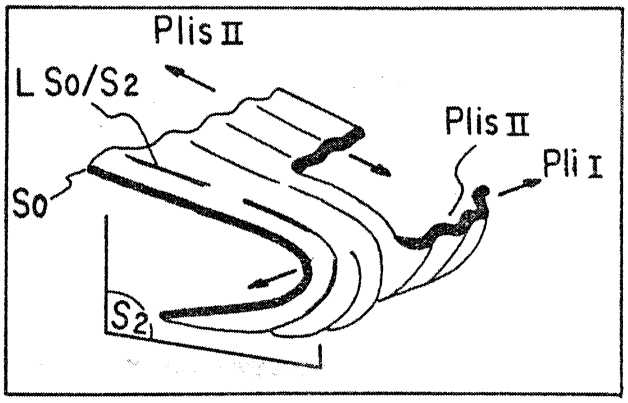


Fig. 28 - Interférence d'un pli I et de plis II associés à une schistosité S_2 montrant l'influence de l'orientation initiale de So sur le plongement des axes II et sur le plongement de la linéation d'intersection L_{So/S_2}.

structures antérieures. La reconstitution du style et de l'orientation de cette phase est donc un problème délicat. Pour essayer de préciser, on peut avancer que les linéations d'intersection et les axes de plis synschisteux ayant la plus forte pente correspondent vraisemblablement aux couches qui avaient déjà un fort pendage après la phase anté-schisteuse. La direction de ces couches permet peut-être ainsi d'avoir une idée de l'orientation générale du plissement précoce. Ces couches ont le plus souvent une direction allant de N 140 à N 170. C'est le cas, par exemple, pour le "pli de la Vierge" situé au pied d'un calvaire au S de Porcaro (P63) : ce pli synschisteux, dont l'axe plonge à 80°, déforme des couches subverticales d'orientation générale N 150 à N 180 correspondant probablement au flanc d'un pli plus ancien de direction subméridienne. Une autre localité intéressante, située au N de Mernel près du Breil (GR54), permet d'observer des couches orientées N 170 avec 45° de pendage vers l'E et passant progressivement à une direction voisine de N 100. Par contre, la schistosité S_e reste très constante au N 120 et l'on peut encore voir dans cette disposition une interférence entre le plissement synschisteux et un plissement plus ancien. Il convient d'ajouter que ces couches N 170 présentent à Mernel des figures sédimentaires (flute cast, load cast) permettant de déduire une polarité inverse.

Mais le plus bel exemple de pli anté-schisteux peut être observé dans la carrière de la "Pierre au Diable" (J5) au S d'Orgères près de la ferme "Le Noyer". Cette carrière ancienne, située au contact entre le Briovérien et la série rouge de base du Paléozoïque, est l'une des meilleures localités pour observer la discordance entre les deux systèmes. Le stéréogramme (fig. 29) précise la géométrie structurale du site. L'exploitation a largement entaillé le conglomérat basal de la série rouge mais s'est pratiquement arrêtée sur la surface de contact avec le

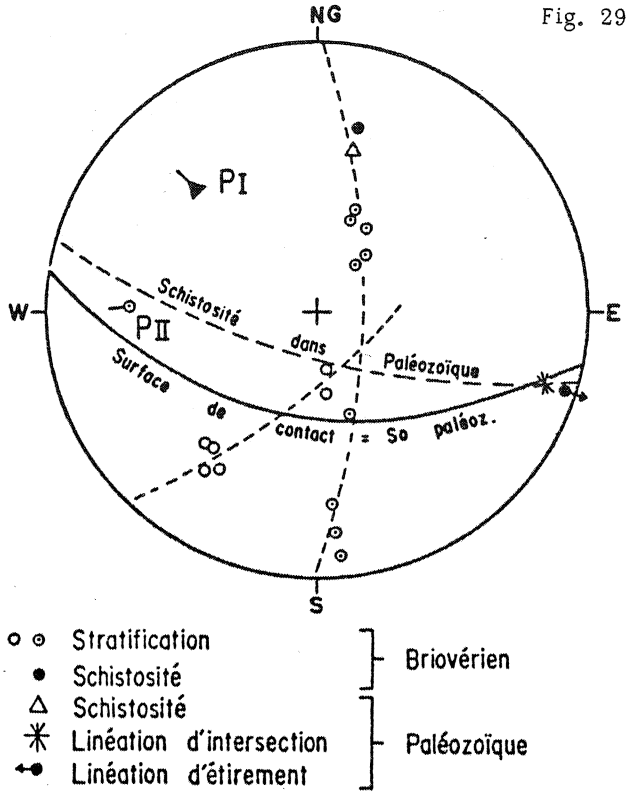


Fig. 29 - Le contact Briovérien - Paléozoïque de la "Pierre au diable" (J5) près d'Orgères. Ce stéréogramme montre l'existence, dans le Briovérien, de deux types de plis : des plis anciens (P I) recoupés par la surface de discordance (So du Paléozoïque); des plis tardifs (P II) plus ou moins parallèles à la surface de discordance et associés à une schistosité (Se) ayant une orientation comparable à celle de la schistosité (S_1) du Paléozoïque.

Briovérien. Celle-ci recoupe de grands plis que l'on peut facilement reconstruire (fig. 29). Ce sont des plis assez fermés, sub-isoclinaux, dont l'axe a un plongement voisin de 25° au 315. On retrouve ici une orientation différente de celle des plis synschisteux et proche des directions évoquées plus haut, bien que la proximité du contact ait probablement favorisé une certaine réorientation de ces axes. La schistosité S_e n'est pas plan axial pour ces plis mais on peut observer dans cette même carrière d'autres plis plus petits, beaucoup plus ouverts, associés à S_e et plus ou moins parallèles au contact (fig. 29). Cette localité de la "Pierre au diable" montre donc clairement l'existence de deux phases de plissement dans le Briovérien, l'une anté et l'autre syn-schistosité. C'est de plus, le seul affleurement où l'on peut observer des plis recoupés par la surface de discordance, ce qui permet de les relier sans ambiguité à une phase anté-trémadocienne. Enfin, il convient d'ajouter que je n'ai jamais pu observer nulle part une schistosité pouvant être associée à cette phase précoce anté-S_e.

Ces quelques données sur la phase précoce anté-schisteuse du Briovérien de Bretagne centrale peuvent être résumées de la manière suivante :

- c'est une phase anté-trangression paléozoïque;
- son orientation est plutôt subméridienne;
- elle peut donner des flancs inverses;
- aucune schistosité ne lui paraît associée.

Il faut reconnaître que c'est un peu mince pour s'en faire une idée précise et l'interprétation ne pourrait guère aller plus loin sans une comparaison avec les terrains homologues de la baie de Douarnenez dans le Finistère. Cette région est en réalité la prolongation occidentale du Briovérien de Bretagne centrale et les faciès y sont tout à fait comparables (DARBOUX, 1974). Dans cette région, on peut également observer une phase précoce antérieure à la phase majeure synschisteuse (DARBOUX, LE CORRE et COGNÉ, 1975), mais les affleurements côtiers permettent d'y voir plus clair qu'en Bretagne centrale. Ainsi, dans la baie de Douarnenez, la phase précoce correspond à des plis couchés à déversement vers l'E, orientés N 150 environ et sans schistosité apparente. Il pourrait s'agir d'une déformation gravitaire assez superficielle par glissement de la couverture sédimentaire sur son socle.

En Bretagne centrale, les observations résumées plus haut ne sont pas en contradiction avec une telle interprétation, aussi, étant donné la similitude des terrains, on est tenté de généraliser et d'admettre une solution analogue à celle du Finistère. Il restera quand même à essayer de confirmer cette généralisation par de nouvelles observations de terrain.

Cependant, cette seule phase anté-schistosité ne permet peut-être pas d'expliquer toutes les données. Ainsi, le diagramme général de S_o (fig. 11) souligne une tendance pour la stratification à se mettre en zone autour d'un axe N 60-70 , donc oblique par rapport à la phase majeure synschisteuse N 95 et par rapport à la phase précoce subméridienne. La phase synschisteuse présente,

il est vrai, comme nous l'avons vu, des anomalies locales dans la direction N 70 (région de Néant et de Guer) mais d'autres solutions peuvent être invoquées. Il est par exemple possible d'imaginer en plus de la phase précoce N 150, une autre phase antéschisteuse d'ondulation, voisine de N 70. Je n'ai cependant jamais pu observer de plis de détail antéschisteux dans cette direction. Nous sommes, ici, je pense à la limite de fiabilité des interprétations avec les données disponibles mais ce plissement N 70 doit pouvoir être envisagé à titre d'hypothèse.

- *Les phases post-schisteuses*

Ces déformations sont d'importance mineure vis-à-vis des phases anté- ou synschisteuses précédentes. Leur âge et leur origine sont très divers. En simplifiant, on peut distinguer :

- Des crénulations millimétriques, déformant la schistosité S_e, localisées, soit à l'W entre Ploërmel et Malestroit, soit à l'extrême S vers La Gacilly. Ce type de crénulation affecte également le Paléozoïque et la relation est évidente avec la mise en place des granites à deux micas hercyniens type Guehenno - La Villeder.
- Des kink-bands subverticaux déformant S_e et correspondant à plusieurs familles dextres ou senestres, associées ou non, et d'orientation variable. La famille senestre N-S est la plus fréquente et se retrouve également dans le Paléozoïque (cf. II-2-4).
- Des plis métriques le plus souvent associés aux diverses phases cassantes tardi- ou post-hercyniennes s'échelonnant jusqu'au Tertiaire. L'orientation de ces crochons de faille déformant à la fois S_o et S_e est donc assez variable (fig. 30).

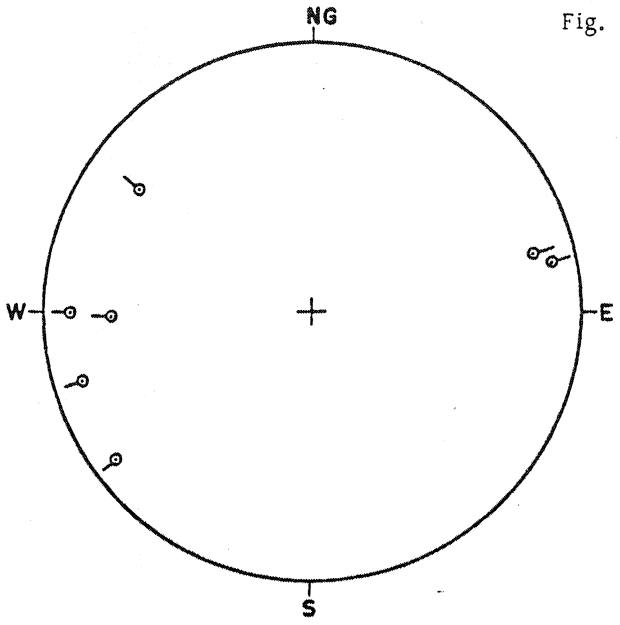


Fig. 30 - Stéréogramme montrant l'orientation des divers plis post-schisteux dans le Briovérien.

I - 2 - 4. CONCLUSION SUR LA STRUCTURE DU BRIOVERIEN

Les données structurales qui viennent d'être présentées peuvent se résumer de la manière suivante :

- Le Briovérien de Bretagne centrale laisse apparaître tous les caractères d'une tectonique polyphasée liée à la superposition de deux cycles orogéniques.
- La première déformation concerne le cycle cadomien et correspond à une phase sans schistosité marquée, aboutissant à des plis très déversés ou couchés d'orientation sub-méridienne. Il s'agit probablement, comme dans la baie de Douarnenez (DARBOUX et al., 1975), d'une phase de glissement par gravité d'une couverture sédimentaire en domaine relativement superficiel.
- Une deuxième phase d'ondulation N 70, également sans schistosité, mais plus difficile à saisir et à bien caractériser, pourrait se superposer à la phase précédente. Elle serait également antérieure à la transgression trémadocienne et pourrait correspondre à la "phase intermédiaire" (Pi) définie dans les terrains homologues

de la baie de Douarnenez (DARBOUX et al., 1975). Mais elle reste très hypothétique.

Ces déformations anté-transgression sont responsables de la discordance du Paléozoïque.

- La phase la plus évidente et qui apparaît comme la déformation majeure synschisteuse, se superpose aux événements précédents. Au N elle donne des plis droits orientés N 95 en moyenne et qui tendent à se déverser vers le S dans la zone méridionale, tandis que la déformation devient plus intense. Cette phase appartient sans ambiguité au cycle hercynien et correspond à la "phase tardive" de la baie de Douarnenez (DARBOUX et al., 1975) où l'existence, dans le Briovérien, d'une déformation avec schistosité postérieure à la transgression paléozoïque avait déjà été démontrée (LE CORRE et CHAUVEL, 1970). Pendant l'orogenèse hercynienne, tout se passe comme si l'ensemble sédimentaire constitué par le Briovérien et le Paléozoïque s'était plissé de manière relativement homogène. Cependant, la discordance stratigraphique a pu induire au niveau de l'interface une disharmonie de comportement pouvant localement exagérer ou masquer la discontinuité entre les deux systèmes. Par ailleurs, le Briovérien ayant déjà été déformé et induré (écrouissage) avant la transgression, il existait au moment de la déformation hercynienne un contraste rhéologique avec le Paléozoïque. Ceci explique que sur une même verticale (bien que le Briovérien se soit trouvé à une plus grande pression de confinement et à une plus forte température liées à la profondeur) l'intensité de la schistosité puisse être plus faible dans le Briovérien que dans le Paléozoïque.
- Une dernière phase souple affectant uniquement le S et l'E à proximité des granites à deux micas hercyniens provoque une crénulation généralisée de la schistosité liée à la phase majeure.
- Enfin, diverses phases semi-cassantes ou cassantes tardi- ou post-hercyniennes s'échelonnent dans le temps, donnant des kink-bands et des crochons.

I - 3 LE BRIOVERIEN DE BRETAGNE CENTRALE DANS SON CONTEXTE ARMORICAIN.

L'ensemble de ces nouvelles interprétations, tant lithologiques que structurales pose un problème de corrélations à l'échelle du Massif armoricain, et modifie en partie la représentation que l'on pouvait se faire du cycle orogénique cadomien.

Après les travaux des précurseurs Ch. BARROIS et P. PRUVOST, l'essentiel des connaissances acquises sur le Précambrien armoricain a été synthétisé surtout par M.J. GRAINDOR (1957, 1965) et par J. COGNÉ (1959, 1962, 1972) à la suite de leurs propres résultats et de ceux de L. CHAURIS et col. (1956), de M.M. ROBLOT (1962, 1968), de D. JEANNETTE (1968, 1971)... On trouvera dans Cl. KLEIN (1975) un historique très complet de l'ensemble des recherches sur le Briovérien armoricain.

Le tableau ci-après résume les principales conceptions stratigraphiques proposées pour l'ensemble du Briovérien. Il apparaît à travers ces recherches que l'on peut finalement distinguer deux grandes unités lithologiques et structurales :

1/ Un ensemble ancien (Briovérien basique et phtanitique) représenté par des formations détritiques et volcaniques (type Cesson) surmontées par un complexe basique (type Lanvollon)[1] et par une formation à phtanites (type Lamballe ou Lande des Vardes) et se terminant enfin par une série terrigène et pyroclastique (type Villiers-Fossard). Tout cet ensemble serait en continuité parfaite et constituerait les Briovérien inférieur et moyen difficiles à séparer et dont la limite est purement conventionnelle (COGNÉ, 1972). Notons cependant que pour M.M. ROBLOT (1968), une

[1] La série spilitique d'Erquy, ancien stratotype du Briovérien inférieur est maintenant rapportée au Paléozoïque (VIDAL et col., 1971).

discordance, contestée (COGNÉ, 1972), existerait entre le Briovérien à phtanite (série de la Lande des Vardes) et la série de Villiers-Fossard[1].

2/ Un ensemble plus récent (Briovérien post-phtanitique) représenté par les formations à conglomérats (type Granville, Gourin...) et les formations rythmiques terrigènes (type La Laize, Binic, Néant...).

En Normandie et en Bretagne septentrionale, cet ensemble récent apparaît structuralement discordant (discordance de Quibou) sur le Briovérien ancien. Mais en Bretagne centrale cette coupure serait absente et toute la série briovérienne serait continue.

PALEOZOIQUE		BARROIS - PRUVOST (59)	GRAINDOR (57-65)	ROBLOT (68)	COGNÉ (62-72)			LE CORRE (76)	
BRIOVERIEN SUPERIEUR X_3	b	Dalles vertes de Néant à lentilles calcaires (Xc)	Série de la Laize	Série de la Laize	S. de la Laize S. de Binic S. de Paimpol - Tréguier	S. des Dalles de Néant et calcaire de St-Thurial	Schistes et quartzites métamorphiques	Série des schistes, grès, conglomérats et calcaires de Bretagne centrale (Gourin, Néant Douarnenez)	X POST PHTANITIQUE
	a	Grès et poudingues de Gourin (Xb)	Série de Granville	Série de Granville	S. de Granville S. de Plusquellec S. de Courmenant	Série de Gourin	S. des schistes varvés et porphyroïdes		
			(D. de Quibou)					?	
BRIOVERIEN MOYEN X_2	b	Schistes et phyllades de Saint Lô et de Lamballe à phtanites (Xa)	Série de Villiers-Fossard	Série de Villiers-Fossard *(D. d'Amy)*	S. de St Pair S. de Villiers F. S. des phyllades de Saint-Lô	Phyllades type Saint-Lô (Xa)	S. des micaschistes et quartzites graphitiques S. des schistes et phtanites de Vendée	? (non représenté)	X PHTANITIQUE
	a		Série de la Lande des Vardes	Série de la Lande des Vardes	S. de Lamballe S. de la Lande des Vardes S. des phyllades de Saint-Lô				
BRIOVERIEN INFERIEUR X_1	b	Etage volcanique et métamorphique d'Erquy (Xc)	Etage d'Erquy et Coutances	*(émersion)* Série d'Erquy	Série de Lanvollon	?	Série basique de la Baie d'Audierne	? (non représenté)	X BASIQUE
	a				Série de Cesson				
		BRETAGNE	NORMANDIE et BRETAGNE DU NORD			BRETAGNE CENTRALE	BRETAGNE MERIDIONALE	BRETAGNE CENTRALE	

[1] En réalité on peut hésiter à classer dans "l'ensemble ancien" certaines séries rapportées à la partie supérieure du Briovérien moyen (Villiers-Fossard, Saint-Pair, Saint-Lô pro parte...). Ceci vient de la notion un peu artificielle de "Briovérien moyen" qui semble utilisée pour classer ce qui n'est pas franchement Briovérien inférieur basique ou phtanitique, mais que l'on n'ose pas non plus rapporter au Briovérien supérieur. Il convient donc peut-être de laisser ces terrains en "nomenclature ouverte".

Ces conceptions ont conduit à imaginer une première phase orogénique entre les deux ensembles (Phase cadomienne I), phase de soulèvement surtout, dont les effets se sont fait sentir essentiellement en Bretagne nord et en Normandie. Ce n'est qu'après le Briovérien supérieur que toute la chaîne aurait été plissée vigoureusement et arasée juste avant le dépôt des premiers sédiments paléozoïques (Phase cadomienne II).

Dans ce schéma, le Briovérien de Bretagne centrale se rattache naturellement à l'ensemble le plus récent[1]. On y retrouve en effet la plupart des caractères des séries de Granville, La Laize (GRAINDOR, 1957; DANGEARD et col., 1961) ou de la baie de Douarnenez (DARBOUX, 1974; DARBOUX et al., 1975) : présence de conglomérat, rythmicité de la sédimentation, remaniement des phtanites... Cependant il est possible que les faciès tillitiques de Normandie (Granville) représentent un niveau plus ancien, dans le Briovérien supérieur, que les poudingues de Gourin qui sont associés à des faciès plus directement comparables à ceux de la série de La Laize.

Cette attribution à "l'ensemble récent" s'applique à toutes les formations du Briovérien de Bretagne centrale puisque j'ai montré qu'il n'y avait pas lieu de distinguer dans cette région un Briovérien moyen (Xa) et un Briovérien supérieur (Xb-Xc) mais qu'il existait une série unique post-phtanitique. Dans ce cas, le problème de la présence ou de l'absence d'une phase cadomienne I en Bretagne centrale, qui reposait sur l'existence d'un Briovérien moyen dans cette région, ne se pose même plus puisqu'on n'y voit jamais le contact entre le Briovérien ancien et le Briovérien récent. Par ailleurs, les greywackes du Briovérien de Bretagne centrale remanient comme nous l'avons vu des minéraux (feldspath, biotite, muscovite) probablement issus de roches endogènes ou métamorphiques profondes et des fragments de roches (schistes, microquartzites, phtanites...) ayant déjà participé à un événement orogénique important avec métamorphisme et déformation. Les mêmes observations ont

[1] Certains (GRAINDOR, 1962) ont pu mettre en doute une telle analogie, en particulier parce qu'en Normandie on ne voyait pas la trilogie bretonne Xa-Xb-Xc. Ce n'est évidemment plus un argument après ce que nous avons vu au sujet de la lithologie briovérienne en Bretagne centrale.

été faites au sujet des formations post-phtanitiques de Normandie (ROBLOT, 1968; DUPRET, 1974) et de la baie de Douarnenez (DARBOUX, 1974). Ceci laisse à penser qu'avant le dépôt du Briovérien post-phtanitique, il existait une chaîne dont le niveau d'érosion se situait au moins dans la zone à schistosité et dont les témoins affleurent actuellement dans le N du Massif armoricain. La discordance entre le Briovérien ancien et le Briovérien récent est donc une coupure majeure et générale, la seule et véritable coupure actuellement bien démontrée dans le Précambrien armoricain. Par ailleurs, nous avons vu qu'en Bretagne centrale, l'essentiel des déformations du Briovérien se rattachait au cycle hercynien tandis que les événements proprement cadomiens restaient finalement assez discrets et se situaient au-dessus du front de schistosité. Peut-on, dans ces conditions, voir encore, dans la phase cadomienne I, le simple soulèvement orogénique précoce ayant alimenté une sédimentation flysch syn-orogénique suivi, seulement après le Briovérien supérieur, par la véritable tectogenèse dite phase cadomienne II ? En fait, comme l'envisageait déjà Cl. KLEIN (1963)[1], l'étape cadomienne I,avec ses plissements, sa schistosité et son métamorphisme, est probablement beaucoup plus qu'un soulèvement précoce (COGNÉ, 1962). Ainsi, elle pourrait à elle seule correspondre à l'étape fondamentale de l'orogenèse cadomienne et la démolition immédiate de cette chaîne aurait alimenté une sédimentation de type molassique (et non flysch) au Briovérien supérieur. Du point de vue structural, cette molasse serait uniquement affectée par les déformations tardives résultant des derniers mouvements de surection de la chaîne. En Bretagne centrale, la conséquence de ces mouvements subcontemporains de la fin de la sédimentation serait les plis par glissement gravitaire et peut-être aussi des olistolithes représentés par les lentilles calcaires à faciès bréchique type Saint-Thurial[2].

---

[1] Il est impossible, cependant, de suivre cet auteur quant aux deux phases cadomiennes qu'il définit en se basant uniquement sur un "bilan directionnel". Si sa "phase normande" correspond bien à l'événement cadomien I, sa "phase angevine" est en réalité d'âge hercynien comme nous l'avons vu.

[2] Dans les terrains homologues du NW de l'Espagne, il semble également qu'une phase de même type avec des olistolithes bien exposés existe (M. IGLESIAS, communication orale).

Une autre solution serait d'admettre que les sédiments immatures du Briovérien supérieur proviennent de la démolition de terrains encore plus anciens que le Briovérien inférieur (chaîne pentévrienne ?) exhumés à la faveur de l'événement cadomien I. Cette solution n'est pas la plus simple dans la mesure où certaines roches métamorphiques (phtanites) remaniées dans le Briovérien supérieur sont connues dans le Briovérien ancien.

Pour terminer l'évolution, les derniers mouvements seraient scellés, du moins en Normandie, par les granites atectoniques de type mancellien.

Entre la fin de cette période vers - 600 M.A. et le début de la transgression trémadocienne vers - 500 M.A., il reste largement le temps pour placer éventuellement un autre événement tectonique tel que la phase hypothétique d'ondulation N 70 que j'ai évoquée. Cette phase n'aurait probablement rien à voir avec l'orogenèse cadomienne mais il faudrait plutôt, comme dans les terrains homologues du NW de la péninsule ibérique, la rapprocher d'une "phase sarde" (ou "vendéenne" selon PRUVOST, 1959). D'ailleurs, en Bretagne méridionale certains métamorphismes et granitisations (Champtoceaux, Moëlan) achèvent leur évolution vers - 540 M.A. (VIDAL et al., 1970; COGNÉ et VIDAL, 1972). En Bretagne centrale, cette "phase sarde", dans la mesure où elle existe, reste probablement très modeste dans ses effets vis à vis des mouvements hercyniens qui l'ont en partie oblitérée.

Enfin, l'interprétation du Briovérien supérieur comme le résultat du démantellement de la chaîne cadomienne elle-même permet également d'expliquer le faible volume des sédiments rouges de la base du Paléozoïque (cf. II-1-1). Ces derniers considérés jusqu'à maintenant comme la molasse post-cadomienne ne seraient en fait que le produit de démoliton des derniers reliefs faisant suite à l'éventuel écho sarde.

Mais ces nouvelles données montrent aussi la grande importance qu'il faut accorder à l'orogenèse hercynienne et à son influence sur le Briovérien. Un tel âge hercynien avait d'ailleurs été déjà envisagé pour la schistosité briovérienne (FOURMARIER et al., 1965) dans la région du Bassin de Laval. Ces observations conduisent à remettre en cause la notion même de socle cadomien au sens mécanique du terme. Dans le Massif armoricain, on peut ainsi considérer trois grands domaines du point de vue de la remobilisation hercynienne, soit du N vers le S :

- le domaine mancellien qui avec ses granites cadomiens constitue une zone peu réactivée;
- le domaine de Bretagne centrale où la schistosité hercynienne a pu se développer, correspondant à un domaine moyennement réactivé;
- le domaine de Bretagne méridionale qui avec ses métamorphismes, déformations et granitisations plus importants apparaît comme la zone de réactivation maximale où les phénomènes cadomiens ne transparaissent pratiquement plus.

En Bretagne centrale, on doit considérer que le Briovérien n'a jamais été un socle vis à vis de la couverture paléozoïque et que l'ensemble a subi de façon relativement homogène les diverses phases hercyniennes. Finalement, cette région, malgré la surface occupée par les sédiments briovériens, apparaît du point de vue structural, comme un domaine hercynien. Ces observations justifient en partie les conceptions erronées de Ch. BARROIS : certes il y a une discordance entre Briovérien et Paléozoïque, mais la Bretagne centrale est bien un domaine hercynien comme il le soutenait. C'est aussi probablement l'un des meilleurs exemples permettant de distinguer ce qui appartient aux deux orogenèses successives.

Chapitre II

LE PALEOZOIQUE

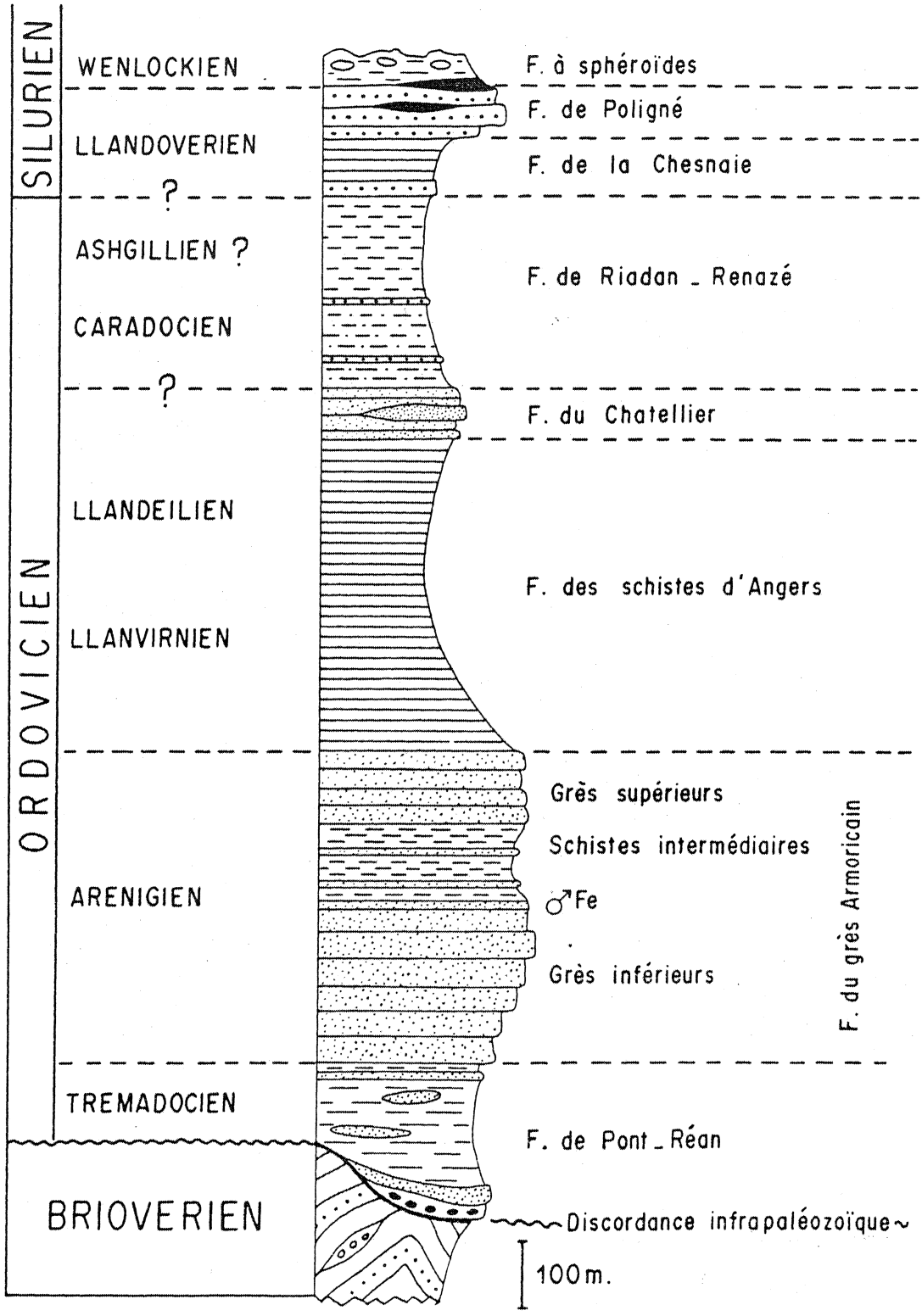


Fig. 31 - Litholog général de la série paléozoïque dans le synclinorium de la Vilaine.

II - 1 LA LITHOLOGIE

Les grandes lignes de la stratigraphie du Paléozoïque inférieur dans la région du S de Rennes sont assez bien connues depuis la fin du siècle dernier, grâce en particulier, aux travaux de G. De TROMELIN et P. LEBESCONTE (1875, 1876), puis de P. LEBESCONTE (1881), complétés et précisés par la suite par de nombreux auteurs. On trouvera dans A. PHILIPPOT (1950) un historique complet sur l'évolution des idées relatives à la stratigraphie du Paléozoïque de cette région et pour les travaux récents on pourra se reporter à Cl. BABIN et al. (1968, 1976) et à J.L. HENRY (1969).

Tout au long de cet exposé, j'utiliserai les grandes divisions stratigraphiques classiques illustrées par le litholog schématique ci-contre (fig. 31). Mes préoccupations n'étant pas, dans ce mémoire, d'ordre stratigraphique, ni paléontologique, on ne trouvera pas, dans ce qui suit, de longs développements sur ces problèmes. Cependant, à l'occasion de levés cartographiques et d'analyses de sondages, j'ai été conduit à préciser la pétrographie et les détails de la suite lithologique de certaines formations, qui feront l'objet de développements plus particuliers. Ce chapitre est ainsi un peu déséquilibré, car il est à la fois, l'introduction stratigraphique nécessaire à la compréhension de la structure régionale et le résumé des données nouvelles que j'ai pu recueillir et qui pourront être utiles aux stratigraphes.

II - 1 - 1. LA SERIE PALEOZOIQUE AU N DE LA LIGNE MALESTROIT-CHATEAUBRIANT

• *La Formation rouge de Pont-Réan*

La Formation de Pont-Réan, définie par M. DELAGE (1877), mais assez diversement dénommée dans la littérature sous les termes de "Schistes rouges", "Schistes lie-de-vin", "Schistes pourprés",

"Schistes de Pont-Réan", "Dalles pourprées", "Schistes et poudingue de Montfort", "Série rouge", "Schistes de Margat"... comprend les sédiments de base du Paléozoïque, discordants sur le Briovérien et situés sous la Formation du Grès armoricain. Cette Formation rouge peut être subdivisée en deux ensembles nettement différents :

- une unité inférieure grossière et peu épaisse, comprenant des conglomérats et des grès,
- une unité supérieure, plus importante, formée par des siltites rouges.

Il convient également de signaler l'existence locale d'épisodes volcaniques acides (brèches, tufs, cinérites, coulées), particulièrement bien représentés dans la région de Reminiac (QUÉTÉ et al., 1972; QUÉTÉ et CHAUVEL, 1974; QUÉTÉ, 1975) et que l'on retrouve en échos dispersés dans quelques autres localités (Saint Just, Guignen, cf. J.J. CHAUVEL, travaux en cours).

Le "Poudingue de Montfort"

Les faciès grossiers de la base de la Formation de Pont-Réan ne sont probablement pas synchrones dans toutes les localités et correspondent à l'installation de la transgression à différents moments en fonction des reliefs pré-existants. Ceux-ci ont dû jouer un rôle important quant à l'épaisseur et au faciès de ces termes inférieurs. Immédiatement au-dessus du Briovérien on rencontre le plus souvent des conglomérats, connus sous le terme de "Poudingues de Montfort" (ROUAULT, 1851), et qui sont signalés en de très nombreuses localités surtout dans la région nord-ouest des synclinaux de la Vilaine (voir en particulier BOLELLI, 1951, PHILIPPOT et CHAUVEL, 1957, KLEIN, 1956, 1959, 1960, QUÉTÉ, 1975, et carte de la région de Paimpont (fig. 48). Ces conglomérats forment des masses lenticulaires d'épaisseurs variables et remanient les roches briovériennes sous-jacentes : grès, quartz et siltites surtout, poudingues de Gourin et calcaires plus rarement. La teinte rouge (ou son équivalent vert réduit par l'altération) est une caractéristique générale, mais en fonction des conditions locales, divers faciès peuvent

exister selon la taille des éléments, leur nature, leurs proportions relatives et enfin, l'abondance de la matrice. Le faciès le plus banal est un conglomérat riche surtout en éléments gréseux centimétriques à décimétriques, soudés par une matrice gréseuse, mais certains galets peuvent parfois dépasser la dizaine de centimètres. Plus rarement, il est possible d'observer des microconglomérats à petits galets de grès et de quartz. Les galets de grès peuvent parfois avoir recristallisé en quartz blanc laiteux comme dans la région de Montfort (CHAUVEL et PHILIPPOT, 1960). Les galets de quartz sont souvent plus roulés que les autres éléments et leur origine briovérienne semble démontrée (LE THEOFF 1977). Ils sont, en effet, surtout abondants dans le secteur méridional où les conglomérats briovériens (poudingue de Gourin à galets de quartz) sont les plus développés. Un autre faciès, assez fréquent, mais généralement peu épais, est constitué en majeure partie par des fragments de siltites briovériennes emballés dans une matrice gréso-silteuse schistifiée. Ce faciès forme assez souvent un niveau de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur à la base de la formation comme à Marette (MF99) par exemple. Par sa position stratigraphique et son aspect plus ou moins phyllonitique, ce faciès a parfois été interprété comme une mylonite, située à la base de la série paléozoïque, dont l'existence pouvait confirmer les hypothèses de F. KERFORNE (1919) relatives à la "Nappe de la Vilaine" (cf. II-2). En fait, il n'en est rien et en lame mince, on reconnaît parfaitement les fragments silteux briovériens, avec leur microstratification en laminés, même lorsque l'ensemble de la roche a été schistifié par la tectonique hercynienne (cf. I-2-3). Très souvent, on observe un faciès intermédiaire riche en éléments gréseux mais comprenant aussi de nombreux fragments silteux (J5, P72, par exemple). Ces derniers ont parfois plus ou moins joué le même rôle que la matrice vis à vis des éléments gréseux, et dans certains cas, l'aspect peut faire penser à une roche composée uniquement de fragments gréseux dispersés dans une matrice abondante.

Il existe d'autres faciès mais ils sont exceptionnels. C'est le cas, par exemple, dans la région de La Gacilly, où un faciès à galets de quartz a été signalé (KLEIN, 1959). De la même façon près de Monterfil, dans la carrière "Les Rochelles" (GR63), on rencontre un faciès à éléments calcaires et à matrice gréseuse dont les éléments parfois dissouts donnent à la roche l'aspect d'un "conglomérat à trous". Dans cette carrière, la proximité de lentilles de calcaires briovériens (type Saint Thurial) explique la présence de ce faciès à la base de la Formation de Pont-Réan.

Le "Grès de Courouët"

La partie inférieure de la Formation de Pont-Réan comprend également un faciès gréseux, appelé "Grès de Courouët" (BARROIS et PRUVOST, 1929). Longtemps ignorés ou confondus avec le Grès armoricain et en tous cas toujours sous-estimés, ces grès sont en fait largement répandus (BOLELLI, 1951; LE CORRE, 1966b; QUÉTÉ, 1975). Comme je l'ai déjà montré (LE CORRE, 1966b), ils existent dans l'ensemble des Synclinaux de la Vilaine et non pas uniquement dans la localité type du Bois de Courouët. Le faciès le plus banal apparaît macroscopiquement comme un grès assez grossier, blanchâtre ou légèrement verdâtre, à grains de quartz transparents et à grains de microquartzites noirs. Au microscope, c'est un grès quartzeux (60 à 90 %), à éléments lithiques (5 à 15 %), à matrice parfois abondante (10 à 30 %) et à rares grains de zircon et de rutile. Souvent assez fortement recristallisé, il présente une texture quartzitique comparable à celle observée dans sa localité type de Courouët (LE POUEZAT, 1967). Les faciès les plus courants vont des quartz-arénites aux quartz-wackes. Quoique très fréquents, les Grès de Courouët peuvent faire défaut. Ils paraissent constituer des niveaux lenticulaires dont l'épaisseur maximale ne doit pas dépasser 50 m. Lorsqu'ils existent, ils sont toujours situés à la base de la Formation de Pont-Réan, soit venant immédiatement au-dessus du Poudingue de Montfort, soit remplaçant celui-ci lorsqu'il est absent (fig. 32).

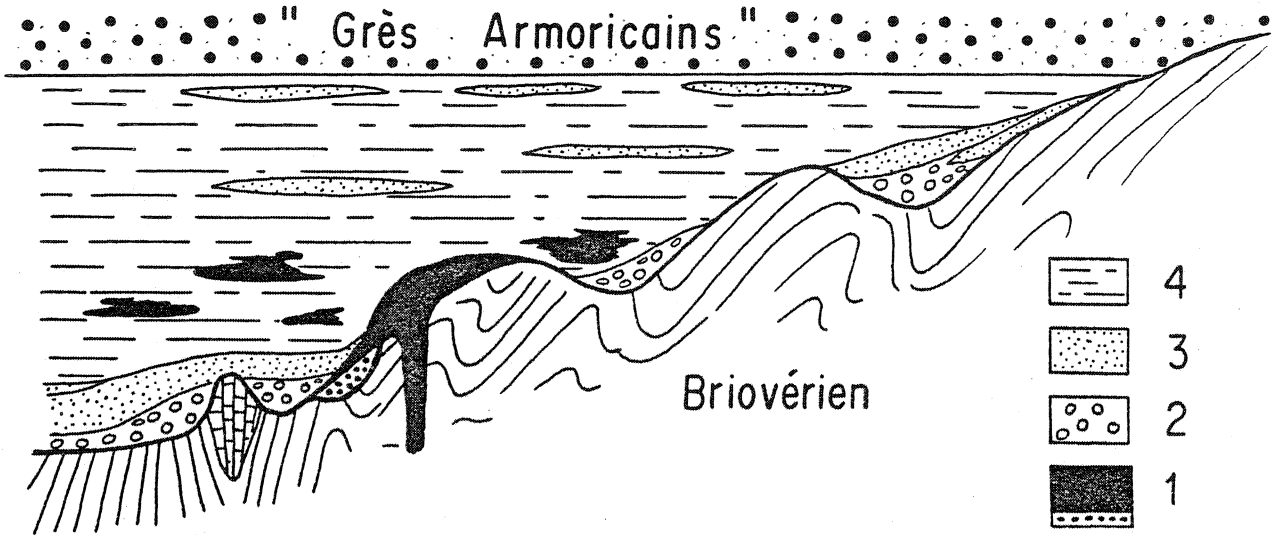


Fig. 32 - Lithostratigraphie de la Formation de Pont-Réan.

1. Faciès volcaniques et volcano-sédimentaires
2. Conglomérat basal (poudingue de Montfort)
3. Faciès gréseux (grès de Courouët)
4. Siltites rouges.

Les siltites rouges ou "Schistes pourprés"

Au-dessus des faciès grossiers de la base viennent les "Schistes rouges" (TOULMOUCHE, 1835) au sens strict. Ils constituent l'élément le plus important en volume et le plus caractéristique de la Formation de Pont-Réan.

Cette partie supérieure de la Formation est relativement homogène, et essentiellement constituée de sédiments rouges lie-de-vin très riches en quartz et en micas blancs. Ces roches peuvent être parfois irrégulièrement ou totalement décolorées en verdâtre. Sur le terrain, elles sont souvent massives et la stratification est difficile à observer. Le débit le plus évident est une schistosité assez grossière mais toujours bien développée ayant un aspect glanduleux lié à l'hétérogénéité du sédiment à l'échelle centimétrique. Les seules traces de vie généralement observables sont des Tigillites et des *Vexillum*.

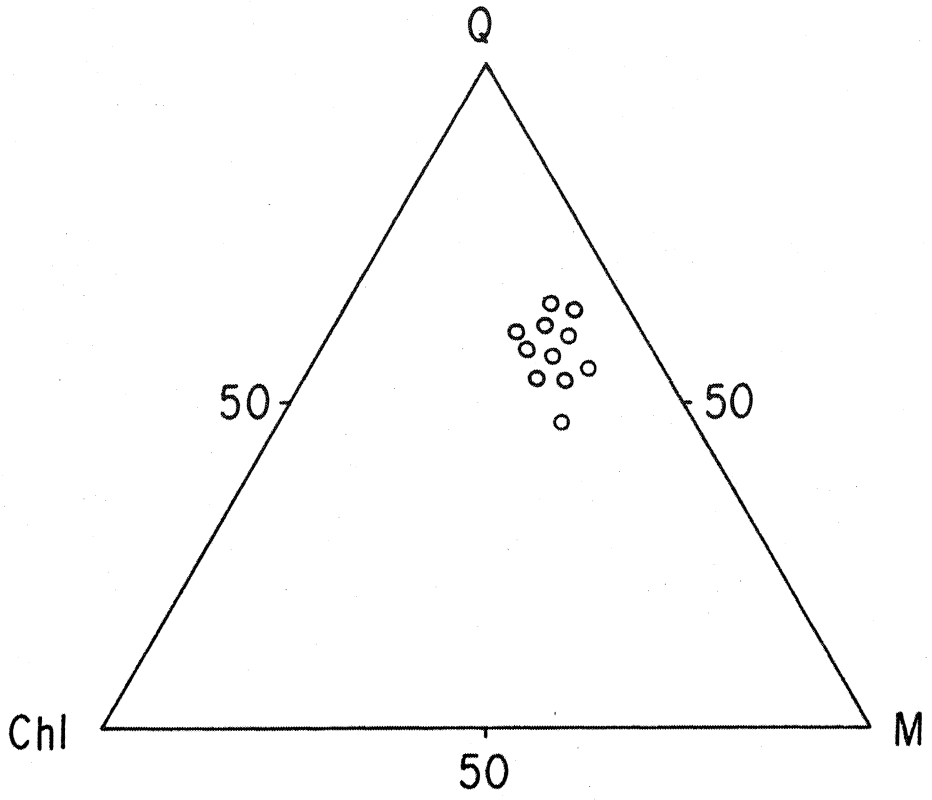


Fig. 33 - Composition minéralogique des siltites rouges de la Formation de Pont-Réan.
Q : quartz, M : micas blancs, Chl : chlorite.

La composition minéralogique est assez typique (fig. 33)

- quartz : 45 à 65 %,
- muscovite : 25 à 35 %,
- chlorite : 10 à 15 %.

La chlorite est toujours peu abondante et les variations de composition se font entre le quartz et les micas blancs. Les grains de quartz sont généralement assez gros (> 50 µ), souvent ovalisés par la schistification, concentrés en nuages à contours diffus dans une matrice plus phylliteuse toujours abondante. L'échantillon moyen est un silt grossier mais certains faciès sont déjà des grès très fins. La couleur rouge paraît liée à l'existence d'une poussière d'hématite diffuse dans la roche.

On y observe également des récurrences gréseuses du type Grès de Courouët mais généralement de teinte rosée. Vers le sommet, des intercallations gréseuses, de plus en plus abondantes en montant dans la Formation, constituent un passage progressif aux Grès armoricains.

Il faut signaler que la Formation rouge de Pont-Réan peut, dans certains secteurs, perdre sa coloration caractéristique à cause du métamorphisme thermique lié à la mise en place des granites à deux micas sud-armoricains. C'est le cas par exemple à l'extrémité ouest du synclinal de Réminiac, dans la région de Saint-Michel-et-Chanvaux à l'E de Chateaubriant ou encore vers le S dans les secteurs de Malestroit, de La Gacilly et de Sainte-Anne-sur-Vilaine. La couleur est alors beaucoup moins rouge et tend vers le violet sombre ou le noir, par transformation des oxydes de fer. Du chloritoïde apparaît souvent dans ces conditions.

L'épaisseur totale de la Formation de Pont-Réan est très variable. C'est dans la région nord-ouest des synclinaux de la Vilaine qu'elle atteint son plus grand développement (cf. carte au 200 000e et carte de la région de Paimpont) où elle peut avoir 400 à 500 m de puissance. Mais vers l'E et localement vers le S, elle est considérablement réduite voire absente et le Grès armoricain peut reposer directement sur le Briovérien. Cette situation est tout à fait comparable à celle que nous avons pu décrire dans le Finistère (CHAUVEL et LE CORRE, 1971). Tout se passe comme si la sédimentation de la Formation de Pont-Réan avait servi à combler progressivement les dépressions avant la grande transgression arénigienne (fig. 32). Ceci témoigne de l'existence de reliefs dont les plus élevés, la ride de Bain et celle de Lanvaux (PRUVOST, 1949; CHAUVEL, 1971), ne seront recouverts que plus tardivement par le Grès armoricain. Mais ces reliefs n'étaient probablement pas très importants et la pénéplanation était déjà bien avancée lors du dépôt de la Formation de Pont-Réan.

Enfin, l'âge de la Formation de Pont-Réan n'a jamais été clairement défini. On a parfois cru y voir un équivalent du Cambrien normand mais à la suite de F. KERFORNE (1921) et P. PRUVOST (1959) un âge trémadocien est généralement retenu. En fait, la seule découverte paléontologique significative est due à T. BEZIER (1889) qui trouva dans les "Schistes rouges" de la cluse du Boël un trilobite que l'on peut rapporter à *Ogygia armoricana* Trom. et Lebesc., c'est-à-dire à une espèce que l'on connaît dans le Grès armoricain. La Formation de Pont-Réan pourrait donc à la limite appartenir déjà à l'Arénigien.

- *La Formation du Grès armoricain*

Définie par M. ROUAULT (1851a), cette Formation montre, avec près de 500 m de puissance, son plus complet développement dans le secteur nord des synclinaux de la Vilaine où elle comprend trois membres (KERFORNE, 1912), soit de la base vers le sommet :

- Le "Grès armoricain inférieur" (250 m), caractérisé par des grès quartziteux à grain fin disposés en gros bancs séparés par des joints silteux ou psammitiques. Ce membre comprend plusieurs couches de minerai de fer souvent riche en magnétite (CHAUVEL, 1971).
- Les "Schistes intermédiaires" (120 m) constitués d'une suite d'alternances gréso-silteuses centimétriques à métriques, parfois calcareuses (ALIX et CHAUVEL, 1966) et souvent riches en figures sédimentaires ou en traces de bioturbation (CHAUVEL, 1962).
- Le "Grès armoricain supérieur" (120 m) formé de bancs de grès fins souvent psammitiques séparés par des joints ou des bancs silteux. Les figures sédimentaires y sont également fréquentes.

Les caractères pétrographiques et sédimentologiques de cette Formation du Grès armoricain, ont été étudiés en détail par J.J. CHAUVEL (1971) et on pourra s'y reporter. Signalons simplement que l'on s'accorde à reconnaître dans les faciès du Grès armoricain, les caractères d'une sédimentation peu profonde, voire intertidale.

La Formation du Grès armoricain fait suite normalement à la Formation de Pont-Réan d'une manière progressive et sans interruption de sédimentation. Lorsque la Formation de Pont-Réan est absente ou très réduite, la série paléozoïque débute parfois par un faciès conglomératique à petits galets de quartz essentiellement et de microquartzite noir. L'épaisseur de ces couches basales est variable, pouvant aller de quelques centimètres jusqu'à une cinquantaine de mètres comme au N du Chatelais (C7), avec parfois encore, des intercalations peu épaisses de silts rouges. Ces faciès conglomératiques passent ensuite immédiatement au Grès armoricain. Cette situation s'observe plus particulièrement dans toute la région située à l'E de Saint-Aignan-sur-Roë, dans la région de Bain-de-Bretagne et dans les secteurs de Pouancé et Soudan au N de Chateaubriant (cf. carte géologique au 200 000e).

Le Grès armoricain lui-même peut parfois présenter de notoires réductions d'épaisseur, la succession des trois membres ne s'observant généralement pas dans ce cas. Ainsi, dans le secteur est du Synclinorium de la Vilaine, au-delà de Saint-Aignan-sur-Roë, le Grès armoricain ne dépasse probablement pas 300 m de puissance. De la même manière, au S de Rennes dans la région de Réminiac (QUÉTÉ, 1975) l'épaisseur est de l'ordre de 150 à 200 m, bien que la Formation de Pont-Réan soit présente. Plus au S, entre Malestroit et La Gacilly, le Grès armoricain paraît également réduit avec une puissance dépassant parfois à peine 100 m et une Formation de Pont-Réan présente mais peu développée.

Ces observations mettent en évidence une paléogéographie du Grès armoricain le plus souvent calquée sur les rides ou paléoreliefs soulignés par l'absence de la Formation de Pont-Réan. Ce n'est pourtant pas toujours le cas et il faut admettre avec J.J. CHAUVEL (travaux en cours) la possibilité de soulèvements locaux liés peut-être au volcanisme acide contemporain de la Formation rouge de Pont-Réan dans certains secteurs.

• *La Formation des Schistes d'Angers*

Définie au S de Rennes par M. DUFRENOY (1838), cette formation silteuse fait suite au Grès armoricain par quelques mètres d'alternances. Dans la littérature, divers termes lui ont été appliqués : "Schistes ardoisiers inférieurs", "Schistes ardoisiers d'Angers", "Schistes à Calymènes"... et plus récemment "Formation de Traveusot" (HENRY, *in* LINDSTRÖM et al., 1974). J'ai préféré garder "Formation des Schistes d'Angers" (CAVET et LARDEUX, *in* BABIN et al., 1976) généralement plus connue grâce aux très anciennes et célèbres ardoisières d'Angers - Trélazé (GUETTARD, 1757) et dont le faciès me paraît plus caractéristique que celui de la localité de Traveusot.

Par son faciès et ses fossiles abondants (trilobites, orthidés, lamellibranches, micro-organismes, ...) cette formation est l'une des plus caractéristiques de la série paléozoïque. Par ailleurs, son épaisseur (jusqu'à 400 à 500 m) et sa relative homogénéité en font un matériel de choix pour les diverses analyses relatives aux schistes et à la schistosité (cf. 2ème partie).

La composition minéralogique

Le sédiment originel était probablement une vase argilo-quartzeuse que la diagenèse et le métamorphisme ont plus ou moins transformée selon les localités. L'association minéralogique que l'on peut y observer maintenant est essentiellement formée de quartz,

de chlorite et de micas blancs auxquels il convient d'ajouter certains minéraux accessoires détritiques ou paragénétiques :

- quartz : d'origine détritique en grains inférieurs à 50 µ et le plus souvent situés entre 10 à 20 µ. Ces grains déformés par la schistogenèse ont souvent une forme lenticulaire.
- chlorites : en fines paillettes néoformées soulignant la schistosité ou constituant de petits nodules.
- micas blancs : soit en grosses paillettes d'origine détritique pouvant atteindre 80 à 100 µ (muscovite, phengite), soit en très fines paillettes néoformées (phengite, paragonite) soulignant la schistosité.
- chloritoïde (LE CORRE, 1969b) : assez abondant dans certains faciès (5-10 %) et absent dans d'autres. Bien cristallisé et manifestement néoformé, il se présente au microscope en éléments tabulaires de 100 µ de diamètre sur 10 à 20 µ d'épaisseur parfois maclés selon (0 0 1). Sa répartition géographique permet de préciser la zonéographie métamorphique (cf. 2ème partie).
- rutile : en fines aiguilles néoformées d'environ 1 µ d'épaisseur et pouvant atteindre 30 à 40 µ de longueur. Ces aiguilles de rutile très caractéristiques des Schistes d'Angers forment un véritable feutrage dans le plan de schistosité. Il se rencontre aussi parfois en masse plus importante dans de petites amandes en association avec le quartz et la pyrite.
- calcite : rare, visible seulement dans les sondages profonds où elle paraît être en relation avec les niveaux fossilifères (fig. 34).
- minéraux lourds d'origine détritique : zircon et tourmaline surtout, mais très rares.
- phosphates : rares sauf dans certains niveaux.
- monazite : en petits nodules assez rares (DONNOT et al., 1973).
- pyrite : parfois abondante et pouvant présenter deux habitus. Soit une pyrite microcristalline constituant de petits nodules anté-schisteux ou épigénisant des fragments de fossiles. Soit une pyrite cubique bien cristallisée recoupant la schistosité à l'emporte-pièce et probablement tardive.
- hématite diffuse.
- matière carbonée diffuse ou dans les micro-organismes.

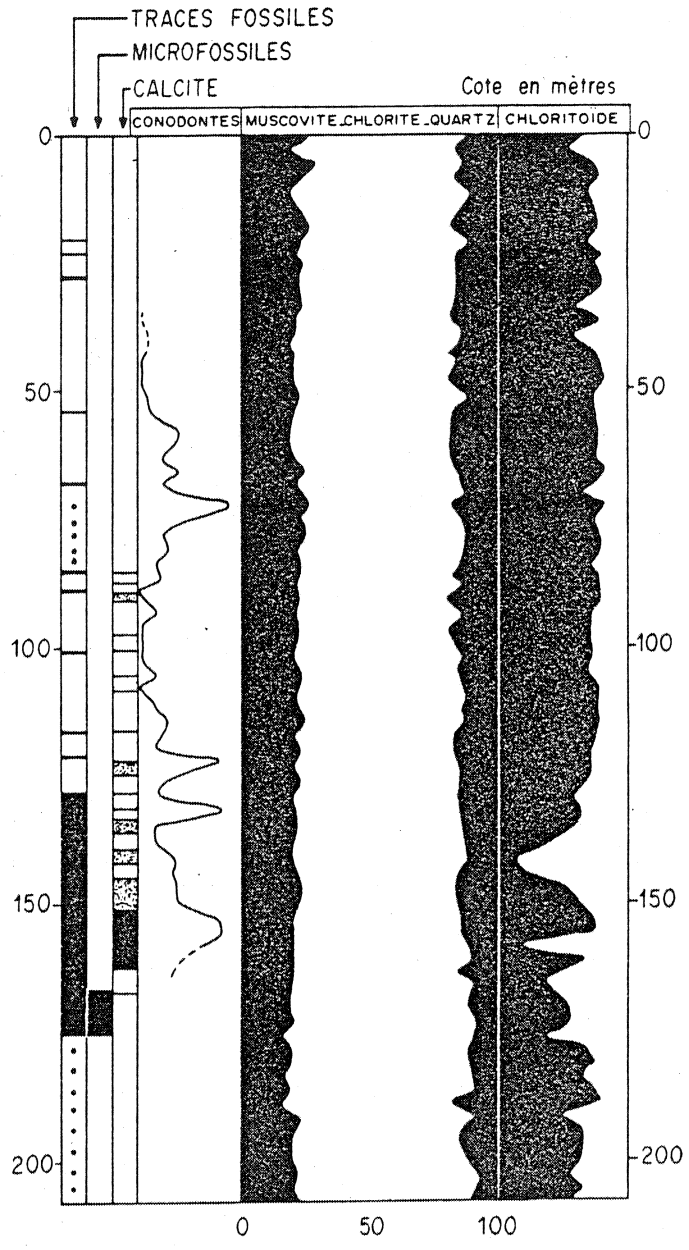


Fig. 34 - Exemple de litholog détaillé d'une partie de la Formation des Schistes d'Angers dans la région de Segré.

Les différents microfaciès

Dans leur ensemble, les Schistes d'Angers peuvent être assimilés à des siltites quartzo-chlorito-micacées. Deux microfaciès extrêmes peuvent être caractérisés suivant les localités :

- un faciès "grossier" : siltite riche en quartz (35 %) dont les grains peuvent atteindre 40 µ, et riche en micas blancs détritiques, mais relativement pauvre en chlorite.
- un faciès "fin" : silt plus pauvre en quartz (15 %) dont les grains ont une taille de l'ordre de 10 à 20 µ, mais plus riche en chlorite.

Tous les termes de passage entre ces deux types existent d'une localité à l'autre, mais dans une même localité, la composition en quartz-chlorite-micas est relativement constante même sur une épaisseur de l'ordre de 250 mètres, comme c'est le cas dans les sondages étudiés dans la région de Segré (fig. 34 et 35).

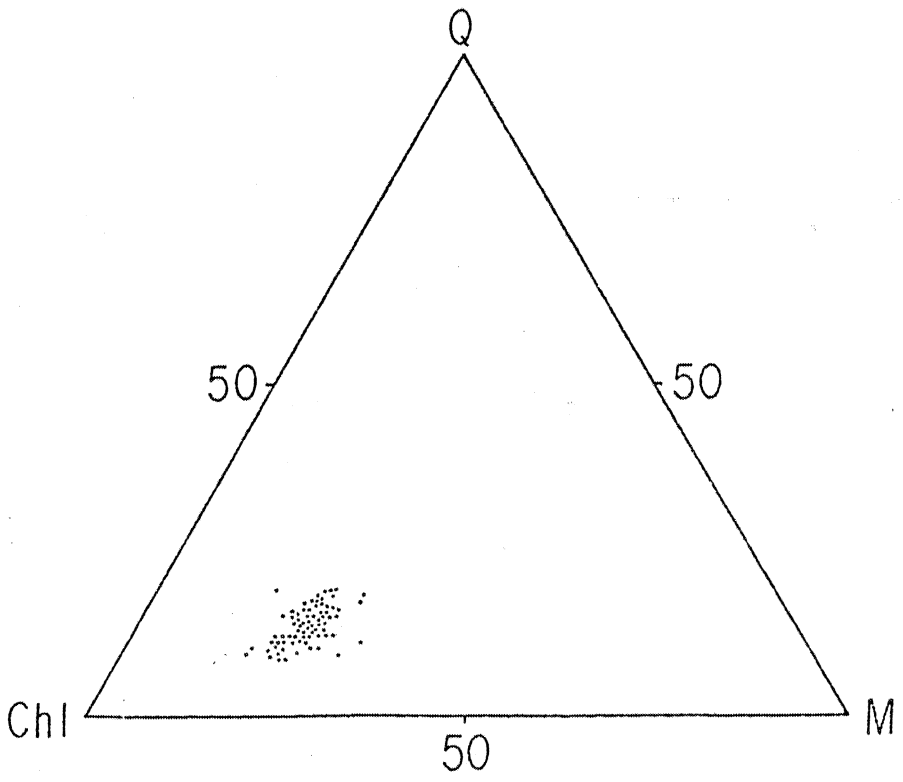


Fig. 35 - Composition minéralogique des Schistes d'Angers dans l'exploitation de Misengrain (région de Segré).
Q : quartz, M : micas blancs, Chl : chlorite.

Lorsque l'on classe les localités en fonction de leur position verticale approximative dans la Formation, il semble que le "faciès fin" caractérise plutôt la base tandis que le "faciès grossier" plutôt le sommet, le pourcentage de quartz augmentant dans le même sens. Indépendamment de la répartition verticale, il est tentant de voir s'il existe une répartition des faciès traduisant une paléogéographie de la sédimentation initiale. Nous verrons en effet (cf. 2ème partie) que la répartition des faciès n'est pas aléatoire mais une interprétation paléogéographique de ces résultats paraît délicate dans la mesure où le microfaciès actuel semble être beaucoup plus fonction de la zonéographie du métamorphisme et de la déformation que du faciès sédimentaire initial (cf. 2ème partie).

A côté de ces faciès habituels, on peut localement trouver des faciès locaux plus particuliers :

- faciès hyperchloriteux : composé à 95 % de chlorite verte, parfois à texture oolitique;
- faciès à nodules : ces nodules noirs, ovoïdes ou allongés ayant quelques cm de long sont présents un peu partout mais peuvent parfois présenter une forte concentration. Leur nature est variable, soit quartzeuse, soit chloriteuse, soit pyriteuse, et certains sont fossilifères.

Le problème des repères lithologiques internes

Dans cette formation relativement épaisse et homogène, où aucun banc différencié n'apparaît et où la notion même de stratification perd toute réalité au profit de la schistosité, il s'est parfois avéré nécessaire de rechercher des repères stratigraphiques internes. Cette recherche, outre son aspect strictement lithostratigraphique, présente un intérêt d'ordre structural pour connaître la géométrie du plissement dans ce type de matériel non stratifié, et un intérêt pratique dans l'exploitation des gisements ardoisiers (LE CORRE, 1971). Le problème peut généralement être en

partie résolu par l'analyse systématique des coupes naturelles ou des sondages, soit en lames minces, soit sur poudres en diffractométrie X, suivant les cas :

1/ Le cas de la région de Segré : grâce aux travaux miniers et aux sondages exécutés par la Société Ardoisière de l'Anjou (S.A.A.) sur son exploitation de Misengrain, il m'a été possible de mettre en évidence des repères lithologiques très précis[1]. Ici les repères sont basés sur la présence ou l'absence de carbonates ou sur les variations de leur abondance relative, sur les variations d'abondance du chloritoïde et enfin sur des concentrations de micro-organismes à certains niveaux (conodontes, micro-sphérules *insertae sedis*). Les logs de sondages ci-dessous (fig. 36) schématisent ces résultats. On observera la relation systématique entre les micro-sphérules, les conodontes et les tests de trilobites ou d'orthidés apportant la calcite. Tous les sondages et galeries de recherche ont donné ce même résultat qui a permis d'avoir une idée satisfaisante de la géométrie du gisement ardoisier (docum. SAA). Indépendamment de cet aspect, il y a probablement dans cette association un dispositif paléo-écologique laissant entrevoir que la macrofaune se serait installée sur un biotope particulièrement riche en micro-organismes.

2/ Le cas de la région de Senonnes - Renazé : dans ce secteur (fig. 37), j'ai pu montrer qu'il existait systématiquement, dans les cent derniers mètres de la formation, une abondance remarquable d'acritarches et de chitinozoaires (LE CORRE et DEUNFF, 1969) souvent mal conservés, à cause de la schistosité, mais très utiles, soit pour se situer dans la formation, soit pour distinguer les Schistes d'Angers des autres formations silteuses supérieures.

---

[1] Travaux menés avec la Société Ardoisière de l'Anjou que je tiens à remercier ici pour son aimable collaboration.

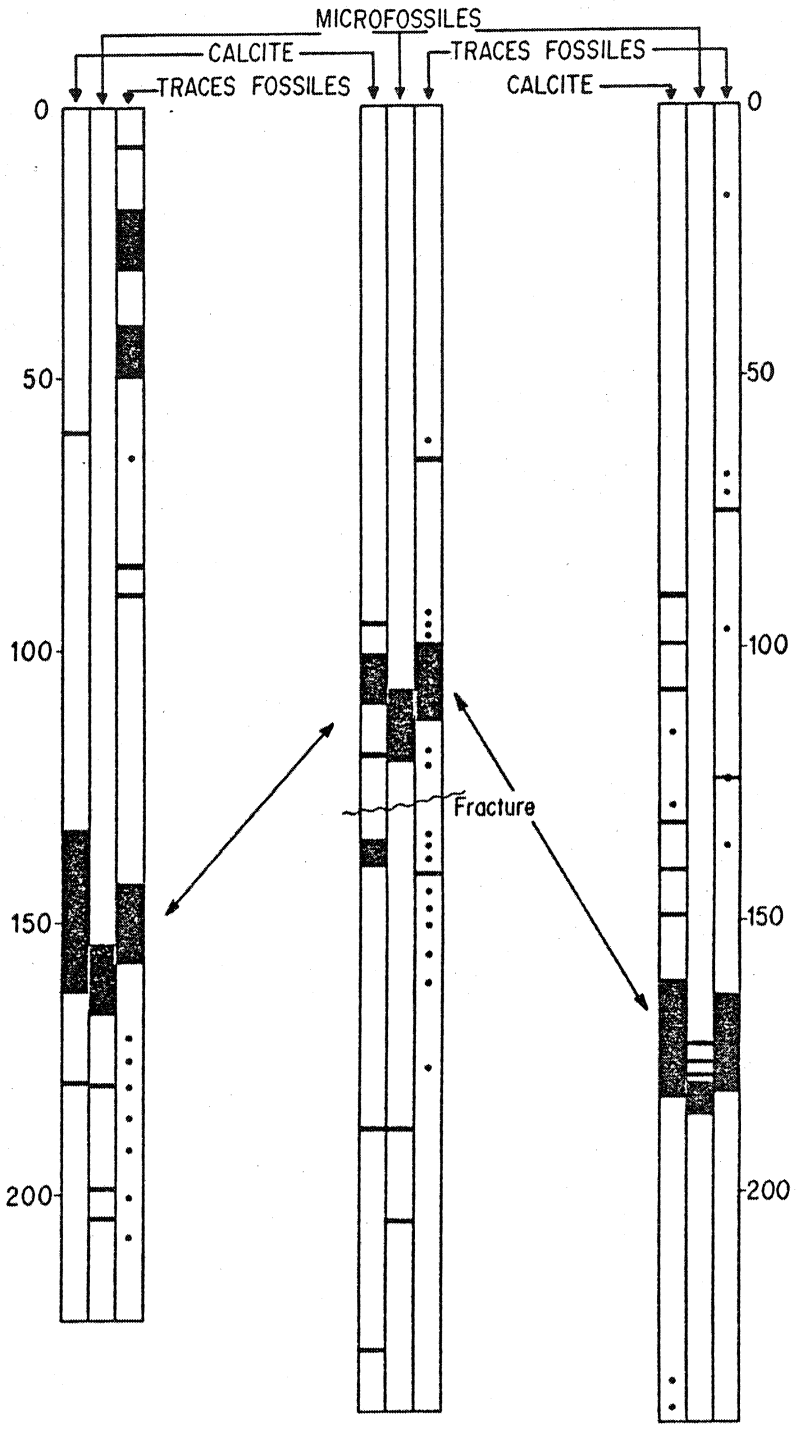


Fig. 36 - Exemple de logs comparatifs de trois sondages dans la Formation des Schistes d'Angers de la région de Segré.

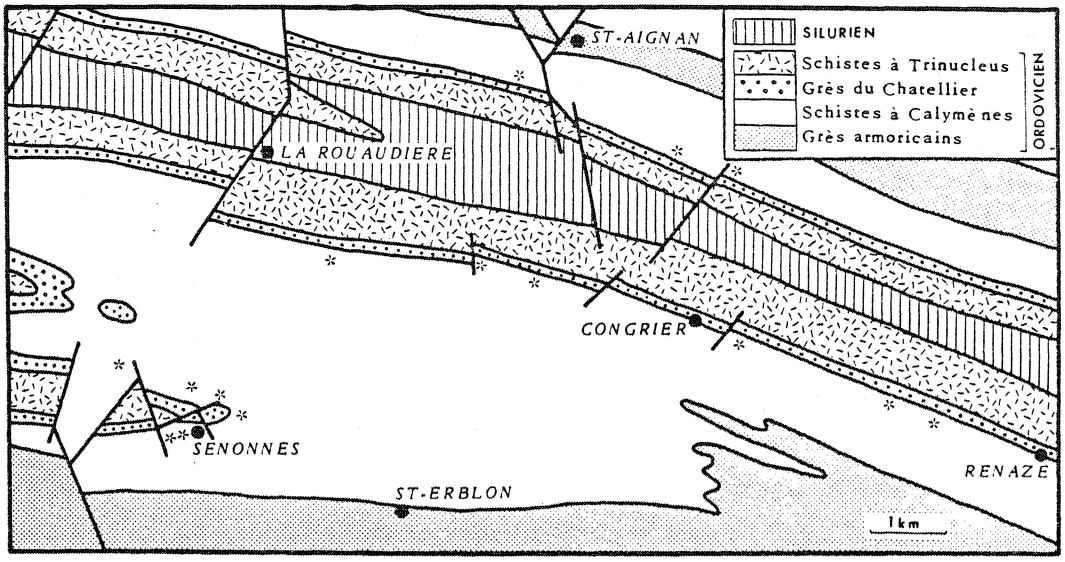
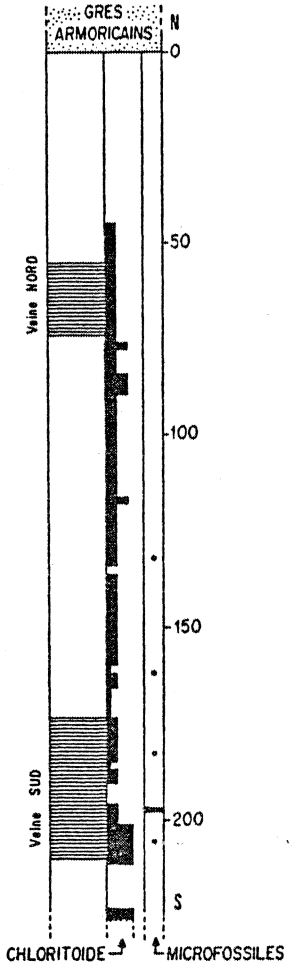


Fig. 37 - Carte de répartition des gisements d'Acritarches dans la Formation des Schistes d'Angers de la région de Senonnes - Renazé.



3/ Le cas de la région de Rochefort-en-Terre : dans ce secteur beaucoup plus métamorphique que les précedents, le chloritoïde ne s'est développé que dans les siltites de chimisme convenable. La présence ou l'absence de chloritoïde permet d'avoir des repères lithologiques utilisables (fig. 38). Ceux-ci associés à la présence, encore ici, d'un niveau à microsphérules, ont pu être utilisés pour la recherche ardoisière (HERROUIN, LE CORRE et LIMASSET, 1970).

Toutes ces données relatives aux repères internes dans la Formation des Schistes d'Angers sont résumées par le log ci-dessous (fig. 39). Il reste à le préciser et à mieux définir ses limites géographiques de validité.

Fig. 38 - Log dans la Formation des Schistes d'Angers de la région de Rochefort-en-Terre.

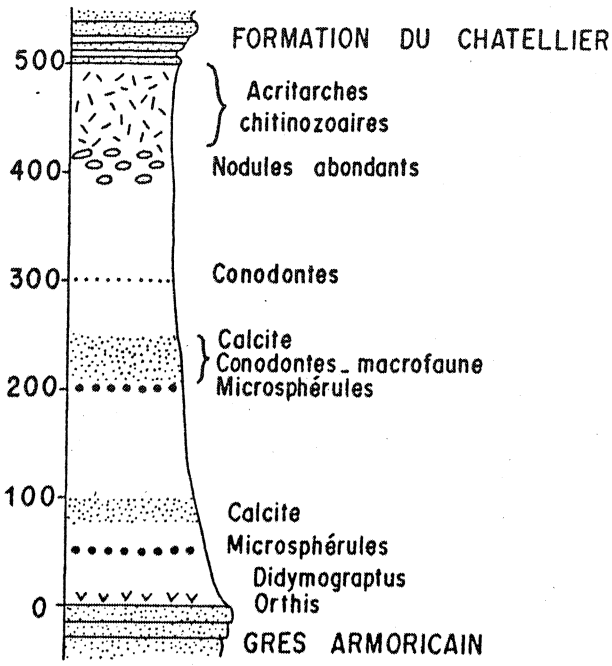


Fig. 39 - Log synthétique de la Formation des Schistes d'Angers en Bretagne centrale.

Pour conclure, la Formation des Schistes d'Angers représente un épisode de sédimentation particulièrement calme, caractérisé par un apport lent et régulier d'éléments détritiques fins surtout argilo-micacés provenant d'une érosion continentale peu active. Ces conditions étaient probablement celles d'un vaste golfe très abrité où les courants et la houle ne se faisaient pas sentir comme en témoigne l'absence de figures sédimentaires. Un tel milieu était très favorable au développement de la vie, ce qui explique la relative abondance des traces fossiles dans cette formation.

• *La Formation du Châtellier*

Définie par Ch. BARROIS et L. BOCHET (1890) cette formation constitue un ensemble essentiellement gréseux de 50 à 70 m de puissance, situé au-dessus des Schistes d'Angers et les séparant de la Formation silteuse de Riadan - Renazé. Les limites avec les deux formations encaissantes sont peu précises, les passages se faisant progressivement par des alternances gréso-silteuses. Il faut noter aussi qu'à l'intérieur de la Formation du Chatellier, on trouve souvent des joints et même parfois des bancs silteux pouvant atteindre une épaisseur de l'ordre du mètre.

Les grès se présentent sous deux faciès (LE CORRE, *in* BABIN et al., 1968; LE CORRE, 1969) :

- faciès vert chloriteux : c'est le plus fréquent et le plus typique par sa couleur et sa richesse en éléments phylliteux. Il s'agit d'un grès très fin, généralement assez bien classé, dont les grains dépassent rarement 100 µ. L'analyse modale d'un échantillon moyen donne :
  - grains de quartz : 60 - 70 %,
  - grains de feldspath : 5 - 10 %,
  - micas blancs : 10 - 20 %,
  - matrice chloriteuse : 10 - 20 %

  situant le faciès à la limite arénites - wackes.
- faciès blanc quartziteux : plus rare et occupant, lorsqu'il existe, le centre de la Formation. Son épaisseur dépasse rarement 20 mètres. C'est un grès très fin, à texture de quartzite parfois, nettement différent du faciès vert par sa composition modale :
  - grains de quartz : 85 - 90 %,
  - micas blancs : 5 %,
  - matrice chlorito-micacée ne dépassant pas 10 %,

  et permettant de le classer dans les "quartz-arénites".

Sur certaines cartes, la Formation du Châtellier a souvent été confondue avec les grès siluriens bien que son faciès le plus banal (grès fin verdâtre) soit assez typique pour être utilisé comme un repère stratigraphique très pratique dans l'ensemble des synclinaux de la Vilaine. La carte au 200 000e annexée à ce mémoire en donne une nouvelle cartographie plus précise.

Notons enfin qu'il est possible d'observer dans la Formation du Châtellier des structures sédimentaires du type "slumping" pouvant atteindre 50 cm à 1 m. Les stratifications obliques et les rides sont également très fréquentes. La plus belle localité actuellement visible illustrant les caractéristiques sédimentologiques de la Formation du Châtellier est située sur la rive nord de l'étang de Martigné-Ferchaud au lieu-dit "la promenade" (carrière Pigeon).

Après l'épisode de sédimentation calme des Schistes d'Angers, ce grès du Châtellier correspond à une rupture d'équilibre avec la reprise d'une érosion continentale active. Cette rupture est probablement liée à un événement paléogéographique assez proche et rapide étant donné les caractères beaucoup plus immatures de la nouvelle sédimentation.

- *La Formation de Riadan - Renazé*

Définie par G. De TROMELIN et P. LEBESCONTE (1875), cette Formation a parfois été désignée sous les termes de "Schistes ardoisiers supérieurs" (par opposition aux Schistes d'Angers qui sont "inférieurs"), "Schistes ardoisiers de Riadan", "Schistes à Trinucleus", ...

Elle surmonte la Formation du Châtellier et sa puissance est de 250 à 300 mètres. Mais à l'inverse de la Formation des Schistes d'Angers, elle est très hétérogène et comprend divers faciès surtout silteux mais également gréseux.

La composition minéralogique

Elle est assez comparable à celle des Schistes d'Angers :

- quartz : en grains détritiques généralement plus gros que ceux des Schistes d'Angers et pouvant atteindre 60 µ dans les siltites, mais ne dépassant pas 100 µ dans les grès. Ces grains sont généralement déformés par la schistosité.
- micas blancs détritiques et néoformés.
- chlorite néoformée.
- carbonates : parfois très abondants surtout sous forme de calcite, plus rarement de sidérite. Ils semblent avoir plus ou moins diffusé et recristallisé secondairement après le développement de la schistosité.
- pyrite : relativement abondante et pouvant constituer de gros nodules en association avec le quartz et la calcite (les "chats" du langage ardoisier). Il semble y avoir deux générations de pyrite comme dans les Schistes d'Angers.
- rutile, en aiguilles dans les siltites.
- zircon.
- tourmaline très abondante dans certains faciès gréseux.
- feldspath dans les grès.
- phosphates.

Les différents microfaciès

Comme pour la Formation des Schistes d'Angers, l'analyse détaillée des microfaciès a été réalisable grâce à l'existence des travaux miniers (galeries et sondages) mis à notre disposition par la S.A.A. dans son exploitation de Renazé (LE CORRE, 1969a; LE CORRE et QUÉTÉ, 1973). Les principaux critères que nous avons retenus pour définir les microfaciès sont les proportions relatives en quartz-chlorite-micas (fig. 40), la granulométrie du quartz (fig. 41), la présence ou l'absence de carbonates et enfin la structure homogène

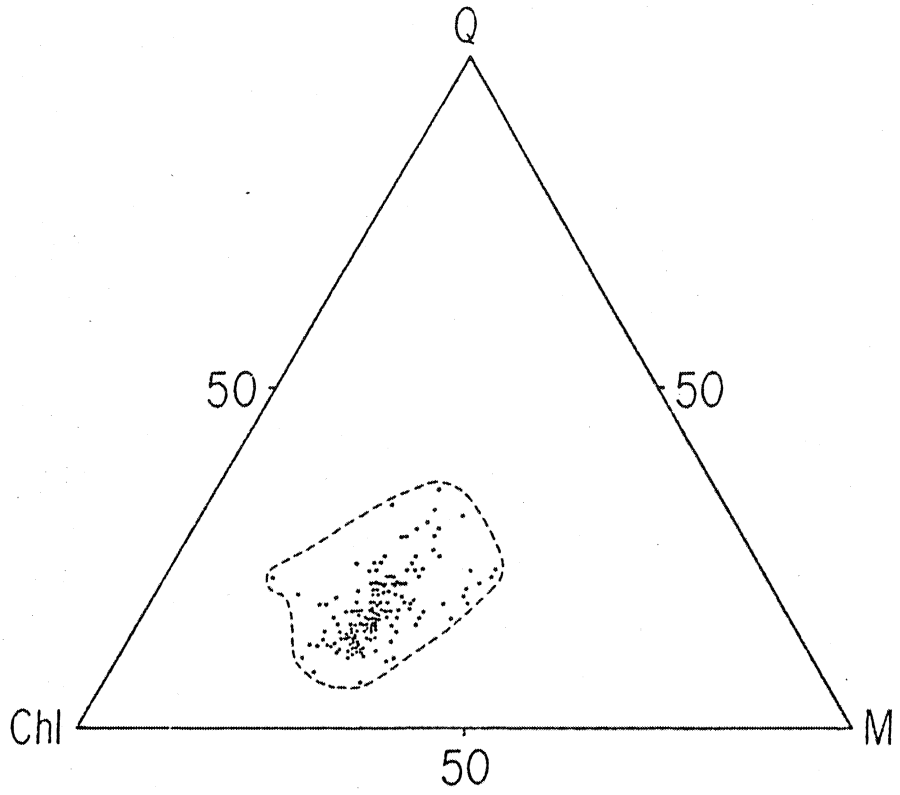


Fig. 40 - Composition minéralogique des faciès silteux de la Formation de Riadan à Renazé.
Q : quartz, M : micas blancs, Ch; : chlorite.

ou hétérogène (lentilles ou laminés gréseux) du sédiment. On peut ainsi définir cinq grands types de microfaciès :

- grès très fins calcarifères à ciment chloriteux : ce sont des arénites dont les grains atteignent rarement 100 µ. A côté du quartz, on peut trouver de la muscovite, des plagioclases et parfois du leucoxène. La calcite est toujours présente et peut constituer jusqu'à 15 % de la roche. Lorsque la texture n'est pas celle d'un quartzite, le ciment est un simple film chloriteux. Une schistosité fruste matérialisée par les micas et par la forme elliptique des grains de quartz peut déjà apparaître dans ces faciès gréseux.

- siltites hétérogènes à grosses lentilles arénacées : ces roches sont constituées de deux phases de composition et de granulométrie différentes. D'une part, une matrice fine (grain < 30 µ),

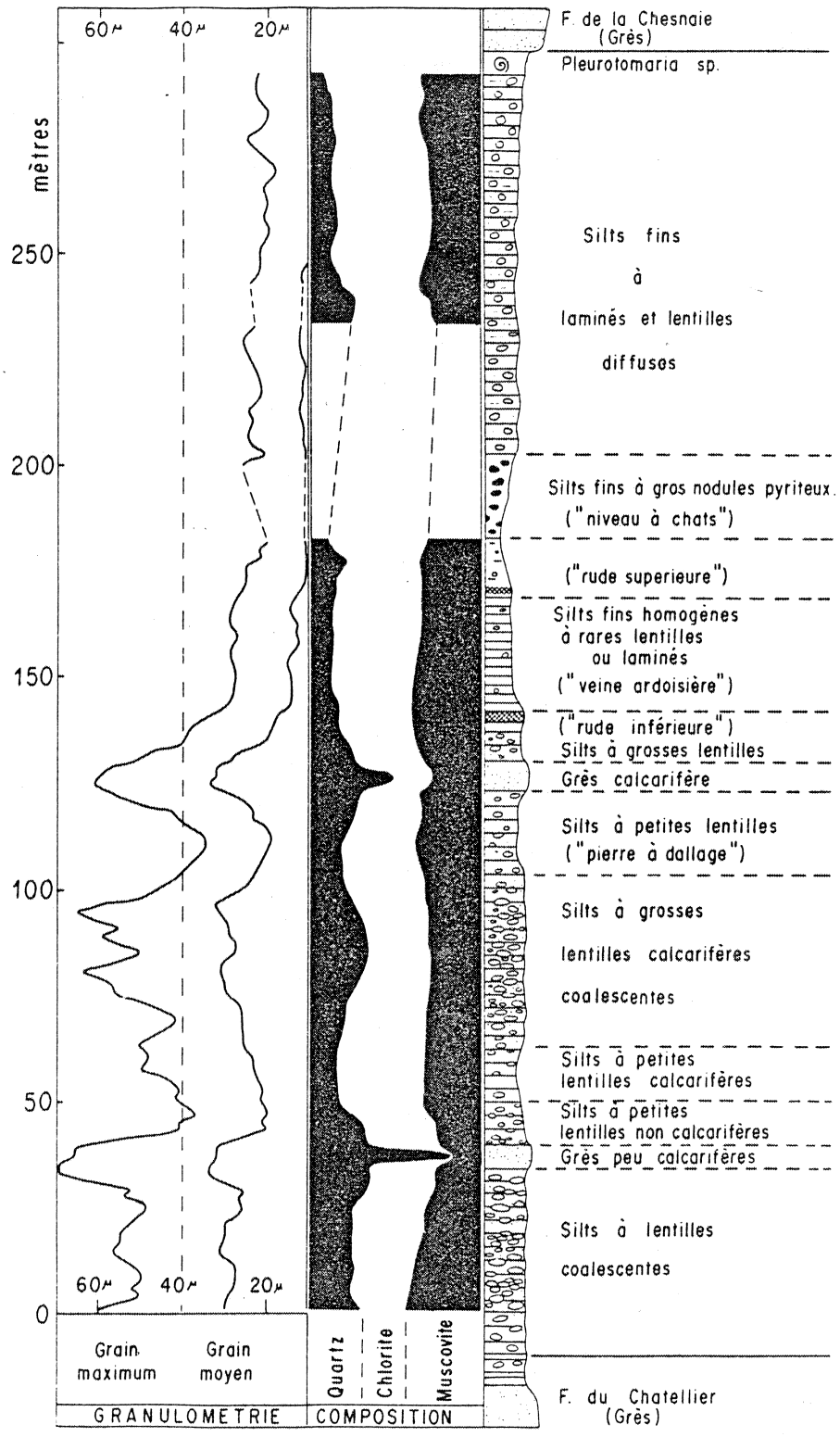


Fig. 41 - Litholog détaillé de la Formation de Riaḍan à Renazé (d'après LE CORRE, 1969a et LE CORRE et QUÉTÉ, 1973).

peu carbonatée (1 %), constituée de quartz, chlorite et micas. D'autre part, une phase plus grossière formant des amas lenticulaires pouvant atteindre 20 mm de long, constitués surtout de quartz (30 à 60 µ) associé à de la calcite et de la pyrite. Suivant les cas, on peut distinguer des lentilles quartzo-carbonatées à ciment chloriteux, des lentilles quartzo-phylliteuses non carbonatées et enfin des lentilles quartzo-pyrito-carbonatées à ciment chloriteux. Ces lentilles sont d'origine sédimentaire et peuvent former des lits soulignant la stratification. La schistosité affecte ces roches, déformant les grains de quartz et les lentilles elles-mêmes dont la forme initiale est difficile à préciser. De telles structures sédimentaires sont comparables aux "stratifications oeillées ou amygdaloïdes" caractérisant certains milieux de sédimentation très peu profonds soumis à l'action des marées. L'abondance de lentilles par rapport à la matrice peut varier et il est possible d'observer soit des faciès à lentilles assez dispersées, soit au contraire plus ou moins coalescentes (fig. 41). Ceci a naturellement un influence sur les proportions relatives en quartz-chlorite-mica de la roche (fig. 40 et 41).

- siltites hétérogènes à lentilles arénacées petites ou diffuses : ici, les lentilles, de nature variable comme les précédentes, sont de taille inférieure à 10 mm et généralement moins denses. Mais l'apport grossier peut aussi être sous forme de nuages plus ou moins diffus ne présentant pas de contours nets comme les lentilles. La matrice fine est identique à celle du faciès à grosses lentilles.

- siltites hétérogènes à laminés : dans ces roches la phase grossière plus riche en quartz n'est plus concentrée en amas lenticulaires mais en bandes millimétriques alternant avec un silt fin comparable à la matrice des faciès à lentilles. Ce zonage est assez diffus mais souligne bien le litage sédimentaire.

- siltites homogènes fines : elles sont constituées par la matrice fine des faciès précédents. Les lentilles et laminés y sont très rares et la taille des grains de quartz peut descendre jusqu'à 10 µ. C'est dans ces faciès que la proportion relative de quartz est la plus faible (fig. 40 et 41).

Enfin, indépendamment de ces microfaciès, il convient de signaler l'existence de zones riches en très gros nodules pyriteux (> 10 cm) connus des ardoisiers sous le terme "niveaux à chats".

La répartition verticale des faciès

La synthèse des observations relatives aux divers travaux miniers de la région de Renazé permet de proposer un log type pour la Formation de Riadan - Renazé (fig. 41). Celui-ci met en évidence un certain nombre de repères lithologiques internes facilement exploitables.

Les variations des proportions relatives en quartz-chlorite-mica soulignent bien l'évolution du microfaciès. En particulier, l'apport de quartz par les lentilles arénacées est très net et se fait plutôt au détriment des micas tandis que la chlorite reste relativement constante, du moins dans les faciès silteux. En examinant l'ensemble de la Formation, on observe une diminution progressive de l'abondance relative de quartz de la base vers le sommet (fig. 41). L'analyse granulométrique du quartz[1] fournit également des données intéressantes et comparables aux résultats précédents. On notera la très bonne corrélation entre les courbes relatives au grain maximum, au grain moyen et à l'abondance de quartz (fig. 41). Ici encore, de la base au sommet, la tendance est une diminution du grain moyen du quartz. Finalement, tout se passe comme si les apports détritiques grossiers ayant donné la Formation gréseuse du Châtellier s'atténuaient progressivement pour revenir à des conditions plus calmes vers le sommet de la Formation de Riadan.

Il n'en reste pas moins que le climat sédimentaire d'ensemble de cette Formation s'oppose nettement à celui de la Formation

---

[1] Pour la méthode, cf. 2ème partie.

des Schistes d'Angers (fig. 42). Tandis que ces derniers évoquent une sédimentation régulière calme et assez profonde, les Schistes de Riadan - Renazé paraissent caractérisés par une plus grande instabilité dans les apports détritiques et par des conditions beaucoup plus littorales, surtout à la base de la Formation. Il s'agit là probablement des conséquences de l'instabilité du continent voisin, à la suite d'une pulsation verticale contemporaine de la Formation du Châtellier ayant permis une réactivation de l'érosion.

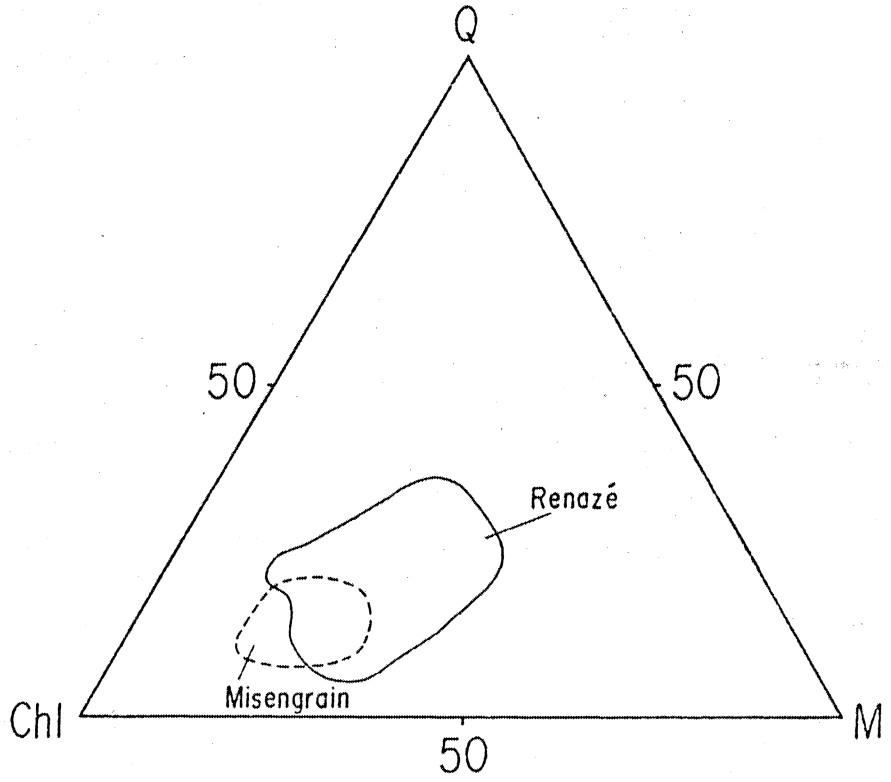


Fig. 42 - Diagramme comparatif de la composition minéralogique (quartz - micas - chlorite) de la Formation des Schistes d'Angers (Misengrain) et de la Formation de Riadan (Renazé).

- *La Formation de La Chesnaie* (synonymie : "Grès de base et schistes moyens", LE CORRE, 1966a).

Au-dessus de la Formation de Riadan, la suite lithologique était mal connue et de nombreuses confusions avaient été faites entre les divers membres gréseux de la série : Grès du Châtellier,

grès de la Formation de Riadan, grès de La Chesnaie, grès siluriens dits "culminants" (cf. le S^{4-3} des cartes au 80 000e). J'ai donc été conduit, pour des raisons essentiellement cartographiques, à repréciser l'inventaire lithologique de cette partie de la série paléozoïque (LE CORRE, 1966a, 1969a).

Dans la région type de Renazé, la Formation de Riadan se termine par des siltites fossilifères à *Pleurotomaria sp.* Au-dessus, (fig. 31) apparaît brutalement un faciès gréseux qui constitue le membre inférieur de la Formation de La Chesnaie (localité type située au N des ardoisières de l'Anjou à Renazé). Ce membre inférieur, de 25 m de puissance, comprend essentiellement des bancs, décimétriques à métriques, de grès quartzeux blancs, assez bien classés, à rares muscovites détritiques. La matrice phylliteuse est très peu abondante et la texture souvent quartzitique. Au-dessus de ces grès, on observe un membre supérieur de 60 mètres de puissance environ, constitué de siltites fines homogènes contrastant assez bien avec les Schistes de Riadan et souvent très altérées à l'affleurement.

Cette Formation de la Chesnaie n'a pas livré de faune caractéristique jusqu'à maintenant et on peut hésiter sur son âge entre le sommet de l'Ordovicien supérieur et la base du Silurien (Llandoverien). Toutefois, dans la région de Réminiac, les grès situés au-dessus de la Formation de Riadan, équivalent probable du membre gréseux de la Formation de La Chesnaie (QUÉTÉ, 1975), ont fourni une faune graptolitique llandoverienne (PHILIPPOT, 1950). Il n'est donc pas impossible que cette Formation de La Chesnaie appartienne déjà au Silurien.

- *La Formation de Poligné ou grès culminants*

Déjà définie par G. De TROMELIN et P. LEBESCONTE (1875, 1876) sous les termes de "Grès de Poligné", puis de "Grès supérieur"

par P. LEBESCONTE (1881), cette Formation surmonte en continuité celle de La Chesnaie. Le passage entre les deux formations se fait sur quelques mètres par une série d'alternances gréso-silteuses. Le faciès banal de la Formation de Poligné est un grès blanc quartzeux à matrice très peu abondante et à texture souvent quartzitique. Les intercallations silteuses ou psammitiques parfois riches en graptolites comme à Congrier (LE CORRE, 1966a) sont assez fréquentes. Plus rarement, on observe des intercallations lenticulaires de silts ampéliteux pouvant atteindre 15 mètres de puissance et livrant généralement une belle faune graptolitique comme à Poligné (PHILIPPOT, 1950). L'ensemble de la Formation de Poligné peut atteindre 60 à 80 mètres de puissance et appartient au Llandoverien.

- *La Formation à sphéroïdes*

Egalement reconnue dès 1876 par G. De TROMELIN et P. LEBESCONTE, cette Formation constitue le sommet de la série paléozoïque au N d'une ligne Malestroit - Chateaubriant. Sa limite inférieure avec les Grès de Poligné n'est pas très nette et se fait par une série d'alternances gréso-psammitiques dont une partie au moins appartient déjà au Wenlockien si l'on se refère à la faune graptolitique qu'elles ont livrée au N de Congrier (LE CORRE, 1966a). Cette Formation à sphéroïdes est en fait assez hétérogène et comprend des siltites, des psammites et des grès. Elle est surtout identifiable grâce à la présence des "sphéroïdes", grosses boules gréseuses plus ou moins aplaties pouvant atteindre une cinquantaine de cm de diamètre, que l'on trouve souvent isolées à la surface des champs. Ces boules, d'origine sédimentaire, sont constituées d'un grès fin, pyriteux, finement stratifié, plus ou moins poreux et probablement calcareux à l'origine. Ce sont généralement de véritables "niches" à fossiles : graptolites, cardioles, et orthocères surtout, qui placent la Formation nettement dans le Wenlockien. L'épaisseur de la Formation à sphéroïdes est inconnue puisqu'elle constitue le niveau supérieur d'érosion actuel et le Ludlovien n'a jamais pu être caractérisé dans cette région.

II - 1 - 2 LA SERIE PALEOZOIQUE AU S DE LA LIGNE MALESTROIT - CHATEAUBRIANT.

Dans la zone la plus méridionale du secteur étudié, c'est-à-dire grossièrement au S d'une ligne Malestroit - Chateaubriant, la suite lithologique est en partie différente de celle du N et monte jusqu'au Dévonien. La stratigraphie paléozoïque y est également beaucoup moins bien connue et je ne l'ai pas ré-étudiée personnellement en détail comme dans le secteur nord.

De bas en haut, on peut y rencontrer les termes suivants :

• *La Formation de Pont-Réan* : elle est réduite ou absente, et souvent métamorphique. Elle est alors représentée par des schistes violacés très sombres parfois riches en chloritoïde.

Au S-E de Chateaubriant, elle est représentée par des siltites violacées à intercalations conglomératiques connues sous le terme de "Schistes de Margat" (CAVET et LARDEUX *in* BABIN et al., 1976). Lorsqu'elle est absente, le Grès armoricain repose directement sur le Briovérien.

• *La Formation du Grès armoricain* : elle est assez comparable à ce que l'on connaît plus au N mais son épaisseur ne dépasse généralement pas 100 m. Les intercalations silteuses et psammitiques y sont nombreuses et la subdivision classique en trois membres n'y est pas toujours évidente.

Plus au S encore, dans les enveloppes de l'Anticlinal de Lanvaux, la Formation rouge est absente et le Grès armoricain typique souvent réduit à quelques mètres. Il peut débuter dans ce cas par un horizon conglomératique comme au S de Marsac, à Moisdon-la-Rivière ou au S du Grand-Auverné. Dans tout ce secteur, le Grès armoricain est souvent si réduit que c'est la Formation des Schistes d'Angers qui paraît reposer directement sur la formation sous-jacente, mal datée, connue sous le terme de "Schistes et arkoses de Bains".

• *Le problème des "Schistes et arkoses de Bains"*

Depuis la 1ère édition de la feuille de Redon (BARROIS et BOCHET, 1890) on désigne de cette façon les assises sédimentaires enveloppant le massif orthogneissique de Lanvaux et situées sous l'Ordovicien daté représenté par la Formation des Schistes d'Angers. Entre les "Schistes et arkoses" et les Schistes d'Angers, on observe parfois un "Grès armoricain typique" très réduit à base conglomératique (cf. ci-dessus). Mais le plus souvent le passage des "Schistes et arkoses" aux Schistes d'Angers paraît progressif.

Du point de vue lithologique, on trouve dans ces assises de Bains divers faciès appartenant probablement à des ensembles d'âge différent :

- des silts zonés, à laminés, très comparables à ceux du Briovérien supérieur déjà décrits plus au N (cf. I-1). Ce faciès paraît surtout localisé à proximité de l'orthogneiss de Lanvaux et prend parfois un aspect corné et tacheté à son contact.
- des alternances de bancs silteux homogènes grisâtres et de bancs gréseux assez grossiers et parfois riches en feldspath (arkoses des anciens auteurs). Dans ces faciès gréseux, les grains de quartz et de microquartzite noir sont souvent déformés par allongement et donnent un aspect fibreux à la roche.
- des alternances de silts et de grès fins assez comparables aux "Schistes intermédiaires" de la Formation du Grès armoricain et plutôt localisées sous les Schistes d'Angers.
- des conglomérats ("poudingue de Dréneux") à galets de quartz surtout et à matrice argilo-phylliteuse.
- des tufs rhyolitiques plus ou moins remaniés (BERTHÉ et al., 1977).

L'état d'altération poussé de ces divers faciès et la rareté des affleurements ne permettent pas de bien saisir les rapports entre les assises de Bains et le Paléozoïque daté, de sorte que la position stratigraphique des "Schistes et arkoses" a toujours été

très controversée. Pour F. KERFORNE (1912), il s'agissait d'un faciès de l'Arénigien avec passage progressif aux Schistes d'Angers. Mais pour J. PENEAU (1929) on était en présence d'une série compréhensive comprenant le sommet du Briovérien, le Cambrien et l'Arénigien. Plus tard A. FAURE-MURET (1945) y distinguera d'une part du Briovérien et d'autre part une autre formation sédimentaire discordante, débutant par le "Poudingue de Dréneux" et recouverte elle-même par le Paléozoïque daté. Cependant pour J.J. CHAUVEL (1960) ce "Poudingue de Dréneux" n'est pas un niveau de base mais un faciès intraformationnel des "Schistes et arkoses". Enfin, pour J.J. CHAUVEL et Cl. LE CORRE (*in* BABIN et al., 1968), reprenant en partie les idées de F. KERFORNE, il s'agirait d'un équivalent latéral, à la fois, de la Formation de Pont-Réan et de la Formation du Grès armoricain.

Le problème le plus immédiat est de savoir si l'on doit rattacher les "assises de Bains" au Briovérien ou au Paléozoïque. Dans l'état actuel des connaissances, on peut penser de ce qui précède que les terrains cartographiés "Schistes et arkoses de Bains" comprennent en fait plusieurs unités différentes. Ainsi, il me paraît difficile de constester qu'une partie de ces terrains, en particulier dans le secteur occidental, ne soit pas du Briovérien tel qu'on le connaît plus au N. Il est également clair qu'un passage progressif existe parfois avec les Schistes d'Angers ce qui permet de rattacher une partie des "Schistes et arkoses de Bains" à la série paléozoïque. Par ailleurs, les échos volcaniques acides observés au sein des "Schistes et arkoses" permettent peut-être de rapprocher certains faciès au volcanisme de la région de Reminiac contemporain de la Formation de Pont-Réan.

A mon sens, la question n'est pas encore résolue d'une manière certaine. Mais on peut actuellement penser raisonnablement que les terrains cartographiés "Schistes et arkoses de Bains" comprennent du Briovérien surmonté par une Formation infra-paléozoïque

équivalent latéral du Grès armoricain et peut-être aussi d'une partie de la Formation de Pont-Réan. Le démantèlement d'une ride volcanique pourraît être à l'origine de cette variation latérale de faciès.

• *La Formation des Schistes d'Angers* : au-dessus du Grès armoricain réduit ou des derniers termes des "Schistes et arkoses", apparaissent les Schistes d'Angers qui restent dans toute cette région méridionale le meilleur repère stratigraphique. Le faciès, quoique plus métamorphique, est encore assez comparable à ce que l'on connaît plus au N et la puissance est du même ordre de grandeur. Enfin, on peut trouver localement des traces fossiles.

• *Les Formations de l'Ordovicien supérieur* : au-dessus des Schistes d'Angers la situation devient beaucoup moins claire. On y reconnaît localement encore une Formation gréseuse assez comparable à la Formation du Châtellier, surmontant les Schistes d'Angers dans le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes et dans l'anticlinal de Candé. Viennent ensuite des silts variés à intercalations gréseuses, riches en nodules arénacés vers la base et en lits de phtanite vers le sommet. Cet ensemble correspond au "groupe d'Avrillé" (CAVET et LARDEUX, *in* BABIN et al., 1976) dont la puissance est de l'ordre de 400 m. Il comprendrait le Caradocien et ses termes les plus élevés seraient déjà du Silurien, soit l'équivalent des Formations de Riadan et de La Chesnaie.

• *Les Formations siluriennes* : elles sont pour l'essentiel constituées de silts azoïques variés comparables à ceux de l'Ordovicien supérieur. La seule différence vient de la présence, soit de lits phtanitiques à faune graptolitique llandoverienne, soit de sphéroïdes ou de lentilles calcaires à faune wenlockienne. Il faut y ajouter aussi la présence de couches ferrifères dans certaines localités (Glénac).

• *Les Formations dévoniennes* : elles correspondent aux termes les plus élevés de la série paléozoïque dans la région étudiée et constituent la zone axiale du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes. Probablement surestimé sur les cartes au 80 000e, ce Dévonien semble en réalité représenté par des lambeaux plus ou moins discontinus. Le terme de base serait constitué par des grès verdâtres ("grès à *Dalmanella monieri*" : Siegenien) et par des siltites grossières micacées. Au-dessus, on observe de rares lentilles calcaires parfois exploitées et dont la faune monte jusqu'au Dévonien moyen. Le terme final de la série est constitué par les grès et silts noduleux de Saint-Julien-de-Vouvantes représentant le Faménien.

Notons enfin que, toujours plus au S, la lithologie est encore différente puisque la série volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire paraît représenter une tranche de temps allant de l'Ordovicien supérieur au Dévonien. Les logs comparatifs du N vers le S permettent de se rendre compte de la paléogéographie (fig. 43) mais ils sont encore très incomplets dans la zone méridionale (Travaux en cours de B. PIVETTE).

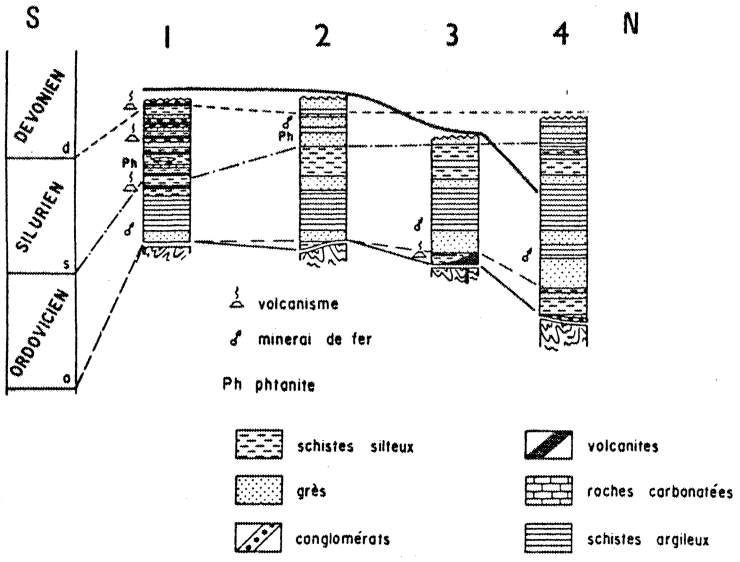


Fig. 43 - Logs comparatifs schématiques de la sédimentation paléozoïque au S de Rennes.
1 - Unité de Redon - St Georges
2 - Unité de St Julien
3 - Unité de Reminiac
4 - Nord de l'Unité de Martigné.

II - 1 - 3 LES ROCHES ERUPTIVES FILONIENNES

Les roches volcaniques sont assez rares sur l'ensemble du territoire étudié. Dans le N, seuls les coulées et les faciès volcano-sédimentaires liés aux épisodes acides cambro-trémadociens de la région de Réminiac sont à signaler (QUÉTÉ, 1975). En réalité, il faut sortir de la région étudiée vers le S, pour trouver avec le volcanisme spilitique fini-ordovicien à silurien de Saint-Georges-sur-Loire, des manifestations magmatiques véritablement importantes (ARNAUD, 1966, MAILLET, 1977). Cependant, à travers tout le territoire, il est possible d'observer de nombreux filons éruptifs non interstratifiés dans la série sédimentaire et que l'on peut ramener à trois types.

- *Les filons basiques post-tectoniques*

Ces filons sont généralement subméridiens, postérieurs à toutes les structures hercyniennes et parfois associés à des failles. Ces roches sont à rapprocher probablement du cortège doléritique du N de la Bretagne.

- *Les filons basiques anté-tectoniques*

Un deuxième type de roches me paraît plus intéressant à signaler. Il s'agit de filons souvent orientés N 100 à N 130, soit subparallèles à la stratification (sils), soit au contraire franchement sécants (cheminées). Ces roches traversent toutes les formations jusqu'à l'Ordovicien supérieur, mais sont surtout visibles dans la Formation des Schistes d'Angers et dans la Formation de Riadan - Renazé ("tuffe" des ardoisiers). Le caractère de ces roches, important à noter, est leur participation aux déformations liées à la tectogenèse hercynienne. Ces filons sont en effet affectés, comme les schistes encaissants, par la schistosité régionale. Les exemples visibles sur le terrain sont nombreux, mais dans

les chambres d'exploitation des Ardoisières de Renazé le phénomène est particulièrement spectaculaire car on y voit la schistosité des ardoises se prolonger sans perturbation dans la roche filonienne. Des plis peuvent également affecter les filons, et l'un d'eux est visible sur la coupe du chemin des "Planchettes" au N des ardoisières de Renazé.

L'étude pétrographique de ces roches est toujours difficile à cause d'une part de leur état d'altération et d'autre part des déformations d'origine tectonique.

Aux épontes, le faciès est souvent très fin et de ce fait plus intensément schistifié. Des fragments de la roche encaissante peuvent y être emballés. L'essentiel de la roche est constitué par une mésostase quartzo-séricito-chloriteuse, souvent riche en calcite, sur laquelle se détachent quelques plagioclases et surtout du leucoxène pseudomorphosant des cristaux très déformés d'un minéral qui fut sans doute de l'ilménite. Certains plagioclases dont les plans de macles ont joué le rôle de surfaces de glissement sont tordus par des "micro-kink-bands".

D'autres échantillons plus grenus sont beaucoup moins déformés et présentent une structure de type doléritique assez nette, les plagioclases (An 55-65) n'entourant plus cependant un minéral ferro-magnésien, mais un mélange d'altération essentiellement chloriteux.

Dans les Grès armoricains des mines de fer de Segré, une roche filonienne assez comparable a été décrite et rapportée à une dolérite quartzifère (AUVRAY et CHAUVEL, 1964). Cette roche est surtout déformée aux épontes qui semblent avoir aussi joué postérieurement à la mise en place.

• *Les filons acides anté-tectoniques*

Plus rarement, il est également possible d'observer, comme dans les Ardoisières de Misengrain près de Segré (Schistes d'Angers), des filons acides également schistifiés mais dont l'état permet difficilement une diagnose précise.

Ces observations soulignent l'existence d'un ou plusieurs épisodes magmatiques postérieurs au Caradocien mais antérieurs à la tectogenèse hercynienne. Il est possible que l'on puisse rattacher certains de ces filons, aux épisodes effusifs de la série fini-ordovicienne à silurienne de Saint-Georges-sur-Loire qui affleure plus au S. Ceci pourrait laisser entendre qu'une importante phase de distension a pu affecter, à partir de la fin du Caradocien, ce segment de la chaîne hercynienne.

II - 1 - 4. CONCLUSIONS SUR L'HISTOIRE SEDIMENTAIRE DE LA SERIE PALEOZOIQUE DE BRETAGNE CENTRALE.

Nous avons vu (II-1-1) que les débuts de la transgression paléozoïque étaient caractérisés par des faciès rouges comblant peu à peu les paléoreliefs post-cadomiens qui probablement n'étaient pas très élevés. On est ainsi conduit à reposer, sous un autre éclairage, le problème de la molasse post-cadomienne que j'ai déjà évoqué plus haut au sujet du Briovérien supérieur : la Formation rouge de Pont-Réan peut-elle vraiment être considérée comme la molasse de la chaîne cadomienne ? Si oui, on peut déjà s'étonner du faible volume représenté par ces sédiments vis-à-vis de la chaîne cadomienne. Par ailleurs, du point de vue sédimentologique, la Formation de Pont-Réan n'a pas exactement les caractères d'une molasse. En particulier, les différents faciès présentent toujours une bonne maturité de composition avec uniquement des minéraux stables comme le quartz et les micas blancs. Ceci s'accorde tout à fait avec les conclusions déjà émises par J.J. CHAUVEL (1971) et par Y. QUÉTÉ

(1975) qui voient dans le Grès armoricain et la Formation de Pont-Réan la sédimentation inversée du profil pédologique d'une aire continentale déjà pénéplanée et non la démolition d'une chaîne jeune. Il faut d'ailleurs constater qu'entre la mise en place du pluton mancellien, scellant les derniers mouvements de l'ère cadomienne, et le début de la transgression trémadocienne, près de 100 M.A. se sont probablement écoulés. A mon sens, ces observations prolongent l'hypothèse que j'ai émise au sujet du Briovérien, à savoir que c'est le Briovérien supérieur lui-même qui serait la molasse de la chaîne cadomienne (cf. I-1-2 et I-3).

Dans l'ensemble, cette période de l'histoire sédimentaire paléozoïque paraît relativement calme, les dépôts finalement jamais très épais, les faciès toujours peu profonds et la subsidence probablement modeste. Le maximum d'équilibre et de calme sera atteint avec la Formation des Schistes d'Angers (Llanvirnien - Llandeilien) qui correspond à une période de sédimentation très fine et lente, dans des conditions peut-être un peu plus profondes que pour le Grès armoricain mais très favorables au développement de la vie.

Cet équilibre sera rompu à partir de la Formation du Châtellier (sommet du Llandeilien ou base du Caradocien), par un apport brutal de détritiques plus grossiers et le dépôt de roches beaucoup moins matures (retour des feldspaths). Dans le secteur méridional, c'est également à partir de cette époque que la suite lithologique commencera à se différencier de celle du N (fig. 43). Il semble qu'un événement paléogéographique - rehaussement du continent ou exondation de terres proches - ait entraîné une reprise plus active de l'érosion continentale et le dépôt de sédiments plus grossiers dans des conditions beaucoup moins calmes (cf. faciès amygdaloïde de la Formation de Riadan ou slumping de la Formation du Châtellier). Probablement en continuité avec cet événement initial, des volcanismes se manifesteront vers la fin de l'Ordovicien supérieur et pendant le Silurien dont les faciès les plus septentrionaux confineront au lagunaire (ampélites) tandis que ceux du S seront plus océaniques et plus associés au volcanisme.

UNIVERSITE DE RENNES BIBLIOTHE

Le Dévonien étant fragmentaire et le Carbonifère non représenté à cause de l'érosion post-hercynienne, il est impossible de préciser la suite des événements sur le territoire étudié. Au N (Bassin de Laval) comme au S (Bassin d'Ancenis), le Carbonifère est représenté mais ses relations structurales avec le Paléozoïque inférieur ne sont pas toujours très claires. Cependant, les conglomérats du Culm remanient toutes les roches antérieures laissant supposer l'existence d'une période d'exondation de certaines zones au moins jusqu'au début du Dinantien (phase bretonne).

Pour conclure sur le secteur étudié, il semble qu'un événement géodynamique important se soit produit à partir de l'Ordovicien supérieur. Est-ce un écho calédonien ? Est-ce une conséquence de la fermeture par subduction du Iapétus ou d'un "océan de la Manche" (LEFORT, 1975) ? Ou encore, est-ce l'effet d'une subduction dans les régions plus méridionales (cf. faciès schistes bleus de Groix), avec formation d'un bassin marginal dans la région volcanique de Saint-Georges-sur-Loire (MAILLET, 1977) ? Ou enfin, n'est-ce qu'un début d'océanisation plus ou moins avorté avec une phase de bombement (érosion et sédimentation réactivées de l'Ordovicien supérieur) et une phase de distension avec un volcanisme de type "ride" (spilite de Saint-Georges-sur-Loire) ? Il me paraît difficile d'en décider dans l'état actuel de nos connaissances.

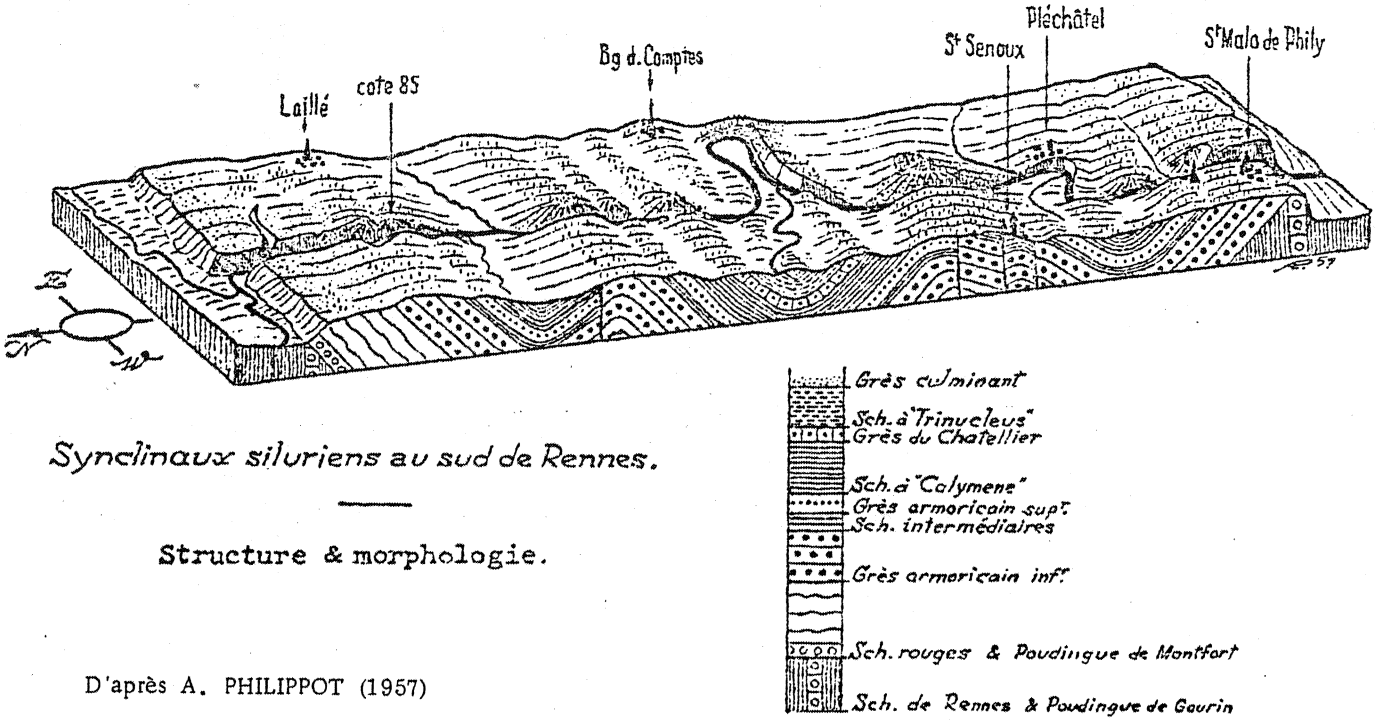
II - 2 LA STRUCTURE

II - 2 - 1. HISTORIQUE DES DONNÉES ACQUISES

L'évolution des idées structurales sur l'aire synclinoriale de la Vilaine se confond en partie avec celle des conceptions générales sur la structure armoricaine. En particulier, à travers les oeuvres de Ch. BARROIS et de F. KERFORNE, des questions importantes ont été débattues dans cette région : l'âge des terrains les plus anciens, les rapports Briovérien - Paléozoïque, l'existence de déformations anté-paléozoïques, les orogenèses calédonienne et hercynienne, le problème des nappes...

Très tôt,le caractère linéaire de la structure de cette région, traduit par une morphologie de type appalachien (fig. 44 et carte au 200 000e) a attiré l'attention des géologues (PUILLON-BOBLAYE, 1827; TOULMOUCHE, 1835; DUFRESNOY, 1838). Cependant, après les premières coupes de M. DELAGE (1876) il faut attendre l'édition des feuilles au 80 000e de RENNES (BARROIS et LEBESCONTE, 1894), de REDON (BARROIS et BOCHET, 1890), de CHATEAUGONTIER (OEHLERT et BUREAU, 1895) et d'ANCENIS (BUREAU et BUREAU, 1891), pour avoir des informations un peu plus précises permettant de définir les grandes lignes structurales du synclinorium de la Vilaine (BARROIS, 1897; fig. 45).

Par la suite, c'est essentiellement à F. KERFORNE que l'on doit les travaux les plus précis et les meilleurs essais de synthèse sur la tectonique de cette région. En 1901, il décrit un bel exemple de la discordance du Paléozoïque sur le Briovérien, déjà admise par M. DUFRESNOY (1838), mais contestée plus tard par P. DALIMIER (1863) et surtout par Ch. BARROIS jusqu'à la fin de son oeuvre (cf. BARROIS, 1930). En 1910, F. KERFORNE souligne l'existence d'une tectonique *"algonkienne"* ayant affecté le Briovérien avant la transgression paléozoïque. Il ajoute que la région la plus favorable pour l'observer,



Synclinaux siluriens au sud de Rennes.

Structure & morphologie.

D'après A. PHILIPPOT (1957)

Fig. 44 - Structure et morphologie des synclinaux du S de Rennes le long de la coupe de la Vilaine.

est celle de la forêt de Paimpont, *"véritable bouclier breton"*, où les déformations hercyniennes n'ont provoqué qu'un faible ridement des couches. En 1912, dans sa note *"Sur la tectonique de la région du Sud de Rennes"* il définit déjà clairement le style du plissement : *"les anticlinaux sont en réalité des plateaux anticlinaux, sorte d'éperons du bouclier de Paimpont; les Grès armoricains, qui les constituent pour la plus grande part, sont en effet disposés en couches subhorizontales avec de nombreuses ondulations à grand rayon de courbure . Au contraire, les synclinaux, véritables fosses, présentent des couches à peu près verticales même dans leur partie axiale . Sur le bord du plateau, le Grès armoricain passe brusquement du faible pendage au pendage subvertical par un plissement en genoux très caractérisé, présentant quelquefois plusieurs gradins".*

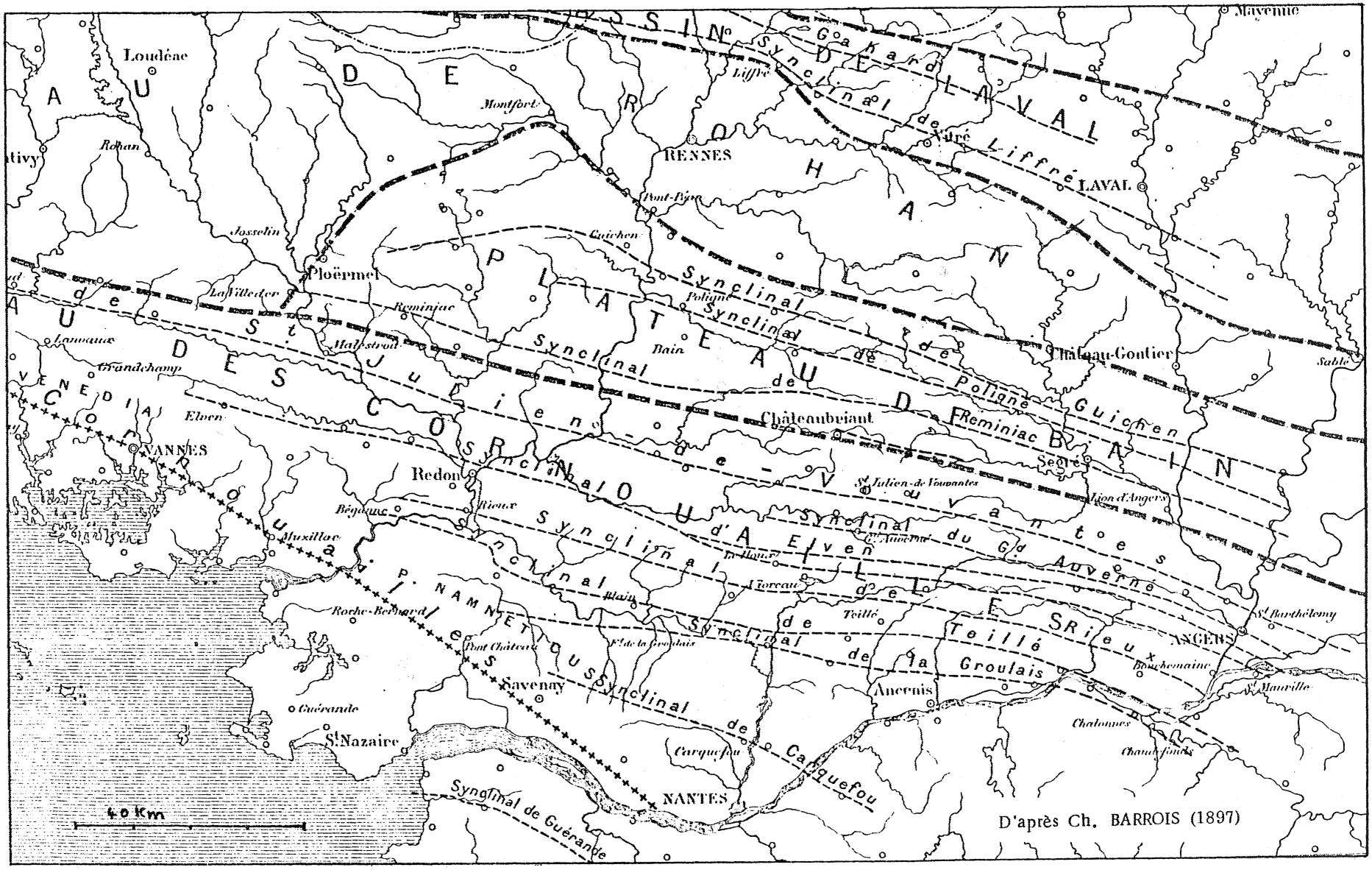
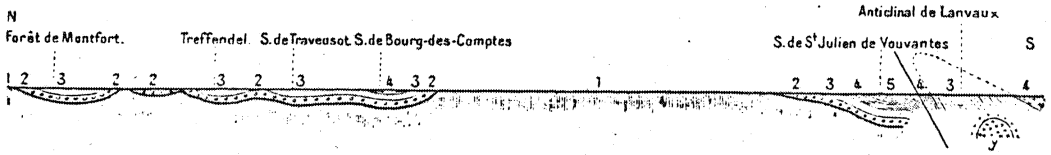
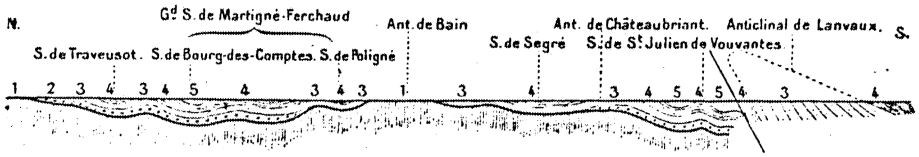


Fig. 45 - Les divisions naturelles et les grandes structures de Bretagne centrale selon Ch. BARROIS (1897).

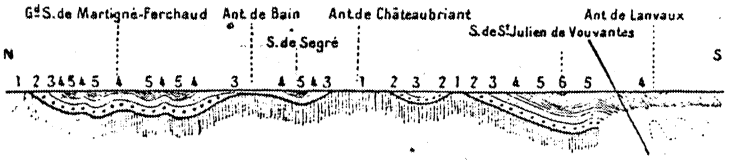
Plus tard, F. KERFORNE (1915a), en précisant la tectonique de la région de Chateaubriant soulignera l'importance des failles de décrochement NW-SE. Malheureusement, à cette même épcque, il commence à voir partout à la base du Paléozoïque, des *"mylonites"* prouvant, selon lui, l'existence de *"charriages indiscutables"* (KERFORNE, 1915b). C'est dans son article de synthèse sur la *"Nappe de la Vilaine"*



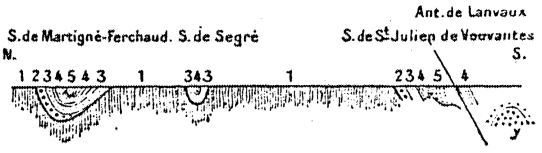
I. — *Région de Montfort.*



II. — *Région Est de la Vilaine.*



III. — *Région de Châteaubriant.*



IV. — *Région de Segré.*

D'après F. KERFORNE (1919)

1, Algonquien ; 2, Cambrien ; 3, Ordovicien inférieur ; 4, Ordovicien moyen et supérieur ; 5, Gothlandien ; 6, Dévonien ; 7, Roches granitiques avec auréole métamorphique.

Fig. 46 - La "Nappe de la Vilaine" selon F. KERFORNE (1919).

(KERFORNE, 1919) ; qu'il précisera le mieux la géométrie du plissement dans cette région (fig. 46). Mais c'est aussi dans cet article qu'il entrera le plus dans la "mode nappiste" de l'époque. Dans ce schéma, les synclinaux du S de Rennes forment une grande nappe de charriage venant du S et enracinée au niveau de la grande faille longitudinale Malestroit - Angers. Ce charriage expliquait selon l'auteur, la présence fréquente de *"mylonites"* à la base du Paléozoïque. La *"Nappe de la Vilaine"* aurait ensuite été replissée en une série d'ondulations ayant donné la géométrie appalachienne actuelle. F. KEFFORNE fournit une bonne description de ces mégastructures et distingue du S vers le N :

- le Synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes,
- l'Anticlinal de Châteaubriant,
- le Synclinal de Segré,
- l'Anticlinal de Bain de Bretagne,
- le Synclinal de Martigné-Ferchaud.

Quelques années plus tard F. KERFORNE (1922), toujours partisan des grands charriages, définit une nouvelle nappe plus méridionale et superposée à la précédente : la *"Nappe de Renac"*.

Par la suite, ces interprétations "nappistes" parurent confirmées par des découvertes paléontologiques contestables dans le calcaire briovérien de Saint-Thurial (MILON, 1929). Celles-ci permettaient en effet d'attribuer au soubassement autochtone un âge carbonifère donc plus récent que celui de la "nappe" elle-même. On sait que cet âge carbonifère déjà évoqué au sujet du Briovérien (cf. I-1) n'a pu être retenu et il n'est pas utile de revenir sur ce problème paléontologique déjà parfaitement résumé par J. COGNÉ (1962) ou encore par Cl. KLEIN (1975). Il suffit d'ajouter, pour en terminer avec cette question des nappes, que l'on n'observe jamais de troncature basale, que la surface de contact Briovérien - Paléozoïque est généralement une surface stratigraphique et enfin que les *"mylonites"* sont en réalité des conglomérats à galets silteux reschistifiés lors du plissement hercynien (cf. I-2). Parfois cependant, il

est possible d'observer entre le Briovérien et le Paléozoïque une petite zone de broyage postérieure à la schistosité hercynienne et probablement liée à des réajustement tardifs comme on en voit d'ailleurs entre les différentes formations paléozoïques elles-mêmes.

Depuis les travaux de F. KERFORNE quelques analyses locales ont vu le jour, mais le problème des nappes mis à part, son analyse tectonique de 1919 est toujours en grande partie valable et reste en tous cas le seul véritable essai de synthèse structurale détaillée ayant été publié sur cette région. Dans ce chapitre, je tenterai de refaire le point des données anciennes et récentes et proposerai une nouvelle synthèse tectonique régionale en y incluant les données de la microtectonique.

II - 2 - 2. TECTONIQUE DESCRIPTIVE DES GRANDES UNITES NATURELLES[1]

La tectonique du Synclinorium de la Vilaine a toujours paru assez simple avec ses longues ondulations régulières d'orientation générale voisine de N 100 (cf. carte d'ensemble au 200 000e).

Cette apparente simplicité, réelle en comparaison avec d'autres régions orogéniques, est en fait un peu exagérée par le manque de détails des cartes publiées jusqu'à nos jours. La carte géologique d'ensemble au 200 000e, fruit de la synthèse des divers travaux anciens et de mes propres levés, fait apparaître un peu mieux, bien que de manière encore simplifiée, le style tectonique régional.

La géométrie actuelle apparaît comme une sorte de mosaïque résultant de l'interférence entre le plissement souple et la tectonique cassante.

---

[1] Ne seront présentées ici que les données géométriques nécessaires à la description du style tectonique régional. Par contre, dans la 2ème partie du mémoire, on trouvera des informations complémentaires sur la déformation synschisteuse tandis que dans la 3ème partie, toutes les données structurales pourront être synthétisées.

Au sujet de la tectonique de plissement, une remarque générale importante, sur laquelle on n'a jamais insisté, s'impose : s'il est possible de bien définir les très grandes structures, il est par contre difficile de suivre sur une longue distance les plis de deuxième ordre et a fortiori de troisième ordre. Ainsi les synclinaux et anticlinaux ont tous tendance à s'ennoyer et à disparaître au-delà d'une certaine longueur, pour être relayés par une autre ondulation décalée vers le N ou vers le S. Il en résulte un grand nombre de fermetures périclinales et de dépression ou de culminations axiales. L'intensité du plissement est variable selon les unités et selon les transversales, mais dans l'ensemble cette région apparaît comme un domaine modérément raccourci. Cependant la déformation a été suffisante pour qu'une schistosité puisse se développer dans les formations silteuses. Par ailleurs, la tectonique cassante, pour l'essentiel postérieure au plissement, est généralement sous-estimée, et vient compliquer ce modèle. Les cassures les plus spectaculaires sont les décrochements dextres N 150-160 mais il existe aussi de nombreuses failles subméridiennes à rejet surtout vertical. Les failles parallèles aux plis sont probablement fréquentes mais très difficiles à cartographier, la plus connue étant la grande faille Malestroit - Angers.

Ces considérations générales permettent de proposer un découpage en unités naturelles, un peut différent de celui de F. KERFORNE (1919), soit du N au S :

Grandes Unités Structurales	KERFORNE 1919	BARROIS 1890
Unité subtabulaire de Paimpont-Guichen	Synclinal de Martigné	Synclinal de Poligné
Unité de Martigné-Ferchaud		
ANT. D'ARAISE	ANT. DE BAIN	
Unité de Reminiac / Unité de Segré	Synclinal de Segré	Synclinal de Segré
ANT. DE CHATEAUBRIANT	ANT. DE CHATEAUBRIANT	
Unité de St Julien-de-Vouvantes	Synclinal de St Julien	Synclinal de Pierric
ANT. DE LANVAUX-CANDÉ		
Unité de Redon		Synclinal de Redon

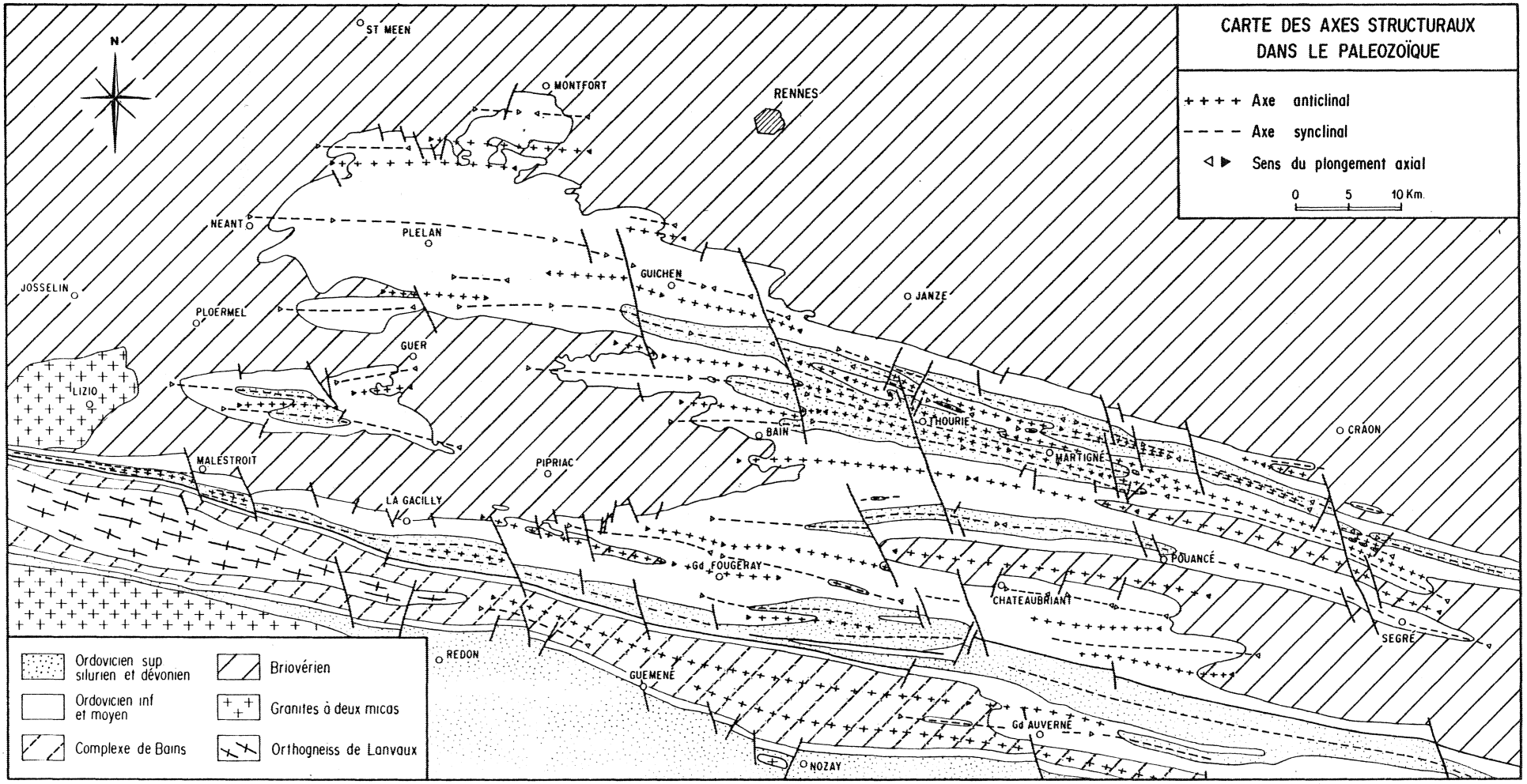


Fig. 47 - Carte structurale des synclinaux paléozoïques de Bretagne centrale.

Ces grandes unités et les plis de 2ème ordre qui s'y rattachent sont schématisés sur la carte structurale ci-contre (fig. 47). La différence introduite dans ce découpage par rapport aux conceptions plus anciennes, est l'autonomie de la zone subtabulaire de Paimpont-Guichen qui n'est plus considérée ici comme la terminaison ouest du synclinorium de Martigné.

- *L'Unité subtabulaire de Paimpont - Guichen* (fig. 47, fig. 49 et fig. 62 coupes 1-2-3-4).

Cette unité, limitée au N par le Briovérien, est la plus septentrionale de la région étudiée. Au S, elle passe à l'Unité synclinale de Martigné par une flexure probablement faillée. Son originalité est d'être une sorte de plateau assez faiblement ondulé se relevant périclinalement vers l'W en donnant un découpé cartographique assez dentelé. L'extrémité orientale remonte également à l'E de Guichen, mais beaucoup plus rapidement grâce en particulier au rejet de la faille de Crevin. Les pendages dépassant rarement 30° sur l'ensemble de l'Unité (fig. 48), la topographie et les rejeux verticaux tardifs jouent un rôle important dans l'aspect cartographique actuel. A côté du Briovérien, les seuls terrains paléozoïques représentés sont la Formation rouge de Pont-Réan et le Grès armoricain affleurant largement et auxquels il faut ajouter de petites cuvettes de Schistes d'Angers dont la plus importante correspond au Synclinal de Guichen-Traveusot.

L'interférence des faibles ondulations, des failles et de la topographie laisse apparaître une disposition cartographique un peu anarchique des terrains, avec de nombreuses "fenêtres" où réapparaissent les formations les plus anciennes, le Briovérien et la Formation de Pont-Réan. Certains contours cartographiques dessinent également des "golfes" allongés simulant des plis, comme le "golfe" de Saint-Péran - Tréfendel, celui de Plélan - Saint Thurial ou encore celui de Lassy, qui correspondent en réalité à des talwegs probablement parallèles à des failles où affleure largement la Formation rouge de Pont-Réan. Si je suis amené à insister sur cet aspect

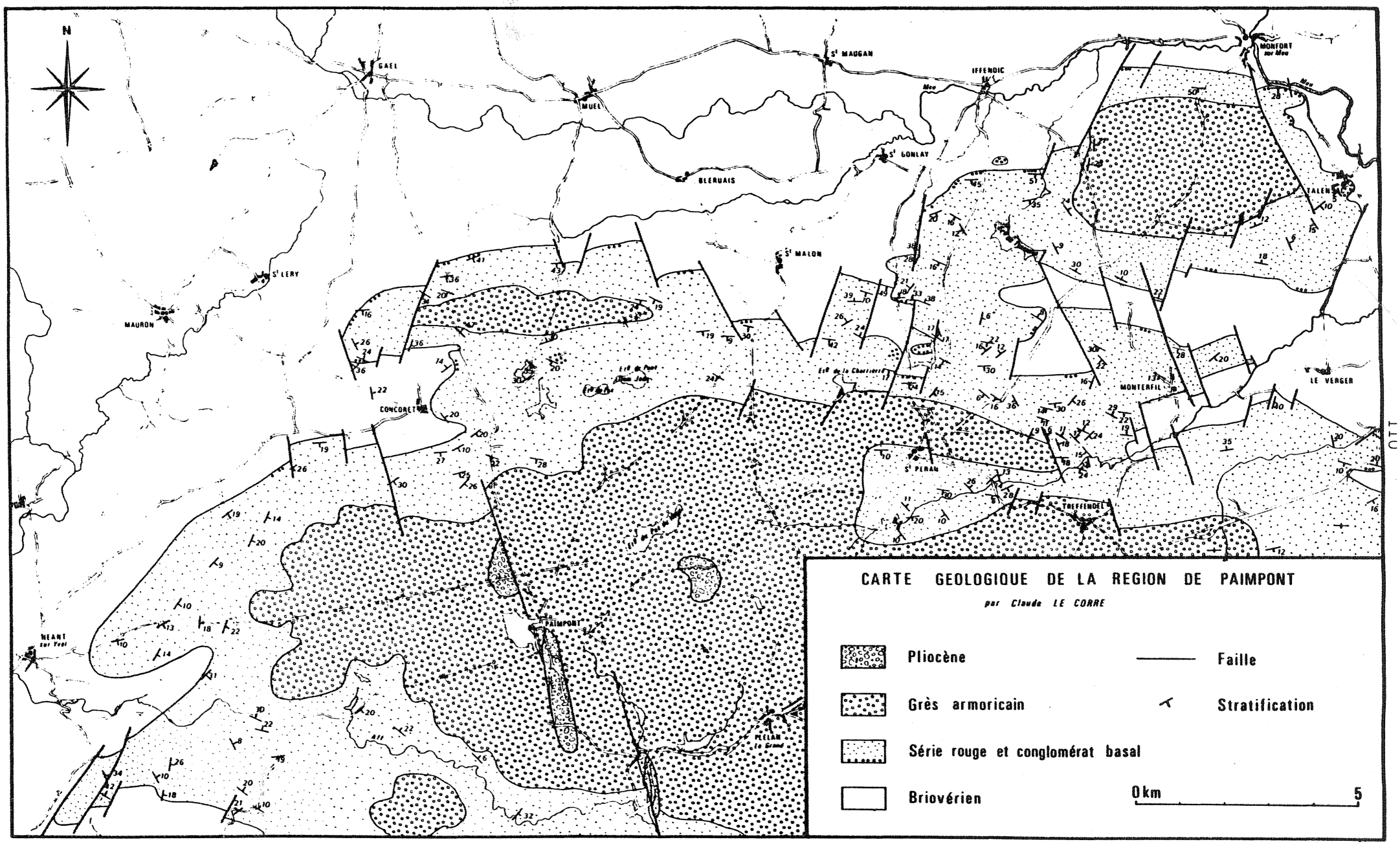


Fig. 48 - Carte géologique de la région de Paimpont.

morphologique de l'Unité de Paimpont c'est qu'il a conduit dans le passé (BARROIS et PRUVOST, 1930) et encore jusqu'à une époque récente (KLEIN, 1975) à des interprétations tectoniques erronées. Ainsi Ch. BARROIS et P. PRUVOST (1930) décrivaient une série de plis orientés N 65, c'est-à-dire parallèles à la "direction du Léon" tandis que l'ensemble des synclinaux de la Vilaine suivait la "direction de Cornouaille" (fig. 7). Il n'est pas possible de souscrire à cette manière de voir lorsqu'on intègre les données de la microtectonique.

Sur l'ensemble de l'Unité de Paimpont, la Formation de Pont-Réan affleure largement et il est possible de mesurer l'orientation de la stratification (S_0), de la schistosité (S_1), de la linéation d'intersection correspondante (L_{S_0/S_1}) et parfois de la linéation d'étirement (L_e). Dans les siltites rouges, la stratification n'est pas toujours très facile à observer car elle n'est souvent soulignée que par des joints discrets ou par de faibles variations granulométriques provoquant une légère réfraction de la schistosité. Par contre, la schistosité, bien qu'assez grossière, est toujours évidente malgré la granulométrie de ces siltites. La linéation d'étirement peut être parfois mesurée dans les conglomérats de la base grâce à l'orientation préférentielle des galets déformés. Ces données sont résumées sur les cartes et les stéréogrammes. Il apparaît clairement sur les diagrammes de S_0 (fig. 27 et 49) que les ondulations restent modestes et que les mesures se dispersent en zone suivant une direction grossièrement E-W. Avec la schistosité et la linéation d'intersection (fig. 14, 49 et 50), l'orientation N 90-100 de la phase majeure de plissement devient évidente. Elle est confirmée par la direction d'étirement (fig. 51) parallèle aux axes du plissement dans l'ensemble du synclinorium de la Vilaine. Il apparaît également que les plis sont symétriques et droits et que la schistosité est en éventail autour de la verticale. La dispersion de S_0 et de L_{S_0/S_1} s'explique assez facilement par les faibles pendages initiaux repris par la tectonique cassante provoquant des basculements tantôt vers l'W, tantôt vers l'E. Mais dans

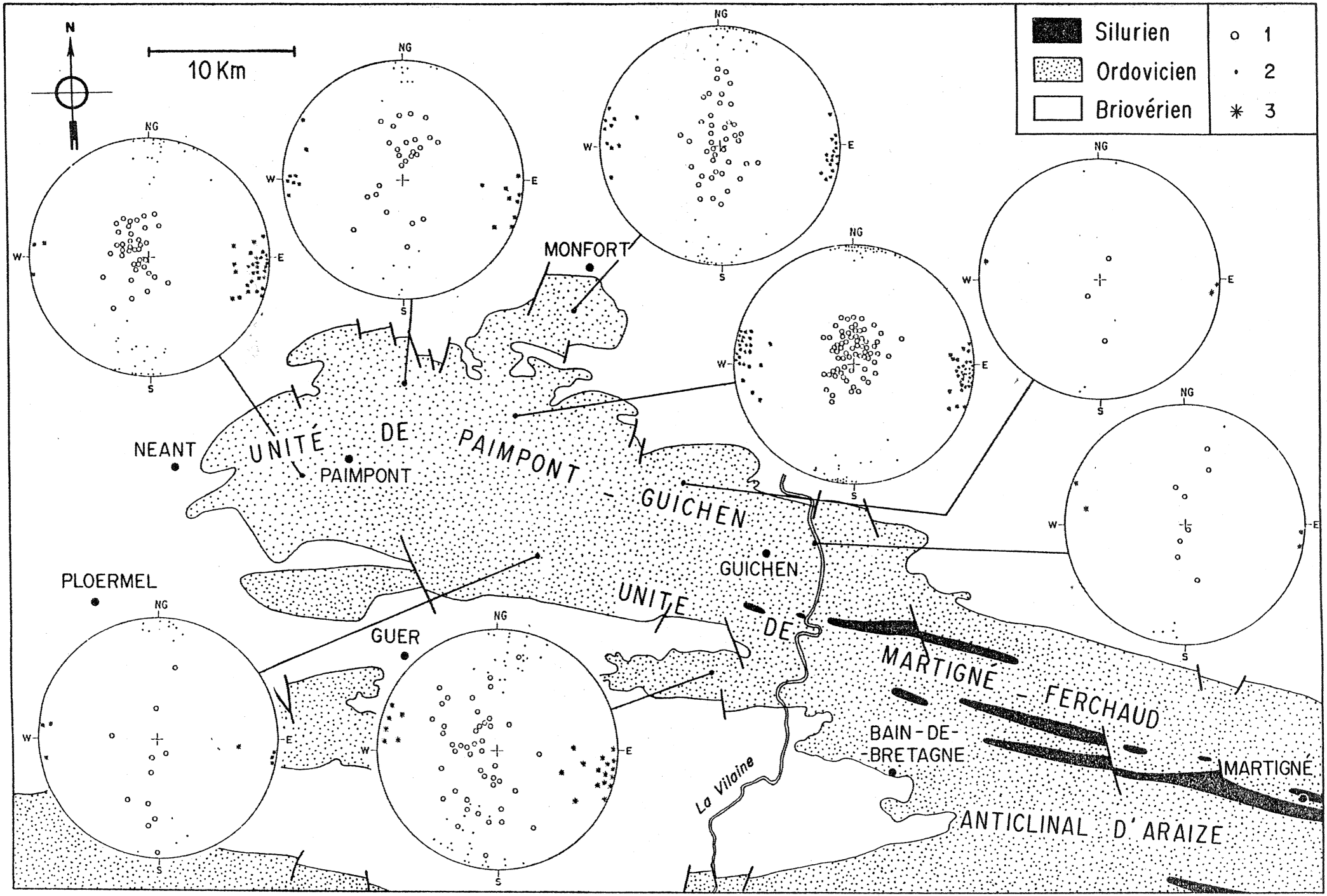


Fig. 49 - Stéréogrammes par secteurs dans l'Unité de Paimpont - Guichen. 1 : Stratification, 2 : Schistosité,

l'ensemble, on retrouve la remontée générale des axes vers l'W comme le souligne le dessin cartographique.

Quelques plis, généralement assez mous, peuvent être définis dans cette Unité (fig. 47), le plus marqué étant le synclinal de Paimpont - Guichen. Celui-ci est bien individualisé surtout à l'E (Guichen - Traveusot) où la série paléozoïque peut monter presque jusqu'au sommet de la Formation des Schistes d'Angers comme à Traveusot (J39), célèbre localité riche en fossiles (HENRY, *in* LINDSTROM et al., 1974). Il s'agit cependant encore d'une ondulation à grand rayon de courbure dont le flanc sud est localement faillé (PHILIPPOT, 1962).

Pour conclure sur la tectonique souple majeure, on observera sur l'ensemble de l'Unité, la régularité des directions structurales toujours voisines de N 95 et soulignées par les structurogrammes (fig. 49). On notera également, malgré la faible amplitude des plis, que la schistosité se manifeste nettement dans toutes les formations silteuses mais avec plus d'intensité dans la Formation rouge de Pont-Réan que dans les Schistes d'Angers (cf. 2ème partie).

Dans l'Unité de Paimpont-Guichen, la tectonique cassante tardive a des effets visibles d'autant plus importants que les pendages initiaux de S_0 sont assez faibles comme nous venons de le voir. Ceci en fait une région de choix pour l'analyse de cette tectonique et F. KERFORNE (1919) puis Ed. BOLELLI (1951) n'avaient pas manqué d'y être sensibles comme en témoigne l'expression cartographique, très différente de celle des cartes officielles au 80 000e, qu'ils en donnent dans certains secteurs.

L'observation la plus évidente sur la tectonique cassante (cf. carte de détail, fig. 48) semble être l'importance des mouvements verticaux entrainant la réapparition brutale de terrains plus

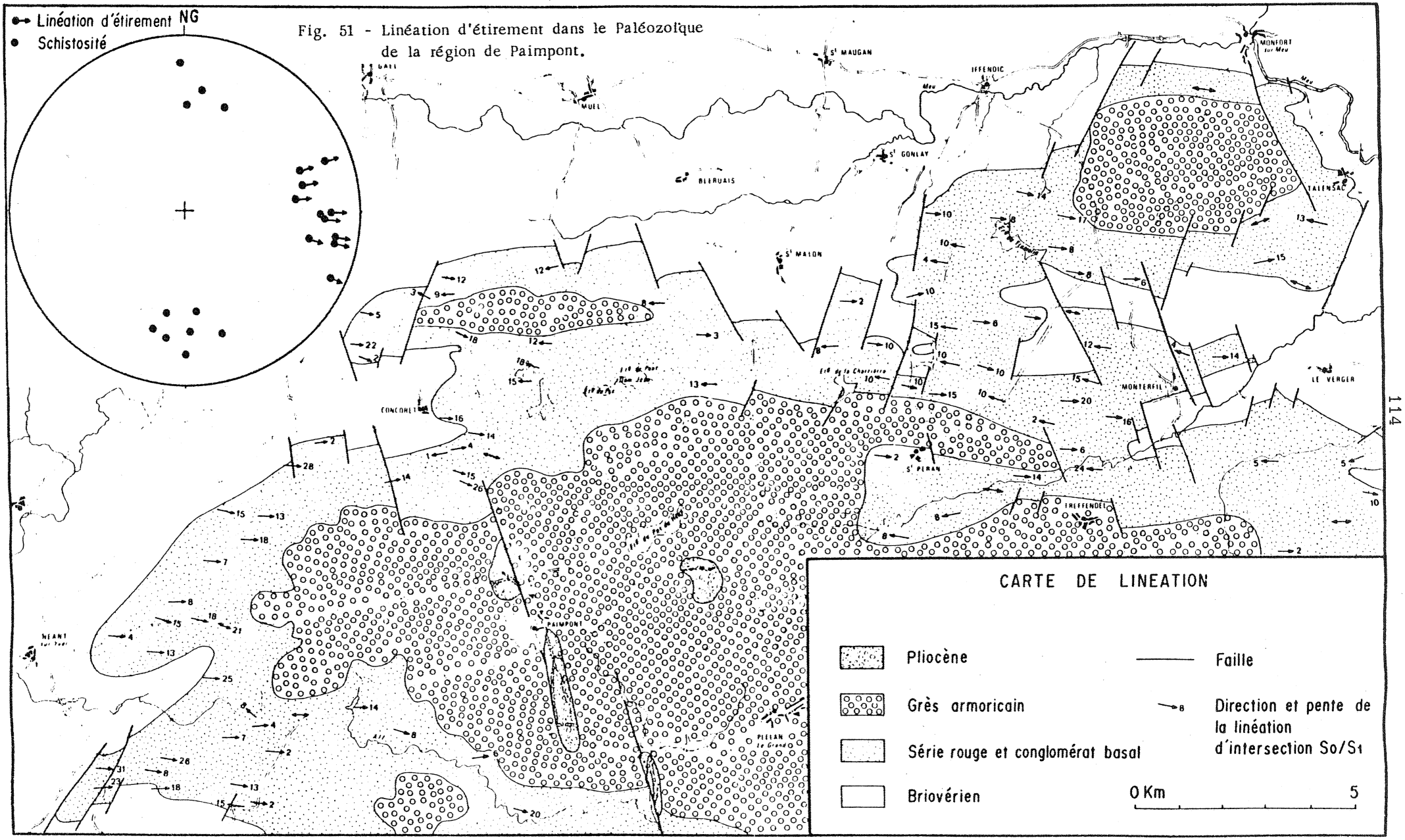


Fig. 51 - Linéation d'étirement dans le Paléozoïque de la région de Paimpont.

Fig. 50 - Carte de la linéation d'intersection dans le Paléozoïque de la région de Paimpont.

anciens ou le basculement de blocs. Trois grands types de failles d'âge probablement différent peuvent être reconnus. La plupart paraissent avoir rejoué jusqu'à une époque récente car elles peuvent limiter les petits bassins pliocènes.

- *Failles subméridiennes (N à N 20)* : ces surfaces sont généralement proches de la verticale ou montrent un fort pendage vers l'E. Les rejets semblent être à composante verticale dominante, ce que confirment les stries de glissement suivant la ligne de plus grande pente. Des failles de ce type sont particulièrement bien visibles au S de Montfort dans les carrières où l'on exploitait les conglomérats et les grès de la base du Paléozoïque (carrière des Harelles, MF39, par exemple). L'une de ces failles limite à l'W le synclinal de Talensac et met directement en contact Briovérien et Grès armoricain. A proximité de ces fractures, il est souvent possible d'observer des "crochons" ou de faibles ondulations N-S post-schistosité.

- *Failles N 150-160* : fractures subverticales ayant joué pour l'essentiel en décrochement dextre mais combiné parfois avec une composante verticale non négligeable. Les derniers rejeux sont soulignés par des stries horizontales. Parfois ces failles semblent se relayer en échelons. Dans cette unité, deux failles de ce type paraissent avoir une importance régionale. A l'W, la faille de Paimpont, soulignée par du Pliocène et qui se prolonge vers le S dans le Briovérien jusqu'à Guer et probablement au delà; à l'E, la faille de Crevin qui se prolonge également vers le S dans l'unité de Martigné (cf. carte au 200 000e).

- *Failles N 70 à N 100* :ces directions sont cartographiquement beaucoup moins évidentes que les précédentes et regroupent probablement plusieurs familles de fractures non cogénétiques. Ces failles peuvent se traduire parfois par une morphologie accusée que l'érosion différentielle ne permet pas d'expliquer seule (MEYNIER, 1940). Leurs rejets semblent essentiellement verticaux. Un bel exemple en a été décrit par A. PHILIPPOT (1962) au S du Synclinal de Guichen (J36). Par ailleurs dans la 2ème édition de la feuille de Redon

(BARROIS et PRUVOST, 1938), une grande faille de ce type a été dessinée traversant la région d'E en W sur plus de 40 km depuis Coëtquidan jusqu'à Janzé. Elle existe peut-être localement mais je ne suis pas convaincu de sa généralité. En particulier, dans la cluse de la Vilaine sur la rive droite, le contact entre Grès armoricain et Schistes d'Angers au S de la carrière de Benioc (J42) est un passage stratigraphique normal et non une faille comme l'indique la carte géologique. Pour cette raison, je n'ai pas cru devoir en tenir compte dans ma carte de synthèse au 200 000e.

A côté de ces manifestations spectaculaires de la tectonique cassante, il faut également signaler des structures plus discrètes comme les "kink-bands" et les lithoclases sans rejet apparent.

Les "kink-bands" déforment la schistosité et appartiennent à deux familles distinctes non associées :

- une famille senestre subverticale orientée N 340 à N 10 de loin la plus nombreuse,
- une famille dextre subverticale orientée N 10 à N 20 beaucoup plus rare.

Les variations d'orientation dans chaque famille paraissent liées aux variations d'orientation de la schistosité locale.

Enfin, la principale famille de lithoclases sans rejet est subverticale avec une direction N 40.

- *L'Unité de Martigné-Ferchaud* (fig. 47, fig. 49, fig. 52 et fig. 62, coupes 1 à 10).

C'est l'une des unités structurales les plus longues (près de 120 km) et l'une des plus marquées puisque la série paléozoïque peut monter jusqu'au Wenlockien. Dans la partie ouest, sa limite septentrionale est une sorte de flexure permettant au Silurien d'affleurer dès la première onde synclinale (synclinal de Bourg-des-Comptes, fig. 62,

coupe 4). Dans la partie orientale, c'est le Briovérien de l' "anticlinorium de Château-Gontier" qui en constitue la limite nord. Au S, l'Unité de Martigné est limitée par l'anticlinal d'Araize.

Dans l'ensemble, les extrémités occidentales et orientales de l'Unité se relèvent périclinalement d'une manière assez simple, mais la zone centrale est compliquée par des dépressions et culminations axiales et des plis en relais (fig. 47). Ainsi les plis de 2ème ordre peuvent être suivis sur une cinquantaine de km mais à leurs terminaisons, non seulement les axes se relèvent mais les plis eux-mêmes s'amortissent en fond de bateau et finissent par disparaître. Ils sont alors relayés soit au N, soit au S par une nouvelle ondulation qui se développera et disparaîtra à son tour. Les fermetures périclinales sont donc très nombreuses et il n'est pas rare d'observer un anticlinal dans le prolongement d'un synclinal. Tout ceci laisse supposer que les plis sont plus ou moins coniques à leur terminaison.

Par ailleurs, chaque formation paraît avoir un comportement spécifique. Ainsi le Grès armoricain donne des plis concentriques à grand rayon de courbure et parfois un peu coffrés. Les formations silteuses (Schistes d'Angers et de Riadan) affectées par la schistosité régionale se déforment par aplatissement avec une tendance au surépaississement dans les charnières tandis que dans le Grès du Chatellier, le plissement, plus serré, est plus ou moins disharmonique. L'originalité de l'Unité de Martigné est justement de permettre une analyse assez détaillée de la tectonique de plissement de la Formation du Chatellier qui se comporte comme une couche compétente peu épaisse (70 m) isolée au sein de terrains schistifiés dont la puissance totale dépasse 800 m (cf. Carte au 200 000).

Enfin, par rapport à l'Unité de Paimpont, on notera que le plissement est ici beaucoup plus intense puisque les pendages peuvent atteindre la verticale (fig. 49 et 52).

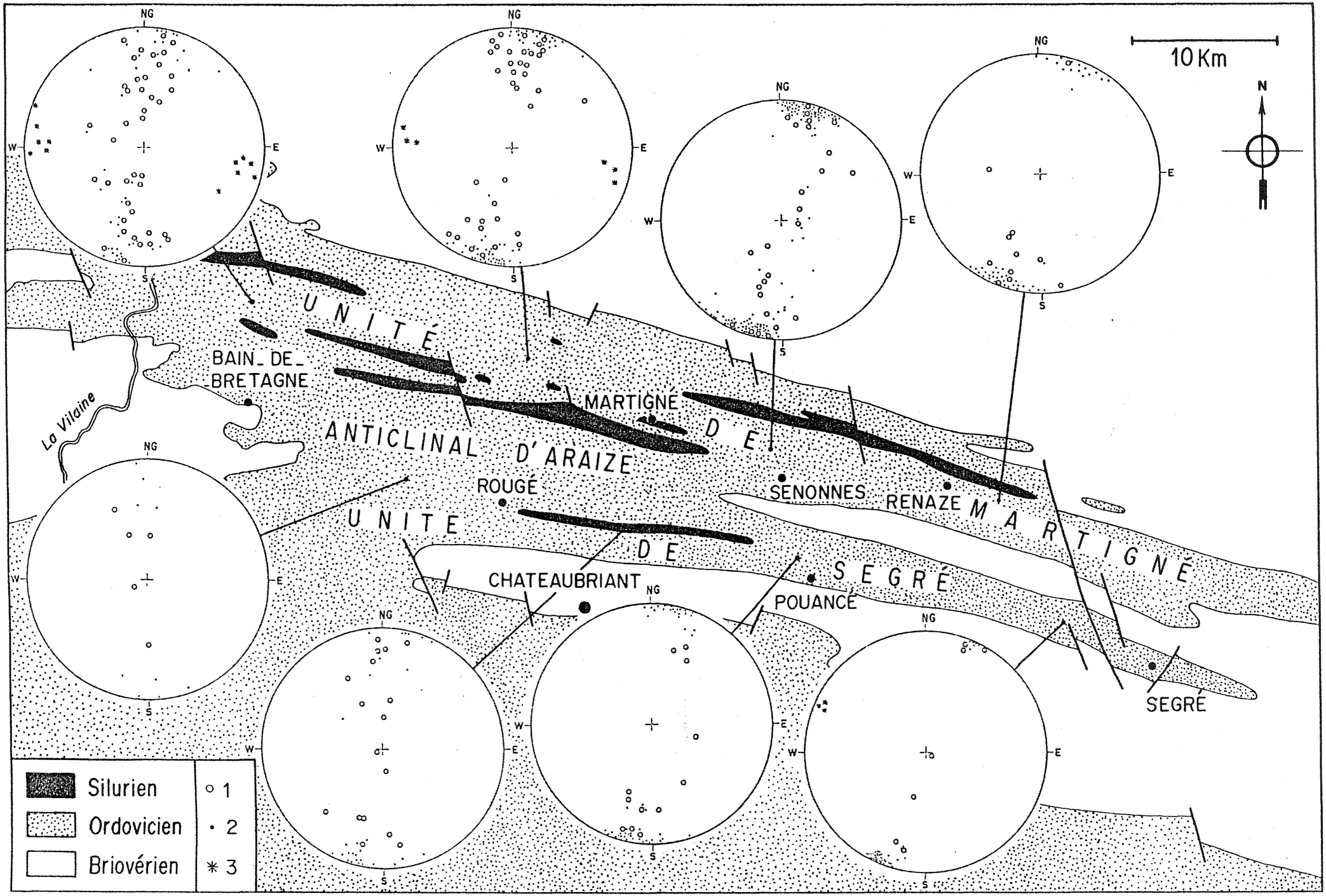


Fig. 52 - Stéréogrammes par secteurs dans l'Unité de Martigné et dans l'Unité de Segré. 1 : Stratification;

Dans l'Unité de Martigné, les données de l'analyse microtectonique sont également intéressantes à considérer car elles confirment ou précisent les informations cartographiques. Les conditions d'analyse sont à peu près les mêmes que dans l'Unité de Paimpont sauf dans les formations silteuses homogènes de l'Ordovicien où la schistosité régionale (S_1) est souvent l'unique surface mesurable, la stratification étant totalement masquée. Cette schistosité régionale est toujours bien marquée dans toutes les formations silteuses excepté localement vers le haut de la série paléozoïque. Une linéation d'étirement est parfois visible dans les schistes où elle est soulignée par l'allongement des nodules ou des fragments de fossiles. Comme dans l'Unité de Paimpont, cet étirement est toujours subhorizontal et plus ou moins parallèle à l'axe des mégastructures. Les plis de détail synschisteux sont très rarement observables, sauf dans quelques carrières ("La Promenade" au N de Martigné) ou mines (Ardoisière de Renazé), en particulier dans la Formation du Chatellier à proximité des fermetures périclinales. Ce sont le plus souvent, des plis d'entrainement dissymétriques situés sur les flancs des plis d'ordre supérieur ou des plis droits au niveau des grandes charnières. Parfois aussi ce sont des flexures assez brutales donnant des plis en genoux.

Les diverses mesures ont été reportées sur des stéréogrammes par secteur (fig. 49 et 52). Il apparaît que l'Unité de Martigné est dans son ensemble légèrement arquée. Ainsi dans la zone la plus occidentale la direction statistique de plissement, basée sur la schistosité et la linéation d'intersection, est voisine de N 95 comme dans l'Unité de Paimpont située plus au N. En allant vers l'E cette direction passe assez rapidement à N 100 à proximité du méridien de la Vilaine. Toujours plus à l'E la direction de plissement peut atteindre N 105 au delà de Martigné-Ferchaud puis N 110 vers Renazé. L'Unité de Martigné présente ainsi une arcure de l'ordre de 15° à convexité nord.

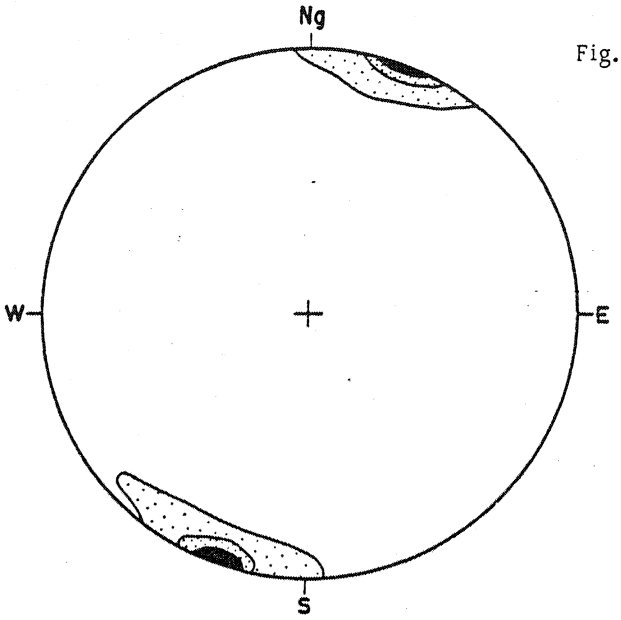
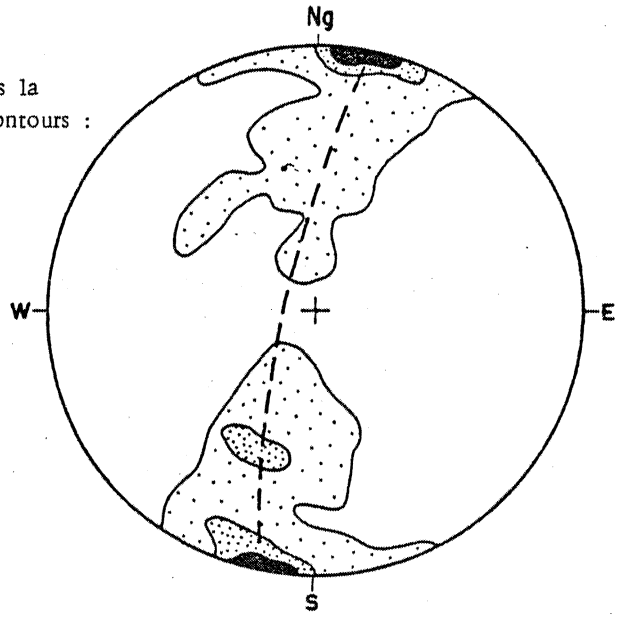


Fig. 53 - Stéréogramme de la schistosité dans la région de Renazé (110 mesures,; contours : 35 - 15 - 5 % des mesures dans 1 % de surface.

Fig. 54 - Stéréogramme de la schistosité dans la région de Pléchatel (95 mesures; contours : 8 - 4 - 1 %).



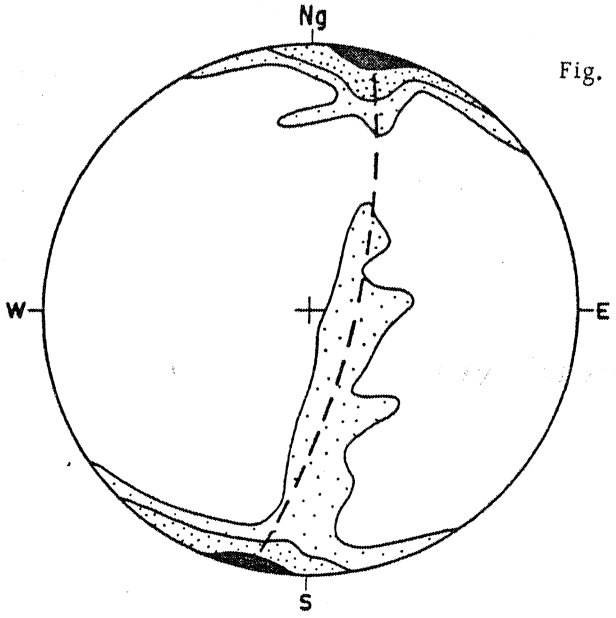


Fig. 55 - Stéréogramme de la schistosité dans la région de Senonnes (170 mesures; contours : 0.5 - 3 - 30 %).

La schistosité régionale est le plus souvent subverticale (fig. 49, 52, 53, 54, 55) et correspond au plan axial des mégaplis. Cependant certaines localités présentent un pendage plus faible, soit vers le N, soit vers le S, de sorte que la schistosité semble se disposer en zone autour de la direction générale de plissement (fig. 54 et 55). Le replissement de la schistosité par une phase ultérieure étant ici exclus, deux types d'explication peuvent être proposés pour rendre compte de cette observation. D'une part dans les roches silteuses les plus grossières, comme celles constituant la Formation rouge de Pont-Réan, la schistosité a tendance à se disposer en éventail comme j'ai pu déjà le décrire au sujet de l'Unité de Paimpont. C'est là le phénomène bien connu de réfraction qui tend à rapprocher la schistosité du plan perpendiculaire à la stratification. D'autre part,dans les formations silteuses fines (Schistes d'Angers, par exemple), la schistosité tend à s'écarter de la verticale pour s'adapter progressivement à la stratification à mesure que l'on s'approche des formations gréseuses plus compétentes. Ce comportement est particulièrement net à proximité des nombreuses fermetures périclinales du Grès du Chatellier. Dans ces secteurs, la schistosité perd totalement son caractère de plan axial des plis (cf. 2ème partie).

Enfin, l'Unité de Martigné-Ferchaud est affectée d'une tectonique cassante assez comparable à celle déjà décrite au sujet de l'Unité de Paimpont. Ici également, l'essentiel de la tectonique cassante paraît postérieur à la phase de déformation majeure synschisteuse. Les failles les plus visibles sont les décrochements dextres orientés N 150-160. Certains sont d'importance régionale comme la faille de Crevin, celle de Thourie-Rougé, le faisceau de Chelun - Eancé - Pouancé ou surtout la grande faille de Segré. Ces grands décrochements se prolongent souvent vers le S à travers les autres unités ou sont relayés par des faisceaux de même direction (cf. carte au 200 000e).

Les failles méridiennes (N à N 20) sont également très fréquentes et correspondent à de nombreux petits mouvements en touches de piano aux flancs des plis.

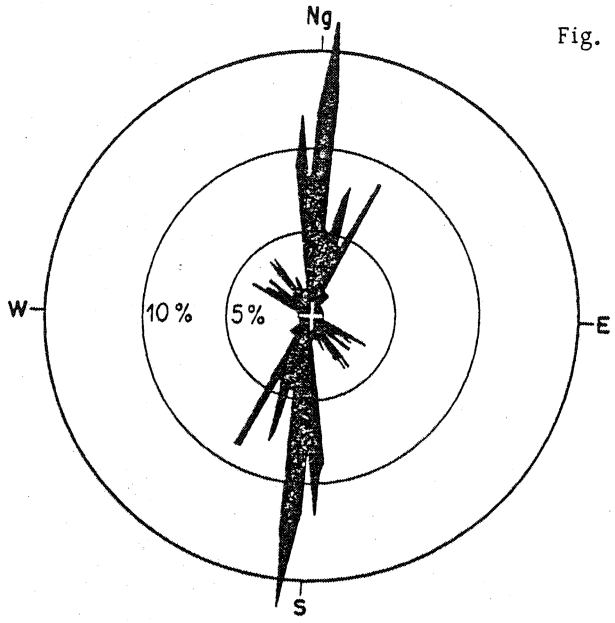
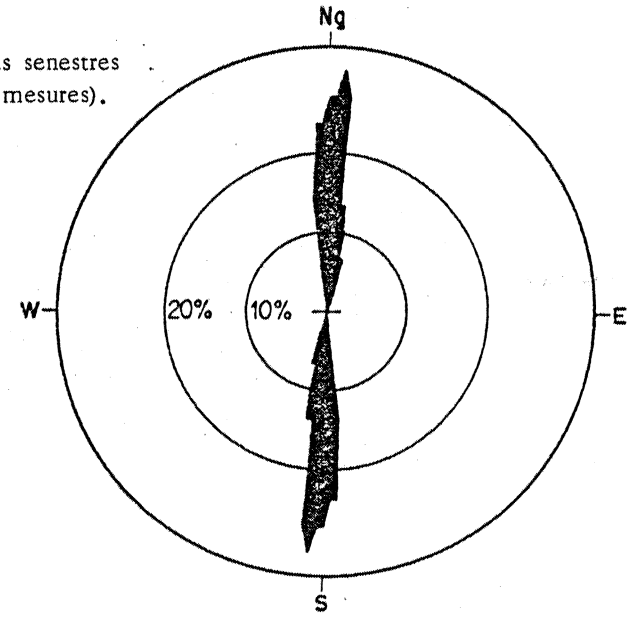


Fig. 56 - Principales directions de lithoclases subverticales dans la région de Senonnes (375 mesures).

Fig. 57 - Rose de fréquence des kink-bands senestres dans la région de Senonnes (90 mesures).



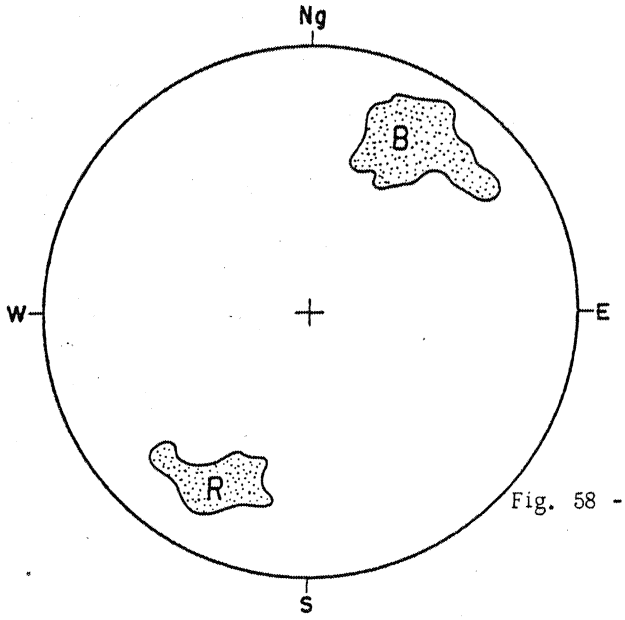


Fig. 58 - Stéréogrammes donnant l'orientation des deux principales familles de fractures dans la région de Renazé (96 mesures).
B : "bavure", R : "rembrayure".

Les failles ayant une direction voisine de celle du plissement (N 70 à N 120) sont toujours difficiles à observer mais probablement plus nombreuses qu'il n'y paraît. Certaines subverticales, peuvent supprimer ou réduire le flanc des grands plis. D'autres à plongement sud sont des failles inverses permettant de petits chevauchements du S vers le N, comme on peut en observer dans les ardoisières de Renazé.

A l'échelle de l'affleurement, les familles de microfailles et lithoclases diverses sont souvent très nombreuses (fig. 56). Les structures de ce type les plus spectaculaires sont encore ici les "kink-bands" (les "feuilletis" des ardoisiers) dont la famille la plus fréquente est subverticale, orientée N-S et à rejet senestre (fig. 57). Les autres lithoclases, de nature et d'orientation diverses (fig. 56 et 58) ont été particulièrement bien observées dans les exploitations d'ardoises où les ouvriers ardoisiers les désignent depuis longtemps par des noms souvent imagés tels que : bavure, rembrayure, chauve, chef, asseraux... (voir à ce sujet COUFFON, 1922; LE CORRE, 1969; HERROUIN et al., 1970, BRETON et al., 1973...).

- *L'Anticlinal d'Araize et l'Unité de Segré* (fig. 47, fig. 52 et fig. 62, coupes 5 à 10).

Au S de l'Unité de Martigné apparaît un anticlinal bien marqué constitué de Briovérien et de Grès armoricain : l'Anticlinal d'Araize ou de Bain-de-Bretagne. Cette structure a une forme coffrée caractéristique permettant aux couches de passer d'un pendage subvertical sur les flancs à un pendage très faible dans la partie axiale qui constitue une sorte de plateau subhorizontal de 3 ou 4 km de largeur. L'Anticlinal d'Araize peut être suivi sur plus de 80 km depuis les environs de Segré à l'E jusqu'à Bain-de-Bretagne à l'W. De part et d'autre du méridien de Martigné, l'axe se relève vers l'E et vers l'W donnant à l'ensemble une forme de selle allongée. A l'extrémité occidentale, cette structure semble s'estomper sur le flanc sud pour s'intégrer aux faibles ondulations situées au S de Bain-de-Bretagne.

Vers le S, le Synclinal de Segré fait suite à l'Anticlinal d'Araize. C'est une longue structure simple et étroite dont le centre est occupé par le Silurien, uniquement dans la partie médiane entre Rougé et Pouancé. A l'E de Pouancé, l'axe remonte doucement jusqu'à la terminaison périclinale de Segré. Dans ce secteur, le pli reste toujours assez pincé. Du côté occidental, au-delà de Rougé, l'axe remonte également mais la structure tend à s'estomper et la direction s'incurve vers le S. A l'W de Saint-Sulpice-des-Landes, le pli s'amortit rapidement tandis que vers le N une nouvelle ondulation apparaît en relais (cf. carte au 200 000e).

Les données de la microtectonique confirment cette structure d'ensemble. Ainsi, à l'extrémité orientale (fig. 52) les pendages vont jusqu'à la verticale et la direction axiale est voisine de N 110 à 115. Le synclinal est dans ce secteur très légèrement déversé vers le S, la schistosité ayant un pendage fréquent de 80 à 85° vers le N. En allant vers l'W, dans la région de Pouancé (fig. 52), la direction axiale s'incurve légèrement et passe à N 100-105. Toujours plus à l'W, dans le secteur de Rougé à Noyal (fig. 52) la direction reste encore voisine de N 100. Enfin, à l'extrémité occidentale la direction devient voisine de N 90 tandis que les pendages ne dépassent pas 50°. Ainsi, comme l'Unité de Martigné, le Synclinal de Segré est légèrement arqué, avec une convexité dirigée vers le N.

La tectonique cassante est du même type que dans les unités situées plus au N. Ce sont encore les décrochements N 160 qui paraissent prépondérants et les plus grandes failles appartiennent à cette famille de cassures (failles de Teillay, de Rougé, de Pouancé, de Segré... cf. carte au 200 000e).

Les exemples de failles de direction E-W sont surtout visibles grâce aux travaux miniers (Ardoisières de Misengrain et de Bel-Air, mines de fer) de la région de Segré. Ainsi dans les ardoisières de cette région les "bavures" à pendage nord et les "rembrayures" à pendage sud, sont des failles inverses probablement associées à une

à une phase tardive de serrage. Par contre, les "chauves" sont des cassures subverticales presque parallèles à la schistosité ayant joué horizontalement.

On retrouve également dans ce secteur les "kink-bands" senestres subméridiens mais ils paraissent moins fréquents que dans les autres unités. La rose de fréquence (fig. 59) élaborée à partir des mesures faites dans le secteur de l'Ardoisière de Misengrain met en évidence les principales directions de lithoclases que l'on peut observer.

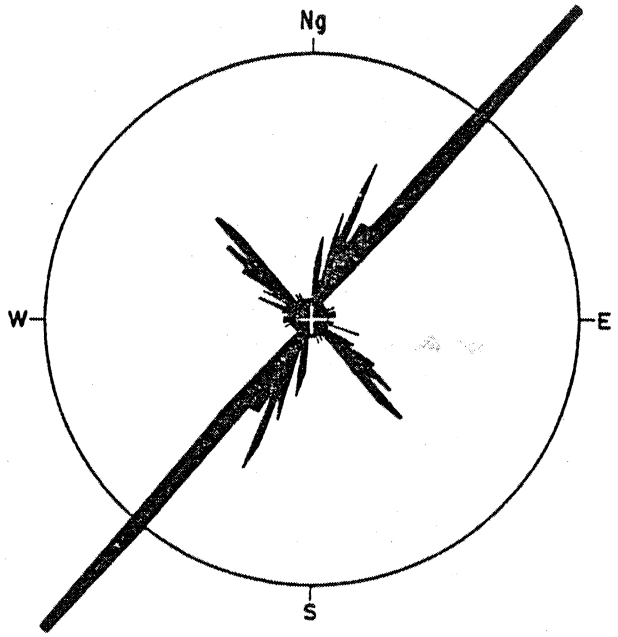


Fig. 59 - Rose de fréquence des principales directions de lithoclases subverticales dans la région de Segré (Misengrain, 108 mesures).

- *L'Unité subtabulaire de Chateaubriant* (fig. 47, fig. 60 et fig. 62, coupes 4 à 8).

Au S de l'Unité de Segré apparaît une aire anticlinoriale assez faiblement ondulée où affleurent le Briovérien, localement la Formation rouge de Pont-Réan et surtout le Grès armoricain et les

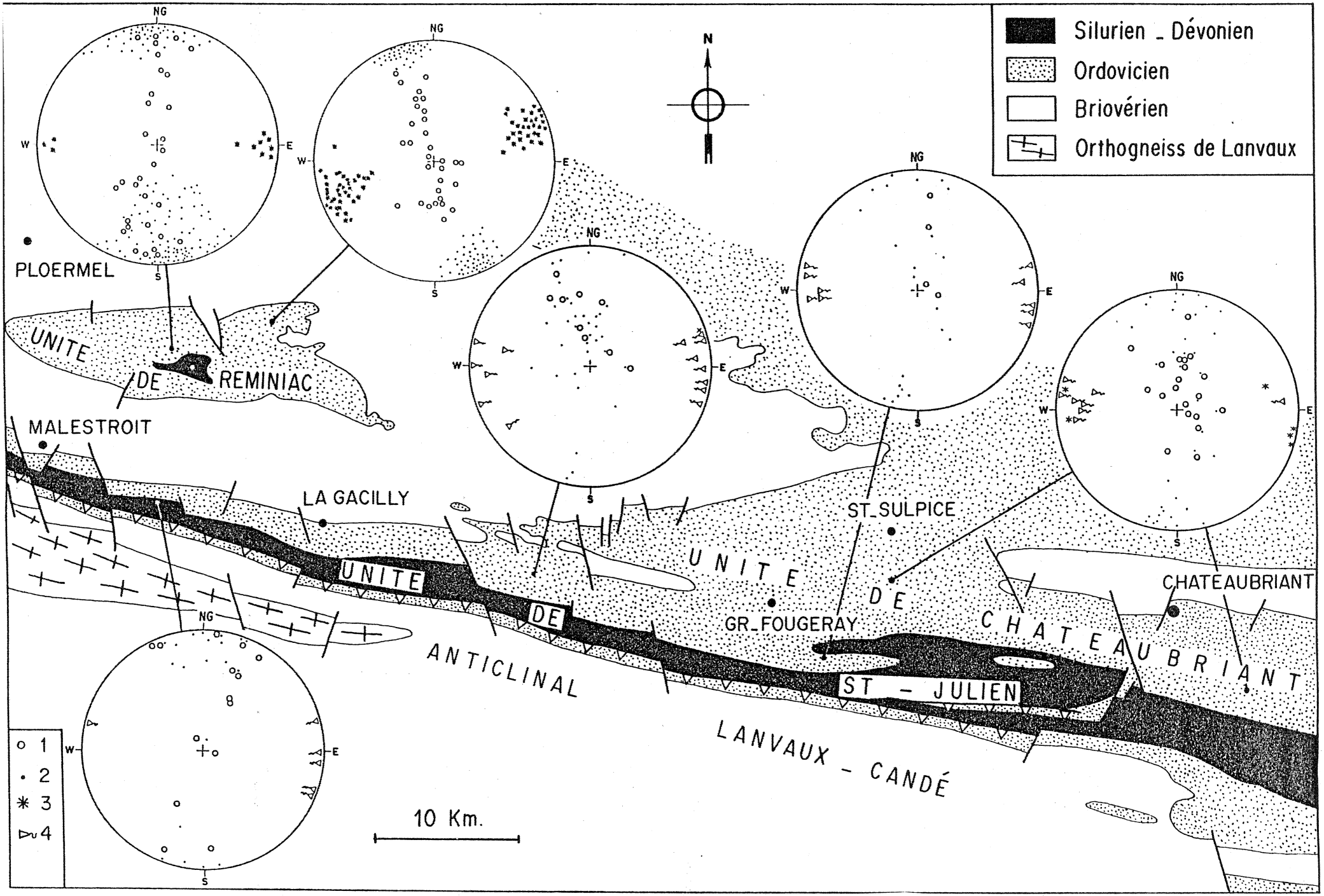


Fig. 60 - Stéréogrammes par secteurs dans les Unités de Réminiac, de Chateaubriant, et de St Julien.

Schistes d'Angers. Cette région est également caractérisée par un amortissement rapide des plis et par des ondes en relais donnant un tracé cartographique assez anarchique, compliqué par les mouvements verticaux tardifs. C'est finalement un secteur structural assez comparable à l'Unité de Paimpont - Guichen décrite en détail plus haut. Il constitue une sorte de transition entre les grands plis appalachiens des Unités de Martigné et de Segré et le grand Synclinorium de Saint Julien-de-Vouvantes qui leur fait suite vers le S.

Ces caractères sont bien illustrés par le diagramme général de stratification (fig. 60) où les pendages restent relativement faibles et le cercle de zone assez mal défini. Comme pour l'Unité de Martigné, la schistosité régionale observée dans la Formation des Schistes d'Angers s'adapte souvent à la stratification à proximité des contacts avec le Grès armoricain et tend ainsi à se disperser en zone sur les stéréogrammes (fig. 60).

Enfin, dans cette unité, la tectonique cassante est du même type que dans les unités précédentes (cf. carte au 200 000e).

• *L'Unité de Reminiac* (fig. 47, fig. 60 et fig. 62, coupe 1)

Cette unité constitue une ellipse de terrains paléozoïques d'environ 25 km de longueur isolée au milieu du Briovérien. Il s'agit d'un grand synclinal en forme de bateau s'amortissant aux extrémités et constituant une structure indépendante qui n'est ni le prolongement du Synclinal de Segré (cf. BARROIS, 1897; KERFORNE, 1919) ni celui de l'Unité de Martigné (cf. BARROIS et PRUVOST, 1938).

L'Unité de Reminiac maintenant bien connue grâce au récent travail de Y. QUÉTÉ (1975) comprend le Synclinal de Reminiac proprement dit, orienté N 90 à N 100 et un petit secteur au NE (La Corbinais) orienté N 70 (fig. 60). Dans ce secteur de La Corbinais, ainsi que dans le Briovérien sous-jacent (cf. I-2) la schistosité doit son orientation anormale (N 70) à la présence d'une masse éruptive infra-paléozoïque ayant joué le rôle d'un méga-objet résistant. Ce secteur NE

est également caractérisé par des pendages assez faibles. Le Synclinal de Reminiac proprement dit semble plus intensément plissé avec des pendages pouvant atteindre la verticale. La schistosité a une orientation normale voisine de N 90 et une disposition en éventail comme dans les unités déjà décrites. Vers l'W, le pli de Reminiac se subdivise en deux ondes.

La tectonique cassante joue un rôle important sur l'ensemble de l'Unité de Reminiac. La structure en mosaïque, liée aux failles subméridiennes et aux décrochements N 160 se traduit par de nombreux soulèvements ou basculements de blocs que soulignent certains forts plongements anormaux de la linéation d'intersection en particulier dans le secteur de La Corbinais. Enfin, les failles E-W sont fréquentes surtout au flanc sud de la structure.

- *L'Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes* (fig. 47, fig. 60 et fig. 62, coupes 1 à 10).

Cette très longue unité s'allonge sur près de 200 km, depuis les environs de Baud à l'W jusqu'à ceux d'Angers à l'E, et se prolonge probablement sous la couverture mésozoïque du Bassin parisien. Elle correspond aussi à l'onde synclinale la plus marquée du secteur étudié puisque la série paléozoïque peut monter localement jusqu'au Dévonien. Au N, elle fait progressivement suite à l'Unité subtabulaire de Chateaubriant mais vers le S, elle est brutalement limitée par une grande fracture connue sous le terme de "Faille Malestroit - Angers" (KERFORNE, 1919) et qui semble être la prolongation, dans la couverture paléozoïque de la branche nord (Pointe du Raz - Baud) de la Zone broyée sud-armoricaine.

L'ensemble des caractères de cette Unité de Saint-Julien contraste assez nettement avec ceux des autres unités plus septentrionales déjà décrites : progressivement le style tectonique évolue et les déformations deviennent polyphasées. Ainsi les pendages de la stratification sont le plus souvent sud et parfois assez faibles. La schistosité de flux régionale (S_1) partout bien marquée forme avec

la stratification un angle généralement très aigu. L'orientation de cette schistosité est assez variable autour de la direction E-W et son pendage est le plus souvent assez faiblement incliné vers le S. L'ensemble de cette structure a ainsi tendance à se déverser vers le N mais sans que l'on puisse mettre en évidence de flancs inverses bien caractérisés avec des couches renversées. D'E en W, cette tendance au déversement n'est d'ailleurs pas constante. Ainsi, dans la partie occidentale, vers Malestroit, la schistosité est généralement subverticale et assez bien réglée en direction. Plus à l'E, à partir de La Gacilly, la schistosité est plus dispersée et son pendage généralement sud, peut passer localement à l'horizontale. Plus à l'E encore, la schistosité semble se redresser à nouveau. Le déversement nord affecte essentiellement le domaine central de l'Unité.

Partout, la linéation d'étirement, visible dans le plan de schistosité, reste subhorizontale et plus ou moins parallèle aux axes des mégastructures comme dans les autres Unités.

Un autre caractère original est l'apparition, sur une grande partie de ce secteur, d'une nouvelle schistosité (S_2) crénulant la schistosité de flux initiale (S_1) (fig. 61) et tendant à donner à toutes les roches pélitiques un débit en crayons. Cette crénulation II se généralise rapidement vers le S et passe dans l'Unité plus méridionale de Lanvaux - Candé. Localement, cette schistosité S_2 peut-être associée à des ondulations métriques de faible amplitude (MA10, PP11, PP57). Le plan de schistosité S_2 peut avoir un pendage très variable mais sa trace sur S_1 est toujours subhorizontale. Lorsque la schistosité S_1 est subverticale, le plan S_2 est voisin de l'horizontale, tandis que lorsque S_1 est peut penté, le plan S_2 est subvertical. Autrement dit, sauf quelques exceptions locales, la schistosité S_1 est toujours crénulée quelque soit sa position initiale. Ceci pose un problème sur lequel j'aurai à revenir dans la synthèse régionale. On peut dire déjà que tout se passe comme si ce raccourcissement terminal avait systématiquement la direction Y de l'ellipsoïde de déformation finie (cf. 2ème partie I-2) correspondant à la schistosité 1.

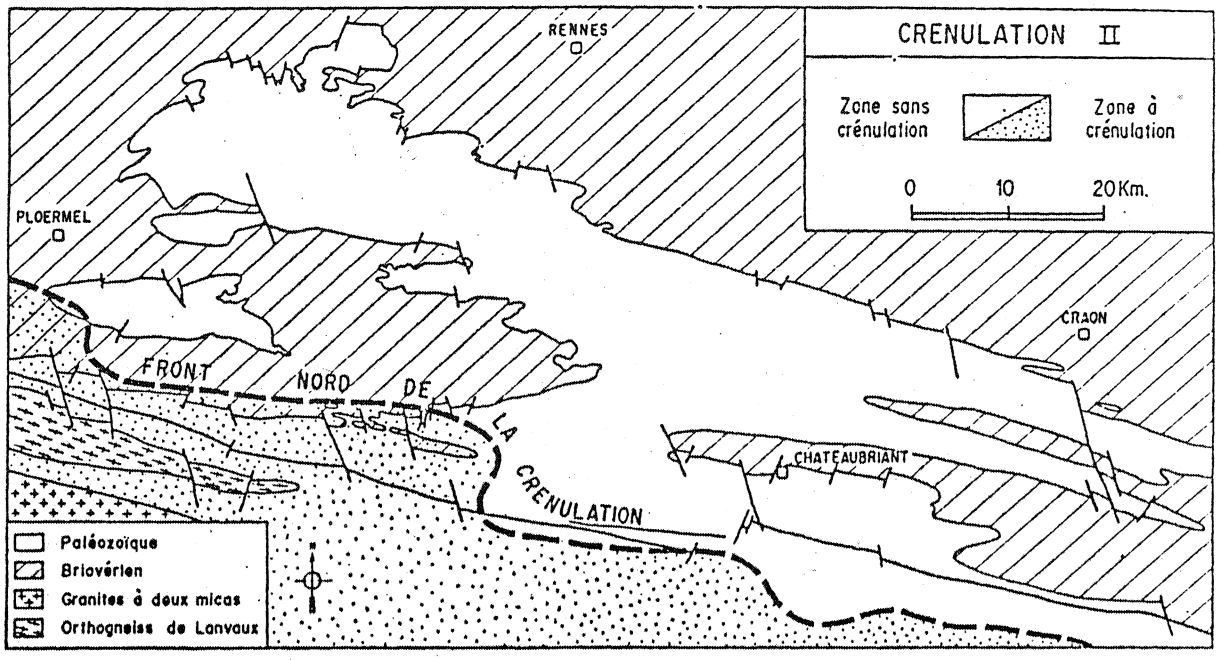


Fig. 61 - Carte de répartition de la crénulation S_2 se superposant à la schistosité S_1.

L'Unité de Saint-Julien est également caractérisée par la présence de petits chevauchements postérieurs à S_1, grossièrement orientés E-W et à pendage sud faible (PP21, PP57). Ces chevauchements sont souvent subparallèles au plan de crénulation S_2 et paraissent plus ou moins contemporains de cette dernière déformation.

Au S de l'Unité de Saint-Julien, la "faille longitudinale Malestroit - Angers" semble être également un trait structural majeur de cette région. Cette faille supprime une partie du flanc sud de l'Unité de Saint-Julien mettant directement en contact le Silurodévonien avec l'Ordovicien moyen (Schistes d'Angers) du flanc nord de l'Anticlinal de Lanvaux - Candé. C'est là son principal effet visible car sur le terrain elle n'est guère plus évidente que les autres failles parallèles aux structures. Cette limite sud par faille est particulièrement nette dans le secteur ouest où les couches à faibles pendages de la partie axiale de l'Unité de Saint-Julien, viennent buter contre les couches verticales ou renversées du flanc nord de l'Anticlinal de Lanvaux - Candé. Dans le secteur est, cette limite sud semble moins évidente et pourrait se résoudre en un faisceau de

failles directionnelles de moindre importance. La direction générale de cet accident est N 100-110 mais son pendage est plus difficile à préciser. Il doit être plutôt sud et assez proche de la verticale. Le rejet de l'accident Malestroit - Angers paraît composite :

- d'une part, un coulissage subhorizontal dextre bien souligné dans la partie occidentale par les structures de cisaillement dans le granite à deux micas de Lizio - Guehenno. Dans les formations paléozoïques le fonctionnement de la faille entraîne le développement de petits plis, soit à axes subverticaux, soit à axes courbes se réorientant suivant la direction de cisaillement (cf. travaux en cours de D. BERTHÉ).
- d'autre part, d'un effondrement du compartiment nord par rapport au compartiment sud, attesté par la présence du silurodévonien et par une discontinuité du métamorphisme épizonal de part et d'autre de la faille (LE CORRE, 1975).

Il est difficile de dire si le rejet apparent actuel est la conséquence d'une seule phase de mouvement ou s'il s'agit de la résultante de plusieurs rejeux d'âges différents. Toutefois dans sa partie occidentale, la faille Malestroit - Angers cisaille, après refroidissement, des leucogranites dont l'âge radiométrique est voisin de 320 M.A. (VIDAL, 1976) et qui semblent sceller la fin de la phase majeure de plissement. Le mouvement cisaillant dextre serait donc tardif dans l'évolution tectonique hercynienne (COGNÉ, 1957).

Par ailleurs, on retrouve dans l'Unité de Saint-Julien, le type de fracturation déjà décrit pour les autres unités, et en particulier les décrochements dextres N 160 postérieurs semble-t-il à l'accident Malestroit - Angers.

- *L'Unité de Lanvaux - Candé* (fig. 47, fig. 63 et fig. 62, coupes 1 à 7)

Cette unité fait suite vers le S à l'Unité de Saint-Julien et comme celle-ci peut être suivie sur plus de 200 km de Baud à Angers.

La faille Malestroit - Angers en forme la limite nord, tandis qu'au S, le synclinorium de Redon lui fait suite.

L'Unité de Lanvaux - Candé constitue une zone anticlinale comprenant :

- un axe orthogneissique : formé par les divers faciès plus ou moins déformés du granite de Lanvaux dont l'âge radiométrique de mise en place correspond au Paléozoïque inférieur (VIDAL 1972). Cet axe qui affleure largement dans la partie occidentale disparaît en profondeur à partir de Bains/Oust, mais sa continuité vers l'E paraît attestée par la gravimétrie (WEBER, 1967). Il réapparaît d'ailleurs à l'extrémité orientale près d'Angers où il est connu sous le nom d'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-place (CHAURIS et LUCAS, 1964) et constitue le coeur de l'Anticlinal des Ponts-de-Cé (PENEAU, 1928; CAVET et al., 1970; BOUCHEZ et BLAISE, 1976).
- une enveloppe sédimentaire interne : constituée probablement en partie par du Briovérien et en partie par la formation infrapaléozoïque mal datée des "Schistes et arkoses de Bains" (cf. II-1-2).
- une enveloppe sédimentaire externe : constituée par la Formation des Schistes d'Angers appartenant sans ambiguïté au Paléozoïque.

L'axe de cette longue structure tend à s'enfoncer lentement vers l'E de sorte que les terrains les plus anciens disparaissent progressivement pour ne réapparaître que près d'Angers assez brutalement à la faveur d'une faille probablement.

Les relations structurales entre le noyau orthogneissique et ses enveloppes sédimentaires ne sont pas toujours très claires. Certes, localement, comme au N de Pleucadeuc (MA15), j'ai pu observer des schistes cornés, probablement briovériens, attestant l'influence thermique du granite de Lanvaux sur son encaissant le plus ancien. Mais le plus souvent il n'existe pas de métamorphisme de contact et l'orthogneiss de Lanvaux semble plutôt être un horst limité par failles. Ce type de relation structurale est bien représenté entre Saint-Congard (MA4) et Bains/Oust.

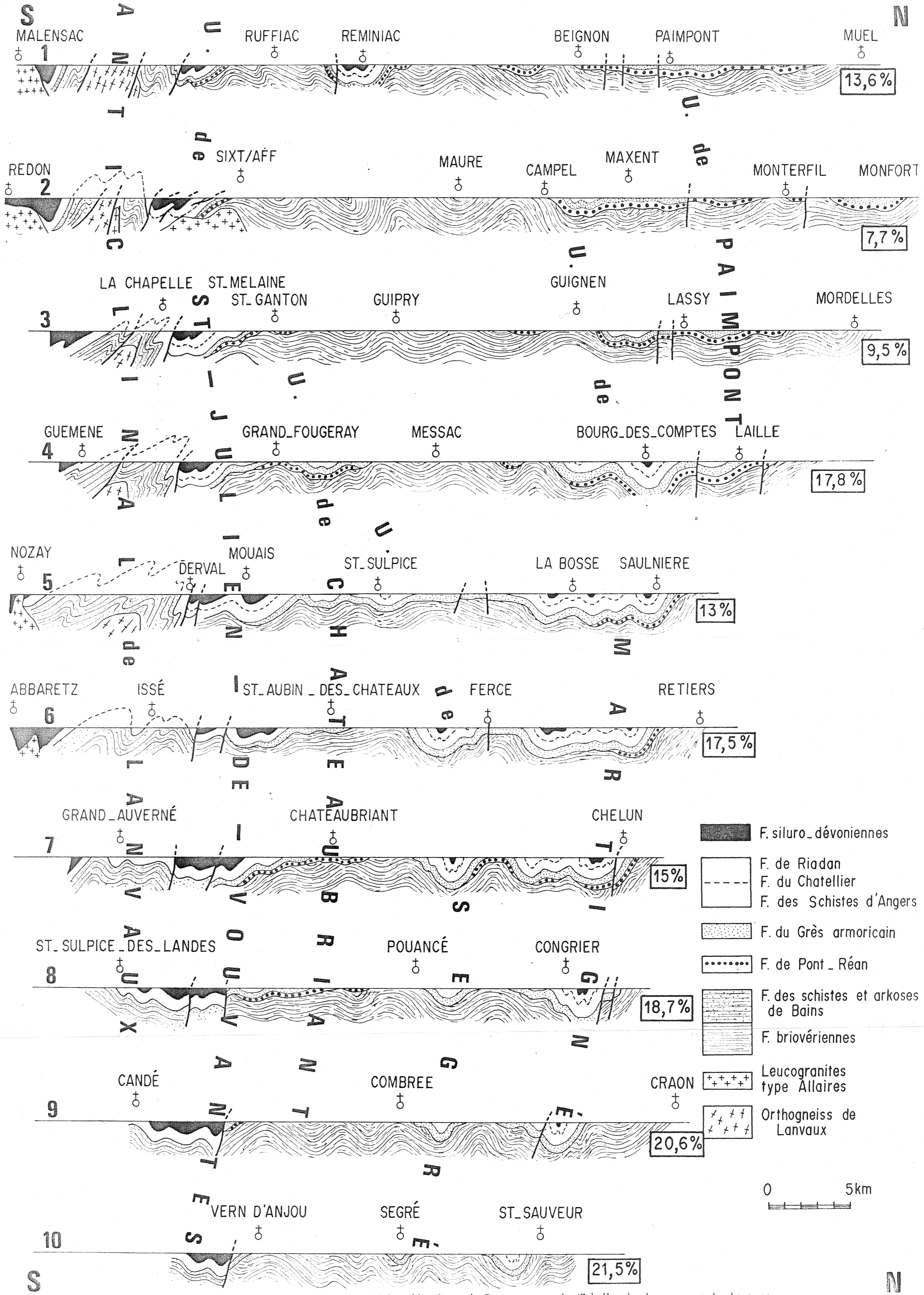


Fig. 62 - Coupes sériées à travers les unités paléozoïques de Bretagne centrale (Echelles des longueurs et des hauteurs identiques). Le chiffre encadré à droite donne le pourcentage de raccourcissement évalué pour chaque transversale.

Il est important de remarquer que le noyau granitique comme les enveloppes sédimentaires ont tous été affectés par des déformations hercyniennes du même type :

- développement d'une foliation E-W et d'une linéation d'étirement subhorizontale dans l'orthogneiss.
- développement d'une schistosité (S_1) plan axial de la structure et d'une linéation d'étirement subhorizontale dans les siltites et les "arkoses".
- apparition dans les formations silteuses d'une crénulation (S_2) à trace subhorizontale identique à celle décrite dans l'Unité de Saint-Julien.

Comme pour l'Unité de Saint-Julien, l'analyse microtectonique montre que l'un des traits majeurs est la tendance au déversement vers le N. Mais ici aussi il convient de distinguer trois secteurs (fig. 63) :

- Un secteur occidental correspondant approximativement à la région où affleure l'orthogneiss de Lanvaux. Dans ce secteur, la schistosité (S_1) est subverticale, surtout sur le flanc nord, ou légèrement sud comme sur le flanc méridional. Le noyau orthogneissique présente une foliation à pendage légèrement sud. L'ensemble de la structure constitue dans ce secteur un anticlinal légèrement déversé vers le N.
- Un secteur central situé à l'E du précédent et que l'on peut prolonger jusqu'aux environs du Grand-Auverné. Dans ce secteur, la schistosité est toujours à pendage sud souvent assez faible et pouvant même passer à l'horizontale. La stratification est également à pendage sud y compris sur le flanc nord. Il s'agit donc bien d'une grande structure renversée avec un flanc nord inverse. Un bel exemple de série renversée peut être observé au S de Renac (PP11) sur la RN 177 : en allant du S vers le N, on peut y observer les "Schistes et arkoses de Bains" à pendage sud reposant sur les "Schistes d'Angers" normalement situés stratigraphiquement au-dessus. Quant au flanc normal sud, son pendage relativement faible est marqué cartographiquement par une large courbure affectant uniquement ce secteur central.

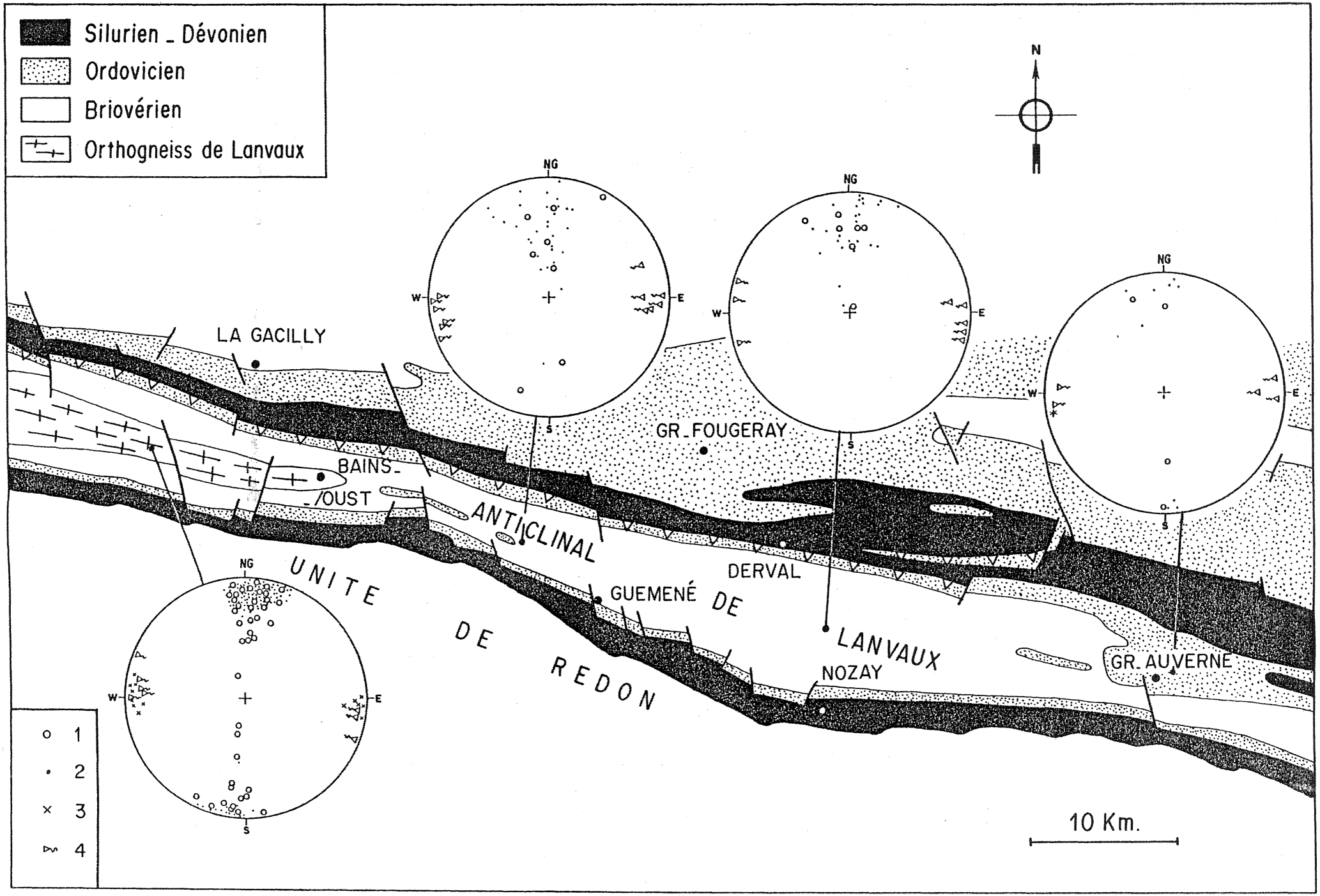


Fig. 63 - Stéréogrammes par secteurs dans l'Unité de Lanvaux. 1 : Stratification, 2 : Schistosité, 3 : linéation d'intersection. 4 : trace de la crénulation.

- Un secteur oriental situé encore plus à l'E et se prolongeant jusqu'aux environs d'Angers où réapparaît le noyau orthogneissique. Dans ce secteur, la structure tend de nouveau à se redresser (fig. 63), situation qui semble se prolonger jusqu'à Angers puisque l'Anticlinal des Ponts-de-Cé paraît tout au plus légèrement déversé vers le N (BOUCHEZ et BLAISE, 1976).

L'ensemble de l'Unité Lanvaux - Candé - Ponts-de-Cé apparaît ainsi comme un vaste anticlinal dont seule la partie médiane est nettement renversée vers le N, tandis qu'aux extrêmités orientale et occidentale, là où affleure le noyau orthogneissique, la structure n'est que légèrement déversée.

Il faut signaler aussi que la structure anticlinale peut présenter des replis locaux faisant réapparaître les "Schistes d'Angers" dans des synclinaux pincés au milieu des "Schistes et arkoses de Bains" comme à Saint-Marie-de-Redon ou au N d'Issé.

Comme le montrent les stéréogrammes (fig. 63) la schistosité principale (S_1) forme un éventail assez ouvert tout en gardant un pendage sud. Cette observation trouve son explication naturellement dans le déversement général de la structure mais aussi dans l'adaptation de la schistosité au noyau orthogneissique ayant joué le rôle d'un objet plus résistant. Cette adaptation de la schistosité à l'interface couverture-noyau a également pu être exagérée par la tendance de l'orthogneiss à remonter pendant le plissement.

Quant à la tectonique cassante, elle est dans toute cette région comparable à ce qui a déjà été décrit plus au N.

II - 2 - 3 SYNTHESE GEOMETRIQUE ET CHRONOLOGIQUE

A partir de l'ensemble des données précédentes, il est possible de proposer une première synthèse de la structure du Synclinorium de la Vilaine. Cependant, on ne trouvera ici qu'une

approche essentiellement géométrique n'intégrant pas les données quantitatives sur la schistosité, la déformation finie, les textures, le métamorphisme... qui seront exposées dans la 2ème partie de ce mémoire. Ce n'est donc qu'à la fin de cette étude qu'il sera possible de proposer un modèle géodynamique d'ensemble, mais déjà, une chronologie relative des événements structuraux peut être présentée.

1 La phase majeure de plissement synschisteux

Après les déformations cadomiennes ayant affecté la série briovérienne, la transgression paléozoïque recouvre progressivement la Bretagne centrale (cf. II-1). Cette discordance généralisée du Paléozoïque sur le Briovérien doit être considérée comme une donnée structurale caractéristique de la région. Cependant, comme nous l'avons vu (cf. I-2), le Briovérien a été intimement intégré avec le Paléozoïque dans les déformations hercyniennes et n'est pas un socle au sens strict. Ainsi, du point de vue structural, la discordance initiale entre les deux systèmes doit être considérée comme une discontinuité lithologique au même titre que les discontinuités intra-paléozoïques.

L'histoire hercynienne semble débuter par la phase de plissement synschisteux que l'on observe partout dans le Paléozoïque. Cette première étape de la déformation constitue l'événement le plus important par la généralité de ses effets. C'est elle qui a imprimé à la région l'essentiel de ses caractères structuraux actuellement visibles, en particulier un plissement orienté N 100 en moyenne.

Au cours de cette phase principale de plissement, chacune des formations lithologiques paléozoïques a eu un comportement spécifique. Ainsi le Grès armoricain, épais et compétent, s'est plissé par glissement couches sur couches en plis droits isopaques de grande longueur d'onde et de forme parfois coffrée, en particulier dans le secteur nord. Au contraire, les formations silteuses (Formation de

Pont-Réan, Schistes d'Angers et de Riadan...) se sont déformées par aplatissement avec surépaississement des charnières en liaison avec le développement de la schistosité régionale. La Formation gréseuse du Chatellier, peu épaisse, s'est replissée de manière disharmonique par rapport au Grès armoricain avec des longueurs d'onde beaucoup plus courtes (fig. 64). Ces plis, souvent en relais, s'amortissent assez rapidement en donnant de nombreuses fermetures périclinales.

Mais ces caractères géométriques du plissement évoluent géographiquement de manière sensible. Ainsi, les plis droits du secteur septentrional sont remplacés au S par des plis qui tendent à se déverser vers le N. Par ailleurs, l'amplitude moyenne des plis augmente du N vers le S et de l'W vers l'E. Ceci peut être illustré par l'évolution du raccourcissement régional sur des coupes sériées (fig. 62). Ce raccourcissement, évalué sur le Grès armoricain, fait abstraction des plis de détail et suppose un plissement sans variation d'épaisseur, de sorte qu'il s'agit naturellement d'une valeur minimale. Enfin, dans le secteur nord, la direction de plissement forme un arc en passant de N 95 à l'W à N 110 à l'E. Dans le S, par contre, on observe une grande régularité directionnelle matérialisée par l'axe Lanvaux - Candé - Pont-de-Cé qui garde sur près de 200 km une orientation voisine de N 100.

Il faut aussi rappeler que cette première phase de déformation est caractérisée par l'existence, dans toutes les formations silteuses, d'une schistosité régionale (S_1), statistiquement de plan axial pour les plis mais dont l'intensité peut varier d'une localité à l'autre (cf. 2ème partie). La linéation d'intersection schistosité - stratification (L_{S_0/S_1}) et la linéation d'étirement (L_e) sont toujours voisines de l'horizontale et subparallèles aux axes des mégaplis.

2 *La phase de crénulation et les chevauchements sud-nord*

Après le plissement et la schistification généralisée (S_1) se manifeste une deuxième étape de déformation dont l'effet le plus évident est l'apparition d'une schistosité de crénulation (S_2) uniquement développée dans le domaine le plus méridional (Saint-Julien, Lanvaux). Il s'agit d'une prolongation du raccourcissement N-S dans des conditions thermiques plus basses, postérieurement au paroxysme synschisteux initial mais probablement en continuité avec celui-ci. L'orientation de cette deuxième étape de la déformation est très proche de la précédente, les axes des microplis de crénulation étant toujours subparallèles aux mégastructures I. Des plis métriques à décamétriques, de faible amplitude, déversés vers le N ainsi que de petits chevauchements du S vers le N sont associés à cette crénulation.

Le caractère le plus remarquable de cette déformation est que le raccourcissement subhorizontal N-S puisse également s'accompagner localement d'un raccourcissement subvertical puisque la crénulation peut déformer la schistosité S_1 quel que soit le pendage de celle-ci.

3 *La grande faille Malestroit - Angers*

L'apparition et le fonctionnement de cette structure correspond également à un événement important de l'histoire régionale. Du point de vue géométrique, ses effets principaux sont, d'une part de mettre en contact anormal l'Unité de Saint-Julien avec l'Anticlinal de Lanvaux et d'autre part de cisailler la partie sud des leucogranites du secteur ouest (massif de Lizio). Cette faille se prolonge vers l'W jusqu'à la Pointe du Raz et constitue la branche nord de la Zone broyée sud-armoricaine (COGNÉ, 1957). Contrairement à la Zone broyée sud-armoricaine proprement dite (branche sud) qui a une forme très arquée (fig. 1), l'orientation de la faille Malestroit - Angers est très constante (N 100-110) sur plus de 250 km et reste toujours parallèle à la direction générale du plissement.

A quel moment, cette faille apparaît-elle et quelles sont ses relations avec les deux étapes de la déformation évoquées précédemment ?

Nous avons déjà vu que le mouvement cisaillant dextre était postérieur à la fin de la mise en place des leucogranites qui elle-même post-date la phase paroxysmale de plissement synschisteux. Par ailleurs, aucune relation évidente ne semble également exister entre la faille Malestroit - Angers et la crénulation II. Celle-ci n'est pas limitée à la proximité immédiate de la faille mais se développe largement vers le N jusque dans le Briovérien et vers le S au-delà du flanc méridional de l'Anticlinal de Lanvaux - Candé (fig. 61). On ne voit d'ailleurs pas très bien comment un coulissage dextre pourrait induire une crénulation dont la trace reste toujours subhorizontale.

En d'autres termes, les effets visibles de la faille Malestroit - Angers, expression superficielle de la branche nord du cisaillement sud-armoricain apparaissent comme un phénomène terminal dans l'évolution tectonique de cette région.

4 Les déformations cassantes tardives

Ces déformations s'échelonnent en plusieurs phases, depuis l'époque fini-hercynienne jusqu'au Tertiaire, en de multiples rejeux ayant abouti à la structure mosaïque actuelle qui se superpose à la tectonique appalachienne initiale. Dans les effets de ces diverses phases, on peut distinguer les grandes familles de failles régionales et les structures mineures telles que microfailles, lithoclases diverses, kink-bands, crénulations locales, etc...

Parmi les familles de failles les plus fréquentes, il convient de citer :

- les failles subverticales méridiennes (N à N 20) à rejet essentiellement vertical et délimitant de petits grabens.

- les failles N 150-160 jouant surtout en décrochements dextres.
- les failles de direction voisine de celle du plissement (N 80 à N 120) appartenant à plusieurs familles non cogénétiques. Certaines subverticales ont joué en décrochements horizontaux tandis que d'autres sont associées à des rejets verticaux. D'autres enfin à pendage sud sont des failles inverses liées à une compression N-S.
- les failles de direction N 50-70 à rejet essentiellement vertical mais très peu apparentes sur le terrain.

Des structures mineures sont parfois associées à ces fractures. C'est le cas des schistosités de crénulation très localisées que l'on observe parfois à proximité des failles. C'est également le cas de certaines familles de kink-bands.

Mais parmi l'ensemble des structures mineures, c'est probablement la famille de kink-bands verticaux subméridiens et senestres qui semble devoir être soulignée à cause de la généralité sur l'ensemble du territoire étudié, où elle déforme systématiquement la schistosité I et la crénulation II.

Pour conclure sur cette première approche on peut dire que l'essentiel des déformations décrites s'inscrit dans le cadre de l'orogenèse hercynienne mais que certains réajustements se sont prolongés jusqu'à une époque très récente.

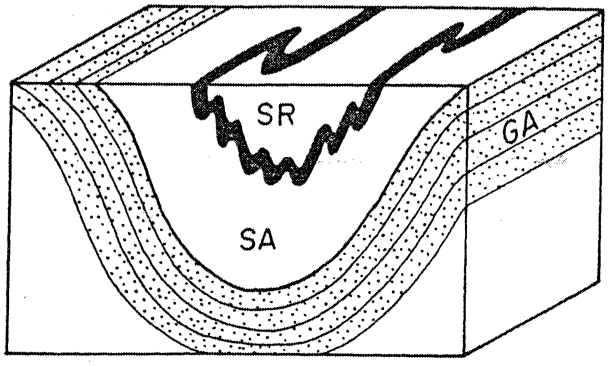


Fig. 64 - La disharmonie relative de plissement entre le Grès armoricain (GA) et le Grès du Chatellier (en noir).
SA : Schistes d'Angers.
SR : Schistes de Riadan.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Première Partie

Alix Y. & J.J. Chauvel 1966 Présence de niveaux calcareux dans l'Ordovicien inférieur du Massif armoricain - C.R. somm. Soc. géol. Fr., Paris : 382-383.

Arnaud A. 1966 Une série spilite-kératophyre dans le Silurien du Massif armoricain : la série de St Georges-sur-Loire. Etude stratigraphique et pétrographique. - D.E.S. Nantes (ronéo), 68 pp.

Audren Cl. & J.P. Lefort 1977 Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les Iles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), XIX, 2 : 394-404.

Auvray B. 1972 Les subdivisions majeures des volcanites du Trégor (Bretagne septentrionale). - C. R. Acad. Sci. Paris, 274 : 1788-1791.

Auvray B. 1976 Légende de la carte géologique au 50.000e, feuille de Tréguier (VIII-14) - Ed. B.R.G.M.

Auvray B. & J.J. Chauvel 1964 Etude des formations éruptives rencontrées au niveau - 200 m dans le puits de Bois II des Mines de fer de Segré (M. et L.). - C. R. Soc. géol. Fr., 8 : 317-318.

Auvray B. & Ph. Vidal 1973 Chronologie des événements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale). - C. R. 1ère réun. ann. Sci. Terre, Paris, 54.

Babin Cl., J. Chauvel, J.J. Chauvel, J.L. Henry, Cl. Le Corre, P. Morzadec, J. Nion, A. Philippot, Y. Plusquellec & A. Renaud 1968 Le Paléozoïque antécarbonifère de Bretagne (France). Résultats récents et problèmes actuels. 23e Congr. Géol. Int. Prague, 1968. Casopis pro Miner. a Geol., Prague, 13 : 261-278.

Babin Cl., A. Arnaud, J. Blaise, P. Cavet, J.J. Chauvel, J. Deunff, J.L. Henry, H. Lardeux, M. Melou, J. Nion, F. Paris, J. Plaine, Y. Quété & M. Robardet 1976 The Ordovician of the Armorican Massif - In the Ordovician System (Proc. Palaeont. Assoc. Symp. Birmingham) ed. M.G. Bassett (Londres).

Barrois Ch. 1892 Sur la présence de fossiles dans le terrain azoïque de la Bretagne. C. R. Acad. Sci. Paris, 115 : 326-328.

Barrois Ch. 1895 Légende de la carte géologique au 80.000e. Feuille de St Brieuc. - Ann. Soc. géol. Nord, XXIII : 66-87.

Barrois Ch. 1897 Des divisions géographiques de la Bretagne. - Ann. Geogr., VI : 23-44 et 103-122.

Barrois Ch. 1899 Sketch of the geology of central Brittany. - Proceed. of the Geol. Assoc., XVI : 101-132.

Barrois Ch. 1930 Les grandes lignes de la Bretagne. In Livre Jubilaire Soc. géol. Fr., I : 83-100.

Barrois Ch. & L. Bochet 1890 Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000e, feuille de Redon, n° 90, 1ère ed. - Serv. Carte géol. France, Paris et Ann. Soc. géol. Nord, XVII : 16-28.

Barrois Ch. & P. Lebesconte 1894 Légende de la carte géologique au 1/80 000e. Feuille de Rennes, n° 75. - Serv. Carte géol. France. Paris.

Barrois Ch. & P. Pruvost 1929 Le calcaire de Saint Thurial. - Ann. Soc. géol. Nord, LIV : 142-185.

Barrois Ch. & P. Pruvost 1931 Relations stratigraphiques des couches cambriennes de Bretagne et du Maine. - Ann. Soc. géol. Nord, LVI : 80-125.

Barrois Ch & P. Pruvost 1938 Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000e, feuille de Redon, n° 90, 2e édit. - Serv. Carte géol. Fr., Paris.

Berthé D. 1977 Les aspects de la déformation cataclastique au Sud du leucogranite de Lizio - La Villeder (Morbihan). Rés. 5ème Réun. ann. Sci. Terre, Rennes, 65.

Berthé D., J.J. Chauvel, P. Jegouzo & J. Plaine 1977 Données nouvelles sur l'origine du complexe des schistes et arkoses de Bains (Cambro-arenig ? de Bretagne centrale). - Rés. 5ème Réun. ann. Sci. Terre, Rennes, 66.

Bézier T. 1889 Sur la présence de Trilobites dans les schistes rouges lie-de-vin des environs de Rennes. - Ann. Soc. géol. Nord, XVI : 60-63.

Bigot A. 1925 Sur les calcaires cambriens de la région de Carteret et sur leur faune. - Bull. Soc. linn. Normandie, (7) 8 : 130-144.

Bolelli E. 1944 Observations sur la tectonique du contact Briovérien-Cambrien du flanc nord des synclinaux du Sud de Rennes. C. R. somm. Soc. géol. Fr., 171-173.

Bolelli E. 1951 Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes:contact Briovérien - Cambrien. - Mém. Soc. géol. minéral. Bret., IX : 68 pp.

Bouma A.H. 1962 Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. - Elsevier ed. (Amsterdam) 168 p.

Bouchez J.L. & J. Blaise 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) XVIII : 145-157.

Breton J.P., D. Charpentier, S. Debrand-Passard, M. Donnot, R. Feys, Cl. Le Corre & Y. Quété 1973 Etude géologique du Bassin ardoisier de Renazé (Mayenne) - Rapport B.R.G.M. n° 73 SGN 002 GEO, 41 pp et annexes.

Brun J.P. 1975 Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le massif de Saint Malo (Massif armoricain). - Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 97 p.

Bureau E. & L. Bureau 1891 Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000e, feuille Ancenis, n° 105, 1ère édit. - Serv. Carte géol. Fr.

Cavet P., A. Arnaud, J. Blaise, L. Chauris, M. Gruet & H. Lardeux 1970 Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000e, feuille de Chalonnes-sur-Loire, 1ère édit. - B.R.G.M. Orléans.

Cayeux L. 1894 La preuve de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien. Première note sur les Radiolaires précambriens. - Bull. Soc. géol. Fr. (3) 22 : 197-228.

Chauris L., L. Dangeard, M.J. Graindor & A.F. de Lapparent 1956 Les principaux batholites granitiques du Bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. C. R. Acad. Sci. Paris, 243 : 77-79.

Chauris L. & G. Lucas 1966 Les environs de Bécon-les-Granites (M. et L.) : feuille d'Ancenis au 1/80 000e. - Bull Serv. Carte géol. Fr. (1963) 277, 60 : 25-33.

Chauvel J.J. 1960 Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bains-sur-Oust (Bretagne méridionale). - C. R. somm. Soc. géol. Fr., Paris : 12.

Chauvel J.J. 1962 Etude sédimentologique des schistes intermédiaires, Ordovicien inférieur de la région comprise entre Bain-de-Bretagne et Martigné-Ferchaud (Ille-et-Vilaine). - Bull. Soc. géol. miner. Bret., nlle sér., 2 : 87-99 (1962).

Chauvel J.J. 1971 Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. - Mém. Soc. géol. miner. Bret., Rennes, n° 16.

Chauvel J.J. & Cl. Le Corre 1971 La transgression paléozoïque et l'Ordovicien inférieur dans la presqu'île de Crozon (Finistère). Coll. Ordovicien-Silurien, Brest, septembre 1971. - Mém. B.R.G.M., Paris, 73 : 109-117.

Chauvel J.J. et A. Philippot 1960 Sur la discordance de base du Paléozoïque dans la région de Rennes : trois carrières démonstratives. - Bull. Soc. géol. mineral. Bret., nlle sér., 1 : 1-7.

Cobbold P. 1976 Mechanical effects of anisotropy during large finite deformations. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) XVIII : 1497-1510.

Cobbold P. 1977 A method of integrating strains to obtain tectonic displacements. - Colloque J. Goguel, Ed. B.R.G.M. Orleans (sous presse).

Cogné J. 1957 Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. - Thèse publiée in Mém. Carte géol. Fr., 382 pp (1960).

Cogné J. 1959 Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'W de la France : Pentévrien et Briovérien en Baie de Saint Brieuc - Bull. Soc. géol. Fr., (7) 1 : 112-118.

Cogné J. 1962 Le Briovérien. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) IV : 413-430.

Cogné J. 1965 Les gneiss oeillés de Languidou (Sud-Finistère) : un jalon nouveau de la base du Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale - C. R. Acad. Sci. Paris, 261 : 2237-2240.

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 orogenèses fini-précambriennes.- In Actes du Colloque International surles corrélations du Précambrien. Rabat 1970. Coll. Intern. CNRS, 192 : 193-218 - CNRS (Paris).

Cogné J. 1974 Le Massif armoricain - In Debelmas J., Géologie de la France, I : 105-161. Doin (Paris).

Cogné J. 1976 La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. - In Géologie de l'Himalaya, Coll. Intern. CNRS, 268 : 111-129

Cogné J. & Ph. Vidal 1972 Résultats géochronologiques récents en Bretagne méridionale : signification géodynamique de l'axe structural de Moëlan-Lanvaux au cours de l'Ordovicien et du Silurien et problèmes nouveaux - C.R. Somm. Soc. géol. Fr., 3 : 117-119.

Couffon O. 1922 Le Schiste ardoisier - Ed. de l'Ouest, imp. Grassin, Angers, 96 pp.

Dalimier P. 1863 Essai sur la géologie comparée du plateau méridional de la Bretagne. - Bull. Soc. géol. Fr., Paris, (2) 20 : 126-154.

Dangeard L., F. Doré & P. Juignet 1961 Le Briovérien supérieur de Basse Normandie (étage de la Laize), série à turbidites, a tous les caractères d'un flysch. - Rev. Geogr. phys. Geol. dyn., IV, 4 : 251-261.

Darboux J.R. 1974 Le Briovérien de la Baie de Douarnenez (Massif armoricain). Etude pétrographique et structurale. - Thèse 3ème cycle, Rennes (ronéo), 170 pp

Darboux J.R., Cl. Le Corre & J. Cogné 1975 Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la Baie de Douarnenez (Finistère). - Bull. Soc. géol. Fr., (7) XVII, 5 : 680-685.

Delage M. 1876 Profil géologique du chemin de fer de Rennes à Redon. - Bull Soc. géol. Fr., (3) IV : 226-230.

Delage M. 1877 Stratigraphie des terrains primaires dans le Nord du département d'Ille et Vilaine. - Thèse, Paris, impr. Oberthur (Rennes), 138 pp

Deunff J. 1975 Datation des formations briovériennes et paléozoïques de Bretagne par le microplancton. - Geobios, 8, 6 : 435-444.

Donnot M., J. Guigues, Y. Lulzac, A. Magnien, A. Parfenoff & P. Picot 1973 Un nouveau type de gisement d'europium : la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paléozoïques de Bretagne. - Mineral. Deposita, 8 : 7-18.

Doré F. 1969 Les formations cambriennes en Normandie. - Thèse, Caen (ronéo), 790 pp

Dott R.H. 1964 Wacke,graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification ? - Journ. sedim. Petrology, 34, 3 : 625-632.

Dufrenoy P.A. 1838 Mémoire sur l'âge et la composition des terrains de transition de l'Ouest de la France. - Ann. Mines, (3) XIV : 212-258.

Dupret L. 1974 Relations structurales entre les formations briovériennes de la région de Granville - Saint Pair (Massif armoricain). - Thèse 3ème cycle, Caen (ronéo), 125 pp

Faure-Muret A. 1945 L'anticlinal de Lanvaux. - Bull Soc. géol. Fr. Paris, (1944) (5) 14 : 279-306.

Fourmarier P., A. Pelhate & B. Auvray 1965 Schistosité et granitisation dans le synclinorium de Laval et ses abords. - Mém. Acad. Roy. Belgique (sciences) XXXV, 3 : 1-60.

Giot P.R. 1944 Sur le Briovérien au Sud des Montagnes Noires (Finistère et Morbihan). - C. R. somm. Soc. géol. Fr. : 179-181.

Graindor M.J. 1954 Note préliminaire sur la glaciation infracambrienne dans le Massif armoricain. - Bull. Soc. géol. Fr. (6) IV : 17-24.

Graindor M.J. 1957 Le Briovérien dans le NE du Massif armoricain. - Mém. expl. Carte géol. Fr., Paris, 211 pp

Graindor M.J. 1962 Définition du Briovérien sensu-stricto. - Bull. Soc. linn. Normandie, (10) 3 : 88-91.

Graindor M.J. 1965 Plissements assyntiens, baïkaliens, cadomiens. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) VII : 93-101.

Guettard J.E. 1757 Mémoire sur les ardoisières d'Angers. - Mém. Ac. sci., 1757, reproduit par de Soland in Ann. Soc. Linn M. et L., Angers, XIII : 60, 1871.

Henry J.L. 1969 Données stratigraphiques sur l'Ordovicien de Bretagne et de Normandie. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret., Rennes, C, 1, 1 : 11-20.

Herrouin Y., Cl. Le Corre et J.C. Limasset 1970 Ardoisières du Morbihan. Rapport B.R.G.M. 70SGN 250 BPL, (Orléans).

Jeannette D. 1971 Analyse tectonique des formations précambriennes. Etude du NE de la Bretagne. - Thèse, Strasbourg, (ronéo), 250 pp

Jeannette D. & J. Cogné 1968 Une discordance majeure au sein du Briovérien, au flanc Ouest de la Baie de Saint Brieuc. - C. R. Acad. Sci. Paris, 266 : 2211-2214.

Jonin M. & P. Vidal 1974 Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia. - Can. J. Earth Sci., 12 : 920-927.

Jegouzo P. 1976 La Zone broyée sud-armoricaine : chevauchement et cisaillement. - 4ème réun. ann. Sci. Terre, Paris :234.

Kerforne F. 1901 Discordance du Cambrien sur le Précambrien près de Rennes. - Bull. Soc. géol. Fr. (4) I : 258-260.

Kerforne F. 1912 Sur un faciès argileux de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. - C. R. Acad. Sci. Paris, 154 : 1648-1650.

Kerforne F. 1915a Etude géologique de la région silurienne de Chateaubriant (Loire inférieure). - Bull. Soc. géol. Fr. Paris, (4) 15 : 191-211.

Kerforne F. 1915b Sur la présence de mylonites à la base du Cambrien au Sud de Rennes. - C. R. Acad. Sci. Paris, 161 : 594-595.

Kerforne F. 1919 Etude tectonique de la région silurienne du Sud de Rennes. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., XXIII 139 : 125-162.

Kerforne F. 1920 Sur la tectonique du Massif armoricain. - C. R. Acad. Sci. Paris, 171 : 639-640.

Kerforne F. 1921 Sur le prétendu Cambrien du Massif armoricain. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret., II : 159-162.

Kerforne F. 1922 Etude stratigraphique et tectonique de la région de Renac (I. et V). - Bull Soc. géol. minéral. Bret. 1, III : 151-163.

Kerforne F. 1924 Contribution à l'étude de la tectonique du Massif armoricain. - Congr. géol. internat., XIIIe session, Belgique, C. R. 1 : 557-563 (pour 1922).

Klein Cl. 1956 Poudingue de Gourin et poudingue de Montfort sur le pourtour de la région silurienne au Sud de Rennes. - Bull. Soc. géol. Fr. (6) 6 : 977-995.

Klein Cl. 1957 Tectonique de couverture et discordance tectonisée en Armorique. - Bull. Ass. géogr. Fr., 263-264 : 29-39.

Klein Cl. 1959 Le poudingue de base de la série pourprée dans la région de La Gacilly (Morbihan). C. R. somm. Soc. géol. Fr. : 178-180.

Klein Cl. 1960 La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique. Bull. Soc. géol. Fr. (7) 2 : 768-778.

Klein Cl. 1963 La phase "normande" et la phase "angevine" de l'orogenèse cadomienne. - C. R. Acad. Sci. Paris, 256 : 2196-2198.

Klein Cl. 1975 Massif armoricain et Bassin parisien. Thèse (1973). - T.I. Ed. Fondation Baulig.(Strasbourg) 314 pp

Lebesconte P. 1881 Classification des assises siluriennes de l'Ille et Vilaine. - Bull. Soc. géol. Fr. Paris, (3) 10 : 55.

Le Corre Cl. 1966a Données lithostratigraphiques nouvelles sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud (Massif armoricain). Bull. Soc. géol. Fr. Paris (7) 7 : 876-878.

Le Corre Cl. 1966b Sur un faciès gréseux à la base de la série rouge des synclinaux du Sud de Rennes. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret., nlle série (1964-1965) : 133-136.

Le Corre Cl. 1969a Contribution à l'étude des synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). - Thèse 3ème cycle, Orsay (ronéo), 116 pp

Le Corre Cl. 1969b 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. 1971 Bases méthodologiques pour la recherche ardoisière dans le Massif armoricain. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret. (C) 2 (1970) : 73-87.

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 1977 Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. - Bull. B.R.G.M. (2) 1, 3 : 219-254.

Le Corre Cl. & J.J. Chauvel 1970 Etude des relations entre le Briovérien et le Paléozoïque dans la presqu'île de Crozon. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret., (C) I : 85-92.

Le Corre Cl. & J. Deunff 1969 Sur la présence d'Acritarches au sommet des schistes de l'Ordovicien moyen du Sud de Rennes. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret. (C) 1 : 45-48.

Le Corre Cl. & Y. Quété 1973 Texte in Breton J.P. & al. Etude géologique du Bassin ardoisier de Renazé (Mayenne). Rapport B.R.G.M. 73SGN002 GEO, 41 pp

Lefort J.P. 1975 Le socle péri-armoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. - Thèse, Rennes (ronéo) 250 pp

Le Metour J. 1976 Contribution à l'étude pétrologique, géochimique et structurale du diapir migmatitique Hennebont-Vannes, Bretagne méridionale. - Thèse 3ème cycle, Rennes (ronéo), 80 pp

Le Poezat-Guigner S. 1966 Etude géologique de la terminaison périsynclinale de Pléchatel (synclinorium de Martigné-Ferchaud). - D.E.S., Rennes, (ronéo) 37 pp

Le Theoff 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 (ronéo) 96 pp

Leutwein F., L. Chauris, J. Sonet & J.L. Zimmermann 1969 Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). Sciences de la Terre, XIV, 4 : 329-358.

Lindström M., P.R. Racheboeuf & J.L. Henry 1974 Ordovician conodonts from the Postolonnec Formation (Crozon peninsula, Massif armoricain) and their stratigraphic significance. - Geologica et Palaeontologica, Marburg, 8 : 15-28.

Maillet P. 1977 Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif armoricain. Implications géotectoniques. - Thèse 3ème cycle, Rennes (ronéo), 134 p.

Martin H. 1977 Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de St Malo (Massif armoricain). - Thèse 3ème cycle, Rennes(roneo) 96 pp

Meynier A. 1940 La formation du réseau hydrographique de la Vilaine. Etude géographique. - Trav. Lab. Géogr. Univ. Rennes, 11 : 34 pp

Milon Y. 1928 Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. - Thèse, Rennes, 151 pp

Oehlert D., P. Oehlert & L. Bureau 1895 Carte géologique au 80 000e, feuille de Chateau-Gontier. - Serv. Carte géol. Fr. Paris, voir aussi Bull. Soc. sc. nat. Ouest France, Nantes (1895) 5 : 79-92

Paris F. 1971 Etude géologique de la terminaison orientale du Menez-Belair (synclinorium médian armoricain). - Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 141 pp

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. Etude stratigraphique et Paléontologique. - Mém. Soc. géol. minéral. Bret., Rennes, VIII, 295 pp

Philippot A. 1952 Sur la présence d'éponges réticulées (Dictyspongidés, Lyssacines) dans le Briovérien de Bretagne. - C.R.Acad. Sci. Paris, 235 : 438-440.

Philippot A. 1962 Observations sur l'anticlinal de La Corbinais - Benioc (synclinorium de Martigné-Ferchaud). - Bull. Soc. géol. minéral. Bret., nlle sér., 1960, 2 : 79-86.

Philippot A. & J.J. Chauvel 1957 Relations entre la base du Paléozoïque et les assises inférieures dans les synclinaux du Sud de Rennes. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret., nlle sér., 2 : 15-34.

Pruvost P. 1949 Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. - Ann. Hébert et Haug., Paris, VII : 345-362.

Pruvost P. 1951 L'infracambrien. - Bull. Soc. belge Géol., LX : 43-65.

Pruvost P. 1959a Carte géologique de France au 80 000e, feuille de Pontivy (2ème éd.) - Serv. Carte géol. Fr., Paris.

Pruvost P. 1959b Le Cambrien du Massif armoricain. - Ann. Hébert et Haug., IX : 5-10.

Puillon-Boblaye 1827 Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. - Mém. Muséum, Paris, 15 : 49-116.

Quété Y. 1975 L'ellipse de Reminiac. - Thèse 3ème cycle, Rennes (ronéo), 107 pp

Quété Y., Cl. Boyer & J.J. Chauvel 1972 Position stratigraphique des manifestations volcaniques dans la région de Reminiac (Morbihan). C. R. somm. Soc. géol. Fr. : 141-142.

Quété Y. & J.J. Chauvel 1974 Les manifestations volcaniques de la base du Paléozoïque en Bretagne centrale. - Réun. ann. Sci. Terre, Nancy.

Roblot M.M. 1962 Sur une coupure stratigraphique à l'intérieur du Briovérien - C. R. Acad. Sci. Paris, 256 : 1557-1559.

Roblot M.M. 1968 Les roches silico-carbonées du Précambrien armoricain. - Thèse, Paris (ronéo), 609 pp

Rouault M. 1851a Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage du Grès armoricain) découverte dans le terrain silurien inférieur de Bretagne. - Bull. Soc. géol. Fr. Paris (2) 7 : 724.

Rouault M. 1851b Mémoire sur les terrains paléozoïques des environs de Rennes. Bull. Soc. géol. Fr. Paris (2) 8 : 358.

Thoral M. & M. Pelletier 1948 A propos du Cambrien armoricain. C. R. somm. Soc. géol. Fr. Paris : 117-119.

Toulmouche 1835 Note explicative de la carte géologique du département d'Ille et Vilaine. Mém. Soc. géol. Fr. Paris (1) 2.

Tromelin G. de & P. Lebesconte 1875 Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire-inférieure, du Morbihan. Ass. Franc. Av. Sciences, Congrès Nantes : 601-661.

Tromelin G. de & P. Lebesconte 1876 Observations sur les terrains primaires du Nord du département d'Ille-et-Vilaine et de quelques autres parties du massif breton - Bull. Soc. géol. Fr. Paris (3) IV : 583-595.

Vidal Ph. 1972 L'axe granitique Moëlan-Lanvaux (Sud du Massif armoricain) : mise en évidence par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret. (C) IV 2 : 75-89.

Vidal Ph. 1973 Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. Bull. Soc. géol. Fr. (7) XV : 239-245.

Vidal Ph. 1976 L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. - Thèse, Rennes (ronéo) 142 pp

Vidal Ph., J. Cogné & M. Bonhomme 1970 Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. C. R. Acad. Sci. Paris, 271 : 1737-1740.

Vidal Ph., B. Auvray, J. Cogné & J. Hameurt 1971 Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien en Bretagne septentrionale. C. R. Acad. Sci. Paris, 273 :132-135.

Weber Ch. 1967 Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. Mém. B. R. G. M., 52 : 83-90

Wegmann C.E., L. Dangeard & M.J. Graindor 1950 Sur quelques caractères remarquables de la formation précambrienne connue sous le nom de poudingue de Granville. C. R. Acad. Sci. Paris, 230 : 979-980.

Williams H.G., F.J. Turner & C.M. Gilbert 1955 Petrography. An introduction to the study of rocks on this sections. Freeman & Co Edit. San Francisco, 406 pp.

Winterer E.L. 1963 Late precambrian pebbly, mudstone in Normandy, France : Tillite or Tilloïde ? - In Nairn A.E.M. Problems in paleoclimatology pp 159-178.

DEUXIEME PARTIE

Déformation et métamorphisme synschisteux en Bretagne centrale

Dans la première partie de ce mémoire, j'ai essayé de dresser le cadre géologique d'ensemble de la région étudiée et nous avons vu que l'un des caractères essentiels était l'existence, dans le Briovérien comme dans le Paléozoïque, d'une schistosité contemporaine de la phase de plissement hercynienne majeure.

Dans cette deuxième partie, je tenterai de focaliser l'intérêt sur les problèmes de la schistogenèse en Bretagne centrale, en rassemblant toutes les données relatives à la schistosité et aux facteurs ou mécanismes ayant pu contrôler son développement. Cependant, avant d'exposer les résultats de cette étude, et pour tenter de comprendre et de bien poser les problèmes relatifs à la schistosité, il n'est probablement pas inutile de montrer, à travers l'abondante littérature publiée depuis le début du siècle dernier, comment les idées ont pu évoluer. C'est en effet, dans l'histoire des sciences, un exemple assez typique de régression pouvant apparaître à la suite d'erreurs ou de modes retransmises d'année en année. Nous verrons comme le souligne A. SIDDANS (1972), que les résultats les plus importants étaient déjà acquis au moment où A. HARKER (1886) synthétisait les idées admises à son époque. Mais il a fallu ensuite, après bien des avatars, attendre plus d'un demi-siècle pour revenir à des conceptions plus claires sinon définitives.

Cette évolution des idées sur la schistosité a été étroitement associée au développement de certains concepts modernes sur la déformation des roches. La plupart de ceux-ci nous sont devenus familiers, en particulier depuis la publication de l'ouvrage de synthèse de J. RAMSAY (1967). Je crois cependant qu'un rappel de ces notions devrait faciliter la compréhension de la suite de l'exposé et permettre de mieux situer ma propre conception des problèmes de la schistogenèse.

Chapitre I

INTRODUCTION AU PROBLEME DE LA SCHISTOSITE

I - 1 LES CONCEPTS FONDAMENTAUX SUR LA DEFORMATION

I - 1 - 1. GENERALITES

- *Notion de contrainte*

Lorsqu'un solide est soumis à des forces, il peut se déformer suivant une loi qui dépend de ses *propriétés rhéologiques*. Celles-ci définissent le *comportement* mécanique de la matière, et en particulier les relations entre les *déformations* et les *contraintes*.

Si dF est la résultante des forces appliquées en un point sur un petit élément de surface (ou facette) dS, la contrainte au point considéré est la limite de $\frac{dF}{dS}$ lorsque dS tend vers zéro. La contrainte a ainsi les dimensions d'une pression.

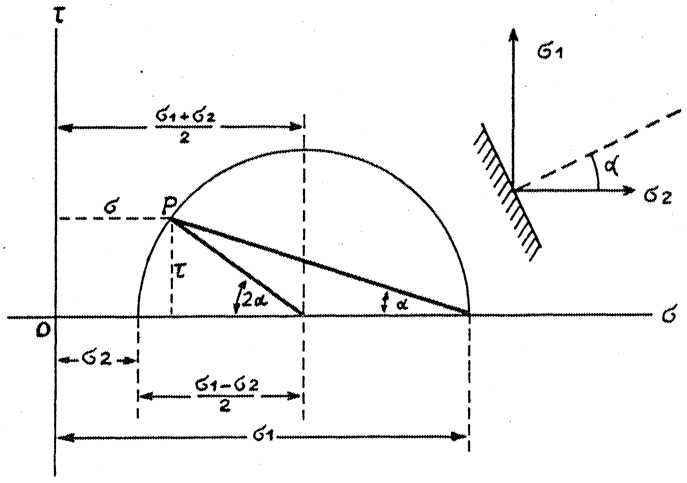
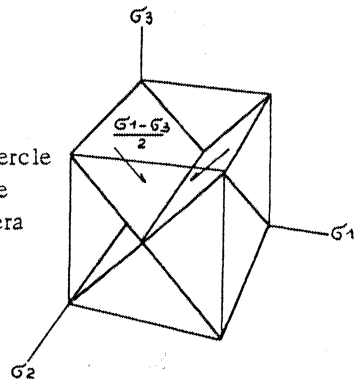


Fig. 65 - Résolution graphique des contraintes par le cercle de Mohr. Dans le plan (σ_1 - σ_2) une facette dont la position est définie par l'angle α, sera représentée par le point P.



D'après RAMSAY 1967

Fig. 66 - Position des plans de cission maximale par rapport aux axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes.

La contrainte en un point peut être décomposée par rapport à dS en une *composante normale* σ *(normal stress)* et une *composante tangentielle ou cission* τ *(shearing stress).*

C'est uniquement le vecteur contrainte en un point pour une orientation donnée d'une facette qui a été défini. Mais si nous voulons décrire l'*état de contrainte en un point*, il faut examiner l'ensemble des positions que peut prendre dS autour du point. On peut montrer que cet état de contrainte, c'est-à-dire la relation liant le vecteur contrainte à l'orientation de l'élément de surface, est un tenseur symétrique de rang deux.

On peut alors exploiter les propriétés générales des tenseurs et montrer qu'il existe trois directions orthogonales de l'élément de surface dS pour lesquelles la cission τ est nulle. Les directions correspondantes des composantes normales, sont alors dites *contraintes principales* ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Ces contraintes principales sont les axes de l'ellipsoïde représentatif du tenseur des contraintes. Lorsque l'on connaît l'ellipsoïde des contraintes, il est possible de calculer σ et τ pour n'importe quelle direction de l'espace.

Ce problème peut être résolu graphiquement par la méthode du cercle de Mohr (fig. 65). Sur cette figure, on retrouve la valeur nulle de τ pour les surfaces normales aux directions principales, c'est à dire quand $\alpha = 0$ ou π. On y voit aussi que dans un espace bidimensionnel τ passe par un maximum $\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$ pour une orientation faisant un angle de 45° avec σ_1 et σ_2. Dans un espace à trois dimensions *la cission maximale* ($\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$: *maximum shear stress*) se produit pour deux orientations conjuguées parallèles à σ_2 et faisant 45° avec σ_1 et σ_3 (fig. 66).

Enfin, dans un état de contrainte (σ_1, σ_2, σ_3), il est toujours possible de considérer une *partie hydrostatique* $\overline{\sigma}$ (pression de confinement) dont la surface représentative est une sphère et une

partie deviateur σ' *(deviatoric stress)* représentée par un ellipsoïde dont les axes sont :

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - \overline{\sigma}$$
$$\sigma'_2 = \sigma_2 - \overline{\sigma} \qquad \text{où} \quad \overline{\sigma} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}$$
$$\sigma'_3 = \sigma_3 - \overline{\sigma}$$

C'est le déviateur des contraintes qui est responsable des déformations, indépendantes des changements de volume. On voit également qu'une augmentation de $\overline{\sigma}$ ne fait pas varier τ maximum puisque ceci revient à déplacer l'ensemble des cercles de Mohr sur l'axe des σ (fig. 65).

- *Déplacement et déformation*

Lors des processus tectoniques, un volume donné de roche peut subir deux types de transformations liées aux contraintes :

- un déplacement rigide (translation + rotation solide) assimilable à une translation d'ensemble ,
- un changement des positions relatives des particules constituant le volume.

C'est cette dernière transformation qui l'on entend par *déformation (strain)*.

Les deux effets peuvent être d'importance relative très variable. Ainsi, un charriage sur une très grande distance peut se faire sans déformation intime notable des roches. Réciproquement, dans certaines régions plissées, la déformation peut atteindre une valeur élevée tandis que le déplacement reste faible.

Pour chaque point, il est possible de décrire ces transformations par un "vecteur transport" (fig. 67). On voit immédiatement que ce déplacement absolu est différent pour chaque point. Il en découle que la notion de "direction de transport tectonique" (direction "a") ainsi définie par l'école de B. SANDER est difficilement utilisable.

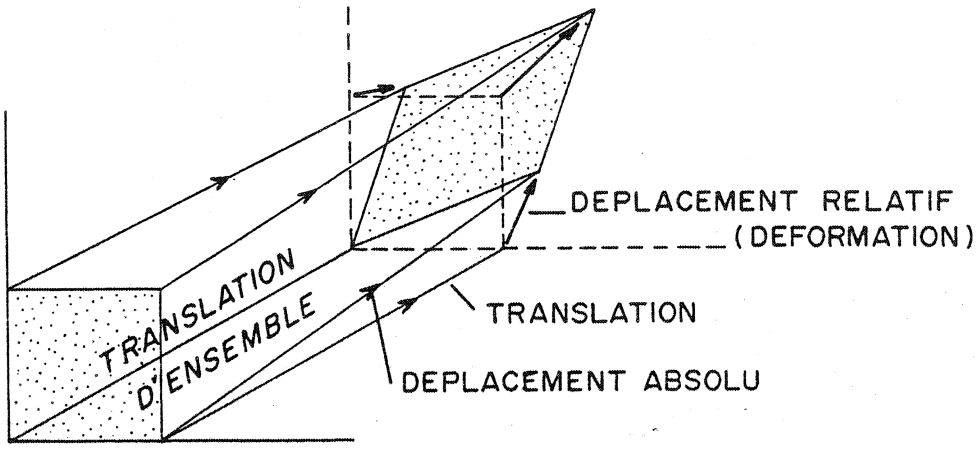
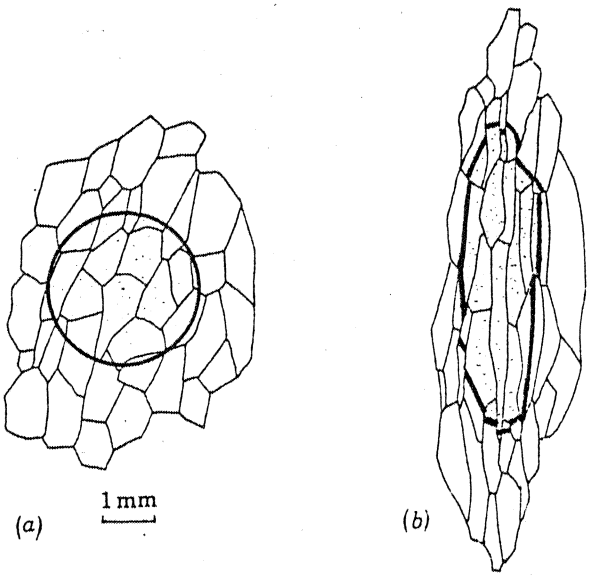


Fig. 67 - Translation et déformation.

La *déformation* ou déplacement relatif a pour propriété fondamentale que des points initialement voisins doivent le rester au cours de la transformation. Autrement dit, on applique ici les principes de la *mécanique des milieux continus* (RAMSAY, 1967, 1976, MEANS, 1976). En géologie, les failles, les discontinuités, les apports ou départs de matière ... peuvent limiter l'application de ces principes (fig. 68).



D'après RAMSAY, 1976.

Fig. 68 - Exemple illustrant les limites du principe de la mécanique des milieux continus en géologie. a) état initial, b) état déformé.

• *Déformation homogène et non homogène*

Dans le cas général d'une déformation, les droites se transforment en courbes et les parallèles ne le restent pas : la déformation est dite *non homogène*. Par contre la *déformation homogène* correspond au cas particulier où les droites restent rectilignes et où le parallélisme est conservé (fig. 69). Pour ce dernier cas, les paramètres géométriques de la déformation resteront constants dans une direction donnée.

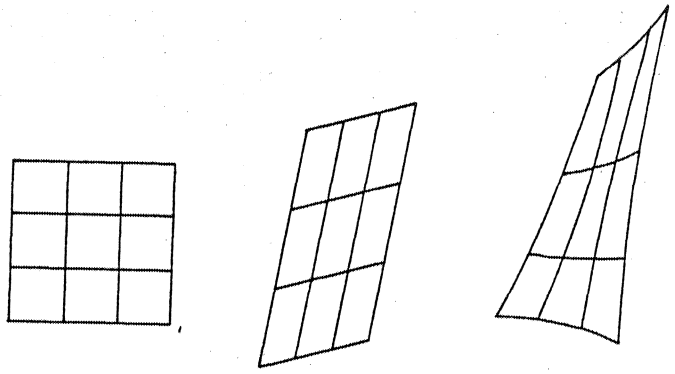


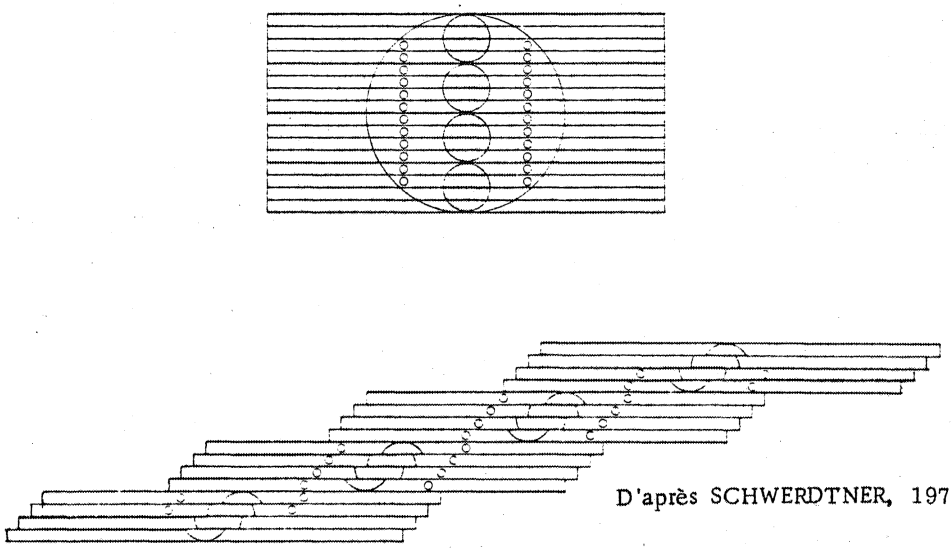
Fig. 69 - Déformations homogène et non homogène.

Les problèmes relatifs à la déformation non homogène sont mathématiquement très complexes, mais il est toujours possible, pour simplifier, de considérer la déformation comme homogène dans un volume assez restreint. C'est alors une question d'échelle.

• *Le problème de l'échelle*

Pour simplifier l'analyse on se limite généralement à l'étude de *domaines de déformation homogène*, c'est à dire de volumes de roche à l'échelle desquels la déformation peut être considérée comme homogène (TALBOT 1970). Ce principe, d'apparence simpliste, n'est pas toujours aussi évident à appliquer car les hétérogénéités sont multiples et leur ordre de grandeur variable. Ainsi, un multicouche, hétérogène dans un volume réduit, peut être considéré comme homogène à une échelle supérieure englobant un volume plus grand (PATERSON et WEISS, 1961).

Par ailleurs, dans certains types de déformation (cisaillement simple par exemple), les résultats obtenus pour une échelle d'observation donnée (fig. 70) ne sont pas extrapolables à une autre échelle inférieure ou supérieure au domaine considéré (SCHWERDTNER, 1973).



D'après SCHWERDTNER, 1973.

Fig. 70 - Exemple de cisaillement simple montrant que la forme et l'orientation des ellipses de déformation obtenues dépendent de l'échelle d'observation.

- *Paramètres géométriques utilisés pour décrire la déformation* (RAMSAY, 1967, MEANS, 1976).

Dans une déformation, on observe des changements de longueur des droites *(longitudinal strain)* et des changements angulaires *(shear strain)*. Ceci permet de définir (fig. 71 et 72) :

- *l'extension ou dilatation linéaire* (e) comme le changement de longueur de l'unité d'origine (l_0) :

$$e = \frac{l_1 - l_0}{l_0} = \frac{\delta l_0}{l_0}$$

- *l'élongation quadratique* (λ) comme le carré de la longueur d'une ligne originellement unitaire (l_0) :

$$\lambda = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^2 = (1 + e)^2$$

- *la déformation logarithmique* (ε) comme la somme d'une série de petits incréments de l'extension progressive :

$$\varepsilon = \int_{l_0}^{l_1} \frac{\delta l}{l}$$

si δl est un incrément infiniment petit :

$$\varepsilon = \int_{l_0}^{l_1} \frac{\delta l}{l} = \log \frac{l_1}{l_2} = \log\ (1 + e).$$

- *la déformation angulaire ou distorsion* (γ) comme la tangente de l'angle de cisaillement ψ

$\gamma = \text{tg}\ \psi$

- *la dilatation ou déformation volumique* (Δ) comme le rapport du changement de volume sur le volume initial :

$$\Delta = \frac{V_1 - V_0}{V_0} \quad .$$

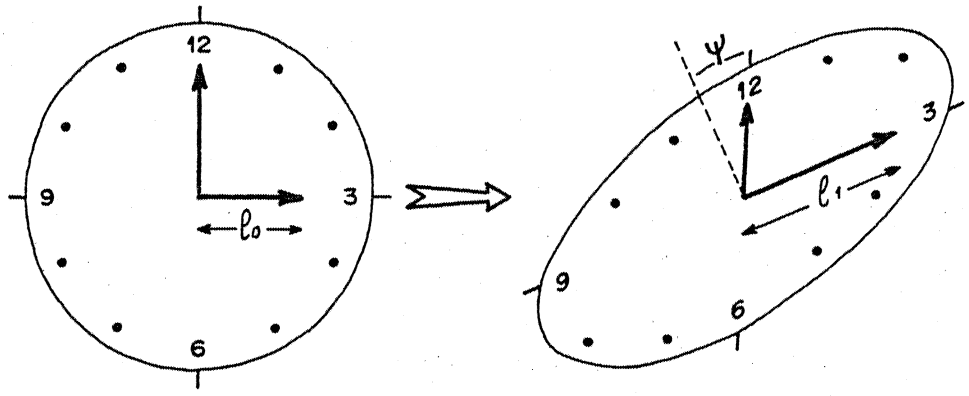


Fig. 71 --Déformation longitudinale ($l_0 \rightarrow l_1$) et déformation angulaire (ψ).

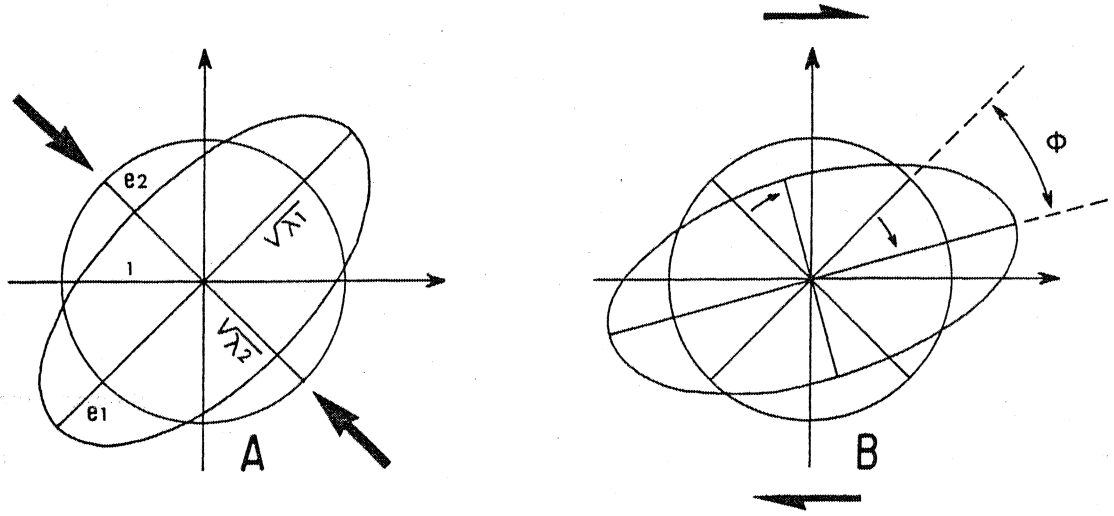


Fig. 72 - Cercle initial et ellipse de déformation.
A : déformation non rotationnelle, B : déformation rotationnelle.

I - 1 - 2. NOTION D'ETAT DE DEFORMATION *(state of strain)*

• *Ellipsoïde de déformation*

En appliquant une loi de transformation correspondant à une déformation homogène, il est facile de montrer que, dans l'espace bi-dimensionnel, un cercle se transforme en une ellipse et une seule.

Si le cercle initial est de rayon unité, on obtient ainsi l'*ellipse de déformation* dont les axes sont les *directions principales de déformation*. Ces axes principaux ont pour demi-longueur $(1 + e_1) = \sqrt{\lambda_1}$ et $(1 + e_2) = \sqrt{\lambda_2}$ où e_1 et e_2 sont les extensions maximale et minimale (fig. 72).

On peut également montrer que ces deux directions principales correspondent à *deux diamètres perpendiculaires du cercle initial et qui sont restés perpendiculaires après déformation*. Dans le cas général, ces deux directions privilégiées peuvent avoir tourné ensemble pendant la déformation : celle-ci est alors dite *déformation rotationnelle* (fig. 72B). Dans le cas particulier où les directions principales n'ont pas tourné la déformation est *non rotationnelle* (fig. 72A).

Il est possible de généraliser ces notions à l'espace tridimensionnel et de définir l'*ellipsoïde de déformation* dérivé d'une sphère de rayon unité (THOMSON et TAIT, 1879, HARKER, 1886). Les trois directions principales de déformation sont représentées par les axes de l'ellipsoïde dont les demi-longueurs sont $x = \sqrt{\lambda_1}$, $y = \sqrt{\lambda_2}$, $z = \sqrt{\lambda_3}$.Cet ellipsoïde permet de définir l'*état de déformation en un point* et la connaissance de λ_1, λ_2, λ_3 est suffisante pour calculer l'extension et la distorsion dans chaque direction de l'espace. Ce problème peut également être résolu graphiquement par la méthode des cercles de Mohr comme pour les contraintes.

• *Tenseur de déformation*

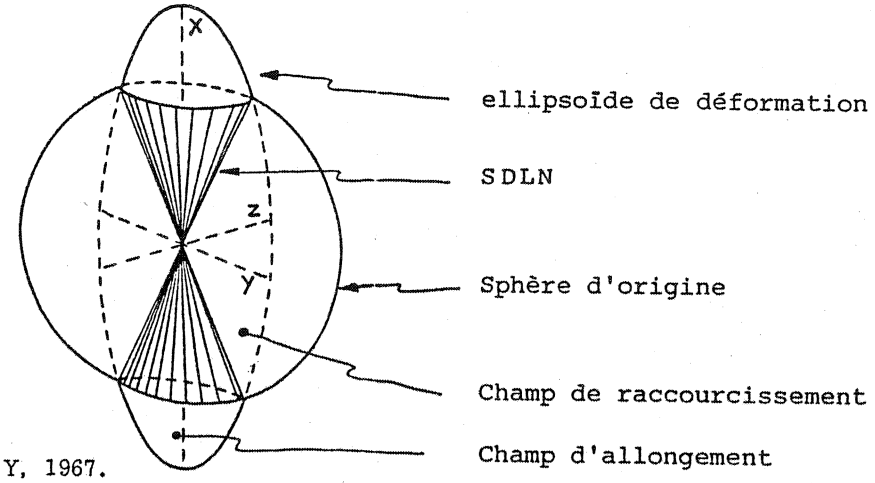
L'ellipsoïde est une quadrique représentative du *tenseur de déformation de CAUCHY* et on peut montrer que celui-ci est *non symétrique*. Il comprend une partie symétrique représentée par l'ellipsoïde défini par ses axes et leurs cosinus directeurs dans le système de référence. La dissymétrie est introduite par la rotation des axes principaux par rapport à leur direction dans la sphère initiale. Dans une déformation non rotationnelle, le tenseur est naturellement symétrique. En d'autres termes, toute déformation rotationnelle peut être décomposée en une déformation non rotationnelle et une rotation des axes principaux de l'ellipsoïde.

Il faut remarquer que toute déformation paraît symétrique, c'est-à-dire non rotationnelle, si l'on ne constate que l'état final représenté par l'ellipsoïde. Généralement, comme on ignore l'*état initial*, la composante rotationnelle ne pourra être définie sauf si l'on connaît les *gradients de déformation* dont on déduira, par le calcul, les gradients de rotation (COBBOLD, 1977). En géologie, c'est rarement le cas, et il faut se contenter le plus souvent de l'ellipsoïde uniquement, mais le caractère rotationnel peut parfois être mis en évidence par des critères microstructuraux (cf. I-1-3).

• *Directions de déformation longitudinale nulle* (DLN)

Dans le cas d'une déformation à volume constant, on peut imaginer que la sphère initiale et l'ellipsoïde se recoupent. Pour toutes les directions correspondant à cette intersection, la déformation longitudinale est nulle ($\lambda = 1$) et l'ensemble de ces directions de DLN constitue une surface de forme variable selon le type de l'ellipsoïde (fig. 73 et 74, RAMSAY 1967). Cette surface de DLN sépare les champs pour lesquels la déformation est soit un allongement, soit un raccourcissement. Dans le *champ d'allongement* centré autour de l'axe X de l'ellipsoïde on trouve toutes les lignes dont la déformation est un allongement, tandis que dans le *champ de raccourcissement*

centré autour de Z on trouve toutes les lignes ayant subi un raccourcissement.



D'après RAMSAY, 1967.

Fig. 73 - Sphère initiale, ellipsoïde de déformation et surface de déformation longitudinale nulle (SDLN).

Tout plan qui recoupe un ellipsoïde en passant par son centre détermine une *ellipse de section*. Pour chaque ellipsoïde, il existe deux types d'ellipses de section suivant que la surface de DLN est recoupée ou non. Selon le type d'ellipsoïde (fig. 74), les ellipses de section porteront, suivant leur orientation, soit des lignes uniquement allongées, soit des lignes uniquement raccourcies, soit des lignes allongées et des lignes raccourcies.

- *Classification des ellipsoïdes de déformation*

Une telle classification permet de caractériser la déformation d'une manière pratique. Diverses méthodes sont possibles, généralement basées sur les rapports de longueurs des axes principaux X > Y > Z. La plus courante en géologie structurale est celle de D. FLINN (1962)[1] où l'on porte sur un diagramme a = X/Y en fonction de b = Y/Z (fig. 74). Chaque point définit un ellipsoïde et le point de coordonnées (1,1) correspond à la sphère initiale. Le *paramètre de forme* utilisable est la pente k de la droite joignant un point à l'origine (1,1). Il permet de différencier diverses familles d'ellipsoïdes (fig. 74) :

[1] pour les autres types de représentation des ellipsoïdes de déformation, voir T. HSU (1966), W. OWENS (1974), SPRY (1969).

- type galette idéale (K = 0)
- type aplati (0 < K < 1)

} zone de l'aplatissement

- type intermédiaire (K = 1) } déformation plane ($\sqrt{\lambda_2}$ = y = 1)

- type étiré (1 < K < ∞)
- type cigare idéal (K = ∞)

} zone de l'étirement ou de la constriction.

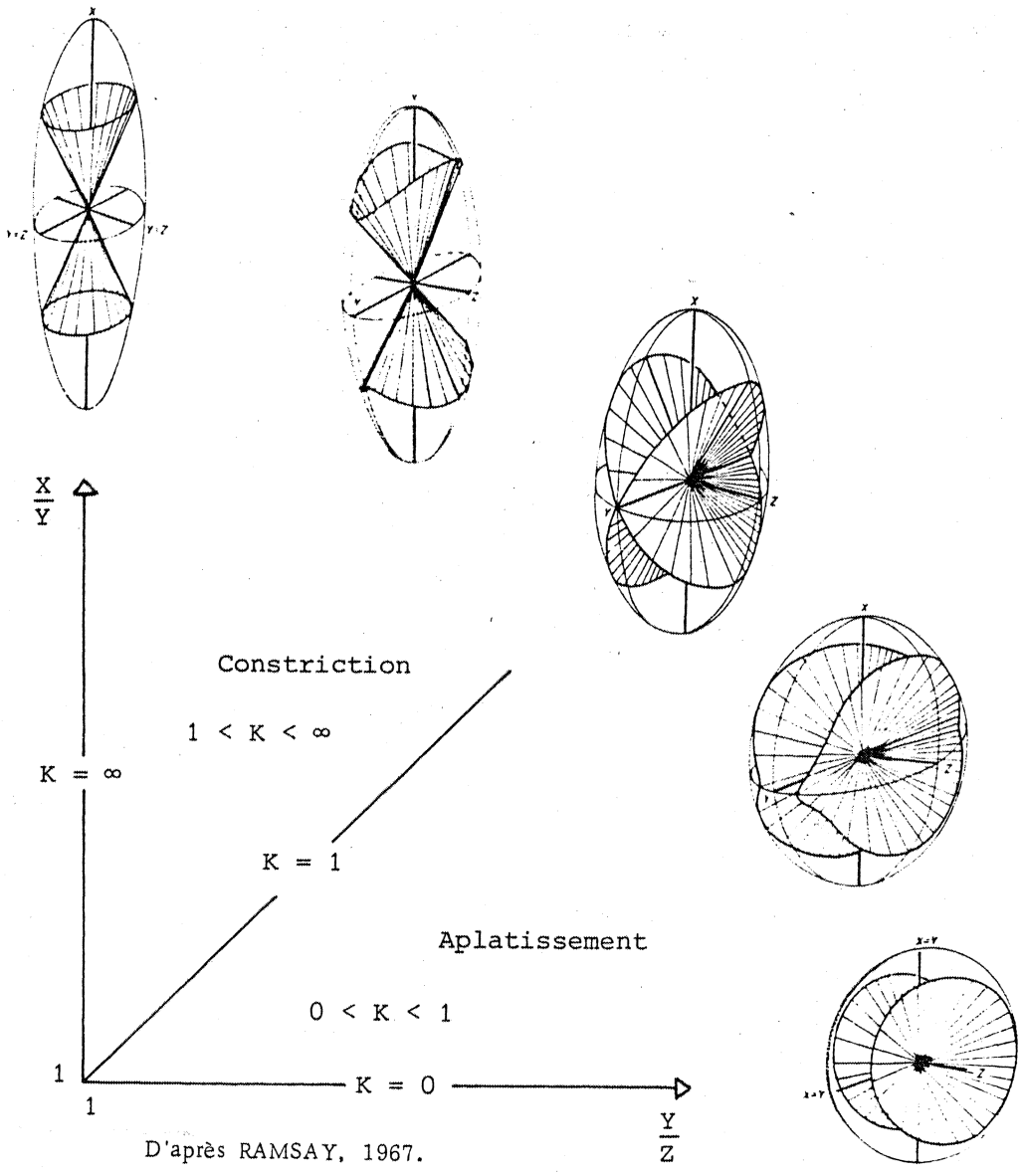


Fig. 74 - Les cinq types d'ellipsoïdes de déformation et les surfaces de déformation longitudinale nulle.

• *Intensité de la déformation*

Pour caractériser non plus la forme mais la quantité de déformation représentée par un ellipsoïde, plusieurs paramètres peuvent être utilisés :

- paramètre N : sur le diagramme a/b (fig. 74), la déformation sera d'autant plus importante que le point représentatif de l'ellipsoïde sera à une distance plus grande de l'origine qui s'exprimera par

  $N = \sqrt{(a - 1)^2 + (b - 1)^2}$

- paramètre r (WATTERSON 1968) : $r = a + b - 1$
- "*natural octaedral unit shear*" (NADAI, 1963) :

  $$\gamma_0 = 2/3 \sqrt{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 - \varepsilon_1)^2}$$

  ce paramètre est indépendant des changements de volume.

• *Cas particuliers de déformation*

On fait souvent référence à deux cas particuliers de déformation correspondant à des lois de transformation simples :

- *L'aplatissement pur (pure shear)* : la définition de TRUESDELL et TOUPIN (1960) correspond simplement à une déformation homogène non rotationnelle à volume constant (fig. 72A). Cependant, en géologie, on considère généralement qu'il s'agit, en outre, d'une déformation telle que l'axe intermédiaire soit invariable (déformation plane, Y = rayon de la sphère initiale, K = 1), de sorte que le raccourcissement suivant Z est entièrement compensé par l'étirement sur X (RAMSAY 1967).
- *Le cisaillement simple (simple shear)* : c'est également une déformation à volume constant dans laquelle l'axe intermédiaire reste inchangé. Mais ici la déformation est rotationnelle et s'accompagne d'un déplacement de toutes les particules parallèlement à une direction unique qui est la direction de cisaillement (fig. 71 et 72B). L'axe X de l'ellipsoïde est oblique sur la direction de cisaillement et contrairement au cas précédent, il tourne pendant la déformation de manière à se rapprocher de la direction de cisaillement.

I - 1 - 3. DEFORMATION PROGRESSIVE

• *Déformation finie et déformation infinitésimale*

Une déformation importante n'est jamais instantanée, mais se produit par une suite de déformations élémentaires ou *déformations infinitésimales (incremental strain)*. Par opposition, une *déformation finie (finite or cumulative strain)* est l'intégration de toutes les petites déformations élémentaires qui se succèdent dans le temps au cours de la *déformation progressive* (fig. 75).

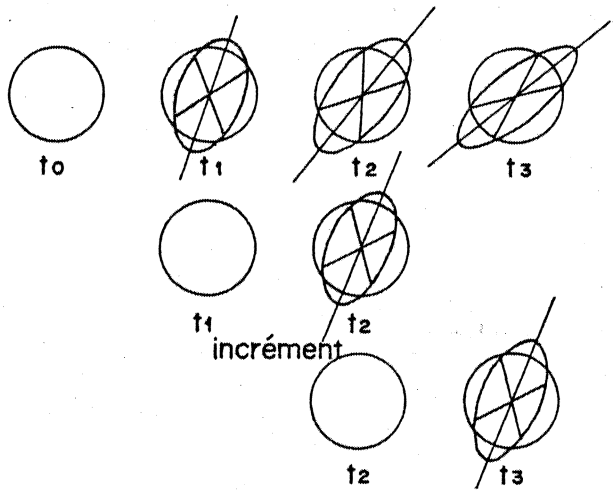


Fig. 75 - Déformation rotationnelle progressive, t_0, t_1, t_2, t_3, par incréments successifs $t_0 - t_1$, $t_1 - t_2$, $t_2 - t_3$.

Chaque petite augmentation ou incrément de la déformation pourra être représentée par un *ellipsoïde de déformation infinitésimale*.

En géologie, c'est généralement la somme des incréments que l'on peut analyser et qui sera caractérisée par l'*ellipsoïde de déformation homogène finie (finite homogeneous strain)*.

Ce concept de la déformation progressive permet de voir facilement que dans le cas général d'une déformation rotationnelle, les axes des ellipsoïdes infinitésimaux et finis ne sont pas parallèles (fig. 75). Par contre, dans le cas d'une déformation non

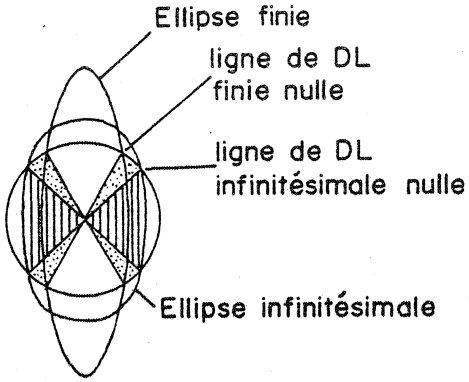
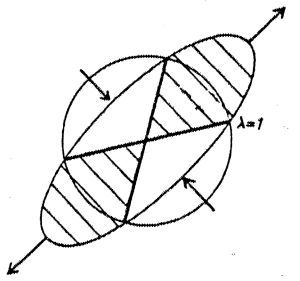
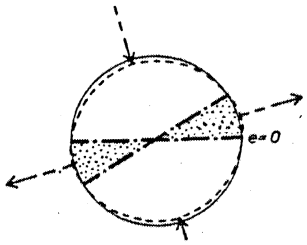


Fig. 76 - Relations entre les ellipses de déformation finie et infinitésimale dans le cas d'une déformation non rotationnelle.

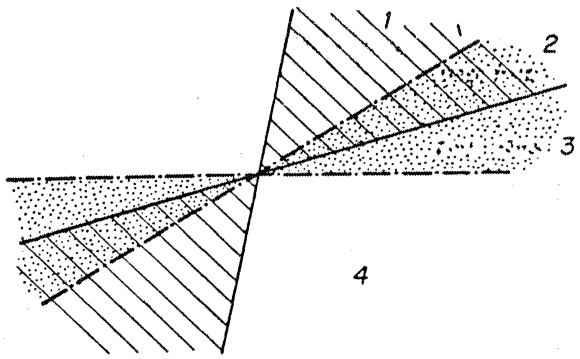
rotationnelle, les axes restent constants en direction. Par ailleurs dans l'ellipsoïde fini et dans l'ellipsoïde infinitésimal, les directions de DLN et donc les zones d'allongement et de raccourcissement ne sont pas confondues (fig. 76 et 77). Ceci a des conséquences importantes sur la compréhension de *l'histoire d'une déformation* car une direction donnée peut avoir subi un raccourcissement à un certain stade puis un étirement lors d'un stade ultérieur de la même déformation (fig. 78).



Déformation finie



Déformation infinitésimale



Champ 1 : les lignes précédemment étirées sont maintenant raccourcies.

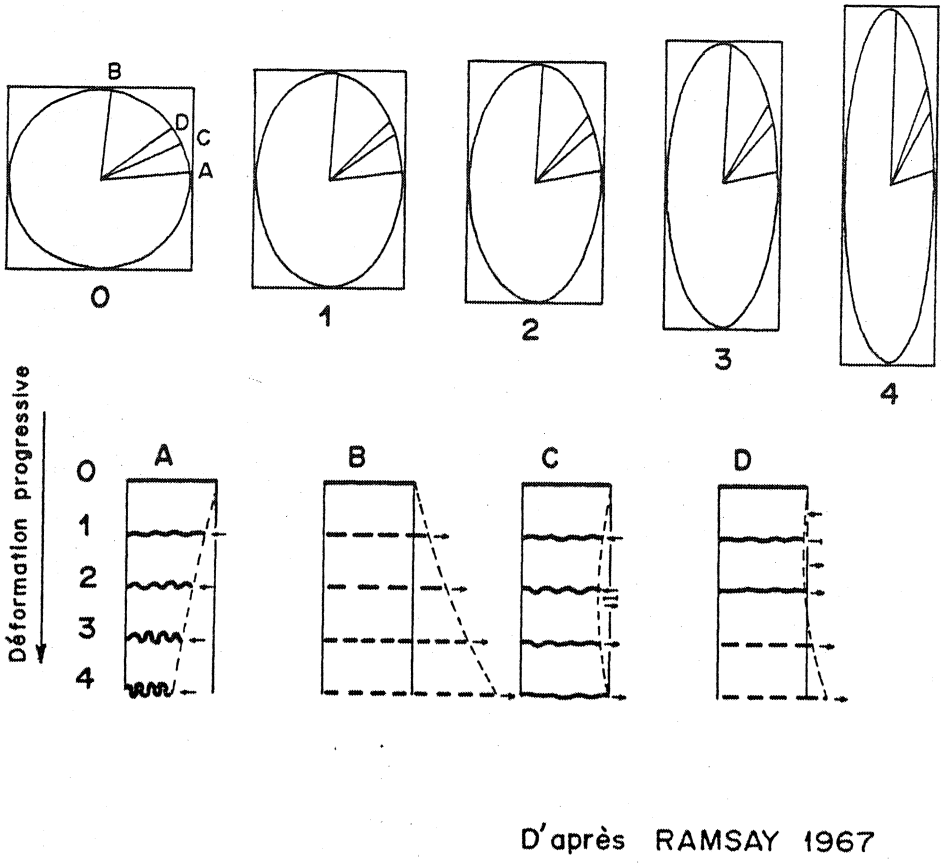
Champ 2 : les lignes précédemment étirées sont encore étirées.

Champ 3 : les lignes précédemment raccourcies sont maintenant étirées.

Champ 4 : les lignes précédemment raccourcies sont à nouveau raccourcies.

D'après RAMSAY, 1967.

Fig. 77 - Relations entre les ellipses de déformation finie et infinitésimales dans le cas d'une déformation rotationelle. En grisé : champ d'allongement infinitésimal. En hachuré : champ d'allongement fini.



D'après RAMSAY 1967

Fig. 78 - Déformation progressive non rotationnelle de droites d'orientation initiale différente.

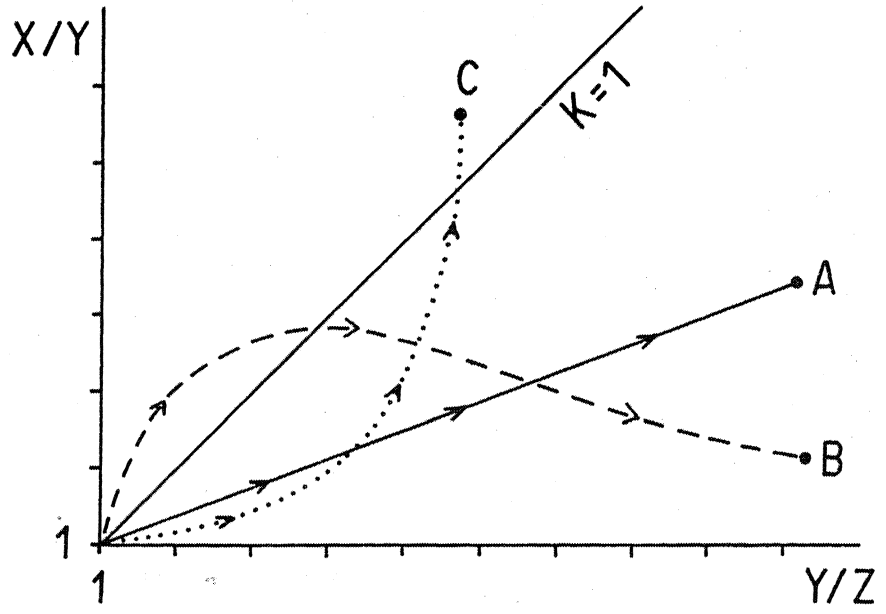


Fig. 79 - Exemples de "trajectoire de déformation" (strain path).
A : Déformation en aplatissement avec K constant (K = 0,38)
B : Déformation constrictive évoluant ensuite vers l'aplatissement.
C : Déformation en aplatissement évoluant vers la constriction.

• *Notion de trajectoire de déformation (strain path)*

Pour décrire complètement l'histoire de la déformation, il faudrait pouvoir représenter les différents états successifs. Ceci peut se traduire par une suite d'ellipsoïdes de déformation finie représentant toutes les formes intermédiaires entre la sphère initiale et l'ellipsoïde final (fig. 75, FLINN 1962). La trajectoire de déformation *(strain path)* est aussi le lieu géométrique des points représentant cette suite d'ellipsoïdes intermédiaires sur un diagramme a/b (fig. 79). Il est possible de montrer qu'il n'y a pas de relations simples entre la déformation infinitésimale et la déformation finie de sorte que dans le cas général la trajectoire de déformation n'est pas une droite (RAMSAY 1967). Cette trajectoire dépend du comportement rhéologique à chaque instant, du type de contraintes, de la vitesse de déformation, de l'existence d'une composante rotationnelle... Pour avoir une trajectoire rectiligne, il faudrait, non seulement une situation non rotationnelle avec un ellipsoïde incrémental de même forme et un comportement rhéologique invariable, mais de plus se trouver dans l'un des trois cas particuliers de la déformation plane ($K = 1$), de l'aplatissement idéal ($K = 0$) ou de l'étirement idéal ($K = \infty$).

Ainsi, généralement, une déformation ne se fait pas à K constant et peut être caractérisée par un ellipsoïde fini appartenant à la zone de l'aplatissement ($K < 1$) bien que certains stades intermédiaires aient pu appartenir au domaine de la constriction ($K > 1$). Sauf cas particuliers (RAMSAY et GRAHAM, 1970, ELLIOT, 1972, DURNEY et RAMSAY, 1973) on est relativement désarmé sur le plan méthodologique pour reconstruire la trajectoire de déformation bien que ce soit une question fondamentale.

La trajectoire de déformation sur le diagramme de FLINN *(strain path)* ne traduit pas l'évolution du caractère rotationnel ou non de la déformation progressive *(deformation path)* mais simplement les changements de forme de l'ellipsoïde. Pour traduire ce

caractère, également très important, on dira que *l'histoire de la déformation* est *coaxiale* ou *non coaxiale* dans un volume donné (voir HSU, 1966, ELLIOTT, 1972, HOBBS et al., 1976). Dans certains cas, grâce à l'existence de "*pressure shadows*" sigmoïdes ou d'objets ayant tourné, on pourra démontrer le caractère rotationnel de la déformation (CHOUKROUNE 1973, DURNEY et RAMSAY 1973). Certaines caractéristiques de la "fabrique" du quartz ont également permis d'obtenir des informations du même type (voir ETCHECOPAR, 1974, BOUCHEZ, 1977, par exemple).

I - 1 - 4. PROBLEMES LIES AUX CHANGEMENTS DE VOLUME

Dans la plupart des problèmes pratiques, on est généralement conduit à faire l'hypothèse d'une déformation à volume constant. En fait cette hypothèse n'est pas toujours justifiée et M.C. SORBY (1853, 1908) s'était déjà préoccupé de cette question au sujet des ardoises. L'effet d'une variation de volume peut être négligé jusqu'à 10 % environ, car l'erreur introduite sur le calcul de la sphère équivalente (fig. 80) reste faible. Au delà, il devient nécessaire d'en tenir compte si l'on veut calculer les valeurs exactes de X, Y et Z.

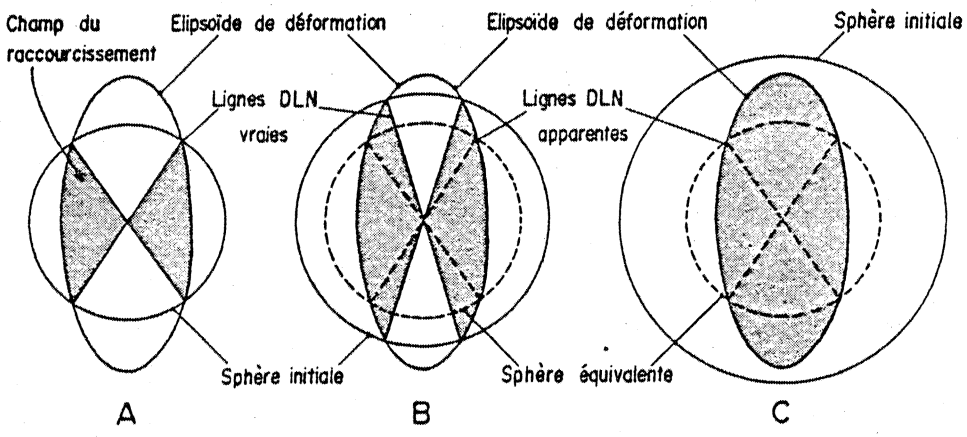
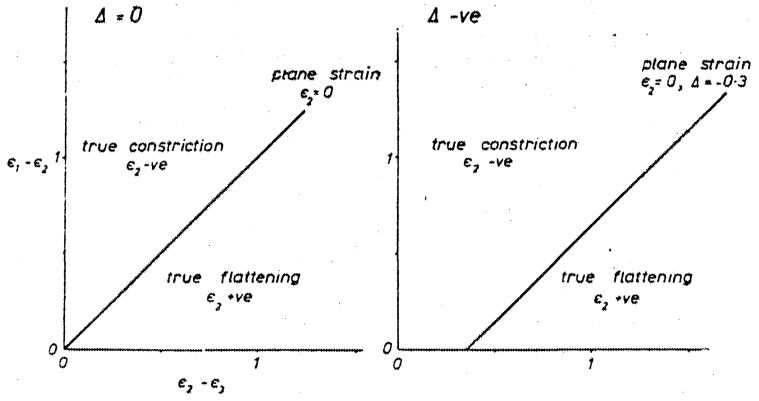


Fig. 80 - Déformation et changement de volume.
A : Déformation isovolumique.
B : Déformation avec perte de volume modérée. Si on néglige ce changement de volume, les lignes de DLN (apparentes) sont en réalité dans le champ de raccourcissement vrai.
C : Déformation avec perte de volume importante. Toutes les lignes sont dans le champ de raccourcissement vrai.
On notera que la perte de volume n'affecte cependant pas la forme de l'ellipsoïde.

Le changement de volume seul n'affecte pas la forme de l'ellipsoïde de déformation car les rapports X/Y et Y/Z restent constants dans une telle transformation. Cependant, en cas de perte de volume, les zones d'aplatissement et de constriction, définies sur le diagramme a/b, perdent leur signification. Tout se passe alors comme si la ligne de séparation entre zone d'aplatissement et zone de constriction se déplaçait vers la droite (fig. 81). Il en découle qu'une déformation peut se situer dans la zone de l'aplatissement apparent et être en réalité dans la zone de la constriction vraie, si la perte de volume entraîne un raccourcissement sur Y (RAMSAY et WOOD, 1973). De la même manière, la notion de surface de déformation longitudinale nulle (DLN), définie à volume constant, perd ici sa valeur (RAMSAY 1975) et peut à la limite ne plus avoir de signification lorsque la sphère initiale et l'ellipsoïde ne se recoupent plus (fig. 80).



(Ramsay et Wood, 1973)

Fig. 81 - L'influence de la perte de volume se manifeste par le déplacement vers la droite, de la limite entre l'aplatissement vrai et la constriction vraie.

La compaction des roches sédimentaires est un cas particulier (voir RAMSAY et WOOD, 1973, OWENS, 1974, SANDERSON, 1976a, 1976b) car il s'agit en réalité de la combinaison d'une perte de volume et d'une déformation uniaxiale verticale. Si cette déformation de compaction est importante, elle pourra, en se combinant avec la déformation tectonique, introduire un changement de forme de l'ellipsoïde global.

La détermination du changement de volume n'est pas un problème facile (voir WOOD, 1974, GRATIER, 1976). Dans certains cas des calculs sont possibles en combinant les mesures de rapports axiaux d'ellipsoïde sur des objets déformés et l'estimation de l'angle apical de la surface de déformation longitudinale nulle sur les veines plissées ou boudinées (BARR et COWARD, 1974).

I - 1 - 5. ESTIMATION DE LA DEFORMATION FINIE

Les diverses méthodes sont basées sur des mesures faites sur des objets existants avant la déformation et considérés comme des *marqueurs* (galets, oolithes, grains détritiques, cristaux, nodules, tâches, fossiles, veinules ...). Le marqueur idéal doit présenter des lignes de longueur originelle connue ou encore des angles interlignes de valeur initiale connue. De tels objets sont assez rares dans les roches banales et le plus souvent on ne connaît qu'une forme initiale approximative et pratiquement jamais les dimensions exactes d'origine.

Dans ces conditions, les changements de volume et les valeurs absolues des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation ne peuvent pas être calculés. Les mesures permettant d'obtenir uniquement, l'orientation de l'ellipsoïde et les rapports des axes principaux. Pour obtenir des valeurs absolues de λ_1, λ_2, λ_3, il faut faire des hypothèses complémentaires, telles qu'une déformation isovolumique par exemple.

Naturellement, la déformation est toujours supposée homogène à l'échelle de l'échantillon étudié.

Il faut d'autre part, noter que ces mesures concernent uniquement la déformation des marqueurs mais pas obligatoirement l'ensemble de la roche, en particulier s'il existe un contraste de ductilité important entre objets et matrice (GAY, 1968). Ces problèmes de marqueurs ne sont pas simples car le résultat final dépend

d'un nombre important de paramètres : nature, forme, taille, orientation initiale, contraste de ductilité ... de sorte que les limites de ces méthodes doivent être toujours présentes à l'esprit.

- *Déformation des marqueurs sphériques et ellipsoïdaux* (voir RAMSAY, 1976, DUNNET, 1969, ELLIOTT, 1970, DUNNET et SIDDANS, 1971, MATTHEWS et al., 1974, LE THEOFF, 1977).

La méthode consiste à mesurer sur trois sections orthogonales l'orientation et le rapport axial des objets marqueurs déformés. On peut ainsi obtenir les rapports X/Y et Y/Z de l'ellipsoïde de déformation donc en déduire l'indice de forme K et un paramètre d'intensité (cf. II-7).

- *Déformation des fossiles* (voir RAMSAY, 1967).

Les fossiles ont l'avantage de présenter des angles et des droites de longueur relative connus. Lorsqu'ils se déforment de manière homogène avec leur matrice, il est possible de mesurer l'orientation et la longueur de certaines droites caractéristiques (la ligne cardinale d'un Brachiopode, par exemple) et d'en déduire facilement le rapport X/Y de l'ellipse de déformation dans le plan considéré. On peut également, pour les fossiles présentant une symétrie bilatérale, mesurer l'angle de distorsion ψ entre deux lignes initialement prependiculaires (cf. II-7).

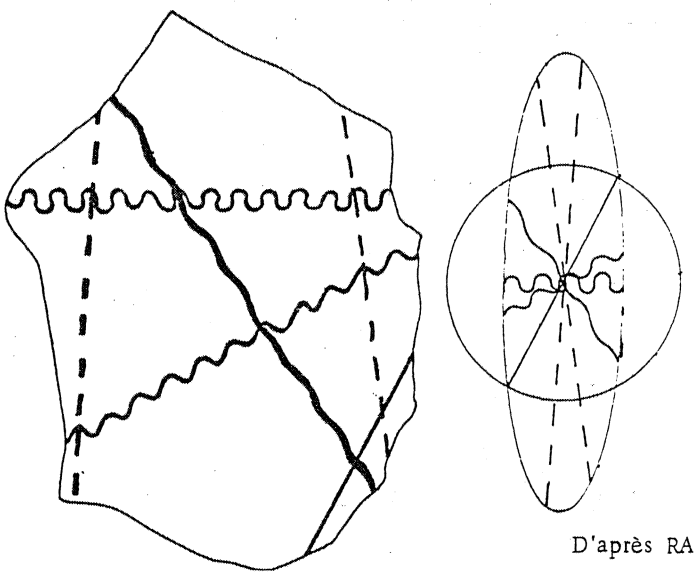
Lorsque le fossile est résistant, il peut se rompre tandis que la matrice se déforme de façon ductile. Il est possible, en mesurant les espaces entre les fragments, de calculer l'extension dans diverses directions et de retrouver les valeurs absolues des axes principaux de la déformation globale (BADOUX, 1963).

• *Déformation des veinules*

Lorsque dans une roche, il existe des veinules d'orientations diverses, on constate après déformation,que certaines veinules se sont plissottées (raccourcissement) tandis que d'autres se sont boudinées (étirement) selon leur orientation par rapport aux axes principaux de déformation (fig. 82). On peut ainsi sur différentes sections calculer l'élongation pour différentes directions et retrouver le type d'ellipsoïde. On peut aussi, par la méthode de TALBOT (1970), reconstituer la surface de déformation longitudinale nulle à l'aide de la répartition spatiale des veines présentant un étirement ou un raccourcissement et en déduire la forme de l'ellipsoïde de déformation (BRUN, 1975).

Il faut naturellement que le contraste de viscosité entre la veine et sa matrice soit grand, sinon la déformation se traduira en partie par un épaississement ou un amincissement de la veine.

Dans la pratique, cette méthode reste souvent plutôt qualitative car elle ne permet généralement qu'une détermination approximative du type d'ellipsoïde (aplatissement ou constriction).



D'après RAMSAY 1976.

Fig. 82 - Déformation de veinules compétentes par plissement ou boudinage selon leur orientation et l'ellipse de déformation correspondante.

• *Méthode des "zones abritées ou "ombres de pression"* (*pressure shadows*).

Le principe repose sur l'étude de la forme des auréoles de cristallisation syncinématiques qui se développent pendant la déformation aux extrémités des objets plus résistants que la matrice qui les entoure (CHOUKROUNE, 1973).

Cette méthode permet parfois de déterminer très rapidement si l'ellipsoïde de déformation est du type constriction ou aplatissement (fig. 83), mais reste qualitative.

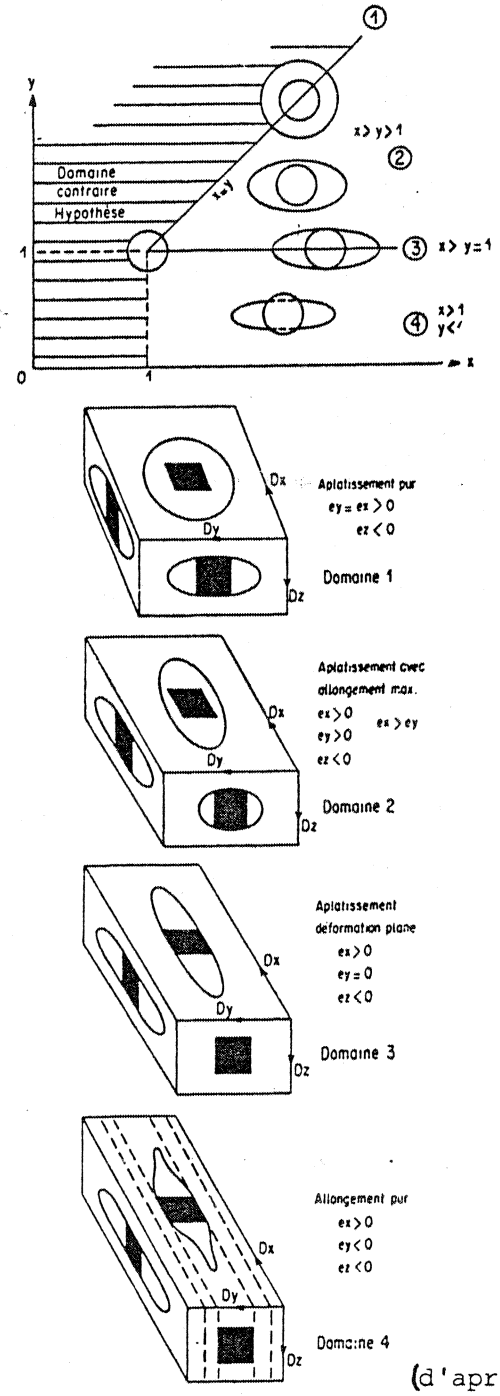


Fig. 83 - Relations entre les différents types d'ellipsoïdes de déformation et la forme des "pressure shadows".

(d'après CHOUKROUNE, 1973)

I - 1 - 6. MECANISMES PHYSIQUES, FABRIQUE ET DEFORMATION FINIE

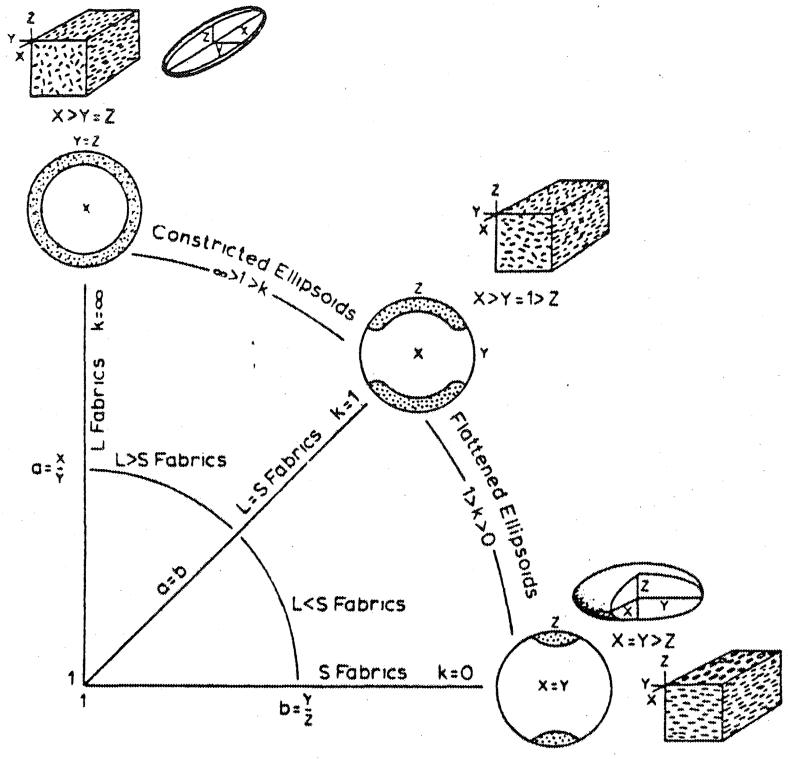
Les mécanismes ou processus physiques qui interviennent à l'échelle du grain pendant la déformation des roches sont nombreux. Ils influent sur le comportement rhéologique et dépendent naturellement de la nature des matériaux et des conditions thermodynamiques de la déformation. Parmi les divers processus admis on invoque le plus souvent au sujet du comportement ductile :

- les glissements intercristallins sur les joints de grains,
- les rotations passives de grains,
- les déformations plastiques par glissement intracristallin sur certains plans du réseau grâce aux dislocations,
- la dissolution partielle ou sélective aux limites des grains,
- la diffusion,

...

D'autres processus peuvent également intervenir pendant la déformation et modifier la roche, tels que la disparition d'anciennes phases minérales et la cristallisation de nouvelles phases, la recristallisation de certains grains...

La conséquence de ces processus est non seulement un changement de forme des volumes, mais aussi l'apparition d'une *anisotropie de texture* ou *"fabrique" (fabric)* liée à l'orientation préférentielle des minéraux et qui caractérise plus particulièrement les tectonites ayant évolué en climat métamorphique. Il peut s'agir d'une simple anisotropie de forme des grains mais le plus souvent celle-ci s'accompagne d'une orientation préférentielle des réseaux cristallins. L'origine de l'anisotropie de texture des tectonites n'est pas toujours très évidente étant donné le nombre de processus possibles qui peuvent se relayer au cours de la déformation progressive.



D'après PITCHER et BERGER, (1972).

Fig. 84 - Diagramme de FLINN, montrant les relations entre les fabriques L-S et l'ellipsoïde de déformation. Les stéréogrammes montrent la répartition des pôles des minéraux planaires représentés sur les blocs diagrammes.

Cependant, il y a de toute évidence une relation entre l'intensité et le type de la déformation et l'orientation préférentielle plus ou moins bien réalisée des minéraux, mais cette relation n'est pas simple, étant donné le grand nombre de paramètres pouvant intervenir. Par ailleurs, une recristallisation statique tardive peut effacer l'anisotropie et masquer la déformation en l'absence d'autres marqueurs.

Diverses méthodes permettent d'analyser l'orientation statistique des minéraux et d'obtenir éventuellement un "ellipsoïde de fabrique" qui sera *une image plus ou moins directe* de l'ellipsoïde de déformation obtenue grâce à des objets marqueurs. Dans de nombreux cas, on peut penser que l'anisotropie de texture pourra au moins traduire la symétrie et les directions principales de l'ellipsoïde de déformation (FLINN, 1965) et permettra de comparer les roches déformées entre elles (fig. 84). Mais il n'est pas évident que l'on puisse,

à partir du degré d'orientation préférentielle, remonter de manière précise, à l'ellipsoïde de déformation finie, sauf peut-être dans l'hypothèse d'une rotation passive homogène (MARCH, 1932, OWENS, 1973) ou encore dans celle d'une rotation de particules rigides dans une matrice (JEFFERY, 1933, GAY, 1968a, DEBAT, 1974, WILLIS, 1977).

> En partant du principe que toute tectonite peut être décomposée en éléments linéaires (L) et planaires (S), D. FLINN (1965) a proposé de distinguer cinq types de fabriques distinctes : L, L > S, L = S, L < S et S, suivant l'importance relative des éléments L et S. En effet, beaucoup d'alignements de minéraux, et particulièrement ceux constitués par les micas, définissent dans les roches métamorphiques des orientations qui ne sont ni linéaires ni planaires, mais qui résultent de la combinaison de ces deux types d'orientation. Il est aussi possible que différents minéraux de la même roche, micas et hornblende par exemple, puissent se combiner de façon à produire des tectonites de caractère différent ou qu'un même minéral puisse contribuer en même temps à des fabriques L et S.
>
> Cette analyse des tectonites permet d'obtenir dès l'étude sur le terrain, une estimation de la forme de l'ellipsoïde de déformation (voir WATTERSON, 1968), si l'on considère qu'une tectonite L correspond à un ellipsoïde de déformation en *cigare* et une tectonite S à un ellipsoïde de déformation en *galette* (fig. 84). Cependant il convient d'appliquer ces principes avec discernement, car la tectonique polyphasée provoque souvent un effet cumulatif des fabriques issues des différentes phases de déformation. Mais celles-ci peuvent aussi être considérées comme des stades de la déformation progressive dans certains cas.

Par ailleurs, à la suite de B. SANDER (1930) et W. SCHMIDT (1932), de nombreux travaux se sont développés de manière à étudier statistiquement les orientations cristallines préférentielles des minéraux dans les roches déformées (axes cristallographiques, clivages, macles mécaniques...). Ces analyses "petrofabric", fastidieuses, et dont la finalité n'est pas toujours évidente, sont pratiquées au microscope optique à la platine universelle. Parfois, elles peuvent être remplacées par des techniques photométriques basées sur les propriétés des minéraux en lumière polarisée du type de celle introduite par MARTINEZ (1958). Enfin et surtout, les progrès de la diffractométrie X permettent actuellement de réaliser, au goniomètre de texture, des figures de pôles (SCHULZ, 1949) dans des conditions beaucoup moins contraignantes.

L'anisotropie de certaines propriétés physiques (susceptibilité magnétique, conductibilité thermique ou des ondes ...) est une conséquence de l'anisotropie de texture et traduit donc indirectement la déformation des tectonites. Ainsi, en 1872, E. JANNETTAZ utilisait déjà l'anisotropie de la conductibilité thermique et obtenait sur les ardoises des ellipsoïdes ayant la même symétrie que l'ellipsoïde de déformation correspondant. Actuellement, la méthode paraissant la plus au point, et la plus rapide, semble être la mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique. Elle traduit les orientations préférentielles cristallographiques ou de forme des grains de la roche et permet d'obtenir un ellipsoïde dont la direction et la magnitude des axes principaux se calquent assez bien sur ceux de l'ellipsoïde de déformation (voir par exemple : DALY 1970, WOOD et al. 1976).

Enfin, depuis quelques années, l'analyse des textures a pu s'enrichir, grâce aux concepts de la métallurgie physique (voir NICOLAS et POIRIER, 1976), dans la mesure où l'on admet la déformation plastique comme l'un des processus dominants. L'étude au microscope des orientations préférentielles et des diverses sous-structures a l'intérieur des grains, permet de préciser pour certains minéraux le mécanisme dominant et éventuellement de remonter aux conditions thermodynamiques de la déformation.

Ainsi, l'analyse des fabriques et de la déformation à l'échelle du microscope optique ou du microscope électronique constitue une approche complémentaire des méthodes de la déformations homogène finie. Dans ce type de recherche, il ne s'agit plus de décrire la déformation en termes de mécanique des milieux continus mais d'obtenir les informations sur les mécanismes ou processus physiques de la déformation à l'échelle du grain.

I - 2 L'EVOLUTION DU PROBLEME DE LA SCHISTOSITE A TRAVERS LA LITTERATURE.

Afin d'éviter toute ambiguité, et avant d'exposer l'évolution des idées sur la schistosité depuis le début du siècle dernier, il convient de préciser dès maintenant certaines questions de définition ou de terminologie.

En français, la *schistosité* (du grec skitos : "qui peut se fendre") désigne l'aptitude de certaines roches à grain fin, à se débiter facilement suivant un plan. P. FOURMARIER en a donné la définition suivante : "*...débitage en feuillets parallèles, indépendants de la stratification et ayant une même composition minéralogique*" (cf. BAER, 1956). Cette définition est trop vague et en partie inexacte car une différenciation minéralogique indépendante du litage sédimentaire peut parfois se développer parallèlement au feuilletage schisteux.

En réalité, même si tout le monde s'accorde maintenant pour voir dans la schistosité une "*surface de clivage potentiel de la roche, liée à une déformation péné-contemporaine du plissement (schistosité dite "de plan axial") et indépendante du litage initial lorsqu'il existe*", il est difficile de trouver une définition unique plus précise. Le type morphologique de la schistosité varie en effet beaucoup suivant la nature de la roche, la position dans la structure plissée, le degré de métamorphisme...

Si on veut aller plus loin, on est amené à distinguer différents types de schistosité, donc à proposer une classification comme celle de J.L. KNILL (1960) qui semble être généralement admise[1] :

- *schistosité de fracture (fracture cleavage, spaced cleavage)* : feuilletage dû à la juxtaposition de microfractures séparant des "microlithons" (cf. DE SITTER, 1964) dont l'épaisseur est de l'ordre du

[1] En langue française voir aussi F. ARTHAUD (1970) et ce mémoire (II-3 : Analyse typologique de la schistosité)..

millimètre. Dans les microlithons, une ancienne surface est souvent conservée, tandis que dans les joints qui les séparent, les phyllosilicates peuvent déjà commencer à recristalliser. C'est un type de schistosité peu évolué que l'on rencontre souvent dans les roches détritiques assez grossières.

- *schistosité de crénulation* (*crenulation cleavage, strain-slip cleavage*) : sorte de micro-plis failles symétriques ou non, affectant un fin litage ou une schistosité pré-existante et divisant la roche en microlithons. L'échelle est également d'ordre millimétrique et les roches affectées sont riches en phyllosilicates. Même dans les roches initialement homogènes, un début de différenciation peut se manifester par migration du quartz vers les charnières des microplis.

Ces deux types de schistosité, fracture et crénulation, avaient déjà été distingués par H.C. SORBY (1857) sous le terme de *"close joints cleavage"* et par A. HEIM (1878) sous celui de *"Auswischungsclivage"*.

- *schistosité de flux* ou schistosité vraie, schistosité ardoisière, clivage ardoisier (*slaty cleavage, flow cleavage*) : véritable microfoliation métamorphique liée à une réorientation et à une recristallisation orientée des minéraux, en particulier des phyllosilicates. C'est le type même de la déformation ductile continue (dite encore "pénétrative") dont le mécanisme se situe à l'échelle du grain. Il y a un passage continu entre les types précédents et la schistosité de flux qui est le type de schistosité le plus évolué.

Le terme de *"slaty cleavage"* , et la notion qu'il recouvre, sont dûs à A. SEDGWICK (1835) et c'est essentiellement de ce dernier type de schistosité qu'il sera question dans la suite de cette revue historique.

Enfin, à côté de ces différents types de surfaces, fréquents dans les zones peu métamorphiques, citons pour mémoire les structures assez comparables telles que le feuilletage des schistes cristallins (*schistosity*) ou *foliation* (au sens français) ou encore

le *"litage par différenciation"* (*differentiated layering* cf. HOBBS et al., 1976) caractérisant des roches déformées où apparaît une alternance macroscopique de lits minéralogiquement différenciés.

I - 2 - 1. LES PRECURSEURS

Leur époque fut probablement passionnante, car presque tous les grands géologues prirent part au débat. Mais, il serait fastidieux d'entrer dans les détails et de citer tous les travaux, aussi tenterai-je simplement de mettre en valeur les épisodes qui m'ont paru les plus importants.

Si l'on se refère à A. SIDDANS (1972), le premier géologue ayant *distingué clairement la schistosité de la stratification* serait l'anglais R. BAKEWELL (1815). Mais la première analyse véritable est celle de A. SEDGWICK (1835) dont les principaux résultats seront repris par Ch. LYELL (1835) dans ses "Principles of geology" : la schistosité est due à l'action combinée de la *recristallisation* et de *contraintes orientées*, elle est *tardive par rapport au plissement* mais correspond au *plan axial* des plis.

A partir de cette époque, on assiste à une véritable explosion d'articles et d'idées et il devient difficile de tout citer. Ainsi J. PHILLIPS établit dès 1844, grâce aux fossiles déformés, une *relation entre le clivage et la déformation* dans les ardoises. Il voit également dans la schistosité un phénomène tardif par rapport au plissement mais impliquant un *processus de cisaillement*. De son côté, Ch. DARWIN (1846) observe le clivage de plan axial et montre surtout le *passage progressif entre la schistosité des ardoises et la foliation des schistes cristallins*. En 1847, D. SHARPE qui admet aussi le caractère tardif de la schistosité, calcule, grâce aux fossiles déformés, un *raccourcissement* de 20 à 50 % *perpendiculaire au clivage*. Ce même auteur pourra montrer en 1849 que la schistosité est toujours *parallèle au plan d'aplatissement* et qu'elle résulte d'une *compression perpendiculaire au clivage* et d'une *extension dans ce plan* suivant une

direction perpendiculaire à la linéation d'intersection stratification - schistosité. Enfin, il observe *la forme non équidimensionnelle des particules* dans les roches schisteuses.

De 1853 à 1856, H.C. SORBY étudie la déformation des *"green spots"* dans les ardoises du Pays de Galles où il admet un raccourcissement de 75 % et confirme les résultats de J. PHILLIPS et D. SHARPE. Il montre aussi que la schistosité s'accompagne du *plissement de petits lits gréseux* et qu'elle se *réfracte* ou se met *en éventail* autour des charnières. Il observe surtout pour la première fois des schistes au *microscope* et montre qu'ils sont constitués de *paillettes de micas orientées parallèlement*. Il émet alors l'hypothèse que la schistosité se forme par *rotation passive de particules* micacées pré-existantes. Il admet cependant la possibilité d'une *croissance cristalline* ultérieure, ainsi que la probabilité de *glissements intracristallins* comme processus de la déformation.

C'est vers cette même période que l'interprétation de la schistosité comme *plan de cission maximale* apparaît clairement chez le français A. LAUGEL (1855) qui ne sera guère suivi à l'époque. On voit plutôt se développer l'*hypothèse de la rotation passive* des particules grâces aux expériences de J. TYNDALL et de H.C. SORBY en 1856.

En France également un courant se développe, grâce à l'étude de la déformation de divers marqueurs dans les ardoises, avec Ch. LORY (1864) et H. DUFET (1875) qui confirment que le clivage apparaît perpendiculairement au raccourcissement maximum. Par ailleurs G. DAUBRÉE (1859, 1862, 1876) réalise des expériences dont les résultats sont comparables à ceux obtenus par J. TYNDALL et H.C. SORBY.

La notion importante d'*ellipsoïde de déformation* semble avoir été introduite par A. CAUCHY (1823, 1827) mais n'a été reprise que bien plus tard par les géologues (HARKER, 1886).

En France, E. JANNETTAZ (1876, 1884) relie pour la première fois l'*anisotropie des propriétés physiques* des roches à l'*ellipsoïde de déformation*. Il montre ainsi que l'ellipsoïde de conductibilité thermique est homoaxial de l'ellipsoïde de déformation dans les ardoises.

H.C. SORBY (1880) est le premier à mettre en évidence des cas de transfert de matière par *dissolution sous contrainte (pressure solution)* comme processus de déformation. Mais pour lui, le facteur principal reste la rotation mécanique des particules. Il sera contré, quelques années plus tard, par C.R. VAN HISE (1896) pour qui le processus le plus important est la croissance de minéraux nouveaux dans le plan d'aplatissement.

Enfin, A. HARKER (1885, 1886) confirme et précise l'ensemble des données acquises. Il démontre en particulier l'*incompatibilité* entre l'hypothèse du *cisaillement* (schistosité parallèle au plan de cission maximale) de A. LAUGEL et la correspondance du clivage avec le plan d'*aplatissement* des objets déformés. Il précise également que la schistosité est liée à une déformation plus ou moins contemporaine du plissement, mais qui apparaît vers la fin, alors que les plis sont déjà partiellement constitués. Par ailleurs, ayant assimilé les travaux des physiciens sur la déformation des solides et en particulier ceux du français H.E. TRESCA (1864, 1867) sur la plasticité, il souligne le rôle important de la température, de l'eau, de la pression de confinement et de l'état de contrainte, dans les processus de recristallisation et de déformation ductile des roches. Ainsi, en cette fin du XIXe siècle, l'essentiel des concepts modernes sur la schistosité et la déformation finie est connu.

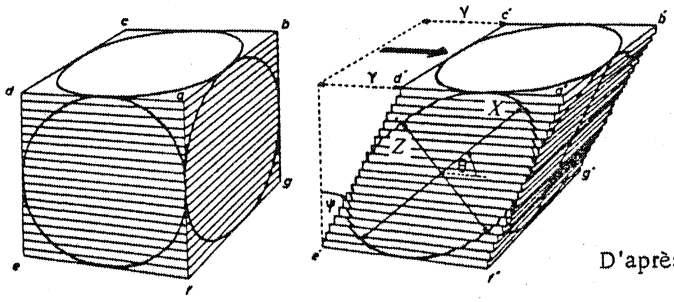
I - 2 - 2. "LA TRAVERSÉE DU DÉSERT"

Après la grande époque précédente suit une période confuse, difficile à synthétiser et qui s'achèvera vers les années 60 de notre siècle.

Le point de départ de cette nouvelle période est essentiellement le travail de l'américain G.F. BECKER (1896, 1904, 1907), qui, reprenant les idées émises par A. LAUGEL sur le cisaillement, prétendra démontrer, dans sa théorie, que la *schistosité correspond à l'un des deux plans de cission maximale* . Comme ses travaux sur la déformation homogène finie (1893) faisaient autorité à l'époque, il fut suivi, sur le problème de la schistosité, par de nombreux géologues et en particulier par certains grands maîtres comme F.J. TURNER (1948) ou H.W. FAIRBAIRN (1949). L'erreur principale de G.F. BECKER, a été de traiter la schistosité comme un phénomène de déformation rupturelle et d'y associer la notion d'ellipsoïde de déformation qui est un concept relatif aux milieux continus. Ainsi pour G.F. BECKER, *les sections circulaires de l'ellipsoïde, les surfaces de déformation longitudinale nulle (DLN)* et *les plans de cission maximale* sont confondus, ce qui est évidemment impossible dans le cas général, ne serait-ce que du point de vue géométrique (cf. I-1-2 et fig. 74). On pourrait admettre cette hypothèse dans le cas d'un ellipsoïde du type K = 1 (déformation plane) où les surfaces de DLN sont effectivement des sections circulaires (fig. 74 et 85). On peut alors imaginer que l'une de ces surfaces soit la schistosité sur laquelle se produirait un cisaillement simple. Mais dans ce cas, l'axe de raccourcissement Z s'éloignerait notablement de la normale à la schistosité, contrairement à ce que l'on observe généralement dans la nature. Par ailleurs, la déformation plane (K = 1) n'est pas caractéristique des ardoises qui sont plutôt associées à des ellipsoïdes en aplatissement dont le paramètre K est proche de zéro. En admettant un ellipsoïde du type K = 0, on pourrait effectivement imaginer une schistosité perpendiculaire à Z et confondue avec le plan de

de section circulaire (fig. 74). Mais dans ce cas les surfaces de DLN sont des cônes axés sur Z et non plus des plans confondus avec la section circulaire comme le voudrait l'hypothèse de départ.

On voit ainsi que dans tous les cas, la théorie de G.F. BECKER conduit à une impasse.



D'après SIDDANS, 1972.

Fig. 85 - Déformation par cisaillement simple, montrant l'incompatibilité, pour la schistosité, d'être à la fois un plan de cission maximale et un plan perpendiculaire à Z. On notera aussi que la section de l'ellipsoïde, parallèle au plan de cisaillement, reste un cercle, quelque soit l'intensité de la déformation.

Pourtant l'hypothèse du plan de cission maximale a connu une certaine continuité qui semble pouvoir s'expliquer en partie par le succès de l'école de B. SANDER. Les méthodes de B. SANDER (1930) et W. SCHMIDT (1932) ont en effet introduit une confusion entre les axes de fabrique ou de symétrie des tectonites, les axes de plis, les axes cinématiques et ceux de l'ellipsoïde de déformation. Par ailleurs, la référence à une direction de "transport tectonique" (linéation a) s'intégrait bien dans la théorie du cisaillement. Enfin, les plans de glissement intracristallins des minéraux comme le quartz, ou les macles mécaniques de la calcite, par exemple, étaient confondus avec la structure planaire des roches métamorphiques. Il faut reconnaître aussi que l'utilisation d'une terminologie ambigüe comme "strain slip cleavage" ou "shear cleavage" n'a fait qu'aggraver la confusion et propager l'idée que *tous* les types de schistosité y compris le "slaty cleavage" étaient dûs à des phénomènes de cisaillement et correspondaient à un plan de cission maximale.

Malgré tout, pendant ce temps, certains chercheurs comme A. HEIM (1921), E. CLOOS (1947), H. BREDDIN (1956, 1964), pour ne citer que les plus marquants, continueront à démontrer, sur des exemples de terrain, que le plan de schistosité apparaît toujours plus ou moins perpendiculairement au raccourcissement maximum fini des marqueurs de la déformation. Ils seront soutenus par des théoriciens comme D.T. GRIGGS (1936) ou J. GOGUEL (1945, 1948) qui pourront démontrer les erreurs de raisonnement et de calcul de G.F. BECKER. D'autres géologues de grande expérience s'opposeront également à la théorie du cisaillement comme L.U. DE SITTER (1954, 1958) ou P. FOURMARIER (1951, 1952).

Le véritable déclin de la théorie du plan de cission maximale paraît correspondre au Congrès Géologique International de Copenhague avec le coup de grâce porté par F. GONZALEZ-BONORINO (1960). Cependant, quelques échos pourront subsister encore dans G. VOLL (1960), ou dans les traités de F.J. TURNER et L.E. WEISS (1963) ou de E.H.T. WHITTEN (1966) et quelques combats d'arrière garde pourront encore avoir lieu ici ou là. Mais en 1967, J. RAMSAY pourra écrire dans son traité (p. 180) : *"from a study of strained objects in slates, it is clear that slaty cleavage forms perpendicular to the direction of maximum finite shortening of rocks"*.

I - 2 - 3. L'EPOQUE RECENTE

Ainsi tout paraissait plus clair vers la fin des années 60 mais le débat n'était pas terminé pour autant. En fait, il allait redémarrer, d'une manière explosive, dans de nombreuses directions mais sur des bases plus claires cette fois.

Dès la fin de la période précédente, certains géologues tels que P. FOURMARIER (cf. BAER, 1956), J. RODGERS (1960) ou G. WILSON (1961) avaient largement contribué à la "vulgarisation" de la schistosité comme outil pratique dans l'analyse régionale, ou encore comme marqueur chronologique dans l'étude des relations déformation - cristallogenèse (ZWART, 1962). P. FOURMARIER (1953) insistera

également sur la notion de front de schistosité et entrainera ainsi le développement de concepts zonéographiques de la déformation dans les chaînes plissées qui seront précisés par des auteurs tels que HOLLAND et LAMBERT (1969) ou F. ARTHAUD et M. MATTAUER (1969). Enfin, P. FOURMARIER (1938, 1959) soulignera les fréquentes relations entre une intense schistosité de flux et la proximité de masses granitiques intrusives, mettant ainsi en évidence l'importance du flux thermique dans les processus de la schistogenèse.

- *Les observations régionales*

Certains travaux de terrain, très souvent complétés par des analyses en lames minces permettront de mieux connaître les différents faciès de schistosité et leurs propriétés géométriques et contribueront aussi à faire avancer les idées sur les processus de la schistogenèse. Ce sont par exemple, les recherche de R. HOEPPENER (1956) ou de J.L. TALBOT (1965) sur la schistosité de crénulation, ou encore les travaux de P.F. WILLIAMS (1972) illustrant le passage progressif de la crénulation au flux, et l'importance de la fabrique originelle de la roche schistifiée (voir aussi VOLL, 1960, ROBERTS, 1971, par exemple). Il ressort de ces observations que même les ardoises homogènes à schistosité très pénétrative sont en réalité constituées de domaines inégalement déformés (voir WILLIAMS, 1972).

- *L'hypothèse du "dewatering"*

On peut citer également la tentative de J.C. MAXWELL (1962) visant à démontrer que la schistosité apparaît sans l'intervention d'un métamorphisme, aussi faible soit-il. Pour cet auteur, la schistosité est le résultat d'un phénomène de déshydratation (dewatering) des sédiments pendant le plissement. C'est durant ce processus que les paillettes phylliteuses s'orienteraient passivement sous l'action de petits courants d'eau migrant à travers le sédiment encore meuble. Il sera suivi par quelques chercheurs (voir par exemple MOENCH, 1966, POWELL, 1969 ou CLARK, 1970, ALTERMAN, 1973),

mais cette théorie restera très controversée (WOOD, 1974, GEISER, 1975, ROBERTS, 1976, WILLIAMS, 1977). Comme le soulignait D. WOOD (1974), il est probablement possible d'admettre l'hypothèse du "de-watering" dans certains cas particuliers comme celui des ardoises de Martinsburg (Delaware) étudiées par J.C. MAXWELL, mais on ne peut en faire une théorie générale, ne serait-ce qu'à cause de l'existence de fossiles déformés ou de la présence d'un clivage dans certaines roches endogènes anciennes. En réalité, même dans la localité type décrite par J.C. MAXWELL, on a pu démontrer depuis, que la déformation synschisteuse était postérieure à la lithification de la roche (GROSHONG, 1976, BEUTNER et al., 1977). Il semble cependant que dans certains cas une "schistosité synsédimentaire" puisse se développer (DAVIES et CAVE, 1976).

- *Schistosité et dissolution*

Une autre direction de recherche a repris beaucoup d'intérêt avec les travaux de W. von PLESSMAN (1964, 1965) sur le rôle joué par la dissolution sous contrainte et la migration de certains minéraux (quartz et calcite surtout) lors du développement de la schistosité ("pressure solution" : voir RAMSAY, 1967, WILLIAMS, 1972, DURNEY, 1972, 1976, ELLIOT, 1973, RUTTER, 1976, DEBOER, 1976). Ce processus est invoqué pour expliquer la forme ellipsoïdale des grains de quartz dans les schistes (voir par exemple LE CORRE, 1969, 1975, WILLIAMS, 1972, KNIPE, 1974, LISLE, 1977) et l'apparition de différenciations minéralogiques ("litage tectonique") en liaison avec le développement de la crénulation et l'individualisation des microlithons (voir par exemple WILLIAMS, 1972, SOULA et DEBAT, 1976, COSGROVE, 1976, MARLOW et ETHERIDGE, 1977, FLETCHER, 1977).

- *Schistosité et déformation finie*

Par ailleurs, les méthodes d'analyse quantitative de la déformation appliquées à diverses régions (voir par exemple DUNNET, 1969, TAN, 1969, MUKHOPADHYAY et al., 1969, OERTEL, 1970, JEFFERY,

1971, SIDDANS, 1971, 1977, WOOD, 1971, 1974, DURNEY, 1972, MUKHOPADHYAY, 1973, TULLIS et WOOD, 1975, LE THEOFF, 1977, TOBISCH et al. 1977) ont permis d'étudier les relations entre l'ellipsoïde de déformation finie, déduit des marqueurs, et la schistosité. Dans la plupart des cas, on a pu montrer que le plan de schistosité était parallèle ou approximativement parallèle au plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie. Mais dans certains cas, le parallélisme rigoureux n'est pas évident (WILLIAMS, 1976, 1977) et même contraire aux observations (OERTEL, 1970, HELM et SIDDANS, 1971, OERTEL, 1971, KNIPE, 1974, BORRADAILE, 1977). Enfin, l'analyse en termes de déformation finie a permis à certains de reposer le problème du changement de volume au cours de la schistogenèse (RAMSAY et WOOD, 1973, WOOD, 1974, SANDERSON, 1976).

- *Schistosité et fabrique*

De gros progrès, dans la connaissance de la fabrique des roches schistifiées, ont été faits grâce au développement de la diffraction des rayons X et du goniomètre de texture en particulier, technique permettant d'analyser l'orientation préférentielle des minéraux dans les roches à grain très fin. Ces analyses permettent d'une part, de quantifier la fabrique des phyllosilicates dans les divers faciès de schistosité et d'autre part, de comparer le degré et la symétrie de l'orientation préférentielle à l'intensité et au régime de la déformation finie (voir par exemple ATTEWELL et TAYLOR, 1969, OERTEL, 1970, 1974, SIDDANS, 1971, 1976, 1977, TULLIS et WOOD, 1975, TULLIS, 1976, WOOD et al., 1976, LE CORRE et LE THEOFF, 1976). Ces travaux ont conduit à des controverses sur l'importance relative du processus de rotation passive des micas pré-existants, par rapport au processus de croissance syncinématique (voir GOGUEL, 1965, 1967, par exemple) avec éventuellement dissolution sélective des germes mal orientés (KAMB, 1959b). En effet, si l'on fait l'hypothèse d'un modèle de rotation passive d'objets déformables ou rigides dans une matrice ductile (modèles de MARCH, 1932 ou de JEFFERY, 1933, voir aussi GAY, 1968a, OWENS, 1973, WILLIS, 1977), on peut calculer, pour

un ellipsoïde de déformation donné, le degré d'orientation préférentielle et comparer ce résultat à celui obtenu sur une ardoise contenant des marqueurs. Mais dans ce modèle, il faut admettre une orientation initiale aléatoire des particules, ce qui est peu réaliste pour les roches sédimentaires, de telle sorte que même si de bonnes corrélations entre fabriques calculées et mesurées sont parfois obtenues, il est difficile de généraliser ce modèle (voir SIDDANS, 1976).

• *Théories et simulations*

Les progrès théoriques sur la déformation ont également beaucoup contribué ces dernières années à faire avancer les idées sur la schistogenèse. Ainsi, la théorie du plissement par flambage (buckling) développée par M.A. BIOT (1957, 1961, 1965) et par H. RAMBERG (1963a, 1963b, 1964) et les concepts sur la déformation progressive de D. FLINN (1962) et J.G. RAMSAY (1967) ont permis de calculer des modèles de déformation finie prévoyant l'orientation du "clivage" dans les milieux successifs en fonction de leurs contrastes de viscosité (RAMSAY, 1967). Avec le développement des moyens de calcul automatique et des techniques de simulation par les éléments finis (voir par exemple DIETERICH et ONAT, 1969, STEPHANSON, 1976), des modèles très précis et étonnamment comparables aux observations de terrain (adaptation en éventail, réfraction, points singuliers) ont vu le jour (DIETERICH, 1969, DIETERICH et CARTER, 1969). Diverses simulations sur des modèles physiques en matériaux plastiques ou visqueux ont d'ailleurs conduit à des résultats comparables (voir par exemple GHOSH, 1966, MUKHOPADHYAY, 1965, ROBERTS et STRÖMGARD, 1972). Ces diverses approches paraissent toujours montrer que le plan de "clivage" simulé se développe suivant une direction perpendiculaire au raccourcissement fini (Z). Mais ceci ne constitue pas une démonstration rigoureuse puisqu'il s'agit généralement de modèles bidimensionnels où l'on n'observe pas directement la schistosité, mais seulement la trace du plan XY en chaque point. On constate simplement grâce à ces modèles que

la trajectoire de XY est comparable à la trajectoire de la schistosité observée sur des exemples de terrain, ce qui ne permet donc pas de conclure en toute rigueur que le plan de schistosité correspond effectivement au plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie.

Toujours dans ce même domaine des implications de la "théorie du flambage", des progrès ont été accomplis quant au rôle joué par l'anisotropie de la roche lors du développement d'une crénulation (COBBOLD et al., 1971). On a pu noter, par exemple, que les contraintes et les déformations incrémentales pouvaient ne pas rester coaxiales dans un milieu anisotrope (COBBOLD, 1976), ou encore que l'intensité de l'anisotropie avait une influence sur l'orientation et le type de crénulation qui se développait pour une contrainte donnée (COSGROVE, 1976).

- *La schistosité "expérimentale"*

Enfin, et indépendamment des simulations sur matériaux plastiques évoquées plus haut et des divers essais sur roches, tout un domaine expérimental commence à se développer. Cependant, aucune tentative pour "fabriquer" de la schistosité dans des conditions de température et de pression comparables à celles de la nature ne semble avoir donné de résultat jusqu'à maintenant (MEANS, 1977). La principale difficulté est évidemment la grande vitesse de déformation imposée par les expériences par rapport aux faibles vitesses naturelles. Mais des expériences partielles ont été réalisées pour tester certains processus de déformation sur des produits variés tels que mélanges d'oxydes, agrégats micacés, agrégats sel-micas... pouvant être assimilés à des analogues de roches (voir par exemple MEANS et PATERSON, 1966, MEANS et WILLIAMS, 1972, 1974, WILLIAMS et MEANS, 1971, HOBBS et al., 1973, TULLIS, 1971, 1976, ETHERIDGE et al., 1974, MEANS, 1977). Certaines de ces expériences avaient pour but de tester l'hypothèse de la rotation passive des micas par rapport à celle de la croissance contrôlée par les contraintes. Les résultats, assez contradictoires, ne semblent pas avoir permis de montrer quel était le processus dominant. Cependant T.E. TULLIS

(1976) a peut-être obtenu un résultat important en montrant, grâce à des marqueurs internes, que l'orientation préférentielle des micas néoformés était parallèle au plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie, même dans les parties de l'échantillon où la déformation progressive n'avait pas été coaxiale. Quant aux expériences sur des mélanges sel/micas, elles ont permis de vérifier le rôle de la dissolution sous contrainte. Le sel jouant le même rôle que le quartz, on a pu voir de cette manière se développer un véritable litage tectonique par différenciation dans le plan axial des microplis (WILLIAMS et MEANS, 1971).

- *Les nouvelles approches physiques*

Enfin, d'autres approches de la schistosité par des méthodes physiques sont actuellement testées. Ainsi l'anisotropie de certaines propriétés physiques (susceptibilité magnétique, conductibilité des ondes, conductibilité thermique...) permet-elle une étude indirecte des fabriques (voir par exemple ATTEWELL, 1969, DALY, 1970, WOOD et al., 1976, OWENS et BAMFORD, 1976, BORRADAILE, 1976, 1977). Mais c'est probablement la microscopie électronique qui nous a récemment apporté le plus de précision sur les processus d'acquisition du clivage schisteux. A l'échelle du micron, R.J. KNIPE et S.H. WHITE (1976, 1977) ont pu observer, dans des ardoises à schistosité pénétrative, des lamelles phylliteuses, recristallisées et parfaitement orientées, se développant aux dépens de reliques, désorientées, pliées et en voie de déstabilisation, d'anciens micas détritiques. Après le stade de crénulation permettant une réorientation partielle des micas pré-existants, le processus de néocristallisation orientée semble devenir prépondérant dans un tel cas.

I - 3 LE PROBLEME DE LA SCHISTOSITE

A la lumière de ces diverses recherches, on constate que la plupart des questions que se posaient les précurseurs du siècle dernier n'ont finalement pas toujours reçu de réponses vraiment définitives. Certains de ces problèmes paraissent fondamentaux et méritent d'être clairement définis car ils sont encore l'objet de discussions importantes (voir MEANS, 1977 et WILLIAMS, 1977).

• *L'influence relative des facteurs internes et externes*

De nombreux facteurs semblent contrôler l'apparition et le développement du clivage schisteux, chacun pouvant jouer un rôle déterminant à un stade donné. Parmi les facteurs qui paraissent les plus importants, on peut citer :

- la composition minéralogique et chimique,
- la granulométrie,
- la porosité,
- l'anisotropie de la texture originelle à différentes échelles, depuis celle du grain jusqu'à celle de la formation lithologique,
- les contraintes tectoniques régionales,
- l'état de contrainte locale liée par exemple à la position dans la mégastructure plissée et jouant un rôle sur le caractère rotationnel ou non de la déformation,
- la charge lithostatique qui détermine la pression de confinement et peut introduire une composante verticale fonction de la profondeur se superposant à la contrainte régionale,
- la température et son gradient,
- la nature et l'abondance des fluides.

- *Les processus d'acquisition de l'anisotropie schisteuse* (orientation préférentielle cristallographique ou de forme et litage par différenciation minéralogique).

Les mécanismes possibles sont nombreux et il convient d'apprécier les rôles respectifs de la rotation passive, des glissement intercristallins, de la cristallisation orientée, de la dissolution sélective des germes mal orientés, des glissements intracristallins, de la diffusion, de la dissolution et de la migration grâce aux fluides...

- *Les relations de la schistosité avec la déformation progressive et la déformation finie.*

Il est clair que la schistosité *matérialise* un état de déformation des roches et il semble logique de rechercher des relations avec l'ellipsoïde de déformation, mais c'est la question probablement la plus controversée.

On ne trouve plus grand monde actuellement pour affirmer, à la suite de G.F. BECKER, que la schistosité correspond à l'un des plans de cission maximale. Mais il existe une opposition entre ceux qui admettent que le clivage correspond, par définition, au plan principal XY de l'ellipsoïde de déformation finie et ceux qui soutiennent que même si dans la plupart des cas, la schistosité est effectivement très proche du plan XY, elle ne peut lui être confondue en toute rigueur. Comme nous l'avons vu plus haut, il est évident, que le clivage est très souvent confondu avec le plan XY. Il est non moins évident que dans certains cas la schistosité a été un plan de cisaillement non nul. Les crénulations dissymétriques, les rotations de cristaux, les "pressure-shadows" sigmoïdes, la déformation de certaines figures sédimentaires ... (voir par exemple ZWART et OELE, 1966, CHOUKROUNE, 1971, ELLIOT, 1972, RAMSAY et DURNEY, 1973, BORRADAILE, 1977), sont autant de preuves de l'existence de glissements synschisteux (voir aussi WILLIAMS, 1972, CARON, 1973, VIALON, 1973, CARON et JEANNETTE, 1975, VIALON et al., 1976, CHOUKROUNE et LAGARDE, 1977, VAUCHEZ, 1977).

La controverse (voir par exemple BORRADAILE et JOHNSON, 1973, BAYLY, 1974, BORRADAILE, 1974, WILLIAMS, 1976) est née de ces deux évidences contradictoires de sorte que l'on se trouve devant le dilemme clairement formulé par HOBBS et al. (1976) :

1) Ou bien on fait l'hypothèse que la schistosité se développe perpendiculairement à l'axe Z de l'ellipsoïde de déformation, mais alors il faut expliquer l'existence d'une composante de cisaillement non nulle dans le plan XY.

2) Ou bien on admet que la schistosité est un plan de cisaillement non nul, mais dans ce cas il faut expliquer son parallélisme avec le plan principal XY de l'ellipsoïde de déformation finie.

Diverses solutions, plus ou moins sophistiquées, peuvent être imaginées pour résoudre cette alternative :

- l'angle entre le plan XY et les plans de cission maximale diminue très rapidement lorsque la déformation augmente. Il est de l'ordre de 5° par exemple pour un raccourcissement de 70 % (HOBBS et al., 1976) et il suffirait donc que la schistosité soit oblique de quelques degrés par rapport à XY pour qu'elle soit un plan de cission non nulle. Mais dans ce cas l'obliquité serait matériellement indétectable (BORRADAILE, 1974).

- la schistosité apparaît initialement selon un plan de forte cission mais tourne au cours de la déformation progressive et finit par être pratiquement confondue avec le plan XY (HOEPPENER, 1956, TURNER et WEISS, 1963).

- après un stade d'initiation de l'anisotropie perpendiculairement au raccourcissement maximum, un deuxième stade est imaginé au cours duquel un cisaillement simple se produit le long des plans de schistosité déjà initiés (voir par exemple SCHWERDTNER, 1973, AUTRAN et al., 1974, VIALON et al., 1976, VIALON et DAYRE, 1975). Le glissement pourrait se produire très facilement même pour une valeur très faible de τ, c'est à dire pour une direction presque perpendiculaire à σ_1, parce que la résistance au cisaillement est presque nulle le long des plans d'anisotropie (AUTRAN et al., 1972).

La présence de fluides pourrait également faciliter le glissement sur la schistosité (CARON et JEANNETTE, 1975).

- La déformation se fait par une combinaison d'aplatissement pur et de cisaillement simple dite "aplatissement rotationnel". Cette explication est retenue, en particulier pour les schistosités horizontales accompagnées de glissements synschisteux (MATTAUER, 1975, CHOUKROUNE et LAGARDE, 1977, VAUCHEZ, 1977). Dans un tel cas, si le cisaillement se produit le long de la stratification, la schistosité est toujours parallèle à celle-ci et les plis sont rares ou absents (MATTAUER, 1975).
- initialement, à cause des contrastes rhéologiques, une crénulation symétrique se développe dans certaines couches tandis que les autres se déforment par épaississement. Ultérieurement, lorsque les mégaplis apparaissent, la crénulation doit évoluer vers un type dissymétrique. Il en résulte que, suivant la forme des mégaplis et le taux d'aplatissement, un angle plus ou moins important existera entre le clivage de crénulation et le plan XY (HOBBS et al., 1976).
- la schistosité se développe toujours suivant XY et se régénère à tout moment pour le rester, même lorsque la déformation est rotationnelle.
- enfin, avec P. WILLIAMS (1976) on peut admettre que la schistosité se développe suivant le plan XY dans les cas où la déformation est non rotationnelle. Mais dans les roches plissées, l'histoire de la déformation n'est généralement pas coaxiale, sauf éventuellement vers les charnières, en admettant que les ondulations ne se déplacent pas. Dans le cas général, la schistosité ne sera donc pas parallèle au plan XY, mais si la déformation est assez importante, l'angle sera très faible.

Pour conclure sur cette rapide revue des recherches sur la schistosité, il faut convenir que jusqu'à une époque récente nous avions une conception très statique du phénomène. On raisonnait surtout, sinon uniquement, sur des concepts géométriques idéalisés pour

tenter d'expliquer les observations. Depuis quelques années, un courant plus réaliste se développe, grâce d'une part à la notion de déformation progressive et d'autre part à la prise en compte des processus physico-chimiques qui interviennent véritablement dans la schistogenèse aux différents stades : rotation, micro-flambage, glissement intercristallin, glissement intracristallin, dissolution, diffusion, migration, recristallisation, néocristallisation...

C'est en ce sens que je serai conduit à proposer une solution de synthèse (cf. 3ème partie, I-4-) après avoir présenté l'ensemble des données relatives à la schistification en Bretagne centrale (cf. 2ème partie, II, ci-après).

Chapitre II

ANALYSE DES PROCESSUS SYNSCHISTEUX EN BRETAGNE CENTRALE

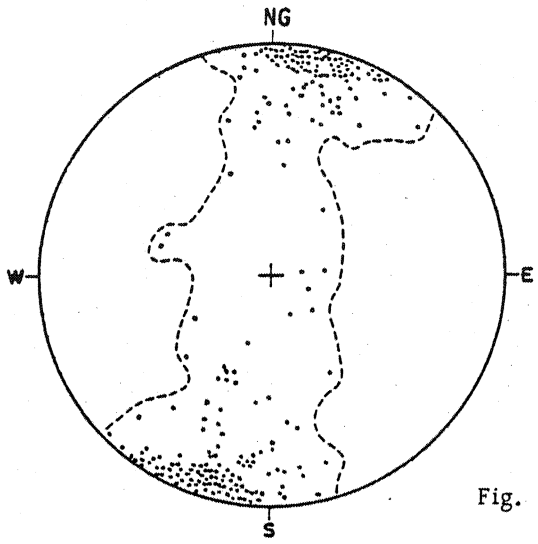


Fig. 86 - Exemple de dispersion en zone, autour de la direction de plissement, de la schistosité régionale dans les Schistes d'Angers (Unité de Martigné).

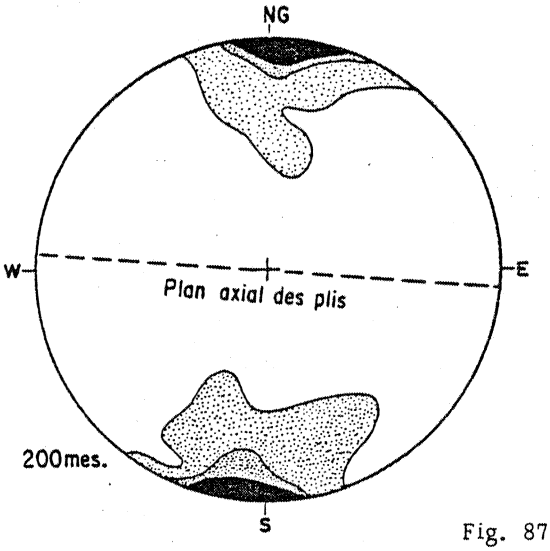


Fig. 87 - Dispersion en éventail de la schistosité régionale dans la Formation rouge de Pont-Réan (Unité de Paimpont).

Les chapitres précédents ont permis de brosser le cadre géologique régional, de fournir les bases théoriques nécessaires à l'étude de la déformation synschisteuse, et enfin de poser les problèmes en analysant, à travers la littérature, l'évolution des idées sur la schistosité. Je voudrais maintenant exposer les méthodes que j'ai utilisées en Bretagne centrale et montrer comment les résultats obtenus permettent une approche plus quantitative des processus synschisteux et des conditions de la déformation dans ce segment de la chaîne hercynienne armoricaine. Dans cet esprit, les différentes méthodes proposées, ont pour objet non seulement de caractériser la déformation synschisteuse elle-même mais également de comparer le rôle de quelques uns des paramètres pouvant la contrôler, tels que composition minéralogique, granulométrie, facteur thermique, géométrie du plissement...

II - 1 SCHISTOSITE ET GEOMETRIE DU PLISSEMENT

Nous avons vu (cf. 1ère partie) qu'il existait en Bretagne centrale, aussi bien dans le Briovérien que dans le Paléozoïque, une schistosité régionale associée à la phase de plissement hercynienne majeure. Avec la tectonique descriptive, quelques données générales ont déjà été fournies sur l'orientation de la schistosité de l'ensemble du territoire étudié. Cependant j'aimerais revenir un peu plus en détail sur ce problème et en particulier sur les variations d'orientation du plan de schistosité.

II - 1 - 1 LA SCHISTOSITE "DE PLAN AXIAL" *(axial plane cleavage)*

Dans les différentes unités structurales, l'ensemble des stéréogrammes (cf. 1ère partie) montre que la schistosité correspond statistiquement au plan axial des mégaplis déduits de la cartographie. Il en est de même pour les rares plis de détail que l'on peut observer. Mais certains stéréogrammes montrent qu'une partie des mesures s'écarte très notablement de la position du plan axial (fig. 86 et 87) et se disperse en éventail autour de la direction de l'axe de

plissement, la schistosité pouvant même être subhorizontale dans les unités où les plis sont droits. Deux cas sont à considérer pour expliquer ces observations : la réfraction et l'adaptation à la lithologie.

II - 1 - 2. LA REFRACTION DE LA SCHISTOSITE DANS LES SILTITES PLUS COMPETENTES

Dans certains cas l'orientation de la schistosité est relativement peu dispersée et la disposition en éventail s'explique facilement par le phénomène bien connu de la réfraction. Ce type de dispersion est illustré par la schistosité que l'on observe dans la Formation rouge de Pont-Réan, dans l'Unité de Paimpont par exemple (fig. 87). Dans cette formation silteuse relativement grossière et riche en quartz, la schistosité tend à garder une orientation proche de la normale à la stratification de sorte que son pendage sera sud sur le flanc nord des anticlinaux et nord sur le flanc sud.

II - 1 - 3. L'ADAPTATION DE LA SCHISTOSITE A L'INTERFACE DES FORMATIONS COMPETENTES *(contact strain)*

A côté du cas très classique de la réfraction, il en existe un autre, moins connu, concernant le comportement de la schistosité des formations silteuses fines à proximité de l'interface avec des couches très compétentes. Ici la dispersion est beaucoup plus importante et les mesures de schistosité forment un cercle de zone complet autour de l'axe du plissement (fig. 86, 94, 95, 96). Il s'agit de l'adaptation progressive du plan de schistosité de la formation silteuse au plan de stratification des couches plus compétentes, avec apparition d'une zone neutre (*finite neutral strain*, RAMSAY 1967), peu ou pas déformée, au voisinage de la charnière du pli (fig. 88 et 89). Cette disposition de la schistosité a déjà été observée sur des plis de détail millimétriques à métriques (voir par exemple, SORBY, 1853, LE CORRE, 1969a, ROBERTS 1971) et a pu être confirmé à l'aide de modèles expérimentaux en matériaux divers (voir par exemple MUKHOPADHYAY,

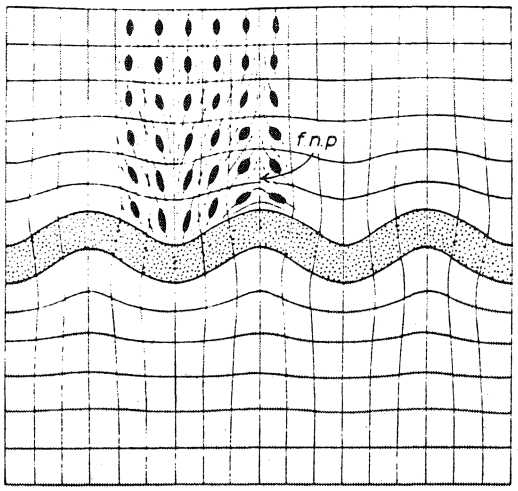


Fig. 88 - Perturbation locale de l'orientation de l'ellipse de déformation finie au contact d'une couches compétente et existence d'un point neutre (f.n.p.). (D'après RAMSAY, 1967).

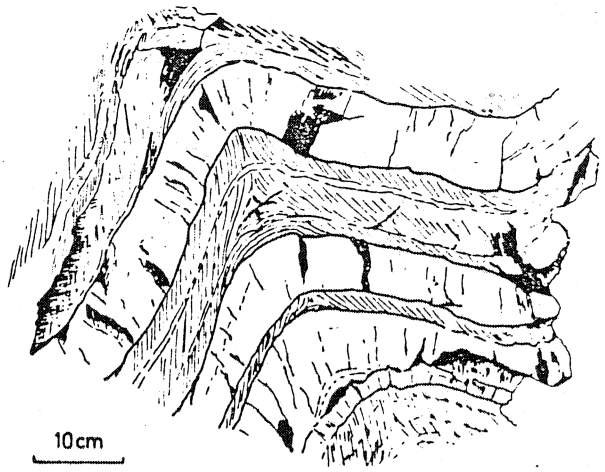


Fig. 89 - Exemple naturel d'adaptation de la schistosité à la charnière d'un pli métrique (d'après ROBERTS, 1971).

1965, GHOSH, 1966, ROBERTS et STRÖMGÅRD, 1972, fig. 90 et 91) ou par des considérations théoriques (RAMSAY, 1967, RAMBERG, 1961, 1963) ou encore par des simulations mathématiques (DIETERICH 1969, et fig. 92). Mais à l'échelle de grandes structures, d'ordre plurimétrique, les observations de ce type sont rares et je voudrais illustrer cette disposition particulière de la schistosité par quelques exemples pris dans le Paléozoïque des synclinaux de la Vilaine.

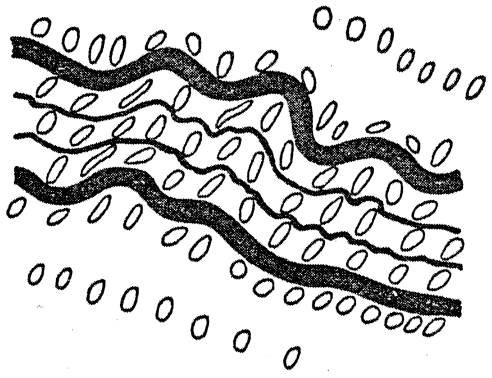


Fig. 90 - Exemple expérimental montrant la perturbation de la déformation au contact des couches compétentes. (d'après GHOSH, 1966).

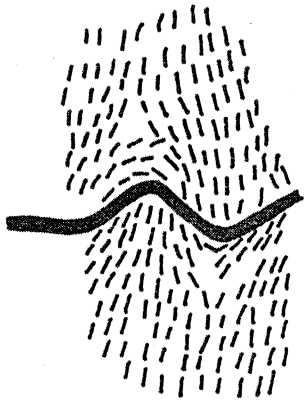


Fig. 91 - Exemple expérimental montrant la zone neutre et l'adaptation des directions perpendiculaires au raccourcissement maximal au contact d'une couche compétente (d'après MUKHOPADHYAY, 1965).

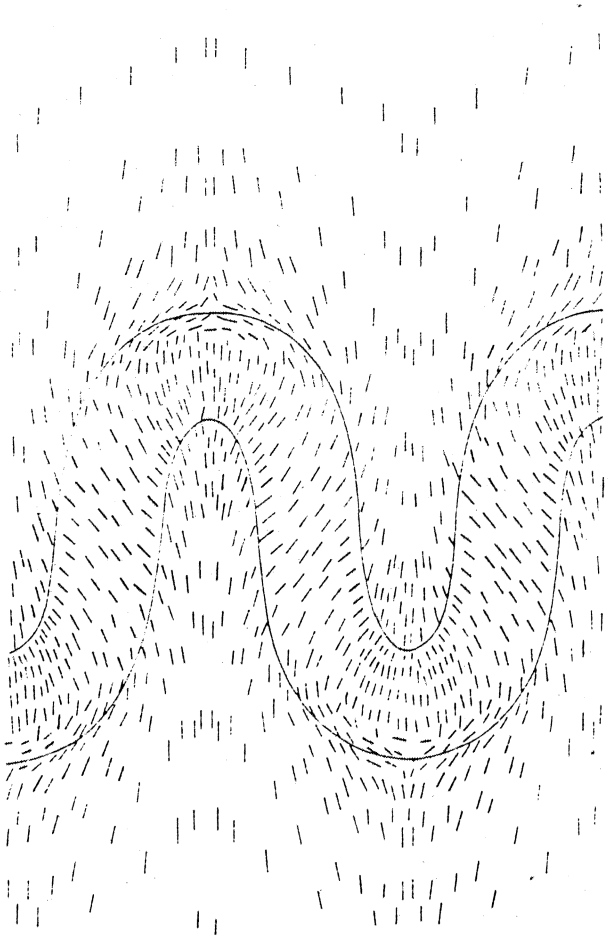


Fig. 92 - Modèle mathématique de la distribution du plan XY de déformation finie lorsqu'on introduit un contraste entre couches. On notera que la réfraction et l'adaptation du plan XY simulent assez bien le comportement de la schistosité dans les plis naturels. (D'après DIETERICH 1969).

Les plus beaux exemples s'observent dans la Formation des Schistes d'Angers à cause du grand contraste de propriétés rhéologiques avec les formations compétentes qui l'encadrent (Grès armoricain, Grès du Châtellier).

Deux cas extrêmes peuvent se présenter :

• Sur le flanc d'un pli où le pendage de la stratification dans la formation gréseuse est assez fort : l'adaptation se fait sur une distance relativement courte et les caractères typologiques de la schistosité restent constants. Ce cas est bien illustré par la coupe du contact Grès armoricain - Schistes d'Angers sur la rive droite de la Vilaine au S de l'ancienne carrière de Bénioc (J42). Ainsi sur 20 mètres environ, la schistosité passe, à l'approche du grès, d'un pendage subvertical à un pendage de l'ordre de 35° à peu près identique à celui de la stratification (fig. 93). On observe de la même manière,

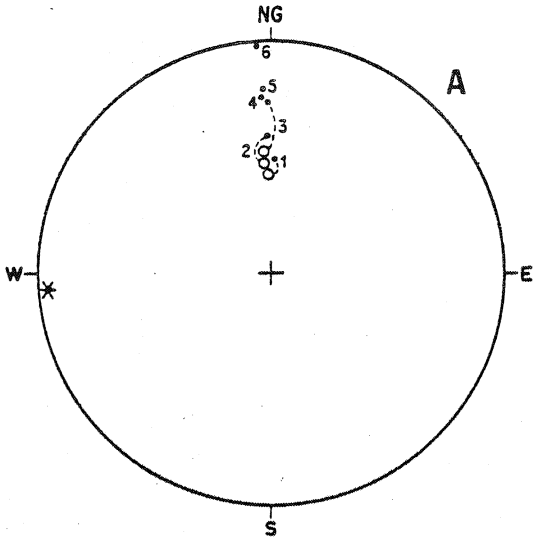
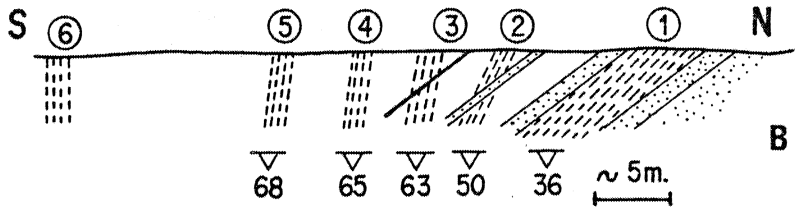


Fig. 93 - Exemple d'adaptation progressive de la schistosité à la stratification du Grès armoricain (S de Benioc).
A : Stéréogramme donnant la position de la schistosité (●) et de la stratification (○) en divers endroits de la coupe (1, 2, 3, 4, 5, 6).
B : Coupe correspondante et pendage de la schistosité (▽).



grâce à des marqueurs, que l'angle schistosité - stratification varie progressivement de 20° à 5° lorsqu'on se rapproche de la formation gréseuse (fig. 93).

● A proximité de la charnière d'un pli où les couches ont un pendage faible : ici encore l'adaptation est progressive mais se réalise sur une plus grande distance. Par ailleurs, dans le cas d'une fermeture périclinale, la schistosité tend à s'adapter aux strates compétentes, non seulement en pendage mais également en direction. Enfin, on observe une variation typologique de la schistosité, celle-ci pouvant localement, dans la zone neutre, perdre les caractères de schistosité de flux pénétrative qu'elle possède loin de la zone charnière. On peut illustrer ce cas par deux exemples de fermetures périsynclinales pris dans l'Unité de Martigné, l'un dans le secteur occidental près de Plechâtel (fig. 94), l'autre dans le secteur oriental près de Senonnes (fig. 95). Ces deux exemples montrent clairement que la schistosité reste subverticale et plan axial des plis lorsqu'on est assez loin de la fermeture périclinale, mais qu'elle tend à s'adapter progressivement aux Grès du Chatellier lorsqu'on s'en approche.

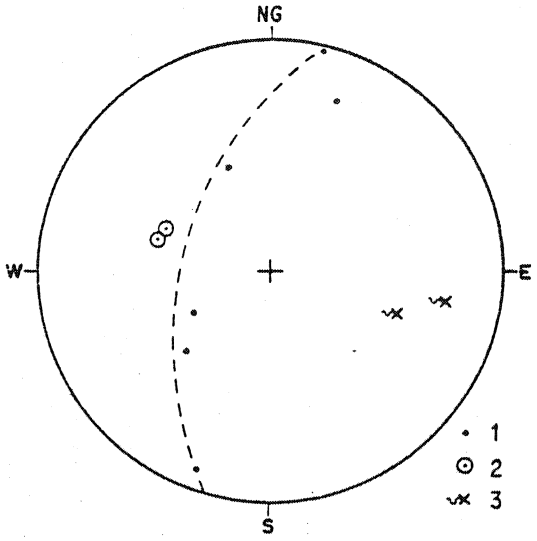


Fig. 94 - Dispersion en zone, de la schistosité, à proximité de la fermeture périsynclinale de Pléchatel (W de Martigné). On remarquera que la crénulation affecte uniquement les plans à pendage faible. 1 : schistosité non crénulée. 2 : schistosité crénulée. 3 : trace de crénulation.

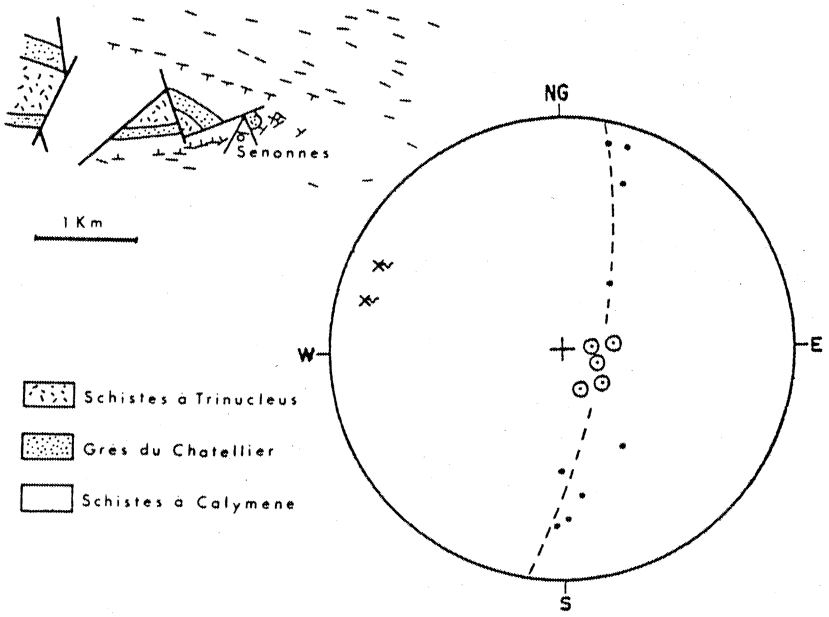


Fig. 95 - Dispersion en zone de la schistosité, à proximité de la fermeture périsynclinale de Senonnes (E de l'Unité de Martigné); mêmes symboles que la figure 94.

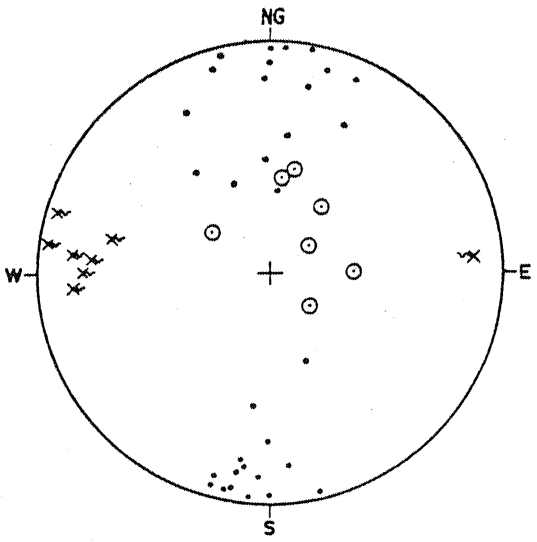


Fig. 96 - Dispersion en zone de la schistosité, dans l'Unité de Chateaubriant; mêmes symboles que la figure 94.

Systématiquement, dans de tels cas, on observe à proximité de la charnière, le développement d'une crénulation dont la trace sur le plan de schistosité est approximativement parallèle à l'axe du plissement. Seule la zone où le pendage de la schistosité est le plus faible montre cette crénulation (fig. 94, 95, 96) et la roche présente alors un débit linéaire marqué (tectonique L > S : schistes en crayons). La surface crénulée est, soit la schistosité adaptée dans un stade précoce, soit le litage sédimentaire initial dans la zone neutre non encore déformée. Le concept de *déformation progressive* permet d'éclairer ces observations. Si on imagine, par exemple, trois stades de déformation avec un raccourcissement global croissant (fig. 97), on constate que la zone perturbée *(contact strain)* tend à se réduire et l'intensité de la déformation à croître y compris dans la zone neutre. De telles zones charnières permettent donc d'observer les termes successifs du développement de la schistosité depuis la crénulation de la surface initiale jusqu'à la schistosité de flux pénétrative. L'importance du mécanisme de crénulation des phyllosilicates à proximité de la charnière a d'ailleurs pu être confirmée en microscopie électronique par R. KNIPE et S. WHITE (1977).

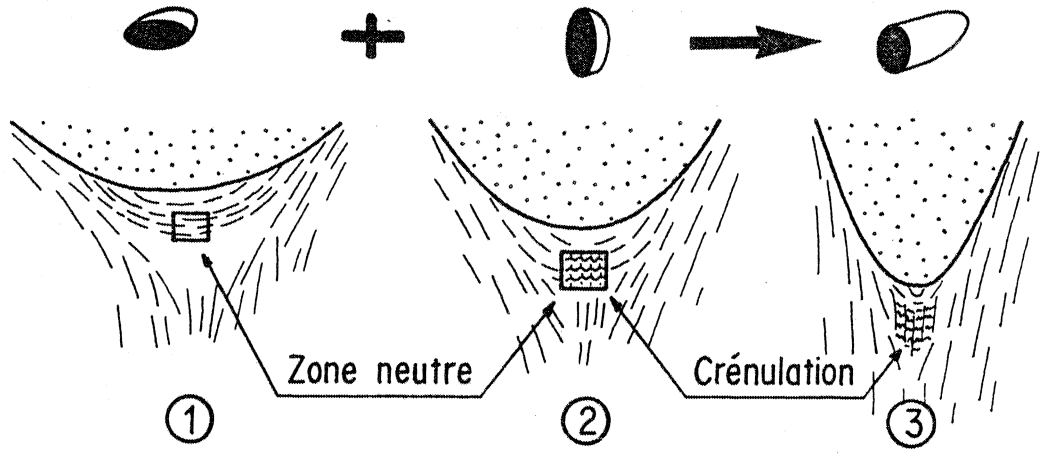


Fig. 97 - Déformation progressive à proximité de l'interface avec une couche compétente. Dans certaines zones, le raccourcissement d'abord vertical (1) peut, ultérieurement, devenir horizontal (2). Il se développe alors une crénulation et l'ellipsoïde de déformation finie évolue vers la constriction (3).

On notera également que certains volumes de roche ont pu subir des raccourcissements de directions successivement orthogonales et on doit s'attendre à trouver dans ces zones une déformation finie du type constriction. Sur la figure 97, les volumes crénulés subissent en effet un raccourcissement horizontal après avoir été soumis, au début de la déformtion à un raccourcissement vertical[1].

Par ailleurs, la position toujours symétrique de la zone neutre crénulée, par rapport au plan axial des plis, est probablement la preuve que les charnières se sont ici peu déplacées au cours de la déformation progressive. On peut en effet observer dans d'autres contextes (cf. couverture gneissique des dômes caréliens de Finlande, J.P. BRUN, 1978), un déplacement des charnières, tel que la zone neutre ne soit plus exactement dans le prolongement du plan axial des plis.

Enfin, comme le suggèrent les simulations ou les expériences, on imagine facilement qu'un grand contraste de compétence favorisera l'adaptation de la schistosité, tandis qu'un taux de déformation élevé tendra à en réduire les effets visibles. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que le phénomène soit particulièrement bien développé dans le Paléozoïque du S de Rennes, où nous sommes en présence, à la fois, d'une lithologie contrastée et d'un raccourcissement modéré.

Dans la région étudiée, il résulte de ce mécanisme d'adaptation la possibilité d'observer une schistosité à faible pendage, parfois sur plusieurs km^2 même dans le secteur nord où le style est en plis droits (cf. synclinal de Guichen ou Unité de Chateaubriant). Les plis déversés tels que ceux observés plus au S (Unités de Saint-Julien et de Lanvaux) peuvent naturellement montrer le même phénomène d'adaptation de la schistosité. Enfin,

---

[1] Signalons qu'à l'extrados des couches compétentes se plissant par flambage *(buckling)* dans une matrice plus ductile, on peut également observer une trajectoire de déformation *(strain path)* complexe aboutissant à un ellipsoïde du type constriction (cf. GAIROLA 1977).

on conçoit facilement, qu'à l'interface avec tout objet géologique résistant, une adaptation de la schistosité puisse se produire. C'est le cas en particulier à proximité des môles granitiques anciens ou des batholites syntectoniques. L'exemple de l'anticlinal de Lanvaux - Candé est très significatif à cet égard, la schistosité de l'enveloppe paléozoïque moulant progressivement le noyau orthogneissique (cf. 1ère partie).

La conclusion pratique est que l'on doit se garder d'interpréter systématiquement une schistosité horizontale comme la preuve de l'existence de plis couchés. Par ailleurs, une schistosité qui se disperse en zone autour d'un axe n'est pas non plus toujours la preuve d'une phase de replissement, même si localement une crénulation "tardive" se développe. Ces observations posent le problème de la "notion de phase" en analyse structurale. La crénulation localisée autour des zones de charnière apparaît en effet comme une "phase 2" déformant une schistosité de "phase 1", mais en réalité *il s'agit des différents stades d'une déformation progressive au cours d'une même phase synschisteuse régionale.*

II - 1 - 4. LES TRAJECTOIRES DE SCHISTOSITE REGIONALE

En intégrant les mesures de proche en proche on peut construire des "trajectoires de schistosité" qui traduisent l'évolution de l'orientation du plan de schistosité sur l'ensemble du territoire étudié (fig. 98).

Cette carte souligne l'existence de différents secteurs. Ainsi dans la partie septentrionale, on observe une schistosité sub-verticale formant un arc à légère convexité tournée vers le N. Au S par contre, la schistosité est moins bien réglée et plonge soit vers le N comme dans les formations briovériennes de la région de Ploermel, soit plutôt vers le S comme dans les Unités paléozoïques les plus méridionales. Dans le secteur nord, on observe uniquement des perturbations locales s'expliquant par l'adaptation de la schistosité au contact des formations compétentes (cf. ci-dessus). Dans le secteur méridional, ce phénomène

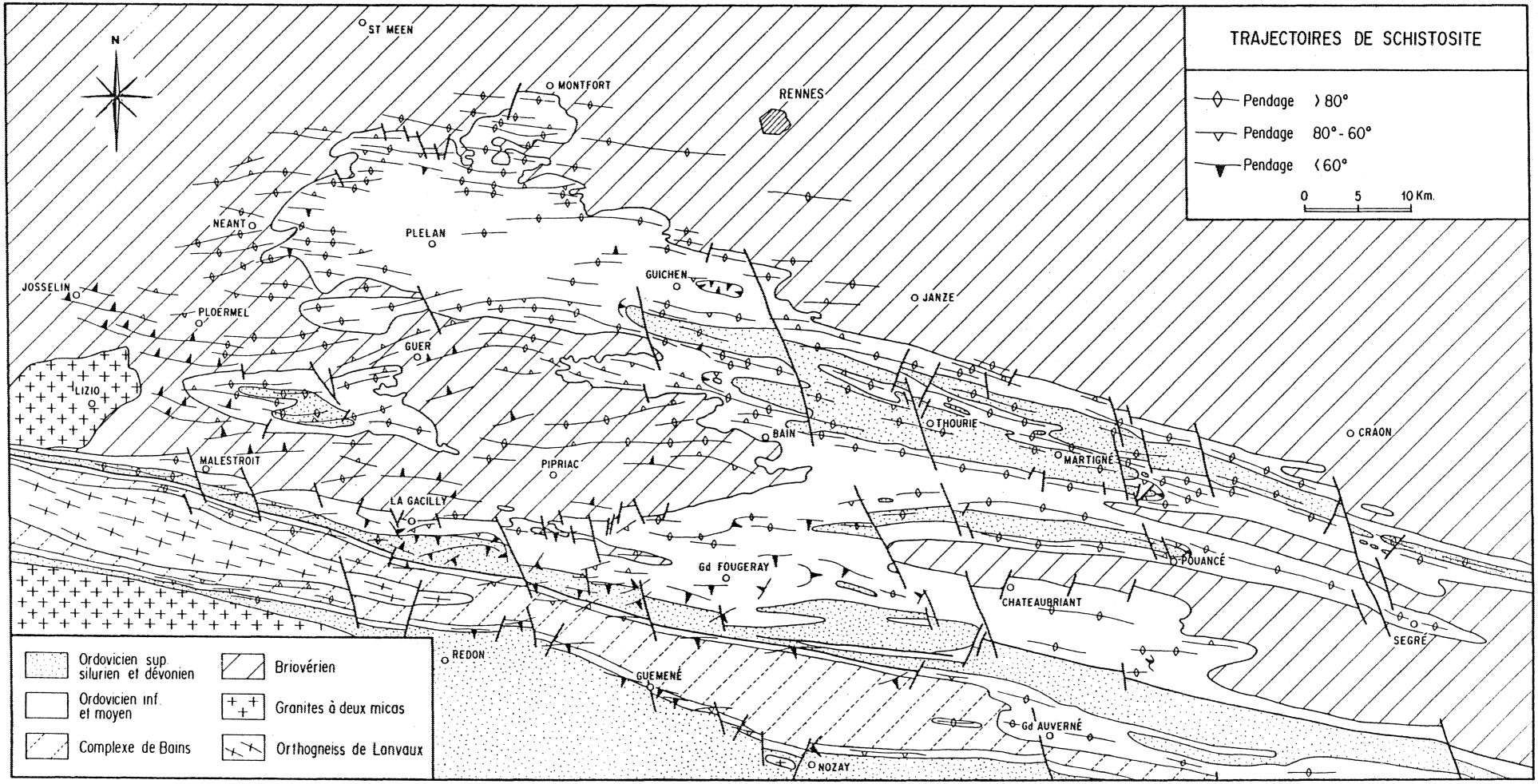


Fig. 98 - Trajectoires de schistosité dans le Briovérien et le Paléozoïque de Bretagne centrale.

existe parfois, mais la tendance au déversement des structures intervient également. On constate enfin une relation de proximité entre certaines zones à pendage faible et les corps granitoïdes. C'est le cas en particulier dans le Briovérien autour du granite de Lizio - La Villeder et dans le Paléozoïque des environs de La Gacilly où certaines manifestations métamorphiques permettent de supposer la présence d'un granite en profondeur (LE CORRE 1975b et ce mémoire, II-5).

II - 2 L'ANALYSE DES VARIATIONS DU FACIES PETROGRAPHIQUE DES SCHISTES

II - 2 - 1. LA COMPOSITION CHIMIQUE

Le tableau ci-dessous résume l'essentiel des rares données chimiques sur les différentes formations silteuses de la région. On voit que la composition peut varier d'une formation à l'autre, en particulier en ce qui concerne la silice, plus directement liée à l'abondance relative du quartz par rapport aux phyllosilicates.

	Briovérien	Formation de 2	Formation des Schistes d'Angers				Formation de 7
	1	Pont-Réan	3	4	5	6	Riadan
SiO_2	58,75	69,48	59,90	49,75	49,8	50,5	56,90
Al_2O_3	21.00	16.13	20.03	34.55	19.2	26.3	22.25
Fe_2O_3	7,25	6,46	10,60	4,50	18,6	10,0	7,27
TiO_2	0,20	1,08	0,15	0,25	-	-	0,70
MnO	0,10	0,10	0,11	traces	-	-	traces
CaO	0,60	0,01	0,30	0,35	0,4	0,3	0,18
MgO	2,80	0,16	1,70	0,50	4,0	1,3	2,55
Na_2O	2,40	0,43	1,10	3,20	1,0	1,0	1,60
K_2O	3,00	3,26	1,40	3,00	3,5	4,0	2,77
Perte au Feu	3.89	2,74	4,91	4,30	4,0	6,0	5,17

1 Ardoisière de Ploermel. Anonyme (1952), in CHARPENTIER (1975).
2 Echantillon PP47 - St Just - C.A.E.S.S. Rennes (1978).
3 Ardoisière de Trélazé. Anonyme (1952), in CHARPENTIER (1975).
4 Ardoisière de La Pouèze, idem.
5 Ardoisière de Misengrain. Lab. min. Museum Hist. Nat., in LE CORRE (1969).
6 idem.
7 Ardoisière de Renazé. Anonyme (1952), in CHARPENTIER (1975).

La Formation des Schistes d'Angers ayant été retenue pour l'étude systématique de la schistosité, il était nécessaire d'en contrôler les variations de composition chimique sur l'ensemble du territoire. Il m'a semblé, par rapport aux processus schisteux, que c'était surtout le pourcentage de silice (libre ou combinée) qui devait être le plus représentatif du faciès des sédiments argilo-quartzeux initiaux. En controlant le pourcentage de silice, j'espérais pouvoir vérifier l'homogénéité de mon échantillonnage et m'assurer que j'allais comparer des faciès schisteux effectivement comparables. Les résultats obtenus sur les Schistes d'Angers[1] montrent que les pourcentages de silice restent assez constants et toujours voisins de 50 % (fig. 99). Par ailleurs on peut considérer que *les variations observées ont une répartition statistiquement aléatoire* sur l'ensemble de la région (fig. 100). Autrement dit, il n'existe pas de domaines plus ou moins siliceux liés à des différences paléogéographiques originelles et on peut admettre, au sujet de la silice, que l'échantillonnage constitue un ensemble statistiquement homogène.

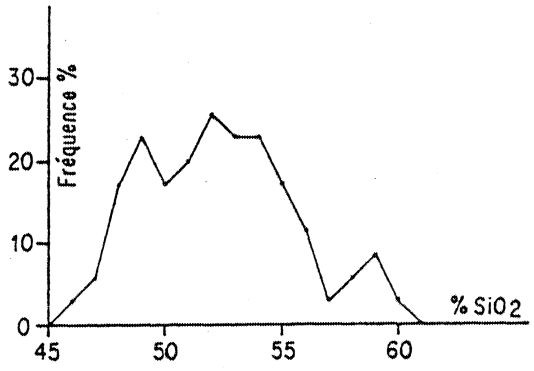


Fig. 99 - Courbe de fréquence des pourcentages de silice dans les Schistes d'Angers sur l'ensemble du territoire correspondant à la figure 100.

II - 2 - 2. LA COMPOSITION MINERALOGIQUE

Du point de vue qualitatif, la composition minéralogique des roches schisteuses peut être approchée en lame mince, mais l'outil le plus efficace est le diffractomètre X. Les minéraux les plus abondants, c'est-à-dire ceux qui paraissent responsables des propriétés rhéologiques globales, sont essentiellement : les chlorites, les micas, le quartz et parfois le chloritoïde (pour la composition minéralogique détaillée des Schistes d'Angers se reporter p. 72).

[1] Analyses réalisées par fluorescence X au C.A.E.S.S. (Rennes) par Madame F. VIDAL.

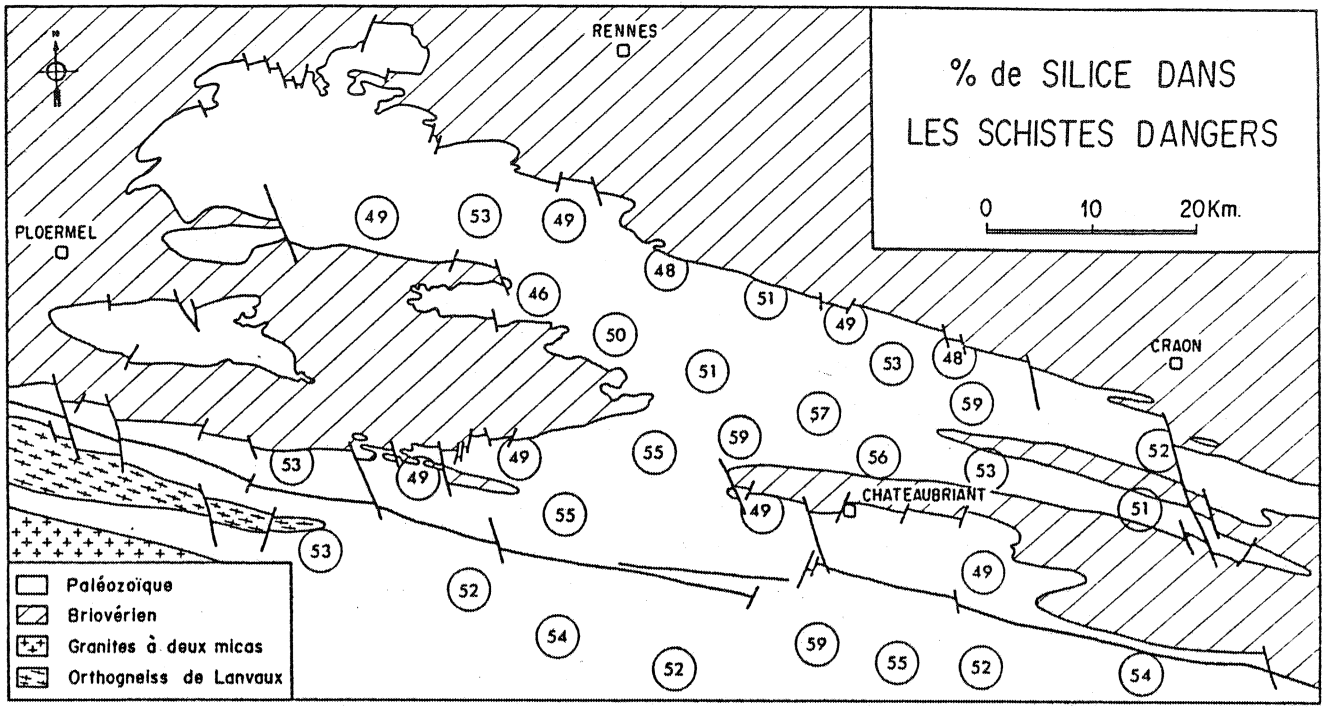


Fig. 100 - Carte de répartition des pourcentages de silice dans les Schistes d'Angers sur le territoire étudié. On remarquera le caractère aléatoire des variations.

Du point de vue quantitatif, les lames minces sont inutilisables à cause de la petite taille des grains et c'est encore à la diffraction X qu'il faut faire appel. Dans ce domaine, de nombreuses méthodes ont été proposées (voir par exemple KLUG et ALEXANDER, 1959) toutes basées sur la mesure de l'intensité d'une raie caractéristique du minéral à doser. Les pourcentages sont calculés soit grâce à l'introduction d'un étalon interne dans la poudre à doser, soit par comparaison avec des abaques réalisés à partir de mélanges artificiels, soit encore par addition d'une quantité connue de la phase à doser (ALEGRE, 1965). Toutes ces méthodes sont généralement semi-quantitatives car les paramètres qui interviennent sur l'intensité d'un pic de diffraction sont nombreux et parfois difficiles à estimer.

Finalement, le problème étant plus de comparer des échantillons entre eux que de déterminer exactement le pourcentage de chaque phase minérale, j'ai été amené à utiliser une méthode simplifiée mais rapide. L'échantillon est broyé finement toujours dans

les mêmes conditions. La poudre est légèrement tassée dans une lame creuse en ayant soin de ne pas trop orienter les particules. On enregistre ensuite toujours dans les mêmes conditions expérimentales, la raie à 10 Å des micas blancs, celle à 7 Å des chlorites, et enfin, celle à 4,2 Å du quartz. L'intensité de chaque raie est exprimée en pourcentage du total des intensités des trois pics mesurés. Ces "pourcentages" qui ne représentent pas les quantités réelles de chaque constituant, permettent cependant d'apprécier les variations de la composition relative des échantillons.

Cette méthode a été pratiquée sur la plupart des formations silteuses et a permis de les distinguer du point de vue de leur composition minéralogique. Ainsi sur un diagramme triangulaire quartz-micas-chlorite (fig. 101) on peut définir le champ de composition des siltites pour chaque formation lithologique. A l'intérieur d'une même formation, il est également possible d'étudier les variations de composition comme cela a pu être fait au sujet des Schistes d'Angers (fig. 34) ou de la Formation de Riadan - Renazé (fig. 41).

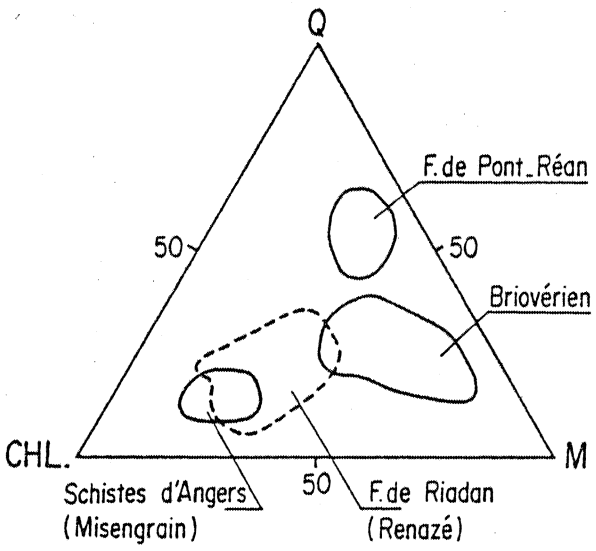


Fig. 101 - Compositions relatives en quartz - micas - chlorite des diverses formations silteuses de la région étudiée.

Ce type d'analyse montre par exemple qu'il est difficile de comparer la déformation schisteuse dans la Formation rouge de Pont-Réan et dans les Schistes d'Angers sans tenir compte des teneurs relatives en quartz. Nous avons vu en effet que le comportement géométrique de la schistosité régionale était différent dans ces deux formation : réfractions fréquentes dans les Schistes de Pont-Réan et adaptations, au contraire, dans les Schistes d'Angers.

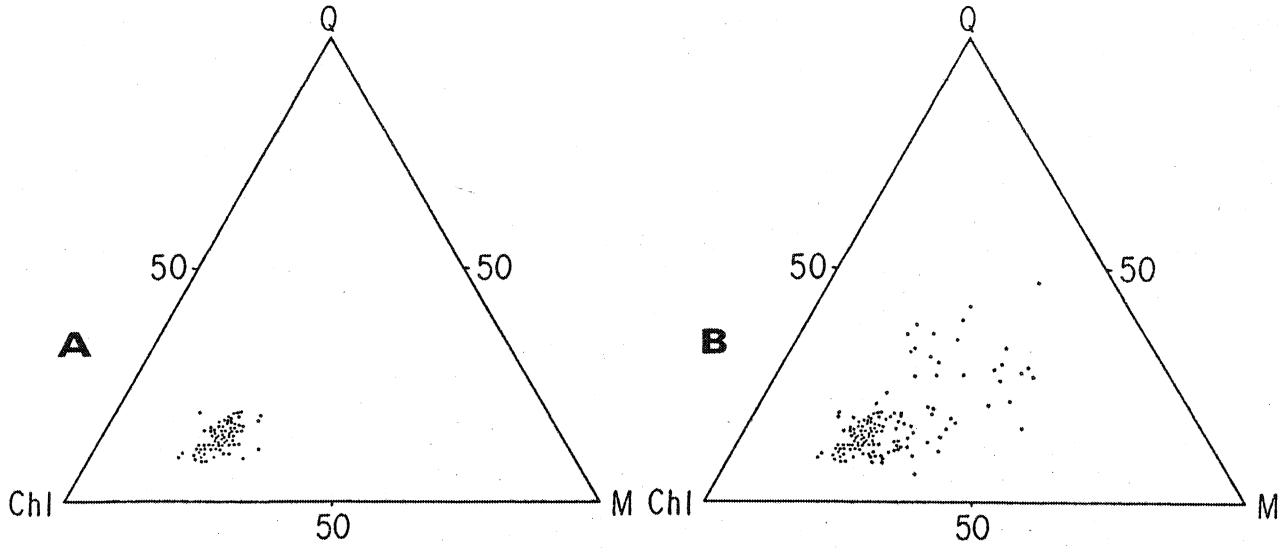


Fig. 102 - Diagrammes comparatifs de la composition minéralogique dans la Formation des schistes d'Angers :
A : Echantillonnage dans une même localité (Misengrain).
B : Echantillonnage sur un ensemble de localités couvrant le territoire étudié.

La méthode a été appliquée de manière plus systématique sur les Schistes d'Angers. Les résultats font apparaître que dans une même localité les variations de composition sont faibles sur l'ensemble de l'épaisseur de la formation (fig. 102A). Cette grande homogénéité de composition fait des Schistes d'Angers la formation silteuse idéale pour l'étude régionale de la schistosité. Cependant, si on analyse non plus un échantillonnage vertical mais un échantillonnage horizontal couvrant l'ensemble de la région, on observe des variations beaucoup plus importantes (fig. 102B). Ce sont surtout les teneurs relatives en quartz et chlorite qui varient tandis que le pourcentage de micas reste assez stable. Mais l'observation la plus importante à noter est la *répartition non aléatoire des variations*. Ainsi la carte du rapport quartz/chlorite (fig. 103) met clairement en évidence deux domaines géographiques différents : l'un vers le N, riche en quartz et pauvre en chlorite, l'autre plus méridional, pauvre en quartz mais riche en chlorite. L'existence de zones plus ou moins riches en quartz est a priori difficile à comprendre après ce que nous avons vu au sujet du pourcentage de silice dont les variations sont aléatoires sur l'ensemble de la région. On pouvait en effet s'attendre à une répartition du même type pour le quartz. Ceci pose un problème mais nous verrons qu'en tenant

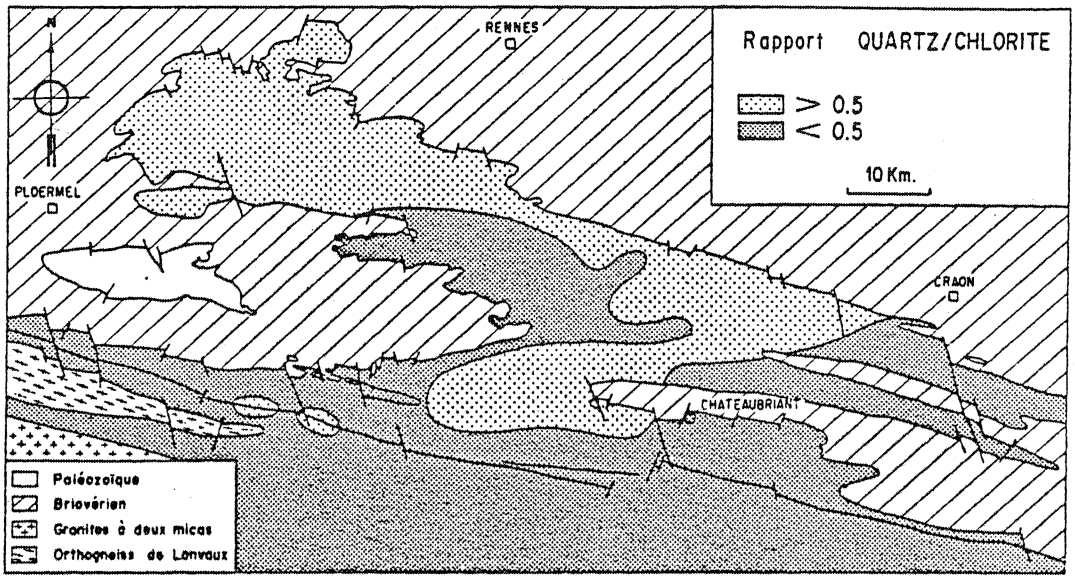


Fig. 103 - Carte de répartition du rapport quartz/chlorite dans les Schistes d'Angers.

compte des autres données analytiques, il est possible d'en proposer une interprétation logique (cf. II-7).

II - 2 - 3. LA GRANULOMETRIE DES GRAINS DE QUARTZ

L'analyse granulométrique complète d'une roche schisteuse en lame mince est difficile et fastidieuse. Pour caractériser rapidement le faciès granulométrique, j'ai été conduit à utiliser deux paramètres concernant les grains de quartz uniquement :

- taille du plus gros grains détritique visible dans la lame,
- taille du "grain moyen", c'est-à-dire celle des grains qui paraissent les plus caractéristiques de la lame.

Ce type de mesure peut être pratiqué en se déplaçant rapidement sur l'ensemble de la lame. La méthode peut paraître imprécise et subjective, mais elle a été testée grâce à des mesures statistiques

et les résultats sont parfaitement corrélables entre eux ainsi qu'avec les autres données (fig. 41 et 111). Notons que les grains étant souvent ellipsoïdaux dans les roches schisteuses, on a intéret à mesurer le grand axe (x) et le petit axe (y) de la section elliptique et prendre pour dimension du grain, le diamètre du cercle de surface équivalente, soit $d = \sqrt{x.y}$.

L'intérêt de cette méthode peut être simplement de différencier sur un log une suite de faciès lithologiques dans une même formation comme dans les Schistes de Riadan - Renazé par exemple (cf. fig. 41 et p. 83). On peut aussi l'utiliser à des fins de géologie appliquée pour définir des critères de qualité ardoisière (LE CORRE, 1971, LE CORRE et QUÉTÉ in BRETON et al., 1973). Enfin, elle permet de comparer entre elles les diverses formations silteuses pour expliquer leurs différences de comportement rhéologique. Ainsi le grain moyen est de l'ordre de 50 µ dans la Formation de Pont-Réan, de 10 à 20 µ dans les Schistes d'Angers et de 10 à 30 µ dans la Formation de Riadan. Dans les Schistes d'Angers, sur l'ensemble de la région étudiée, on constate de plus une diminution du grain moyen dans les zones méridionales les plus déformées.

II - 3 L'ANALYSE TYPOLOGIQUE DE LA SCHISTOSITE

Nous avons vu que divers types de schistosité avaient été décrits dans la littérature (fracture, flux,... cf. I-2) et qu'ils traduisaient parfois des intensités différentes de la déformation synschisteuse. Il m'a semblé intéressant d'exploiter cette idée en essayant de mettre en évidence une zonéographie régionale basée sur l'évolution typologique de la schistosité, dans une même formation, sur l'ensemble du territoire étudié.

II - 3 - 1. DEFINITION DES TYPES DE SCHISTOSITE (fig. 104)

Les types habituellement retenus n'étant pas assez précis et diversifiés (cf. I-2), j'ai été conduit à définir pour ce travail, 5 grandes classes de schistosité formant une "série de faciès" d'intensité croissante. Il est bien évident que le passage d'un faciès à l'autre est continu et que les limites sont arbitraires et relativement imprécises. Elles correspondent cependant à l'apparition de phénomènes caractéristiques de chacun des stades retenus. Enfin, les classes retenues sont surtout applicables à des faciès pétrographiques initiaux homogènes, riches en phyllosilicates et sans lits sédimentaires nettement différenciés.

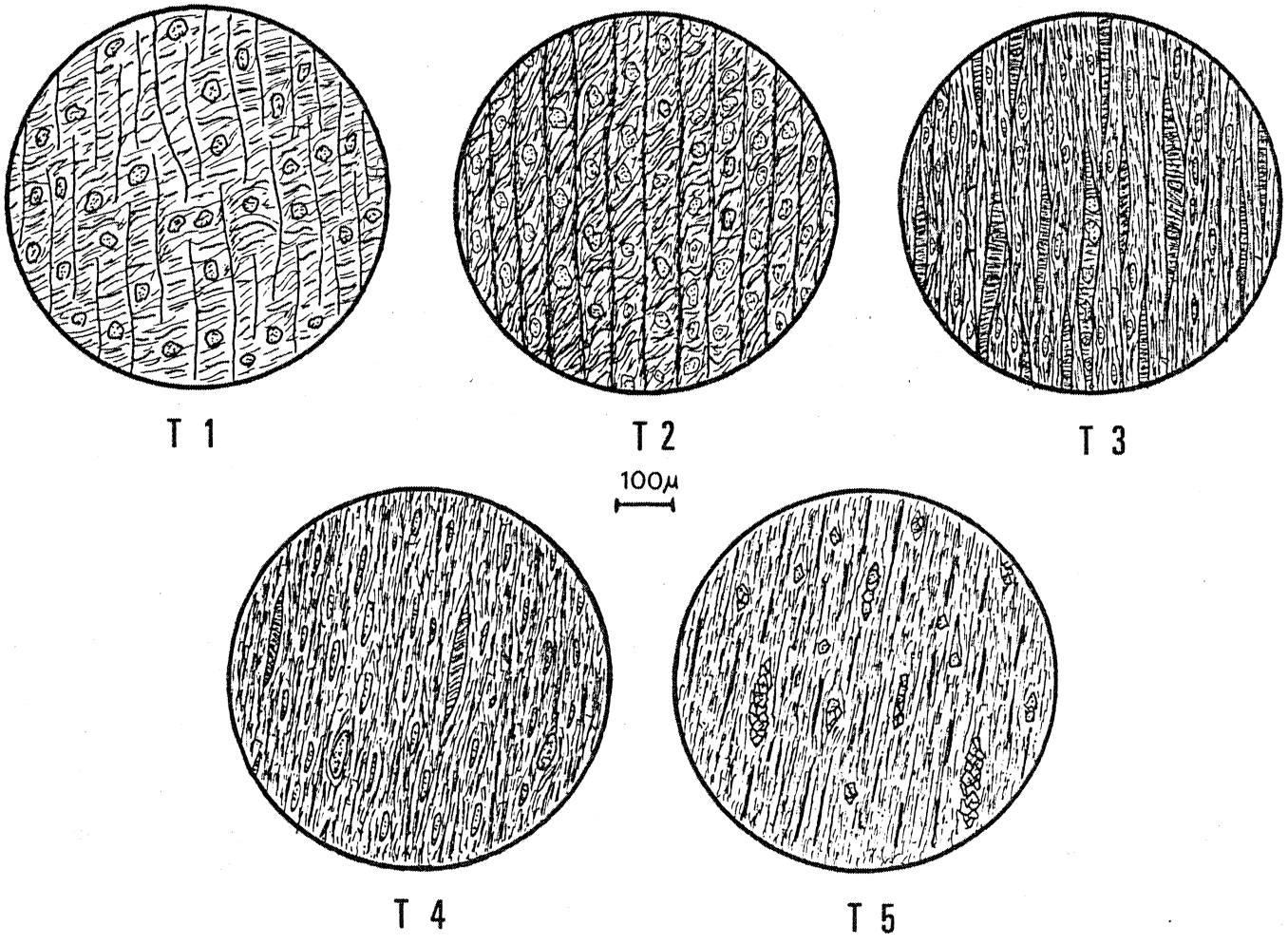


Fig. 104 - Les cinq types de schistosité (cf. texte).

• *Type 1 : Les schistosités de fracture et de crénulation initiales*

C'est le type le moins évolué correspondant aux premiers stades du développement de la schistosité. L'anisotropie initiale plus ou moins fine de la roche (microstratification, ancienne schistosité), lorsqu'elle existe, reste prépondérante. La schistosité est matérialisée par de fines discontinuités assez mal réglées en direction et s'estompant rapidement. Ces "plans" sont très souvent soulignés par une fine pigmentation sombre correspondant probablement à des résidus de dissolution. Ces discontinuités limitent des microlithons épais où la matière est très peu déformée. Les grains détritiques de quartz y gardent une forme quelconque plus ou moins anguleuse, tandis que les micas détritiques sont parfois arqués ou effilochés. Certaines phyllites peuvent aussi être ployées, entrainées et réorientées dans les discontinuités. A ce stade, les effets visibles sont donc essentiellement mécaniques et concentrés à proximité, ou dans les discrètes discontinuités. Dans ce premier stade, il conviendrait de distinguer comme cela se fait généralement, la "schistosité de fracture" telle que je viens de la définir et la "schistosité de crénulation". Mais je pense qu'en réalité il s'agit de deux "faciès" correspondant approximativement au même degré d'intensité et qui diffèrent surtout par la nature du matériel initial. L'aspect "crénulation" est en effet caractéristique des roches présentant une forte anisotropie originelle et le plus souvent elle se développe par microflambage *(microbuckling)* d'une schistosité de flux antérieure[1]. Ainsi selon le degré d'anisotropie liée au microlitage originel, on verra se développer plutôt le "faciès fracture" ou plutôt le "faciès crénulation" et dans la classification proposée je n'ai donc pas voulu séparer ces deux cas.

• *Type 2 : Les schistosités de fracture (et crénulation) avec un début de recristallisation orientée.*

A ce stade, la schistosité devient la surface d'anisotropie principale de la roche, mais l'ancienne surface reste encore nettement discernable. Ici les discontinuités sont plus larges, plus

[1] Dans ce cas elle sera considérée comme une "crénulation II" par rapport à la schistosité antérieure "I". Par contre si elle affecte le litage sédimentaire originel "0", elle sera dite "crénulation I" ou "crénulation initiale".

continues, plus nombreuses, et mieux réglées en direction. On y trouve toujours les résidus sombres de dissolution *(pressure solution)* mais aussi des minéraux phylliteux plus abondants. Parmi ceux-ci, il est généralement difficile de faire clairement la différence entre les phyllites détritiques réorientées et les phyllites véritablement néoformées. Parfois, cependant, on observe à l'intérieur des discontinuités, une légère obliquité de la direction des phyllites avec celle du plan de schistosité, ce qui laisse à penser qu'il s'agit de micas anciens dont la réorientation n'a pas été totale.

Entre les discontinuités, les microlithons sont plus étroits mais la déformation y reste encore faible. Les grains de quartz gardent encore des formes quelconques, peut-être légèrement plus émoussées que dans le cas précédent. Comme dans le type 1, les phyllites détritiques des microlithons peuvent être tordues et entrainées dans les discontinuités ou avoir simplement subi une rotation passive. Ceci dépend de l'angle entre la microstratification et la direction de raccourcissement, autrement dit de la position de l'échantillon par rapport aux charnières de plis. A ce stade, l'orientation d'ensemble des phyllites détritiques dans les microlithons souligne encore nettement la surface initiale.

Enfin, une ségrégation minéralogique entre microlithons plus riches en quartz et discontinuités plus riches en phyllites se développe généralement, donnant à la texture un aspect assez hétérogène. Dans la pratique, il sera souvent plus commode de grouper les types 1 et 2.

- *Type 3 : La schistosité de flux avec microlithons encore visibles.*

A ce stade encore plus évolué, la surface initiale peut déjà ne plus être visible à l'échelle de la lame mince et la roche tend à redevenir plus homogène. La schistosité devient plus pénétrative et les discontinuités de plus en plus serrées tendent à se rejoindre pour former un réseau anastomosé délimitant des microlithons lenticulaires. L'aspect est donc celui d'une trame phylliteuse

plus ou moins développée aux dépens d'ilôts peu déformés et plus riches en quartz. La densité de micas bien orientés dans le plan de schistosité devient importante de sorte que la lame présente une extinction globale assez nette lorsqu'on tourne la platine du microscope. De nombreux grains de quartz ont des formes ellipsoïdales allongées dans le plan de schistosité. Dans les ilots moins déformés on trouve encore des micas détritiques obliques par rapport aux discontinuités.

- *Type 4 : La schistosité de flux pénétrative (ou schistosité ardoisière)*

On arrive ici dans les termes les plus évolués de la série de faciès. La schistosité est devenue pénétrative à l'échelle du microscope optique et il n'est plus possible de distinguer les microlithons et les discontinuités. La roches est redevenue statistiquement homogène mais il est encore possible d'observer de rares ilôts protégés correspondant à des fantômes d'anciens microlithons. Ces fantômes sont, soit des agrégats quartzo-phylliteux, soit de petites amandes phylliteuses avec un clivage oblique à la schistosité et souvent à composition d'interstratifié micas-chlorite. L'orientation préférentielle des minéraux phylliteux est très poussée et l'extinction globale de la lame est particulièrement nette lorsqu'on tourne la platine du microscope. Les grains de quartz ont systématiquement une forme ellipsoïdale liée à la dissolution sous contrainte (*pressure solution*, cf. II-7). Dans les stades les plus métamorphiques de ce type 4 on pourra aussi observer non seulement la recristallisation ou l'agradation des illites et micas blancs originels, mais aussi l'apparition de nouveaux minéraux n'existant pas initialement tels que chlorite, chloritoïde, paragonite...

Dans ces faciès, on peut aussi commencer à voir le quartz migrer et recristalliser sous forme de néograins non plus ovoïdes comme les grains en voie de dissolution mais au contraire plus ou moins anguleux.

• *Type 5 : Schistosité de flux avec recristallisation et néoformation synschisteuse largement développées.*

C'est un stade très proche du précédent et dans ma carte zonéographique (fig. 105), je ne l'ai pas distingué du type 4 car il est relativement exceptionnel sur le territoire étudié. Dans ce faciès, les micas apparaissent sous forme de paillettes mieux individualisées, limpides et d'une taille nettement supérieure à celles observées dans le faciès précédent. Le quartz aussi a un habitus différent et apparaît sous forme d'éclats anguleux parfois regroupés en lits. L'aspect général de la roche est satiné et proche de celui des micaschistes fins. Cette recristallisation importante correspond à des conditions thermiques plus sévères se situant à la limite de l'isograde de la biotite. A partir de ce stade, la forme et la taille des cristaux de micas évoluent rapidement en fonction du degré de métamorphisme et deviennent un caractère important pour définir le faciès (voir par exemple à ce sujet RIVERS et FYSON, 1977). Mais on quitte ici le domaine strict de la *schistosité* pour entrer dans celui de la *foliation* des schistes cristallins.

Enfin, notons que souvent ces faciès du type 5 sont affectés par une nouvelle crénulation (dite "crénulation II, cf. 1ère partie, II-2) reprenant la schistosité de flux précoce.

II - 3 - 2. ZONEOGRAPHIE REGIONALE DE LA SCHISTOSITE (fig. 105)

Les classes de schistosité qui viennent d'être définies ont essentiellement une valeur descriptive mais traduisent aussi l'existence de stades de déformation plus ou moins évolués. Il est évident que la nature et la texture initiales de la roche jouent un rôle important sur la vitesse avec laquelle chaque stade peut être atteint. Ainsi, deux roches de nature identique, l'une isotrope et l'autre possédant un microlitage, n'auront pas le même comportement. Même en partant de roches initialement identiques, l'évolution du faciès sera différente selon la position dans le pli

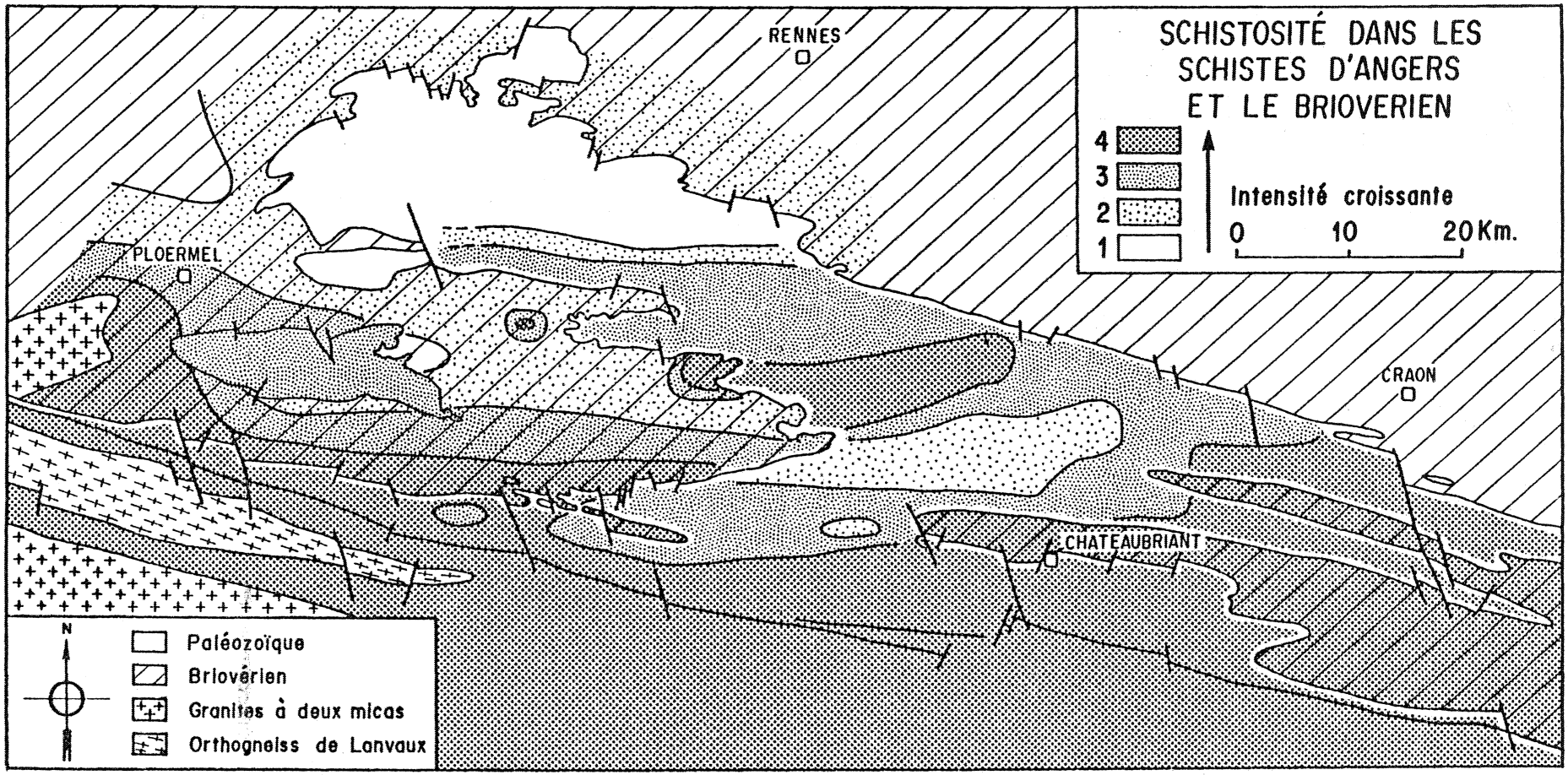


Fig. 105 - Carte typologique de la schistosité dans le Briovérien et le Paléozoïques (Schistes d'Angers).

1 - schistosités de fracture et de crénulation initiale

2 - schistosités de fracture et de crénulation initiale avec début de recristallisation.

3 - schistosité de flux avec microlithons encore visibles.

4 - schistosité de flux pénétrative.

(cf. 3ème partie, II). Sur les flancs redressés, la rotation d'ensemble des couches tend à rapprocher la microstratification initiale du plan potentiel de schistosité et le faciès "schistosité de flux pénétrative" peut être atteint plus rapidement puisque les micas détritiques sont déjà dans une position favorable. Il peut en être de même à proximité de l'interface avec les formations compétentes là où la schistosité s'adapte à la stratification. Par contre, aux charnières, l'anisotropie initiale reste toujours plus ou moins perpendiculaire à la direction potentielle de schistosité et la rotation individuelle ou la crénulation des micas détritiques, nécessaire pour restructurer la roche, devient plus difficile. A ceci vient s'ajouter également le problème des zones neutres où la déformation reste anormalement faible, sortes de "zones abritées" liées au plissement (cf. II-1).

En d'autres termes, la répartition géographique des types de schistosité traduira l'existence éventuelle de variations *régionales* mais certaines conditions *locales* peuvent introduire des perturbations dont il faut essayer de s'affranchir. En utilisant systématiquement la même formation lithologique et en choisissant des stations éloignées des niveaux plus compétents pouvant introduire des anomalies, on peut sans trop de risques faire l'hypothèse de l'homogénéité des conditions initiales. La pression lithostatique pouvant également être supposée constante dans une même formation, la carte des faciès de schistosité traduira essentiellement la réponse du matériel à deux facteurs externes : la température et l'intensité des contraintes régionales. Dans le Paléozoïque, j'ai choisi pour cette étude la Formation des Schistes d'Angers à cause de la fréquence des affleurements, mais aussi à cause de son épaisseur et de sa grande homogénéité déjà signalées. Pour le Briovérien, je me suis efforcé de travailler dans les mêmes conditions en utilisant de préférence les faciès silteux minéralogiquement et granulométriquement les plus comparables aux Schistes d'Angers. Mais les données relatives aux deux systèmes doivent être comparées avec prudence. En effet, dans le Briovérien, l'anisotropie initiale

est généralement plus marquée et un certain "écrouissage" ou durcissement rhéologique a pu également apparaître dans ces terrains, à l'issue des déformations propres au cycle cadomien. Par ailleurs, entre le Briovérien et les Schistes d'Angers, on peut imaginer une différence de profondeur dans la pile sédimentaire, de l'ordre de 1 000 mètres, donc des différences de pression de confinement et de température assez notables.

Sur la carte typologique (fig. 105) on observe dans le Paléozoïque un gradient général du N vers le S, mais également une schistosité plus intense dans le secteur est. Ces données sont cohérentes avec celles de l'analyse géométrique puisque nous avons déjà vu (cf. 1ère partie) que le raccourcissement était effectivement plus intense au S et à l'E. Par ailleurs, une anomalie positive traverse obliquement le secteur nord.

Dans le Briovérien, on observe un gradient N-S comparable à celui du Paléozoïque. On notera surtout dans le secteur ouest de la carte (fig. 105) la relation évidente entre la proximité du granite hercynien de Lizio - La Villeder et l'intensité croissante de la schistosité. Dans ce secteur, les courbes isotypes se moulent remarquablement sur les contours du granite, et la variation est très rapide puisque l'on passe du type 1 au type 5 sur une dizaine de km. J'ai déjà utilisé cette observation, entre autres arguments, pour démontrer l'âge hercynien de la schistosité dans le Briovérien (cf. 1ère partie, I-2). On peut aussi, grâce à cette zonéographie, voir la preuve de l'influence thermique de la mise en place des leucogranites sur la schistogenèse. Vers l'extrême S du territoire les observations faites dans le Paléozoïque à proximité du granite d'Allaire ou du pointement de Nozay confirment cette manière de voir. Sur le plan régional, on peut ainsi montrer que le début de la mise en place des leucogranites a pu être contemporain de l'évolution orogénique et non pas tardif comme on le considère généralement. En d'autres termes, le dôme thermique accompagnant la montée de ces granites a favorisé le développement de la schistosité régionale dans certains secteurs, ce qui revient à les considérer comme strictement syntectoniques. On confirme ainsi l'influence

des granites , pressentie déjà, grâce à certaines anomalies dans les trajectoires de schistosité (cf. II-1-4 et fig. 98, zones à pendage faible).

On notera également, dans le Briovérien, l'existence d'une importante zone à très faible intensité de schistosité à l'W de la mégafermeture périsynclinale paléozoïque de l'Unité de Paimpont. Ce secteur peut probablement s'interpréter comme une vaste zone neutre liée à la proximité du synclinorium paléozoïque situé immédiatement au-dessus. On peut également observer dans le Paléozoïque de telles variations locales indépendantes du gradient régional. C'est le cas, en particulier, à la charnière des mégaplis à proximité de l'interface avec les formations plus compétentes, dans la zone du point neutre. Dans ces zones plus ou moins étendues suivant les dimensions des plis (cf. par exemple les cas décrits en II-1), on peut passer en quelques dizaines de mètres ou même moins, d'une schistosité de flux pénétrative à une schistosité de fracture très peu évoluée.

II - 3 - 3. VARIATIONS TYPOLOGIQUES VERTICALES SUR L'ENSEMBLE DE LA PILE SEDIMENTAIRE.

Dans un même secteur géographique, on peut observer, d'une formation lithologique à une autre, des variations du faciès de la schistosité, indépendantes des différences pétrographiques initiales. Cette influence de la situation de chaque formation dans la pile sédimentaire, liée aux variations de pression de confinement et de température, est bien connue depuis l'introduction de la notion de front de schistosité. On peut l'illustrer facilement le long d'une coupe N-S des synclinaux paléozoïques de la Vilaine. Ainsi dans l'extrême N de la coupe, la Formation de Pont-Réan, malgré un faciès initial peu favorable, présente une schistosité pénétrative assez évoluée tandis que les Schistes d'Angers, situés à plus de 500 m au-dessus, ne montrent qu'une schistosité de fracture naissante. Le Grès armoricain joue peut-être un rôle d'écran important. Plus au S on observe le même phénomène entre les Schistes

d'Angers affectés par la schistosité de flux et les Schistes de Riadan situés au-dessus mais ne présentant qu'une schistosité peu évoluée. Ainsi progressivement en allant vers le S, toute la pile sédimendaire finit par être affectée par une schistosité de flux pénétrative.

Le cas du Briovérien qui constitue la partie la plus profonde de la série sédimentaire pose un problème. Dans la zone nord du territoire étudié, les terrains briovériens présentent un certain "retard" à la schistification par rapport aux formations paléozoïques situées au-dessus bien que logiquement cela devrait être l'inverse. On peut probablement expliquer cette situation en tenant compte du fait que les siltites briovériennes, plus anciennes, étaient plus indurées et possédaient une anisotropie initiale plus marquée liée à la compaction et aux déformations cadomiennes. Cet "écrouissage" du Briovérien, avant l'orogenèse hercynienne, ne semble avoir été un handicap que dans le secteur nord, là où les déformations sont faibles car vers le S le contraste de comportement disparaît totalement.

II - 4 L'ANALYSE DE LA FABRIQUE DES SCHISTES.

L'analyse typologique de la schistosité en lame mince est une approche intéressante mais essentiellement qualitative. Pour essayer d'aller plus loin, j'ai été conduit à exploiter des méthodes permettant de mesurer le degré d'orientation cristallographique préférentielle des minéraux des roches schisteuses et en particulier des phyllosilicates. Dans les schistes, la finesse du grain permet difficilement l'usage du microscope et d'une platine universelle pour analyser les orientations cristallines grain par grain. Il faut trouver des méthodes permettant de mesurer globalement l'orientation statistique d'un grand nombre de particules. Par ailleurs, si l'on veut pouvoir traiter un grand nombre d'échantillons, il est nécessaire d'utiliser des méthodes rapides et pratiques. A cet effet, j'ai développé mes recherches dans deux directions : les mesures photométriques en lames minces et la diffraction des rayons X.

II - 4 - 1. LA METHODE PHOTOMETRIQUE

• *L'anisotropie planaire* (lames minces perpendiculaires à la schistosité, fig. 106).

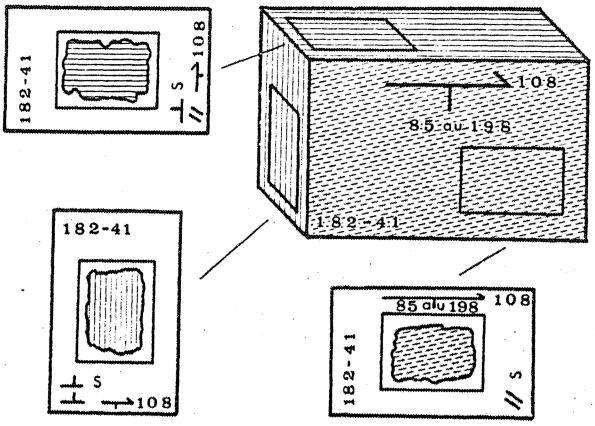


Fig. 106 - Repérage des lames minces orientées sur un échantillon.

Principe

Certains chercheurs ont déjà essayé d'utiliser les propriétés des minéraux en lumière polarisée, pour mettre en évidence des orientations cristallographiques préférentielles, surtout dans des roches monominérales à quartz (MARTINEZ, 1958, 1965, PIERSON, 1959, DURRANCE, 1967, SIPPEL, 1971, PRICE, 1973).

La méthode mise au point pour les schistes (LE CORRE, 1974) porte uniquement sur les minéraux phylliteux et s'applique à des roches quartzo-micacées possédant une orientation préférentielle assez marquée. Le principe, très simple, s'appuie sur le fait qu'une lame mince taillée perpendiculairement à la schistosité, a tendance, sous la lumière polarisée, à s'éclairer ou à s'éteindre globalement lors de la rotation de la platine du microscope. La lame passe ainsi tous les 45° d'un maximum à un minimum de luminosité. Dans les mêmes conditions, une roche à texture isotrope transmettra une lumière d'intensité constante puisque statistiquement, il y aura toujours le même nombre de minéraux éclairés et de minéraux éteints quelle que soit la position de la platine.

Pour simplifier, considérons qu'une lame mince est constituée d'une population de minéraux non orientés transmettant une lumière constante et d'une population de minéraux phylliteux orientés, assimilable à un grand cristal, transmettant une lumière fonction de la rotation de la platine. Selon les lois de l'optique cristalline, si I_o est la lumière d'entrée, les minéraux orientés transmettront une intensité : $I' = R' K' I_o \sin^2 2\alpha$ tandis que les minéraux non orientés fourniront une lumière $I'' = R'' K'' I_o$, avec

- R', R" : pourcentages des deux populations minérales,
- α : angle plan de polarisation/orientation préférentielle,
- K', K" : facteurs liés à l'épaisseur de la lame, à la longueur d'onde et à la biréfringence moyenne de chacune des populations minérales.

La lumière totale transmise par la lame sera alors :

$$I = I_o R' K' \sin^2 2\alpha + I_o R'' K''.$$

On peut vérifier expérimentalement cette loi en construisant pour une lame de schiste quelconque la courbe $I = f(\alpha)$. La figure 107 montre que la courbe obtenue a une forme voisine de la courbe théorique, soit $I = T \sin^2 2\alpha + N$, avec ici T = 45 et N = 30. L'intensité I passe par un maximum pour $\sin^2 2\alpha = 1$, soit $I_{max} = I_o (R' K' + R'' K'')$, et par un minimum pour $\sin^2 2\alpha = 0$, soit $I_{min} = I_o R'' K''$.

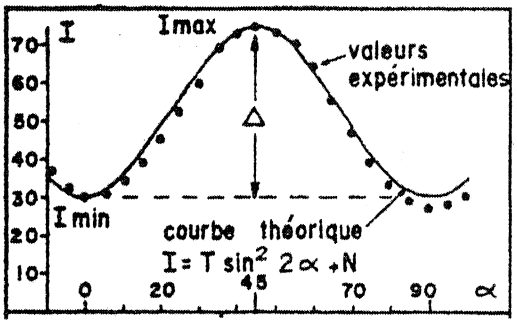


Fig. 107 - Courbes théorique et expérimentale de l'intensité lumineuse transmise par une lame de schiste, en fonction de la rotation de la platine du microscope.

La roche pourra être caractérisée par un indice indépendant de l'intensité d'entrée I_o, tel que :

$$\frac{I_{max}}{I_{min}} = 1 + \frac{R' K'}{R' K''}$$; ou encore par l'écart Δ entre le

maximum et le minimum à condition de fixer l'un des termes :

$$\Delta = I_{max} - I_{min} = \frac{100\ K'\ R'}{K'\ R' + K''\ R''}$$

avec ici $I_{max} = 100$.

C'est ce dernier indice Δ qui a été choisi de préférence, parce qu'il varie presque linéairement de 0 à 100 en fonction de R' si le terme (K' - K") reste petit.

L'indice Δ est fonction de R' (% de minéraux orientés) mais également des facteurs K' et K" faisant intervenir l'épaisseur de la lame et la biréfringence moyenne des deux populations minérales. Les mesures seront donc faites à épaisseur constante, pour être comparables. Dans un schiste banal, constitué de quartz - chlorite - muscovite, la biréfringence moyenne de la population orientée est fixée par le rapport chlorite/muscovite. La chlorite avec ses teintes de polarisation très basses tendra à diminuer Δ. Dans la trame non orientée, l'abondance relative de quartz jouera un grand rôle sur la biréfringence moyenne. En définitive, l'indice Δ traduira à la fois :

- une propriété liée à la structure de la roche : l'orientation préférentielle plus ou moins bien réalisée des muscovites,
- une propriété liée à la composition minéralogique (% muscovite, chlorite, quartz).

Technique

Le microscope utilisé peut être un appareil de recherche normal (type Ortholux Leitz, par exemple). Il convient cependant d'y ajouter une alimentation stabilisée pour éviter les fluctuations de l'intensité lumineuse d'entrée. Le système photométrique placé au-dessus du microscope sera plus ou moins sophistiqué suivant la précision désirée et le degré d'anisotropie à mettre en évidence. J'ai utilisé simplement une cellule et un galvanomètre. Mais l'inconvénient majeur des systèmes de mesure d'intensité lumineuse est que la réponse est fonction de la longueur d'onde reçue (fig. 108).

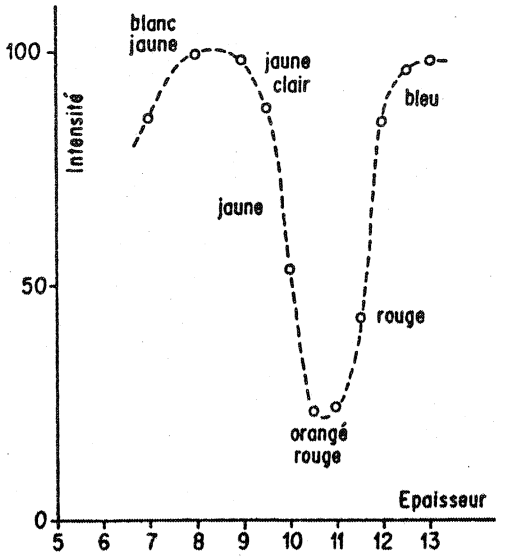


Fig. 108 - Réponse de la cellule photométrique utilisée selon la couleur de la lumière transmise par une lame de quartz d'épaisseur croissante.

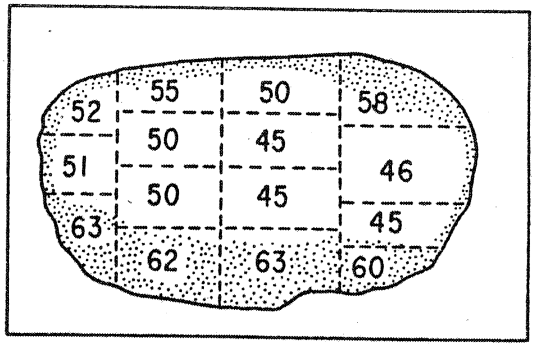


Fig. 109 - Variations de l'indice Δ dans une lame homogène de schiste en fonction de l'épaisseur de la préparation (zones très fines en pointillés).

Or, les lames minces sont variablement colorées selon la biréfringence des diverses phases minérales et selon leur épaisseur. Celle-ci jouera également un rôle dans l'absorption de la lumière. Ainsi, dans une même lame homogène, les valeurs Δ obtenues seront variables d'un endroit à l'autre selon l'épaisseur (fig. 109).

Pour résoudre ce problème des teintes de polarisation, on peut utiliser un polariseur tournant, dont la vitesse doit être assez grande, de manière à éliminer la réponse périodique de la cellule aux variations de couleur de la lame (DURRANCE, 1967). On peut encore, soit utiliser une lumière monochromatique, soit mettre un filtre à l'entrée du photomètre (PRICE, 1973). La méthode plus simple, adoptée ici, consiste à travailler à épaisseur constante et à utiliser systématiquement les endroits des lames où les minéraux phylliteux polarisent dans les bleus du 2e ordre par exemple. Dans le cas où une lame serait trop fine sur toute sa surface, il est possible d'utiliser un abaque, construit expérimentalement (fig. 110), permettant de faire une correction approximative. Il faut utiliser de préférence un objectif à grand champ (x 3,5, ici)

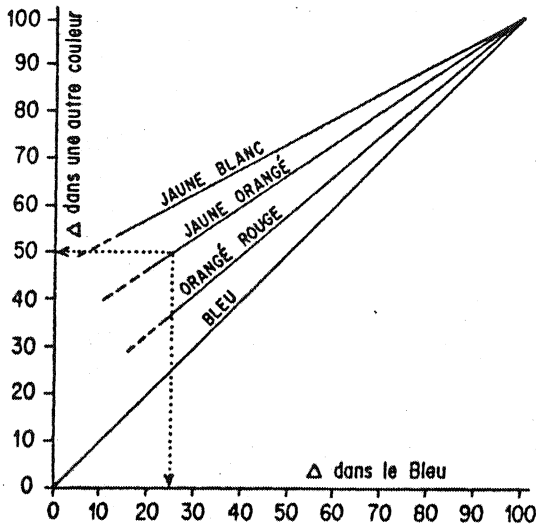
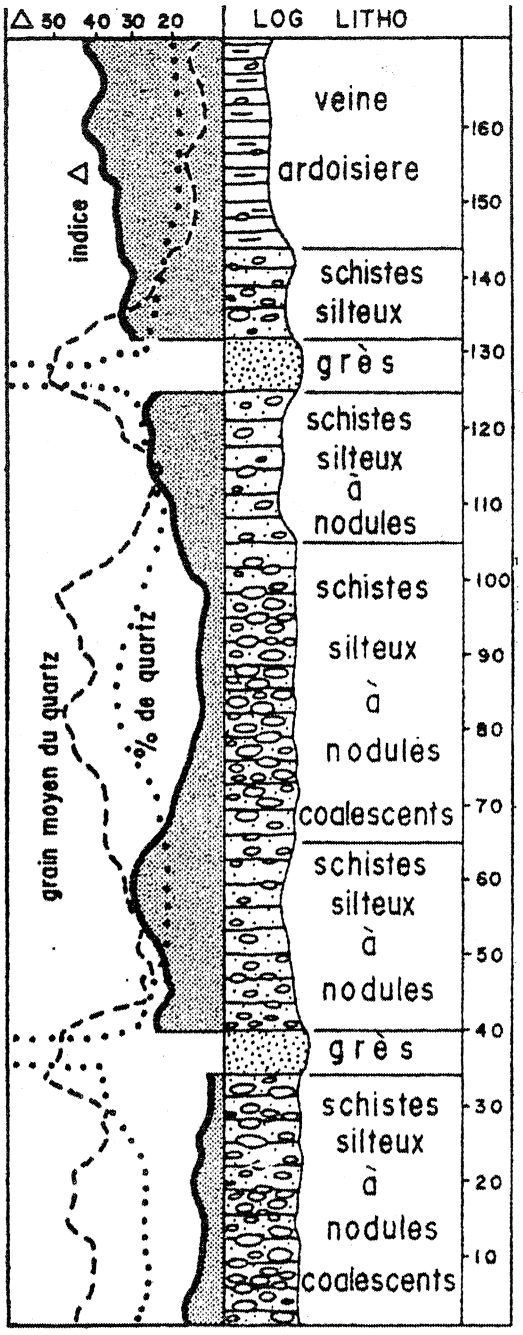


Fig. 110 - Abaque expérimental permettant de corriger les mesures faites sur des lames dont l'épaisseur ne correspond pas au bleu.

pour avoir une mesure statistiquement valable. Sur une même lame, on aura intérêt à prendre plusieurs mesures et garder la moyenne comme valeur caractéristique de l'échantillon. Pratiquement, la mesure est réalisée en amenant l'aiguille du galvanomètre à une valeur maximale par rotation de la platine du microscope, ensuite, en jouant sur la lumière d'entrée ou sur les possibilités de réglage du photomètre, on porte ce maximum à 100. Enfin, par rotation de 45°, on obtient l'intensité minimale d'où l'on déduit l'indice Δ. En pratiquant toujours dans les mêmes conditions, l'indice Δ est très reproductible, mais reste une valeur absolue liée à l'appareillage.

Résultats

1 - La valeur de l'indice Δ a été testée dans la Formation de Riadan sur la coupe des ardoisières de Renazé (Mayenne) situées dans la zone de la schistosité de flux pénétrative (type 4). Il est évident, sur l'ensemble du log (fig. 111), qu'une bonne corrélation existe entre l'indice Δ et les autres données telles que microfaciès, pourcentage de quartz et granulométrie. L'indice photométrique permet ainsi de caractériser des zones lithologiques ayant différentes qualités ardoisières et on voit en particulier que la veine exploitable a un indice supérieur à 35. On peut se rendre compte



(fig. 112 et 113) que la composition minéralogique et la granulométrie du quartz ont une grande influence sur l'indice Δ, qui traduit à la fois, comme nous l'avons vu, l'orientation préférentielle des micas et le microfaciès. Cette méthode est donc particulièrement bien adaptée à la différenciation rapide des schistes et à ce titre elle constitue un outil pratique pour détecter les niveaux ardoisiers exploitables. Son application systématique aux problèmes des gisements ardoisiers, a donné des résultats exploitables (voir Documents LE CORRE - SAA, inédits, LE CORRE et QUÉTÉ in BRETON et al., 1973, HERROUIN, LIMASSET et LE CORRE, 1970, HERROUIN, 1972, CHARPENTIER 1975).

Fig. 111 - Variations de l'indice Δ en fonction des divers faciès silteux dans la Formation de Riadan - Renazé. On observera la bonne corrélation des mesures avec le pourcentage et la granulométrie du quartz.

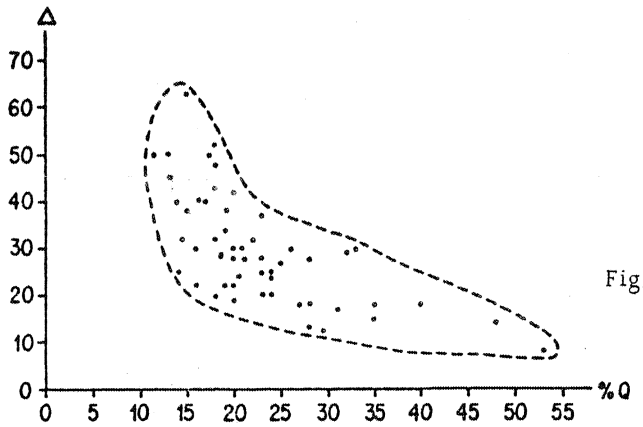


Fig. 112 - Variation de l'indice photométrique Δ en fonction du pourcentage de quartz (Formation de Riadan à Renazé).

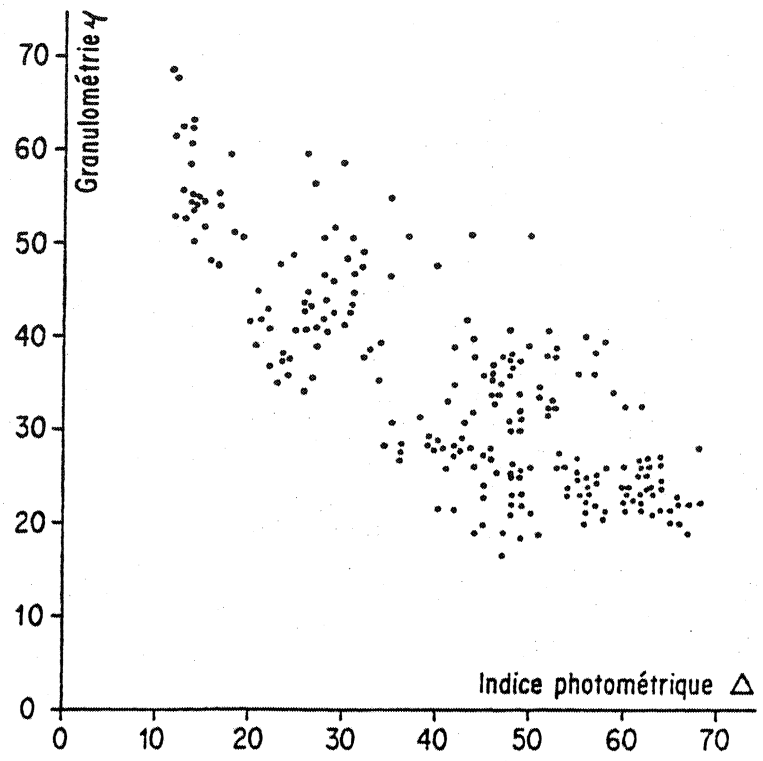


Fig. 113 - Relation entre l'indice photométrique Δ et la granulométrie du quartz.

2 - A composition minéralogique constante l'indice Δ permet également de suivre, à travers un territoire donné, l'évolution du degré d'anisotropie des roches schisteuses, donc de l'intensité de la schistosité. J'ai cependant abandonné cette voie, malgré la rapidité de la méthode, car l'indice photométrique est trop sensible aux différences de composition minéralogique et ne traduit donc pas uniquement l'orientation préférentielle. Par ailleurs la méthode photométrique est apparue comme un outil très grossier en comparaison du goniomètre de texture que j'ai également utilisé (cf. II-4-2).

- *L'anisotropie linéaire* (Lames parallèles à la schistosité, fig. 106).

La méthode photométrique peut également être utilisée sur des lames minces taillées *parallèlement* à la schistosité (LE CORRE, 1968). Sur de telles lames, on observe aussi des variations

cycliques de l'intensité lumineuse transmise lors de la rotation de la platine du microscope. Le phénomène est cependant beaucoup moins net que dans le cas des lames taillées perpendiculairement à la schistosité, mais résulte aussi d'un allongement des minéraux phylliteux suivant une direction préférentielle. Si on élimine l'hypothèse d'un artefact dû à des lames non exactement taillées parallèlement à la schistosité (ce qui semble avoir peu d'influence car sinon les résultats seraient beaucoup plus aléatoires que ceux obtenus), deux origines peuvent rendre compte de cette apparence. La première est basée sur l'existence d'une linéation d'étirement matérialisée par l'allongement des objets anté-tectoniques tels que les petits fragments organiques. Parallèlement à cet étirement général du schiste, les petits minéraux phylliteux néoformés, présentent, tout en ayant leur plan basal dans le plan de schistosité, un aspect un peu fibreux. L'autre origine probablement moins importante, mais qui se cumule avec la première, découle de l'existence de grosses muscovites détritiques (50 - 100 µ), pouvant être légèrement obliques sur la schistosité et la recoupant suivant la linéation d'intersection stratification - schistosité, qui dans les schistes paléozoïques est toujours parallèle à la linéation d'étirement.

Il en résulte que l'on observe, dans les lames parallèles à la schistosité, une direction préférentielle d'allongement des minéraux phylliteux (et des autres parfois) suivant la même direction que la linéation d'étirement matérialisée par la déformation des objets anté-tectoniques. Cette orientation privilégiée dans le plan de schistosité ou *microlinéation* (L_e) est surtout déterminable au microscope, mais avec un peu d'habitude, elle peut être parfois déterminée sur un échantillon macroscopique. C'est en fait la trace sur le plan de schistosité, du "longrain" des ardoisiers, deuxième plan potentiel de cassure facile correspondant, en principe, au grand côté de l'ardoise taillée.

Ainsi, grâce à l'analyse photométrique, on peut, d'une manière précise et pratique, déterminer à la fois la linéation correspondant à l'axe des mégaplis (linéation d'intersection) et à la direction de l'axe X de l'ellipsoïde de déformation, qui sont parallèles dans la région étudiée. La méthode consiste alors simplement à rechercher une position de la platine du microscope, telle que l'aiguille du photomètre soit au maximum ou au minimum de sa course.

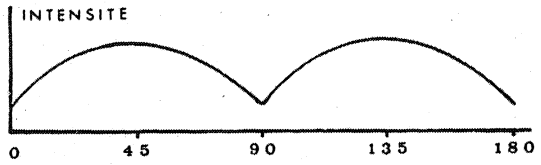


Fig. 114 - Courbe de variation de l'intensité lumineuse transmise, en nicols croisés, par une lame de muscovite, en fonction de la rotation de la platine du microscope

En fait, j'ai utilisé la position du minimum de luminosité, de loin plus précise. La courbe des variations de la lumière transmise par une lamelle de muscovite, en fonction de la rotation de la platine, est du type représenté par la figure 114 où l'on voit clairement que l'utilisation de l'extinction est plus avantageuse. Les mesures dans ce cas peuvent être reproduites à $\pm$ 2° près, ce qui est largement suffisant, compte tenu de la précision du prélèvement de l'échantillon orienté, puis de la préparation de la lame mince.

Sur chaque lame mince, la trace du plan horizontal est parallèle à l'un des bords du support de la lame (fig. 106), de sorte qu'il est facile par une simple lecture sur la graduation de la platine de mesurer l'angle α entre L_e et l'horizontale du lieu. Lorsque la schistosité est verticale on obtient ainsi directement la pente de L_e. Dans les autres cas, on retrouvera à partir de l'angle α, par construction sur un réseau stéréographique, la direction et la pente véritable de la microlinéation.

Dans la pratique, il convient, sur une même lame, de faire 20 ou 30 mesures régulièrement réparties pour obtenir une valeur caractéristique de l'échantillon (fig. 115).

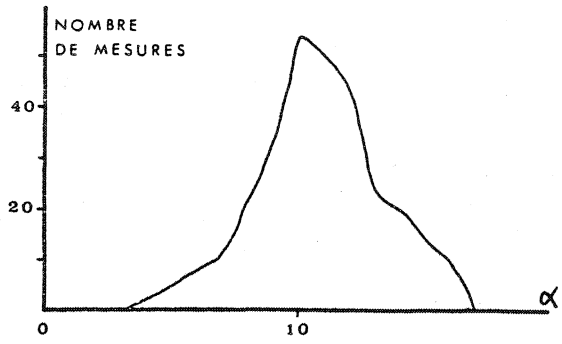


Fig. 115 - Courbe de fréquence de la valeur de l'angle ∝ dans une même lame mince.

Résultats obtenus

La valeur de la méthode a pu être testée sur la petite région de Senonnes située à 50 km au SE de Rennes (fig. 116). La carte de répartition des mesures de L_e et le stéréogramme sont parfaitement en accord avec les autres données. En particulier la direction axiale des mégastructures et leur remontée périclinale vers

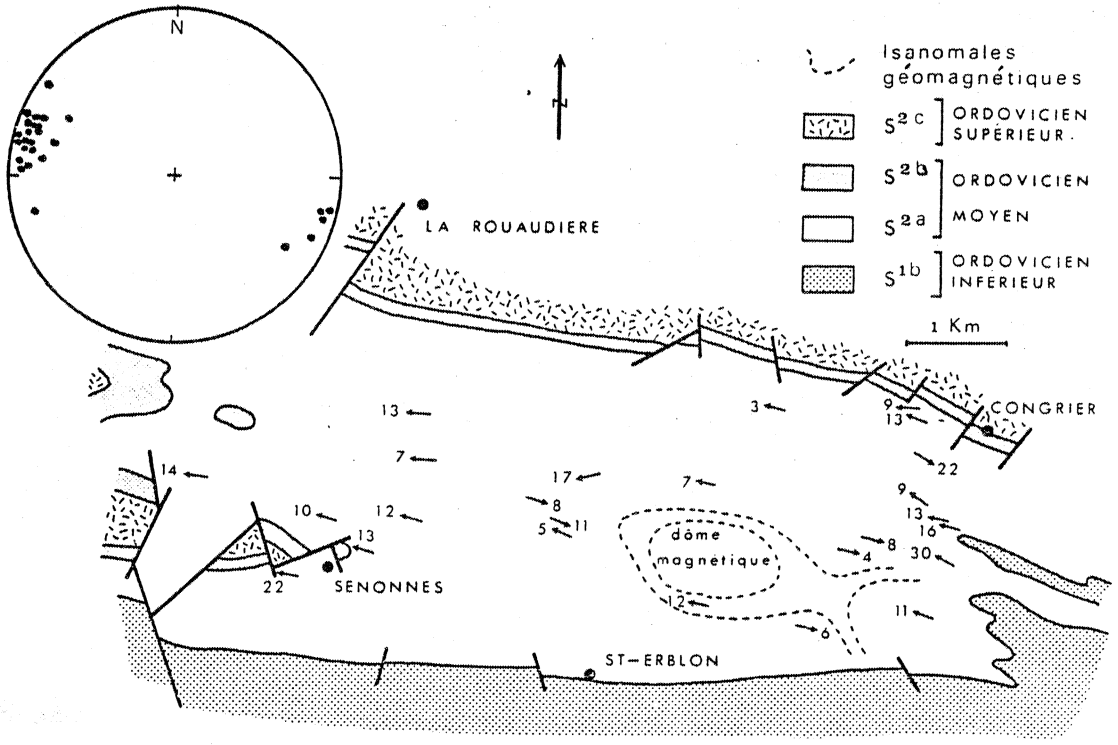


Fig. 116 - Carte de répartition et stéréogramme de la microlinéation L_e dans les Schistes d'Angers de la région de Senonnes.

l'E sont confirmées. Enfin, même la culmination axiale de détail, déjà mise en évidence par la présence d'un dôme d'anomalies géomagnétiques (LE CORRE, 1969a), se retrouve grâce à une inversion locale de la pente de la microlinéation (fig. 116).

Notons enfin que l'écart entre le maximum et le minimum de luminosité enregistré est variable d'un échantillon à l'autre et peut traduire l'existence d'un étirement plus ou moins marqué. C'est ainsi que certains échantillons ne présentent aucun écart photométrique parce qu'ils possèdent une orientation préférentielle faible dans le plan de schistosité. Il semble que ce soit le cas en particulier sur le flanc des plis à proximité des formations gréseuses. Il serait donc, a priori, possible de donner un caractère quantitatif à la méthode, comme dans le cas des lames perpendiculaires à la schistosité. Mais les écarts obtenus étant ici beaucoup plus faibles, il est probable que la précision serait vraiment trop mauvaise.

II - 4 - 2. LA GONIOMETRIE DE TEXTURE EN DIFFRACTION X[1]

La méthode du goniomètre de texture permet une approche beaucoup plus précise que l'analyse photométrique, car elle conduit à une exploration tri-dimensionnelle des fabriques cristallines. Elle permet aussi d'étudier sélectivement l'orientation préférentielle de chaque espèce minérale et même de chaque plan réticulaire. On a évidemment intérêt à choisir des plans réticulaires ayant une relation simple par rapport aux axes cristallographiques (plan basal des phyllites, faces prismatiques du quartz...). L'inconvénient majeur, mis à part la nécessité d'un appareillage relativement lourd, reste la durée des manipulations et surtout le traitement des données brutes qui dans la pratique ne peut se faire qu'avec des moyens de calcul automatisés.

---

[1] La mise au point de la méthode a été menée en collaboration avec M. LEMOINE, P. JEGOUZO et surtout D. GAPAIS que je tiens à remercier ici pour leur aide.

• *Principe de la méthode*

On sait qu'un faisceau de rayons X se diffracte sur une famille de plans réticulaires (hkl) d'un cristal, si la loi de BRAGG,

$$n\lambda = 2d_{hkl} \sin \theta,$$

liant la longueur d'onde (λ), l'angle d'incidence (θ) et la distance interréticulaire (d), est vérifiée. Dans un agrégat polycristallin, λ étant fixée par ailleurs, il y aura diffraction sur une famille de plans réticulaires donnée, seulement si les cristaux ont une orientation telle que l'angle d'incidence θ soit correct. L'intensité totale diffractée par une famille hkl sera donc fonction du nombre de cristaux qui dans l'échantillon seront en position de Bragg (θ). Si l'orientation des cristaux dans l'agrégat est aléatoire, le nombre de cristaux en position de diffraction, donc l'intensité totale diffractée, seront constants quelle que soit la position de l'échantillon. Par contre, s'il y a une orientation préférentielle, il est évident que pour certaines positions de l'échantillon, le nombre de cristaux diffractants sera faible voire nul, tandis que pour d'autres positions, les cristaux seront très nombreux.

Le principe de la méthode est donc d'étudier, en fonction de la position de l'échantillon dans l'espace, l'intensité diffractée par une famille de plans réticulaires choisie préalablement en fixant θ. Pour être statistiquement valable, la méthode doit porter sur un grand nombre de cristaux. L'application normale est donc limitée aux roches à grain fin.

• *Technique et appareillage*

En réalité il existe deux possibilités pour étudier les textures par diffraction d'un faisceau de rayons X, soit par transmission (méthode de LAUË, cf. DECKER et al., 1948), soit par réflexion (SCHULTZ, 1949). C'est cette dernière technique que nous avons utilisée. La chambre de texture[1] est conçue de manière à pouvoir fixer préalablement le plan réticulaire choisi, c'est-à-dire à régler l'angle θ du faisceau incident.

---

[1] goniomètre Philips PW 1078.

L'échantillon est une pastille polie de 30 mm de diamètre qui subit au cours de l'analyse deux types de rotation, de manière à mettre successivement tous les cristaux en position de Bragg (fig. 117) :

- une rotation ϕ autour d'un axe (OY) compris dans le plan de l'échantillon et dans le plan des faisceaux incident et diffracté. C'est la position initiale de cet axe par rapport au faisceau incident (θ) qui fixe le plan réticulaire étudié.
- une rotation β de l'échantillon sur lui-même autour de sa normale (OZ).

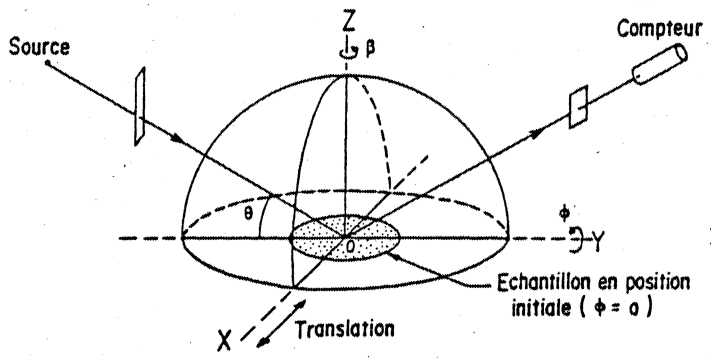


Fig. 117 - Géométrie de la chambre de texture dans le mode en réflexion.

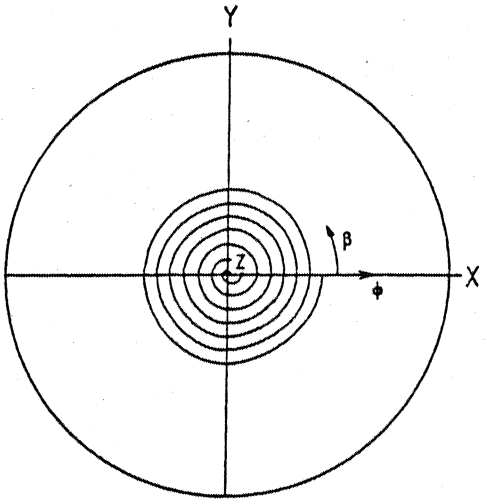


Fig. 118 - Projection polaire du lieu géométrique décrit par les normales aux plans diffractants au cours du balayage.

Dans la chambre utilisée, ces deux rotations sont simultanées et les vitesses angulaires réglables, de manière à ce qu'une petite rotation ϕ se fasse pendant une rotation β d'un tour complet de l'échantillon sur lui-même. L'échantillon subit également une translation régulière, nécessaire pour exposer au rayonnement un volume de roche plus grand que celui imposé par la dimension du faisceau. La double rotation permet d'explorer l'espace suivant une spirale à pas réglable (2,5°, 5°, 10°) qui est le lieu géométrique décrit par les normales aux plans diffractants au cours du balayage (fig. 118).

Pendant le balayage, l'intensité diffractée est enregistrée en continu. Les vitesses de rotation étant connues, on peut avoir la valeur de l'intensité pour chaque position (ϕ,β) sur la spirale d'exploration. Cet enregistrement constitue les données brutes de l'analyse (fig. 119).

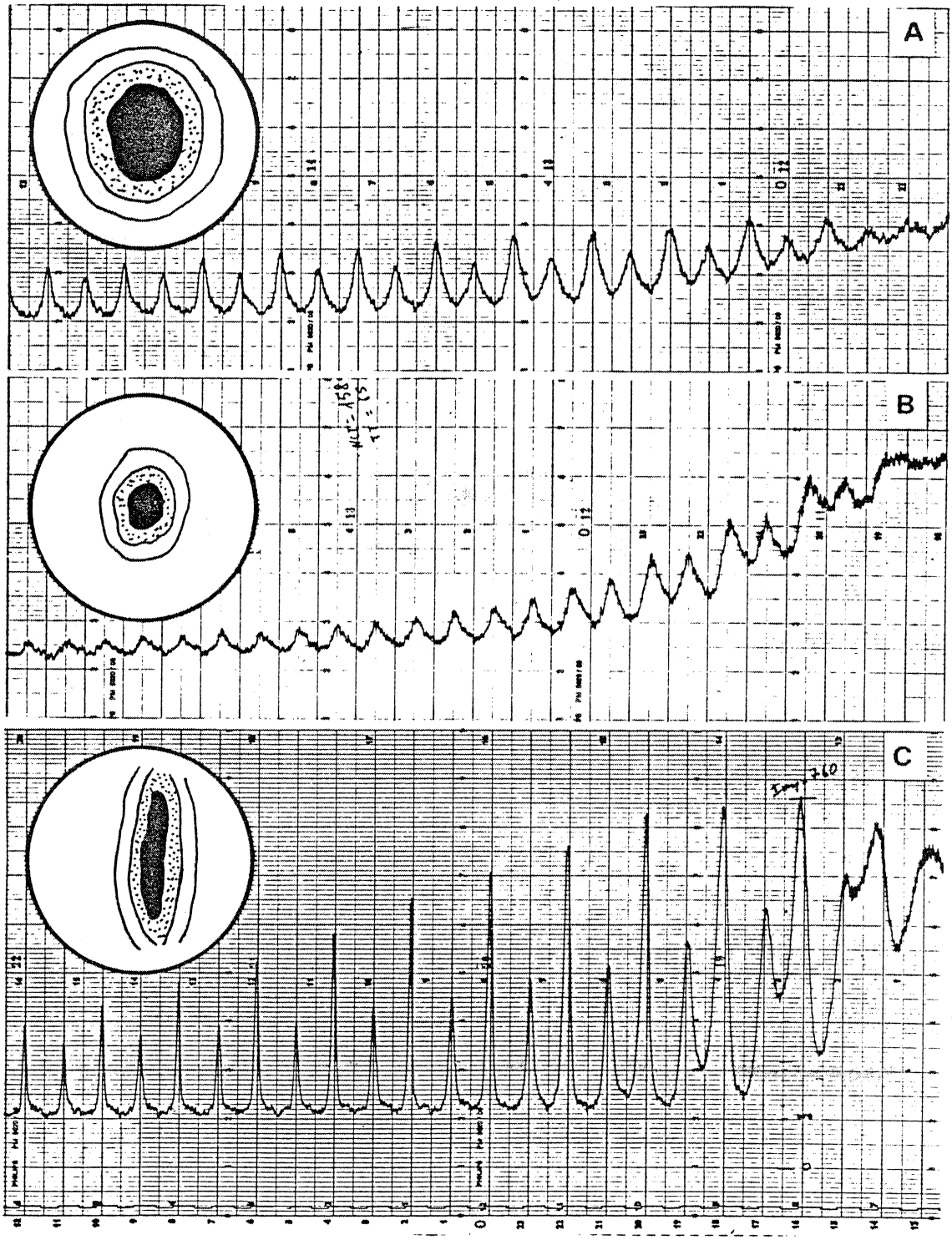


Fig. 119 - Exemples d'enregistrements obtenus au goniomètre de texture et figures de pôles correspondantes. (A) : fabrique planaire faible; (B) fabrique planaire forte ; (C) : fabrique plano-linéaire forte. Plans (001) des micas blancs dans les Schistes d'Angers.

Lorsqu'on utilise une roche isotrope, l'intensité enregistrée au cours du balayage devrait, en principe, rester constante. En réalité, la défocalisation progressive du faisceau au cours de la rotation ϕ, liée à la géométrie de la chambre de SHCHULTZ, provoque une perte d'intensité dont il faut tenir compte. Cette perte d'intensité est variable selon le plan réticulaire (θ) et suivant les dimensions du faisceau. Avec la chambre utilisée, elle peut être corrigée jusqu'à 70° de rotation ϕ environ, mais au delà, la perte d'énergie est telle que les intensités mesurées n'ont plus de signification.

Pour corriger la défocalisation aucune méthode théorique ou empirique n'est vraiment satisfaisante (voir CHERNOCK et BECK, 1952, FENG, 1965, COUTERNE et CIZERON, 1971, LHOTTE et al., 1973) et finalement nous avons retenu une solution expérimentale (BAKER et al., 1969). Celle-ci consiste à fabriquer un "désorienté" avec des fragments de roches agglomérés de manière aléatoire pour éliminer toute orientation préférentielle. Sur une pastille de ce désorienté on peut ensuite mesurer la perte d'énergie en fonction de la rotation ϕ et en déduire un facteur de correction pour les divers plans réticulaires à étudier.

Malgré la correction, il est impossible, dans le cas général, avec une seule pastille, d'explorer totalement l'espace dans le mode en réflexion. On est donc contraint d'analyser trois pastilles orthogonales pour chaque échantillon (fig. 120). Il faut évidemment que la texture soit homogène à l'échelle de l'échantillon, pour que la corrélation entre les trois pastilles soit convenable. Cependant pour certaines fabriques très intenses, une seule pastille peut suffire à condition qu'elle soit convenablement orientée. C'est le cas en particulier pour de nombreuses roches schisteuses dans lesquelles les plans 001 des micas restent proches du plan de fissilité. Dans ces conditions, en utilisant une pastille parallèle à la schistosité, on peut enregistrer toute l'énergie diffractée avant d'atteindre l'angle limite de 70°. S'il reste encore un peu d'énergie non enregistrée au dela de 70°, on peut généralement, dans le cas des fabriques orthorhombiques simples, faire une extrapolation acceptable. Mais dans le

cas des fabriques plus complexes, on doit obligatoirement utiliser les trois pastilles orthogonales.

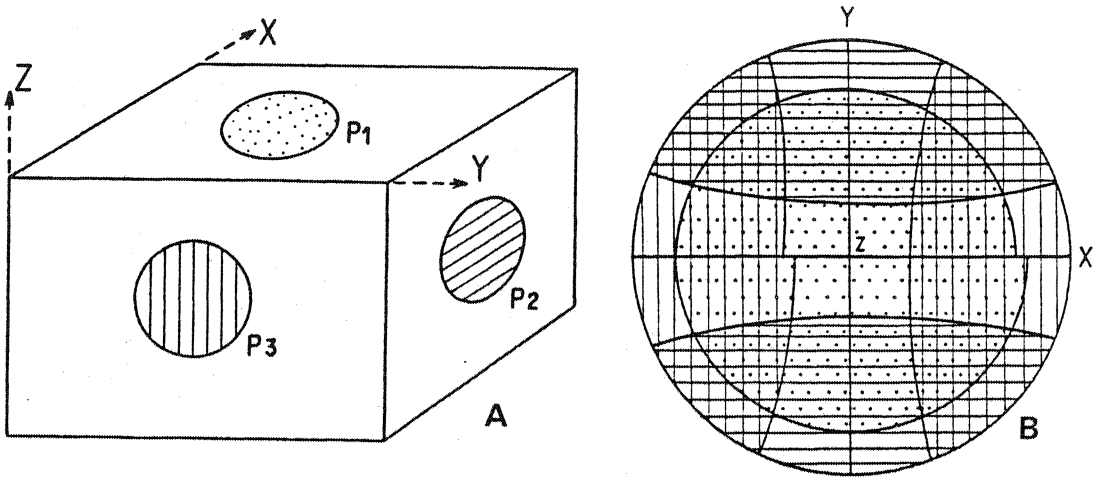


Fig. 120 - Mode d'échantillonnage pour couvrir toute la sphère des pôles en réflexion.
A : Position des trois pastilles orthogonales P_1, P_2, P_3, dans un référenciel XYZ.
B : Projection dans le plan XY des surfaces explorées, correspondant aux trois pastilles P_1, P_2, P_3.

- *Le traitement des données brutes enregistrées*[1]

Les enregistrements ne sont pas directement exploitables. Ils permettent tout au plus de détecter l'existence d'une orientation préférentielle et parfois d'avoir une idée du type de fabrique (fig. 119). Les enregistrements doivent être transformés en "figures de pôles", c'est-à-dire en stéréogrammes donnant, après corrections diverses, la densité des plans cristallographiques étudiés pour chaque direction de l'espace.

Ces manipulations sont assez fastidieuses et nous les avons en partie simplifiées et automatisées grâce à un ensemble "table de lecture - calculateur - table traçante"[2]. Cet ensemble permet la lecture des enregistrements, effectue toutes les corrections nécessaires (bruit de fond, défocalisation, correction de surface), calcule en chaque point la densité et trace la figure de pôles (fig. 121).

Ces figures de pôles traduisent l'abondance relative des plans réticulaires étudiés pour chaque direction de l'espace. Les densités sont exprimées en multiples de l'intensité moyenne recalculée, qu'aurait la même roche, si sa fabrique était isotrope.

---

[1] Pour les détails, on pourra se reporter à D. GAPAIS, 1978, thèse de 3e cycle (à paraître).

[2] Matériel HEWLETT-PACKARD, 9864A - 9821A - 9862A.

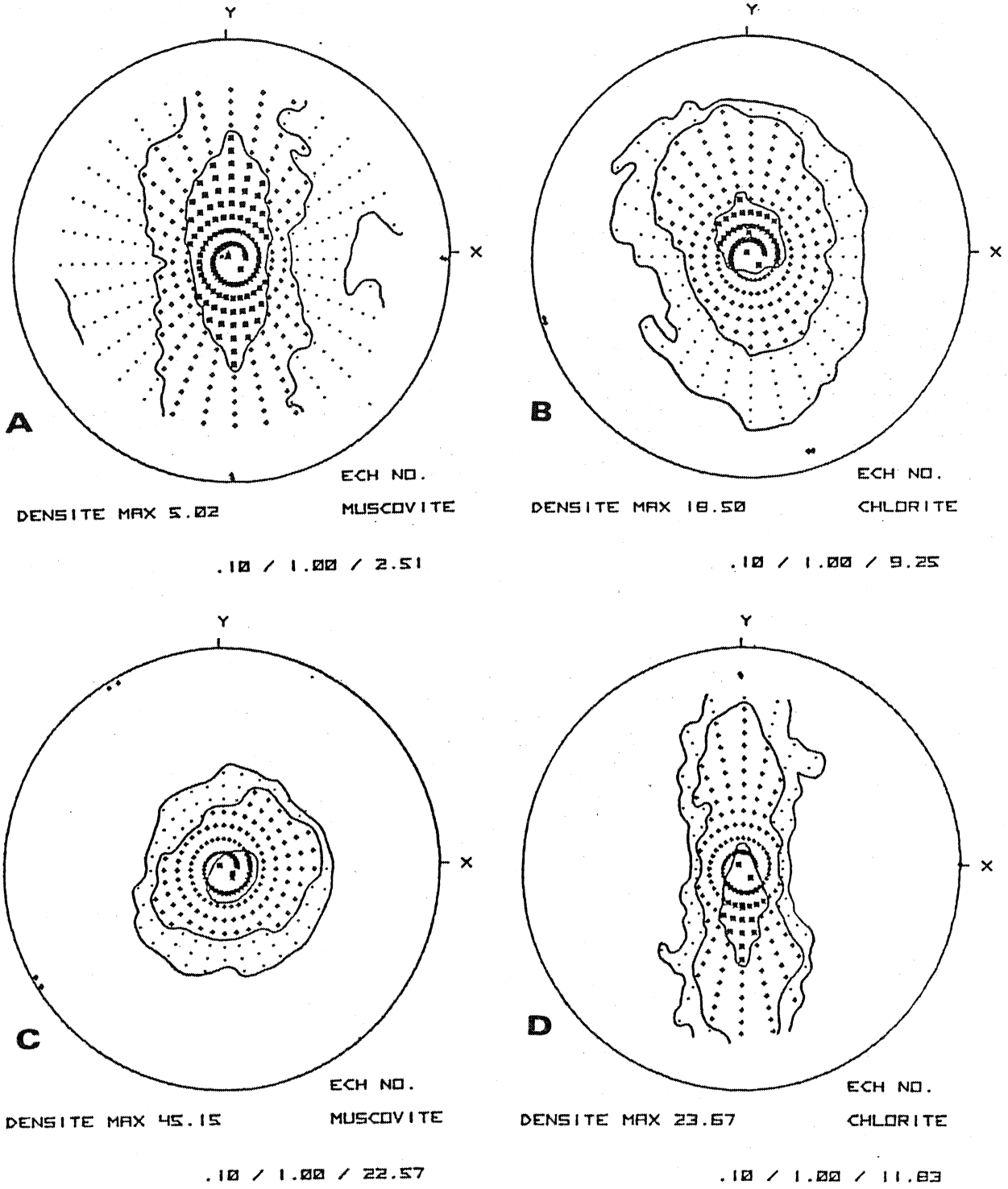


Fig. 121 - Exemples de sorties automatiques de figures de pôles pour quelques types de schistosité.

A - Schistosité par crénulation du litage sédimentaire initial.

B - Schistosité de flux avec microlithons encore visibles.

C - Schistosité de flux pénétrative.

D - Schistosité de flux pénétrative crénulée tardivement.

On observera l'évolution progressive de la symétrie de la fabrique et de la densité maximale. Courbes d'isodensité exprimée en multiples de l'intensité moyenne : 0.1, 1.0, densité max. /2. Projection dans le plan principal d'anisotropie.

Cependant, lorsqu'ils sont très nombreux, il est parfois difficile, à travers ces diagrammes, de suivre les variations régionales de la fabrique. On peut ainsi être conduit à en extraire certains paramètres statistiques servant à décrire la fabrique et à en étudier les variations. Pour le problème de la schistosité, on peut par exemple retenir comme paramètre significatif la densité maximale obtenue. Ce paramètre traduira la plus ou moins bonne réalisation de l'orientation préférentielle des minéraux phylliteux, dont l'intensité de la déformation synschisteuse (fig. 121); on peut également introduire un paramètre de forme qui traduira la symétrie de la fabrique en termes de "tectonites L-S" (cf. I-1-6 et fig. 84).

Ainsi, les micas peuvent être statistiquement orientés dans le plan de schistosité ou s'en écarter aléatoirement (fabrique planaire type S, fig. 84 et fig. 121C). Ils peuvent aussi être statistiquement orientés dans le plan de schistosité et s'en écarter légèrement par révolution autour d'un axe privilégié (fabrique plano-linéaire type S > L, ou linéo-planaire type L > S, fig. 84 et fig. 121A et D). Enfin, à la limite, ils peuvent ne plus être statistiquement compris dans un plan mais être de révolution autour d'un axe (fabrique linéaire, type L, fig. 84).

Le paramètre utilisé pour décrire le type de symétrie peut, par exemple, être basé sur la forme du cône contenant n% de l'intensité enregistrée, c'est-à-dire n% des normales aux plans basaux des phyllites contenues dans l'échantillon. Suivant le caractère S ou L de la fabrique, ce cône aura une section circulaire ou elliptique permettant de définir un paramètre de "zonalité" correspondant au rapport grand axe/petit axe de la section du cône (cf. VISTELLIUS, 1966, ALEXANDER, 1969, KIRALY, 1969, BOUCHEZ, 1971). Ce paramètre de zonalité prend la valeur 1 pour une fabrique planaire idéale[1] et tend vers ∞ pour une fabrique linéaire parfaite.

[1] La zonalité sera également 1 pour une fabrique totalement aléatoire.

On peut aussi décrire les fabriques orthorhombiques en calculant les vecteurs propres d'un "tenseur d'orientation", correspondant aux trois meilleurs axes statistiques d'une distribution de symétrie orthorhombique (cf. SCHEIDEGGER, 1965; DAROT et BOUCHEZ, 1976, WOODCOCK, 1977). Cependant, "l'ellipsoïque de fabrique" représentant ce tenseur n'a pas les mêmes propriétés que l'ellipsoïde de déformation et ne peut, en toute rigueur, être représenté sur un diagramme de Flinn. Pour y remédier, P. COBBOLD et D. GAPAIS (1978, sous presse) proposent une modification de la méthode des vecteurs propres, en introduisant la notion de "tenseur d'orientation pondéré" (T.O.P.). Celui ci peut être représenté par un ellipsoïde triaxial (X > Y > Z) caracrérisé par un paramètre de forme :

$$Kf = \frac{X/Y - 1}{Y/Z - 1},$$

et un paramètre d'intensité :

$$Rf = X/Y + Y/Z - 1$$

comparable à ceux habituellement utilisés pour décrire la déformation finie. Cet "ellipsoïde de fabrique" précise quantitativement la notion de tectonites planaires ou linéaires mais n'est généralement pas identique à l'ellipsoïde de déformation (cf. II - 6 - 3). Dans le cas des micas, il le serait, uniquement, si le processus d'acquisition de l'orientation préférentielle était une rotation passive selon le modèle de MARCH (cf. I-1-6 et I-2-3, p. 191).

Enfin, de manière à pouvoir caractériser la schistification des roches par un paramètre unique, j'ai été conduit à définir un "indice de schistosité", tenant compte à la fois du paramètre de forme (Kf) et du paramètre d'intensité (Rf) de l'ellipsoïde de fabrique. Ainsi, la schistosité sera d'autant plus parfaite que Kf sera plus petit et Rf plus grand, c'est à dire que le caractère planaire de la fabrique sera plus intense. Sur un diagramme de Flinn on voit que la schistosité, ainsi définie, sera d'autant plus intense que "a" (X/Y) est plus petit (Kf faible) et "b" (Y/Z) plus grand (Rf fort). Je propose donc d'utiliser l'indice de schistosité Lg $\frac{b}{a}$ multiplié par 100 pour avoir des valeurs pratiques, soit :

$$S = 100 \text{ Lg } \frac{b}{a}.$$

Il y a naturellement une relation liant S aux paramètres Kf et Rf, soit :

$$S = 100 \text{ Lg } \frac{Rf + Kf}{RfKf + 1}.$$

La figure 122 montre que le paramètre de forme Kf joue un rôle important car S varie d'autant plus vite en fonction de l'intensité de fabrique Rf, que Kf est plus proche de zéro. On voit aussi que pour les fabriques planaires (Kf < 1) l'indice de schistosité S sera positif, tandis qu'il sera négatif pour les fabriques linéaires (Kf > 1), quelle que soit l'intensité Rf. Le paramètre S varie donc de - ∞ à + ∞ et la valeur zéro correspond à une fabrique plano-linéaire du type Kf = 1.

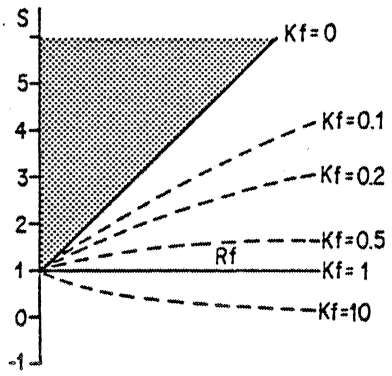


Fig. 122 - Relations théoriques entre le paramètre "S" et l'intensité de fabrique Rf pour différentes valeurs du paramètre Kf.

• *Les résultats* :

Ils portent sur un échantillonnage dans la Formation des Schistes d'Angers comparable à celui déjà utilisé pour les autres méthodes analytiques.

La fabrique des micas

Les cartes relatives aux paramètres de fabrique Kf, Rf et S (fig. 123, 124 et 125) sont en accord avec la zonéographie typologique de la schistosité (fig. 105), mais permettent de la préciser. Dans l'extrême N, les intensités de fabrique (fig. 123) sont

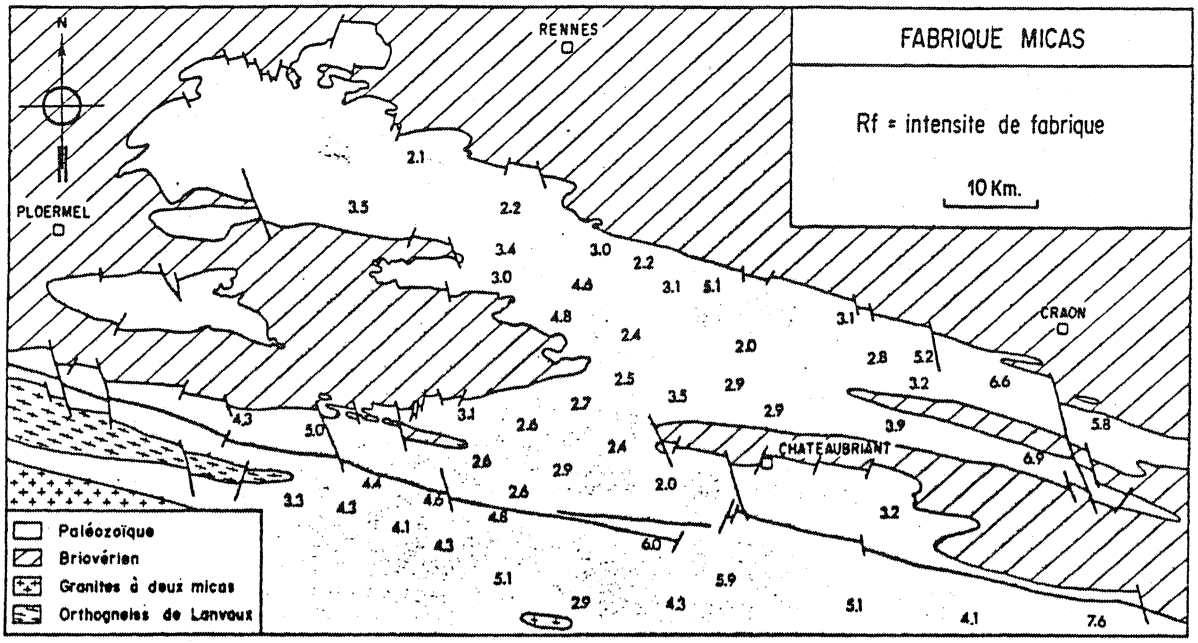


Fig. 123 - Carte de répartition du paramètre d'intensité de fabrique (Rf) des micas dans les Schistes d'Angers.

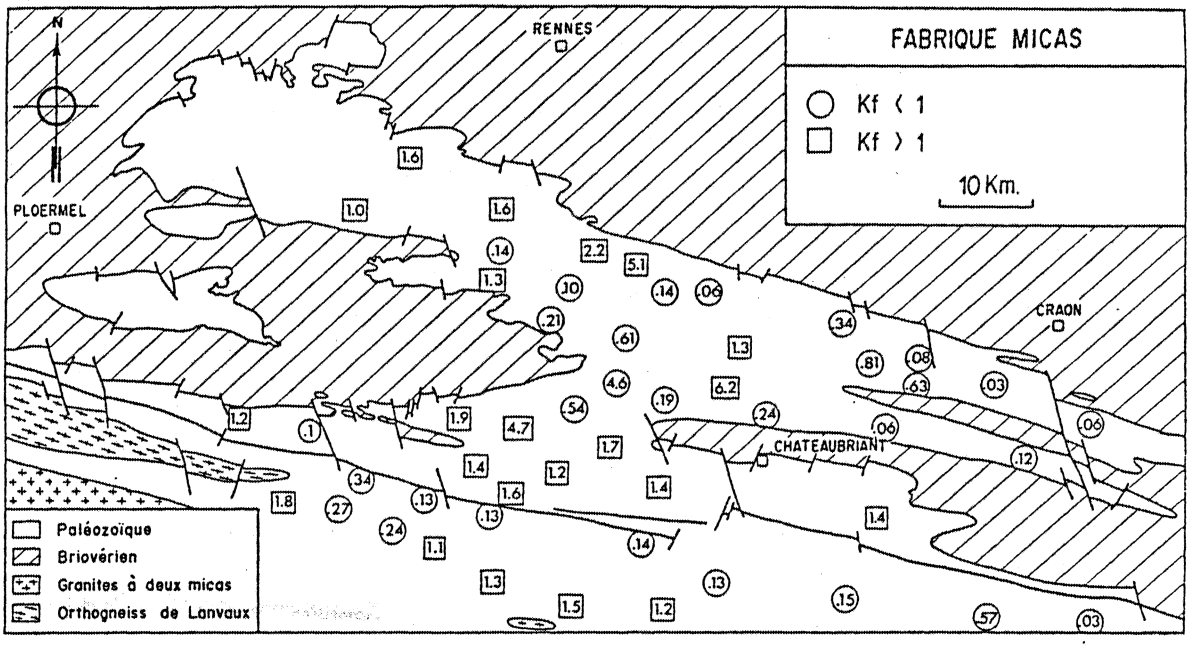


Fig. 124 - Carte de répartition du paramètre Kf traduisant la symétrie de la fabrique des micas dans les Schistes d'Angers.

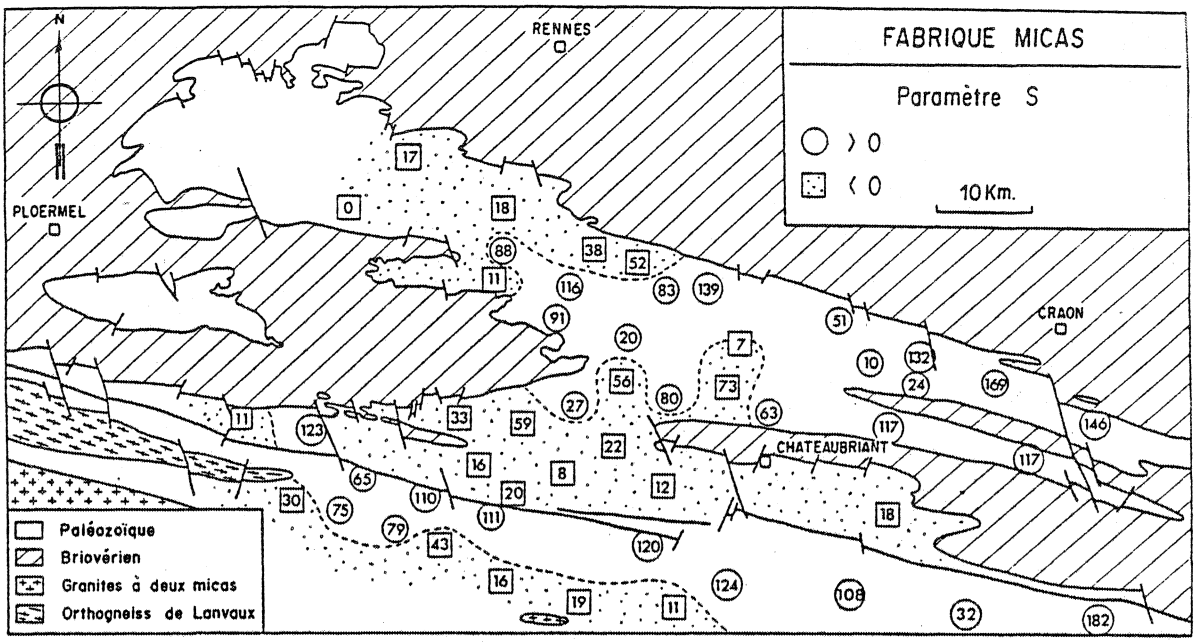


Fig. 125 - Carte de répartition du paramètre de schistosité "S" dans les Schistes d'Angers.

faibles, tandis que plus au S et vers l'E, on passe à des valeurs comprises entre 3 et 7. A l'extrémité occidentale des Unités de Segré et de Chateaubriant, on retrouve une zone de basses intensités (Rf < 3), correspondant à un domaine peu déformé où les points neutres sont fréquents (cf. II-1-3). Dans l'extrême S on observe des valeurs à nouveau plus élevées (Rf > 4) sauf à proximité immédiate du granite de Nozay où la fabrique tend à se détruire.

Le paramètre Kf (fig. 124) évolue d'une manière comparable. Au N, on observe des fabriques linéaires (Kf > 1) correspondant à la crénulation du litage initial, tandis que plus au S et à l'E les fabriques deviennent nettement planaires (Kf ≪ 1). Plus au S, dans la partie occidentale des Unité de Segré et de Chateaubriant on retrouve des fabriques linéaires liées à l'existence de schistosités peu évoluées. Plus au S encore, la fabrique redevient planaire, sauf dans l'extrême S, à proximité du granite de Nozay, où se développe une intense crénulation.

Le paramètre S (fig. 125) qui traduit à la fois l'intensité et la symétrie de la fabrique met bien en évidence cette répartition.

Il est également intéressant de reporter ces données sur un diagramme Rf en fonction de Kf (fig. 126) mais en tenant compte du type de schistosité correspondant, déterminé au microscope selon la classification déjà décrite (cf. II-3). Ce diagramme montre qu'à chaque grand type de schistosité est associé un domaine de valeurs pour Rf et Kf. Si les différents types de schistosité (1,2,3,4, fig. 126) correspondent à des stades progressifs de la déformation, on voit qu'initialement l'intensité évolue peu, tandis que l'on passe rapidement des fabriques linéaires aux fabriques planaires. Par contre, le passage à la schistosité de flux pénétrative (3) se fait brutalement au point d'inflexion de la courbe et l'intensité croît alors très rapidement. Ce passage a une signification importante et correspond à la résorption complète des microlithons visibles au microscope (2). Il se produit pour des valeurs moyennes de Kf et Rf respectivement de l'ordre de 0.2 et 4.

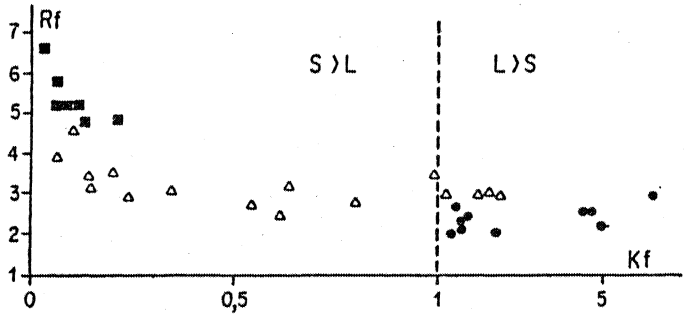


Fig. 126 - Variations des paramètres de fabrique Kf et Rf des micas pour différents types de schistosité montrant le passage brusque à la schistosité de flux pénétrative (voir symboles de la figure 127).

La représentation sur un diagramme de Flinn (fig. 127) permet de traduire l'histoire de la fabrique d'une manière particulièrement claire. En effet, les différents types de schistosité se répartissent sur le diagramme selon des champs assez bien définis. Les schistosités peu évoluées (1) sont groupées dans le champ des fabriques linéraires (Kf > 1) de faible intensité (points proches de l'origine). Les schistosités intermédiaires, flux avec micro-

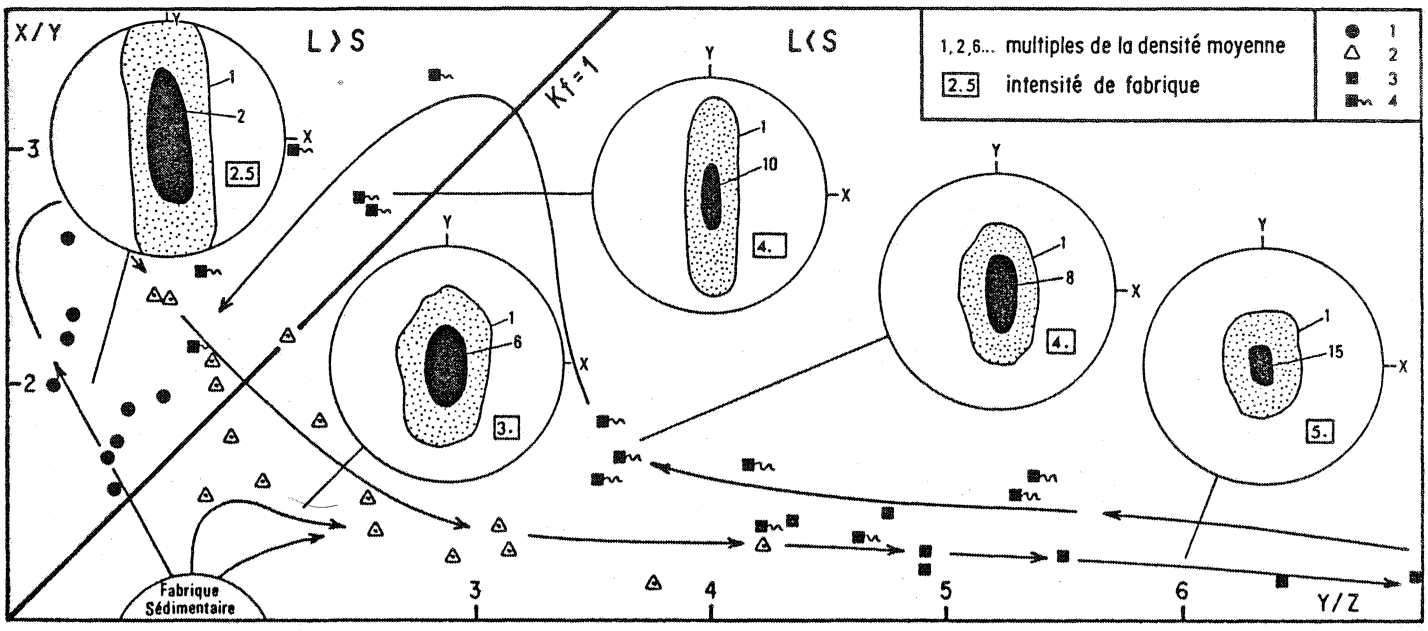


Fig. 127 - Evolution de la fabrique des micas en fonction du type de schistosité (digramme de FLINN).

1 - Schistosité de fracture avec début de recristallisation.
2 - Schistosité de flux avec microlithons encore visibles.
3 - Schistosité de flux pénétrative.
4 - Schistosité de flux + crénulation tardive.

lithons encore visibles (2), s'étalent largement sur les champs linéaire (Kf > 1) et planaire (Kf < 1) mais avec des intensités plus fortes (points plus éloignés de l'origine). Les schistosités de flux pénétratives (3) sont toujours situées dans le champ des fabriques très planaires (Kf voisin de zéro) et très intenses (points très éloignés de l'origine). Enfin les schistosités de flux pénétratives, crénulées tardivement (4), s'étalent très largement du champ planaire au champ linéaire, selon l'importance de la crénulation, tout en gardant une intensité de fabrique assez forte.

Ainsi, on constate que les différents types se répartissent suivant une trajectoire représentant les stades successifs du développement de la schistosité. A partir de la fabrique sédimentaire initiale, l'évolution pourra en réalité être différente suivant la situation par rapport aux plis. Ainsi, dans la zone charnière l'évolution passera obligatoirement par un stade de crénulation initiale (1) donnant une fabrique linéaire (Kf > 1). Après ce stade,

la fabrique sédimentaire, initialement prépondérante, tend progressivement à se détruire au profit de la schistosité naissante (2). On observe alors, avec la déformation croissante, un retour assez rapide dans le champ des fabriques planaires (Kf < 1), puis une augmentation importante de l'intensité. Avec la disparition des microlithons, la texture évolue surtout en intensité dans les types à schistosité de flux pénétrative (3) mais on constate aussi une amélioration lente du caractère planaire de la fabrique (Kf diminue).

A proximité des flancs, l'évolution pourra se faire plus rapidement sans passage dans le champ des fabriques linéaires. Ici en effet, l'angle entre la fabrique sédimentaire initiale et le plan potentiel de schistosité est petit et la crénulation ne se produit pas, ou garde une amplitude faible. La réorientation facile et la réutilisation de la fabrique initiale dans le plan de schistosité permet ainsi une trajectoire raccourcie avec passage direct vers la schistosité de flux pénétrative.

L'évolution de la déformation peut s'arrêter au stade de la schistosité de flux pénétrative, mais une crénulation tardive peut apparaître dans certains cas. Du point de vue de la fabrique, cela se traduit par un retour progressif vers le champ des tectonites linéaires, pouvant aller jusqu'à une destruction presque complète de la fabrique précédente. On distingue cependant facilement cette crénulation II, de la crénulation initiale de la fabrique sédimentaire, car les intensités restent toujours plus fortes dans le premier cas.

Ces premiers résultats montrent que la méthode du goniomètre de texture permet un contrôle quantitatif de l'état de schistification de la roche. On voit aussi que la "schistosité de flux pénétrative", définie au microscope optique, n'est pas totalement "pénétrative" puisqu'elle correspond à des stades d'intensité variable (de 4 à 7 ici) qui peuvent être encore améliorés si la déformation augmente (jusqu'à 10 au moins dans certains cas).

Grâce au concept d'ellipsoïde de fabrique, cette méthode permet de suivre les différents stades de la déformation progressive des roches pélitiques. Ceci conduit à introduire la notion de "trajectoire de fabrique" (fig. 127) comparable à la notion de *"strain path"* déjà utilisée pour la déformation (cf. I-1).

La fabrique des chlorites

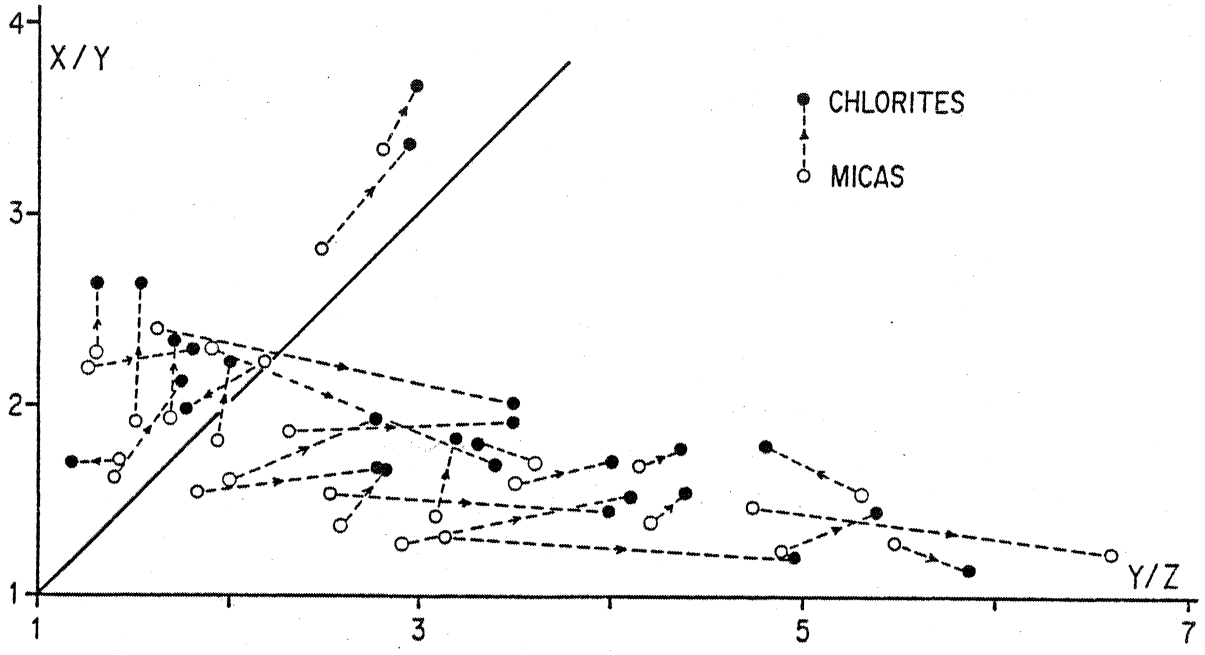


Fig. 128 - Représentation comparative dans un diagramme de FLINN de la fabrique des micas et des chlorites. Dans la plupart des échantillons la fabrique des chlorites est plus intense et plus planaire que celle des micas.

La zonéographie d'ensemble, mise en évidence par la fabrique des chlorites, est comparable à celle obtenue grâce aux micas. Il existe cependant une différence assez nette d'intensité des fabriques entre les deux espèces minéralogiques. On constate ainsi que la fabrique des chlorites est presque toujours plus intense que celle donnée par les micas (fig. 128). Par ailleurs, on observe que le passage à la schistosité de flux pénétrative est beaucoup moins brutal que dans le cas des muscovites et se traduit par une inflexion moins nette de la courbe Rf/Kf (fig. 129).

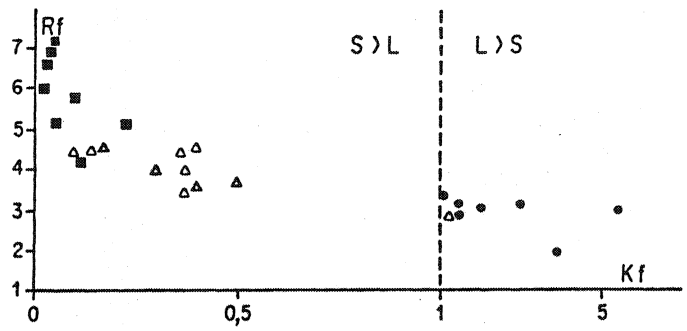


Fig. 129 - Variations des paramètres de fabrique Kf et Rf des chlorites pour différents types de schistosité. On observera que le passage à la schistosité de flux pénétrative est ici moins brutal que dans le cas des micas illustré par la figure 126 (voir symboles fig. 127).

Je pense que cette différence de comportement s'explique assez bien par le caractère synschisteux du développement de la paragenèse à chlorite, déjà mise en évidence par les variations de composition minéralogique (cf. II-2). Dans le sédiment initial, il y a très peu de chlorites détritiques et la plus grande partie des chlorites néoformées apparaissent, dans les discontinuités inter-microlithons, lors du développement progressif de la schistosité. Au contraire, les micas ou illites détritiques initialement très abondants doivent subir une crénulation ou une rotation importante pour se rapprocher du plan de schistosité. Il en résulte que pour un même état de déformation, les chlorites sont mieux orientées que les micas. Ceci est bien illustré par la figure 128 où l'on observe que le paramètre Kf des chlorites est généralement plus petit que celui des micas. A la limite, on peut avoir dans un même échantillon une fabrique des micas du type L > S et une fabrique des chlorites du type L < S (fig. 128).

La fabrique du quartz

J'ai testé sur quelques échantillons l'orientation préférentielle de certains plans cristallographiques du quartz (faces prismatiques < $10\bar{1}0$ >). On peut en déduire qu'aucune fabrique significative ne semble exister pour le quartz des schistes en général, ce qui laisse supposer que la déformation plastique par glissement intracristallin n'est probablement pas ici le processus dominant. Cependant, pour les grains les plus gros (> 50 µ) un tel mécanisme est probablement possible comme le soulignent les extinctions roulantes parfois observées.

Pour conclure, je pense que l'ensemble de ces résultats permet de souligner tout l'intérêt et les perspectives offertes par la goniométrie de texture appliquée en particulier à l'étude des schistes et de la schistosité. Cette méthode est en effet la seule qui permette actuellement une *approche véritablement quantitative de l'état de schistification* des roches pélitiques. Dans ce domaine, quelques essais ont déjà été pratiqués récemment par certains auteurs (cf. I-2-3, p. 191) mais c'est probablement la première fois qu'un échantillonnage aussi varié est traité, en association avec diverses autres méthodes. Ceci permet de montrer qu'il existe une bonne corrélation entre les types de schistosité et la fabrique des micas exprimée par le paramètre S associant l'intensité et la symétrie de la fabrique (fig. 130). Mais le paramètre S permet de préciser l'état de schistification à l'intérieur des grands types de schistosité. Les types 1 et 2 ont un indice S variable mais toujours négatif. Le type 3 s'étale assez largement depuis des valeurs faiblement négatives jusqu'à des valeurs positives approchant 100. Le type 4 dépasse généralement la valeur 100. Enfin, lorsqu'une crénulation tardive affecte le type 4, les valeurs s'étalent très largement et peuvent redevenir négatives, selon l'intensité de la crénulation. Par ailleurs, cette bonne corrélation des résultats avec l'analyse typologique, m'a permis, du point de vue génétique, de suivre le *développement progressif du processus d'acquisition de la schistosité* (fig. 127). Enfin nous verrons,qu'en l'absence de marqueurs plus précis et dans certaines limites, que le concept d'ellipsoïde de fabrique permet de suivre, à travers un territoire donné, l'évolution de la déformation, donc de mettre en évidence une zonéographie régionale. Cette méthode apparaît ainsi comme un outil précieux pour l'analyse des segments orogéniques où se développe la schistosité.

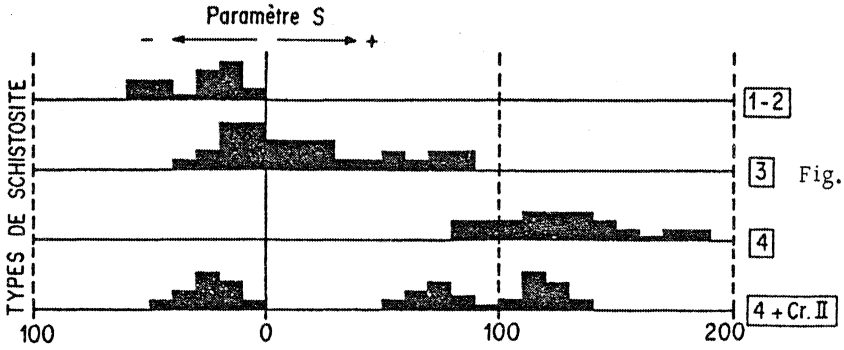


Fig. 130 - Relations entre le type de schistosité et le paramètre "S" des micas dans les Schistes d'Angers.

II - 5 LE DEGRE DE METAMORPHISME DANS LES SCHISTES

II - 5 - 1. CONDITIONS GENERALES DU METAMORPHISME EN BRETAGNE CENTRALE

L'existence d'un métamorphisme régional dans les terrains de Bretagne centrale est une idée relativement récente qui n'a été clairement démontrée que depuis la découverte, dans les schistes ordoviciens, de certains minéraux index tels que le chloritoïde (BOUDIER et NICOLAS, 1969, LE CORRE, 1969).

Pour les diverses raisons déjà évoquées précédemment, c'est encore la Formation des Schistes d'Angers qui me servira ici de référence.

La pile sédimentaire actuellement visible au-dessus des Schistes d'Angers ne dépasse pas 1 000 m, mais on peut supposer que la série devait monter jusqu'au Carbonifère comme dans les régions voisines (Synclinorium de Laval, Synclinorium d'Ancenis), ce qui porterait l'épaisseur totale entre 3 000 et 4 000 m, au maximum. Ceci ne permet d'envisager qu'une pression de confinement ne dépassant guère 1 Kb et donc un métamorphisme de pression relativement basse. Pour les terrains situés sous les Schistes d'Angers (Grès armoricain, Briovérien) on peut naturellement imaginer des conditions un peu plus sévères mais qui restent du même ordre.

L'échelle des températures est difficile à évaluer avec précision dans les sédiments pélitiques peu métamorphiques où la paragenèse banale à "quartz + chlorite + illite ou phengite", peut persister, depuis la diagenèse jusqu'au début du "degré moyen" (WINKLER, 1974). Le champ de composition chimique des Schistes d'Angers correspond à celui des argilites marines et permet de prévoir (fig. 131) la paragenèse du type "quartz + chlorite + chloritoïde + phengite" que l'on observe le plus souvent. Il est donc difficile de préciser une limite pour la température la plus faible, étant donnée la composition chimique de ces roches qui ne laisse guère d'espoir de trouver des minéraux index plus précis.

Partout cependant, le stade de la diagenèse profonde semble avoir été dépassé (cf. II-5-3), permettant de supposer une température supérieure à 200° approximativement, sur l'ensemble du territoire étudié.

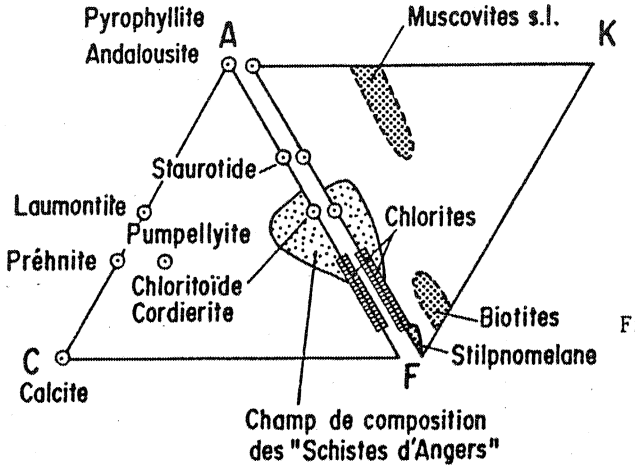


Fig. 131 - Diagramme ACF-A'FK donnant le champ de composition des Schistes d'Angers et les principales paragenèses possibles.

Les termes les plus métamorphiques permettent de se faire une idée de la limite supérieure. On y observe que l'association "chlorite + muscovite" reste stable, que la paragonite est souvent présente et que le chloritoïde ne se déstabilise pas (HOSCHEK, 1969). On doit donc admettre que l'on ne dépasse jamais la limite "degré faible"/"degré moyen" (sauf peut-être localement au contact immédiat d'intrusions granitiques où le staurotide peut apparaître) et que la température reste toujours inférieure à 500°. La présence locale de biotite et d'andalousite laisse supposer que dans certains cas, la température de 450° ait pu être atteinte.

Ainsi, sur l'ensemble du territoire étudié, le métamorphisme couvre approximativement dans la terminologie de WINKLER le "degré très faible" et une partie du "degré faible", soit une gamme de température allant de 200 à 450° environ (fig. 132).

Le but recherché dans ce travail étant surtout de contrôler l'influence du facteur thermique sur le développement de la schistosité, ces données générales n'étaient guère exploitables.

J'ai donc été conduit à préciser la zonéographie du métamorphisme grâce d'une part à une recherche systématique des minéraux index et surtout grâce à la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés d'autre part.

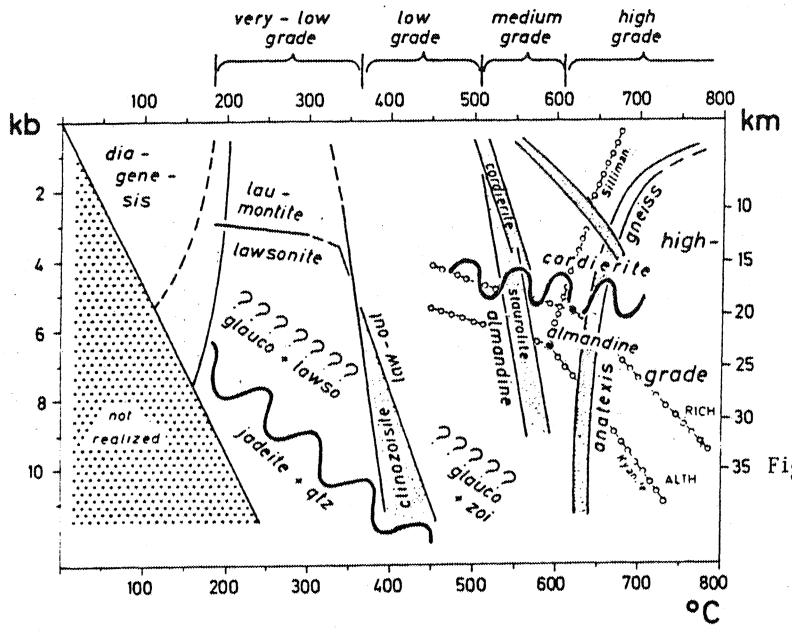


Fig. 132 - Les différents degrés de métamorphisme et les conditions de température et de pression associées. (d'après WINKLER, 1974).

II - 5 - 2. LES MINERAUX INDEX

- *Le chloritoïde*

Dans ces terrains, le chloritoïde est probablement le minéral index le plus intéressant. On sait cependant que son occurence est particulièrement liée à la composition chimique de la roche (cf. HALFERDHAL, 1961, HOSCHEK, 1967 et LE CORRE, 1969, pour la bibliographie à ce sujet). Son absence ponctuelle n'est donc pas significative comme le montrent les coupes décrites au sujet de la lithologie interne des Schistes d'Angers (cf. 1ère partie, p. 79) où l'on observe que le chloritoïde peut apparaître ou disparaître sur quelques mètres de distance sans variation évidente du microfaciès.

Malgré cet inconvénient, on constate cependant qu'il existe une limite au N de laquelle on ne trouve jamais de chloritoïde (fig. 133) tandis qu'au S, ce minéral est très fréquent. On notera que le

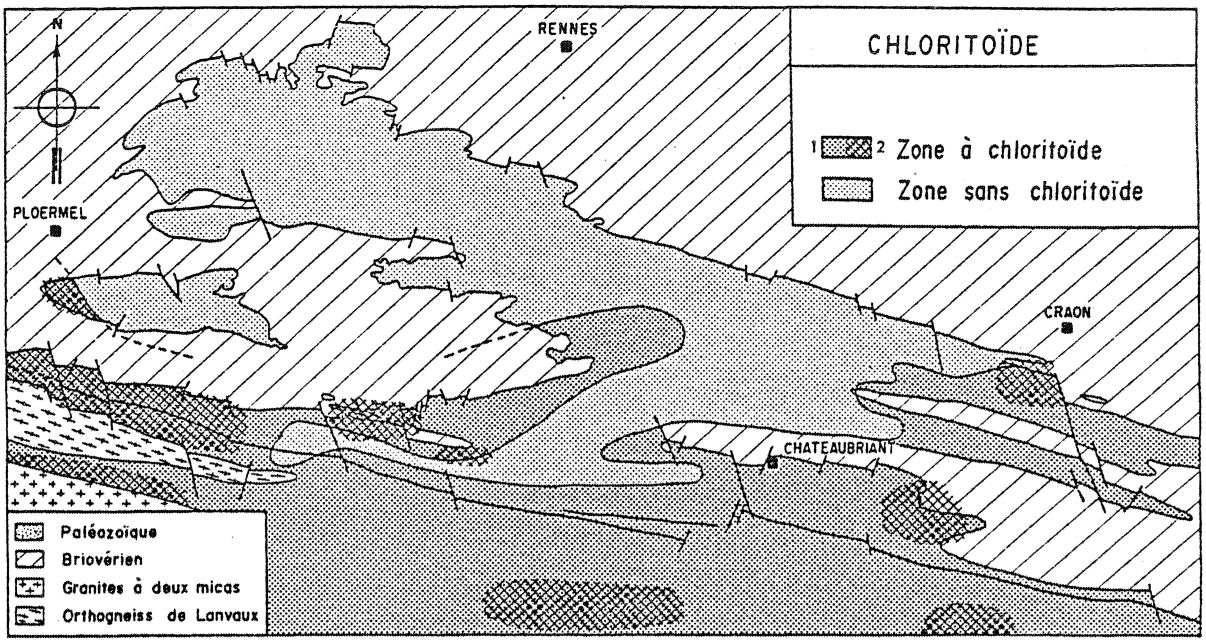


Fig. 133 - Carte de répartition du chloritoïde dans le Paléozoïque de Bretagne centrale.
1 : chloritoïde synschisteux, 2 : chloritoïde post-schisteux.

tracé de l'isograde "chloritoïde +" est très comparable à celui déjà mis en évidence pour d'autres données et comporte en particulier la même anomalie oblique sur la structure régionale.

Dans l'ensemble, on retrouve grâce au chloritoïde un gradient de métamorphisme croissant du N vers le S ainsi qu'une anomalie centrale oblique sur la structure (fig. 133).

- *La paragonite*

Ce minéral souvent négligé a été reconnu, depuis peu, dans différents terrains métamorphiques dès le "degré très faible" (voir par exemple, ZEN et ALBEE, 1964, FREY, 1969, 1970, DUNOYER, 1969, CHATTERJEE, 1970, DUNOYER et HICKEL, 1972, CHIESA et al. 1972, ACKERMAND et MOTEANI, 1973...), mais dans des conditions thermodynamiques qui ne sont pas encore très précises. La paragonite apparaît ici discrètement dans les *faciès les plus métamorphiques* de la zone méridionale où elle se manifeste sur les diffractogrammes par un petit

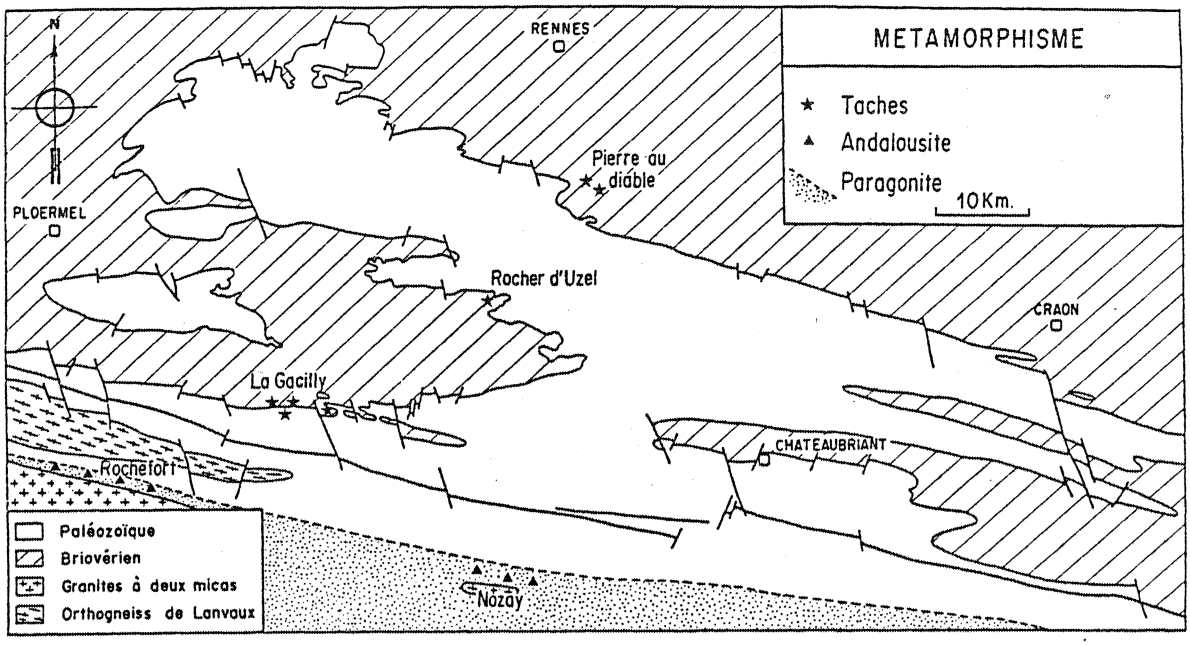


Fig. 134 - Carte de répartition de la paragonite, de l'andalousite et des tâches de métamorphisme en Bretagne centrale.

épaulement contre le pic à 10 Å de la muscovite. Mais la limite que l'on peut tracer sur le terrain pour l'apparition de la paragonite (fig. 134) correspond probablement à une température supérieure à celle à partir de laquelle on peut espérer trouver ce minéral. Le problème est en effet compliqué par les possibilités d'accueil du sodium dans les muscovites et phengites (GUIDOTTI, 1968) ou par l'existence d'interstratifiés paragonite - phengite (FREY, 1969). La paragonite vraie (avec espacement basal à 9.6 Å) n'apparaît probablement,ici, qu'une fois les possibilités d'accueil du sodium entièrement saturées dans les muscovites ou phengites paragonitiques (avec espacement basal supérieur à 9,9 Å).

- *La chlorite*

Dans ce contexte, la chlorite n'est pas un minéral index particulièrement précis. Cependant, nous avons déjà vu (cf. II-2) que du point de vue quantitatif, on observait d'importantes variations du pourcentage de chlorite sur l'ensemble de la région. La

carte (fig. 103) représentant les variations du rapport "chlorite/quartz" montre clairement que du N vers le S la quantité de chlorite augmente et qu'une anomalie positive, oblique sur la structure, apparaît comme pour les autres données. L'abondance relative de chlorite peut donc être considérée ici comme un marqueur du métamorphisme.

• *L'andalousite et les "tâches"*

L'andalousite et les tâches de silicates d'alumine plus ou moins transformés (THEUNISSEN, 1970) sont relativement rares sur l'ensemble du territoire étudié. La carte (fig. 134) en donne une localisation sans distinction de formation lithologique. On voit que l'apparition de ces minéraux est liée à la proximité des masses granitoïdes affleurantes ou cachées dans quelques cas.

Les plus beaux exemples sont situés autour du granite d'Allaire ou de son prolongement oriental près de Nozay ou encore dans le Briovérien autour du granite de Lizio (cf. BERTHÉ, travaux en cours).

On notera également la présence de tâches de métamorphisme dans la région de La Gacilly (Trégaret) et dans le Briovérien près de St Malo-de-Phily (Rocher d'Uzel) et d'Orgères (Pierre au diable). On doit pour ces derniers exemples supposer la présence d'une masse intrusive peu éloignée en profondeur. Dans le cas de La Gacilly, une confirmation peut en être donnée par l'anomalie gravimétrique estompée qui apparaît dans cette région (LE CORRE, 1975).

• *Les autres minéraux index*

Dans certaines localités en liaison avec une composition chimique particulière, on peut observer d'autres minéraux indicateurs de métamorphisme : stilpnomélane dans les minerais de fer du Grès armoricain (CHAUVEL, 1968, 1973), grenat dans certains niveaux très chloriteux des Schistes d'Angers de la région de Rochefort-en-Terre, biotite à proximité immédiate des granites. Enfin, toujours

à proximité des leucogranites (massif de Lizio ou d'Allaire) ou peut observer du staurotide parfois rétromorphosé en un agrégat de chloritoïde (Rochefort-en-Terre).

II - 5 - 3. LA CRISTALLINITE DES MICAS

• *La méthode*

Nous venons de voir que seuls le chloritoïde et la paragonite permettent de tracer avec précision des isogrades traduisant une intensité croissante du métamorphisme du N vers le S. Toutefois, l'apparition de ces minéraux est trop liée à la composition chimique originelle du sédiment et l'information qu'ils fournissent trop imprécise, pour qu'ils puissent servir à contrôler, pas à pas, les conditions thermiques de la déformation.

Il fallait utiliser une méthode indépendante de la composition chimique et facilement applicable aussi bien dans le Briovérien que dans le Paléozoïque. L'étude de la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés dans les schistes, apparaissait parfaitement adaptée au problème posé.

Depuis les premiers travaux de C.E. WEAVER (1960), la méthode d'analyse, par diffractométrie X, du degré de perfectionnement du réseau cristallin des minéraux phylliteux du type illite - phengite - muscovite, est bien connue (voir KUBLER, 1964, 1966, 1967, 1968, 1970, DUNOYER, 1966, 1968, 1969, 1971, 1972, ESQUEVIN, 1969, 1970, WEBER, 1972,...). Elle consiste à extraire par décantation après un broyage fin, la fraction minérale inférieure à 2 µ. Ce prélèvement sert à la préparation d'un dépôt orienté, qui est ensuite introduit dans le diffractomètre. L'indice de cristallinité est donné par la largeur du pic à 10 Å, mesurée à la moitié de la hauteur dans des conditions expérimentales bien précises.

L'ensemble de ces travaux montre :
- qu'il y a une relation directe entre l'indice de cristallinité et l'intensité de la diagenèse ou du métamorphisme,

- que la méthode permet de définir une zonéographie facilement utilisable (diagenèse, anchizone, épizone), dont la valeur a pu être testée par la présence de certains minéraux index et par les mesures de carbonification de la matière organique (ALPERN, 1970).
- que la composition chimique intervient peu dans la valeur de l'indice,
- que le facteur primordial est la température atteinte par le sédiment originel.

On peut reprocher à cette méthode de ne pas faire la part des micas d'origine détritique, dont la bonne cristallinté viendrait perturber les résultats. Ce problème de l'héritage existe, mais généralement, dans les schistes, les micas détritiques sont assez gros (20 à 30 µ, ou plus) pour être éliminés lors de la décantation. Le broyage lui-même ne parvient pas à les diviser au point qu'ils puissent passer lors de la séparation de la fraction inférieure à 2 µ. Il est important de bien concevoir que c'est uniquement la cristallinité des illites sédimentées puis agradées et des micas blancs néoformés à partir de celles-ci que l'on étudie. Notons enfin que l'altération superficielle n'intervient sur la cristallinité des micas que dans les horizons pédologiques où les feuillets subissent un début d'ouverture.

Dans la présente étude, les mesures de cristallinité ont été pratiquées sur des schistes de faciès identique. Dans le Paléozoïque en particulier, et pour limiter l'influence possible de l'héritage sédimentaire ou de la composition chimique initiale, j'ai encore échantillonné uniquement et systématiquement les Schistes d'Angers. La maille d'échantillonnage, variable suivant les conditions de terrain, reste toujours inférieure à 10 km. Environ 150 stations ont été étudiées lors de la réalisation de ce travail.

Dans le Briovérien, plus hétérogène, les analyses ont été faites, dans la mesure du possible, sur des faciès comparables.

Les conditions expérimentales choisies sont les suivantes :

- diffractomètre Philips PW1130, 30 kv, 15 mA, Cu filtré Ni.
- enregistrement Philips PW1360, sensibilité 2.10^2, inertie 4, vitesse papier 600 mm/h, soit $2\theta = 1° = 20$ mm.

Avec ces conditions expérimentales, la cristallinité maximale obtenue sur une muscovite endogène correspond à l'indice 2, tandis que les illites d'un bassin sédimentaire non affecté par un quelconque métamorphisme, donnent des indices compris entre 15 et 20 (échantillon J. ESTEOULE, Bassin tertiaire de Langon, Ille et Vilaine). La correspondance, entre l'échelle des indices utilisée ici et celle de G. DUNOYER DE SEGONZAC (1969) a pu être établie grâce à des échantillons standards (fig. 135). Il faut noter que les indices de cristallinité restent des valeurs absolues liées à l'appareillage utilisé. Pour y remédier G. DUNOYER et B. KUBLER (1977) viennent de proposer l'utilisation d'un étalon unique permettant d'uniformiser les diverses méthodes.

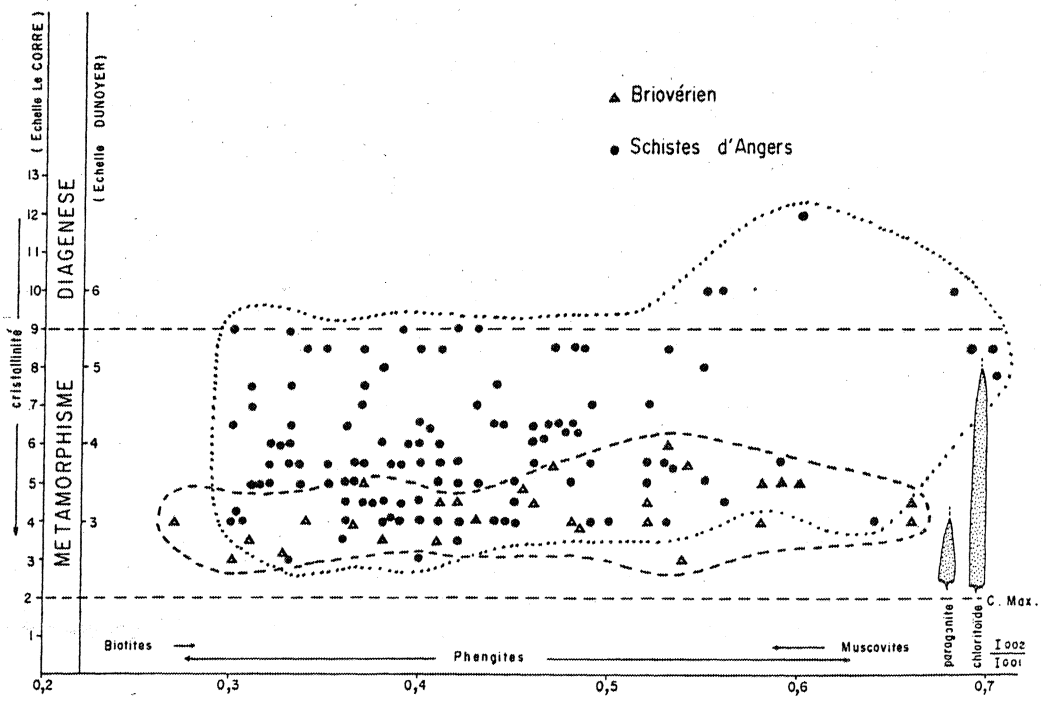


Fig. 135 - Cristallinité comparée des micas dioctaédriques dans le Briovérien et le Paléozoïque en Bretagne centrale (diagramme d'Esquevin).

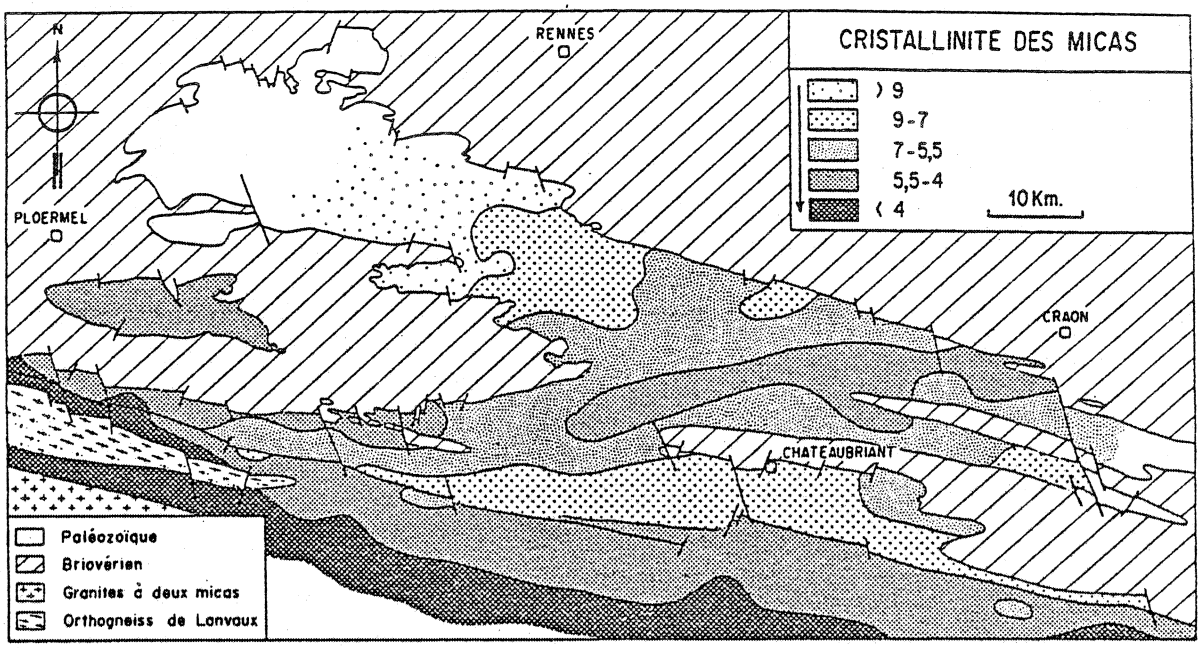


Fig. 136 - Carte de répartition des zones d'isocristallinité des micas dans les Schistes d'Angers en Bretagne centrale.

- *Résultats et interprétations géologiques*

Ils sont présentés ici sous deux formes :

- un diagramme, type Esquevin (1969), liant l'indice de cristallinité au rapport d'intensité des pics à 10 Å et 5 Å (fig. 135),
- une carte en courbes d'isocristallinité, préparée par interpolation des mesures obtenues à chaque station (fig. 136).

La discontinuité entre Briovérien et Paléozoïque.

On sait qu'il existe entre le Briovérien et le Paléozoïque une discontinuité structurale importante (cf. 1ère partie) et il était intéressant de comparer les degrés de métamorphisme entre les deux systèmes.

Les données sur la cristallinité montrent l'existence d'une discontinuité entre le Briovérien et les Schistes d'Angers

(fig. 135). Le Briovérien présente des indices relativement constants de l'ordre de 4 à 5 sauf localement où l'on peut descendre à 3. Tous les échantillons de Briovérien sont franchement dans l' "épizone" et forment un nuage de points (fig. 135) significatif d'une évolution métamorphique relativement avancée (DUNOYER, 1969).

Par contre, dans les Schistes d'Angers, on observe une grande diversité des indices qui vont de 12 à 3, c'est-à-dire de la "diagenèse profonde" à l' "épizone" de sorte que les nuages de mesures des deux systèmes ne se recouvrent pas (fig. 135). Ainsi, dans l'ensemble, le Briovérien a une meilleure cristallinité que le Paléozoïque. Mais cette discontinuité entre les valeurs est surtout sensible au N, tandis que vers le S le Paléozoïque semble rattraper le Briovérien à cause de l'existence d'un gradient N-S. Au S du "Bassin de Chateaulin", dans une région également plus métamorphique J.P. SAGON et G. DUNOYER (1972) n'observent pas non plus de différence de cristallinité entre Briovérien et Paléozoïque et concluent à une évolution thermique identique pour les deux systèmes.

Cette discontinuité entre les valeurs obtenues dans le Briovérien et les Schistes d'Angers peut être interprétée comme la preuve d'une discordance de métamorphisme entre Briovérien et Paléozoïque. Cependant, si on peut imaginer une évolution métamorphique du Briovérien, antérieure à la transgression paléozoïque, les arguments basés sur la cristallinité sont finalement assez délicats à utiliser. Il faut déjà faire l'hypothèse que les stocks d'illite dans le Briovérien et le Paléozoïque avaient le même chimisme initial de manière à pouvoir s'agrader parallèlement dans les mêmes conditions thermiques. Par ailleurs, le Briovérien et les Schistes d'Angers sont séparés par 500 à 1 000 mètres de sédiments dont le Grès armoricain qui a pu jouer le rôle d'écran thermique. La différence de cristallinité entre Briovérien et Paléozoïque peut donc s'expliquer plus simplement par la différence de profondeur et non par une évolution métamorphique antérieure du Briovérien. Cette dernière façon de voir peut encore s'appuyer sur les mesures faites dans la Formation de Pont-Réan appartenant à l'extrême base du Paléozoïque

où l'on trouve des indices meilleurs que dans les Schistes d'Angers et voisins de ceux du Briovérien. Enfin, l'existence d'une schistosité hercynienne dans le Briovérien va encore dans le même sens (cf. 1ère partie). Mais il est probable aussi que l'agradation des illites briovériennes avait déjà commencé par simple diagenèse avant l'époque hercynienne.

Le gradient régional dans le Paléozoïque

La figure 135 montrant une grande dispersion des valeurs obtenues dans le Paléozoïque, il était intéressant de rechercher une loi de répartition en traitant la cristallinité comme une variable régionalisée. La carte des zones d'isocristallinté est à ce titre particulièrement significative. Ainsi, on se rend compte immédiatement que les cristallinités les plus mauvaises sont situées au N, tandis que les meilleures apparaissent dans la partie sud, nettement épizonale. Entre ces extrêmes, toute une gamme de valeurs s'échelonne, parfois perturbée par des anomalies qui seront discutées.

En reportant les mesures en fonction de la distance, suivant une coupe N-S entre Guichen et Nozay, on obtient un gradient horizontal moyen de l'ordre de 0,15 unité de cristallinité/km (fig. 137) qui correspond à une remontée des paléo-isothermes dans le secteur sud.

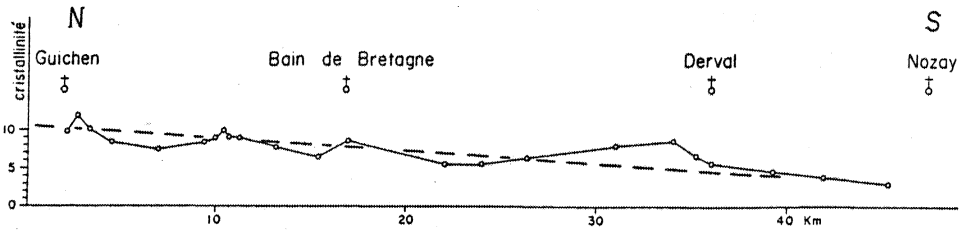


Fig. 137 - Profil entre Guichen et Nozay mettant en évidence un gradient régional de cristallinité du N vers le S.

Par ailleurs, l'abondance des chlorites dans toutes les roches analysées m'a conduit à essayer d'utiliser l'évolution cristallo-chimique de ces minéraux dans un métamorphisme croissant. Je n'ai pas voulu approfondir véritablement la question car le problème

peu étudié, est compliqué par la grande diversité chimique des chlorites. Cependant, j'ai essayé de tirer parti des nombreux diffractogrammes déjà réalisés, en mesurant et comparant divers paramètres cristallographiques. Les résultats sont décevants et en particulier, il ne semble y avoir aucune relation nette entre l'intensité du métamorphisme et le rapport de hauteur des pics à 14 Å et 7 Å, traduisant la composition chimique des chlorites.

Pourtant, une certaine corrélation semble possible entre l'indice de cristallinité des micas blancs et un "indice de cristallinité des chlorites",défini par la largeur du pic à 7 Å à mi-hauteur. Les points du diagramme (fig. 138) forment un nuage allongé, où les chlorites "mal cristallisées" correspondent dans l'ensemble aux indices les plus mauvais des micas. Il faut remarquer, ici, que les variations d'indice des chlorites sont beaucoup plus faibles (8 à 3) que celles des micas (12 à 3). Il semble que les chlorites s'agraderaient assez rapidement dans la diagenèse profonde, pour atteindre dès le début de l'épizone une cristallinité maximale stable, comprise entre 3 et 5, tandis que les micas blancs continueraient à évoluer.

Il faut noter enfin que les données sur la cristallinité sont également corrélables avec la présence de certains minéraux-index (fig. 135). Par exemple le chloritoïde n'existe que dans les roches, de composition convenable, ayant un indice inférieur à 8, c'est-à-dire pratiquement dès l'apparition du métamorphisme, aussi faible soit-il. Par contre la paragonite ne se manifeste nettement sur les diffractogrammes que pour les échantillons dont l'indice de cristallinité est égal ou inférieur à 4, c'est-à-dire dans des conditions thermiques nettement plus sévères que pour le chloritoïde.

La grande anomalie oblique

Dans le Paléozoïque, les directions structurales sont voisines de N 100, mais les zones d'isocristallinité ne s'allongent pas toujours suivant cette même direction. Ainsi la carte (fig. 136) met en évidence une grande anomalie positive de cristallinité,

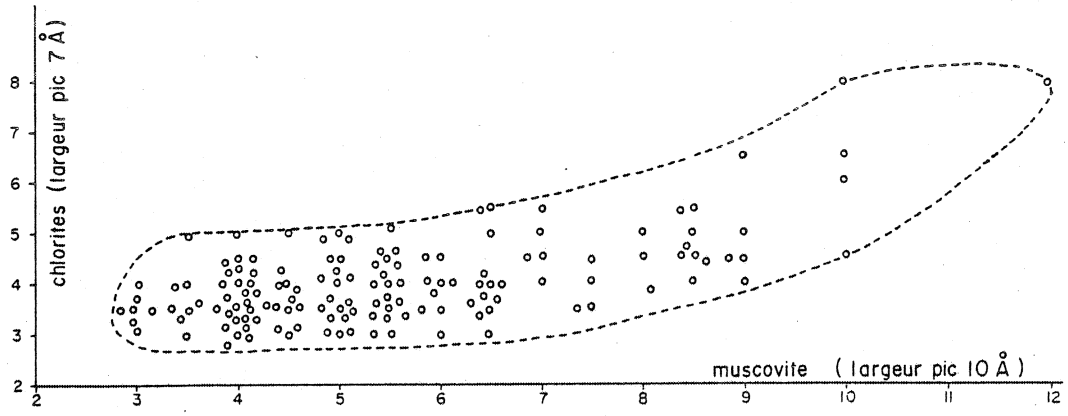


Fig. 138 - Relation entre "cristallinité des muscovites - phengites" et "cristallinité des chlorites".

orientée grossièrement N 70, prenant naissance au SW à la limite Briovérien - Paléozoïque près de La Gacilly et s'allongeant au NE vers Craon (fig. 139). Sur cette anomalie, les indices atteignent la valeur 4 et même 3 dans le Briovérien, cristallinités élevées qui ne se retrouvent ensuite que dans l'extrême sud.

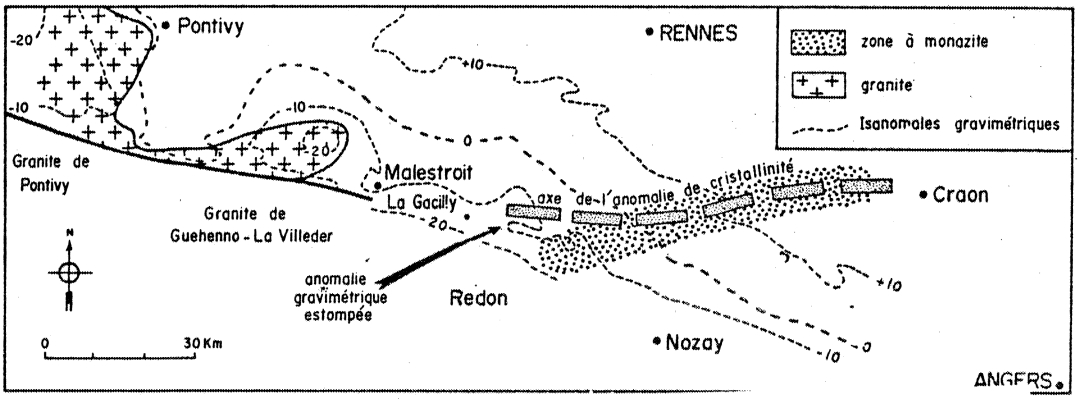


Fig. 139 - Corrélation entre anomalie de cristallinité, zone à monazite et anomalie gravimétrique, étayant l'hypothèse d'une masse granitique en profondeur.

On pourrait voir ici l'effet de la remontée tardive d'un bloc ayant été soumis à des conditions thermiques plus profondes, mais rien sur le plan structural ne confirme une telle hypothèse. Une autre interprétation serait l'existence d'un dôme thermique dont l'origine reste à trouver : effet de socle, mise en place d'un massif intrusif (LE CORRE, 1975).

Pour avancer une hypothèse, on peut remarquer que la forme lobée de l'anomalie n'est pas sans évoquer celle des granites à deux micas hercyniens (fig. 2 et 139), qui paraissent s'échapper

vers le N, tout au long de la grande discontinuité structurale allant de la Pointe du Van à Malestroit (COGNÉ, 1957). D'W en E, s'échelonnent les massifs de Locronan, de Pontivy, de Guehenno - Lizio. Comme le souligne le grand développement des terrains paléozoïques à partir de Malestroit, l'ensemble de la structure armoricaine plonge, axialement, vers l'E. C'est probablement pour cette raison que les lobes granitiques n'affleurent plus à l'E de Malestroit, mais rien ne s'oppose à leur existence en profondeur. Dans cette hypothèse, la mise en place d'un grand lobe granitique aurait pu induire un dôme thermique suffisant pour créer une anomalie positive de cristallinité, se superposant au gradient régional normal.

Cette interprétation peut s'appuyer sur d'autres arguments. Ainsi, la carte gravimétrique de la France (B.R.G.M., 1958) montre de nettes anomalies négatives, en rapport avec les lobes granitiques de Pontivy et de Guehenno - Lizio. Plus à l'E, une petite anomalie négative, soulignée par la courbe - 10, s'amorce mais s'estompe rapidement vers le N, comme si le défaut de masse était trop profond. Il se trouve que cette anomalie gravimétrique est située exactement à la base de l'anomalie de cristallinité, dans la région de La Gacilly (fig. 139).

Un autre argument est donné par la carte de répartition des nodules de monazite, dans les Schistes d'Angers, publiée par DONNOT et al. (1973) : la zone à monazite s'allonge exactement suivant l'axe de l'anomalie de cristallinité des micas, étudiée dans cette même formation (fig. 139). Pour ces auteurs, la monazite serait d'origine sédimentaire mais, en se basant sur des arguments pétrologiques et microstructuraux, ils concluent à une recristallisation et à un nourrisage des nodules, liés à un métamorphisme léger.

Enfin, toujours dans la région de La Gacilly, donc encore à la racine de l'anomalie de cristallinité, rappelons que l'on peut observer des tâches de métamorphisme thermique confirmant l'existence d'une masse intrusive en profondeur.

Cet ensemble d'observations semble confirmer l'existence de dômes thermiques liés à la mise en place des leucogranites hercyniens. Signalons par ailleurs que de tels dômes thermiques ont été mis en évidence, grâce à la cristallinité,dans des contextes géologiques comparables (voir DUNOYER et al., 1968, PIQUÉ, 1975, VIDAL et LOZAC'H, 1976, par exemple).

La faille Malestroit - Angers.

La grande discontinuité structurale, allant de la Pointe du Raz à Malestroit, se prolonge vers l'E à travers les terrains paléozoïques jusqu'à Angers. Il s'agit en réalité d'un faisceau compliqué de failles subdirectionnelles, dont la plus marquante limite le flanc sud du synclinal de St Julien-de-Vouvantes, mettant en contact anormal le Llandeilien et le Silurien (cf. 1ère partie, p. 130). Les mesures de cristallinité confirment l'importance de cette discontinuité : de part et d'autre, les indices peuvent sauter de deux ou trois unités (fig. 136). Le compartiment sud aurait été nettement soulevé par rapport au compartiment nord, probablement lors des phases cassantes tardi-hercyniennes.

En conclusion, l'analyse de la cristallinité des micas dioctaédriques permet de préciser :

- l'existence d'un gradient métamorphique grossièrement N-S,
- l'existence d'une anomalie oblique interprétée comme un dôme thermique lié à la mise en place des leucogranites,
- l'importance de la discontinuité au niveau de la faille "Malestroit-Angers".

II - 5 - 4. LES RELATIONS METAMORPHISME - SCHISTOSITE

Je tenterai ici de replacer les manifestations du métamorphisme par rapport aux déformations visibles à l'échelle de la lame mince. Le repère chronologique de base sera la schistosité régionale, éventuellement relayée ensuite par la crénulation tardive.

Parmi les minéraux néoformés on sera ainsi conduit à distinguer des minéraux "antéschisteux", "synschisteux" et "post-schisteux". Cependant, bien qu'elle soit commode, cette distinction présente des difficultés car la schistosité n'est pas un repère chronologique instantané et les critères employés sont parfois ambigus (cf. VERNON, 1978).

- *Les minéraux "antéschisteux"*

Abstraction faite des minéraux détritiques originels, les cristaux néoformés pouvant véritablement être considérés comme antéschisteux sont très rares. Je n'ai pu les observer qu'en deux localités dans le Briovérien : au Rocher d'Uzel (BB21) près de St Malo-de-Phily et surtout à la Pierre au Diable (J5) près d'Orgères (fig. 134). Dans ces deux cas, il pourrait s'agir de "fantômes de chiastolites" entièrement chloritisés s'étant comportés en objets résistants vis-à-vis de la schistosité hercynienne qui les contourne. Ceux de la Pierre au Diable sont mieux conservés quant à la forme, tandis qu'au Rocher d'Uzel où la schistosité est plus intense, il s'agit plutôt de tâches chloriteuses assez mal définies. Plusieurs interprétations sont possibles pour tenter d'expliquer la présence de ces fantômes de chiastolites. Il s'agit plus probablement de l'influence précoce de la montée des leucogranites hercyniens qui ont pu atteindre le Briovérien avant la phase majeure synschisteuse. On peut aussi invoquer, mais plus difficilement, un métamorphisme thermique lié à la mise en place de granites cadomiens (type mancelliens), ou encore de granites d'âge intermédiaire, ordoviciens (type Lanvaux) ou siluro-dévoniens (type Bretagne méridionale).

- *Les minéraux "synschisteux"*

Nous avons déjà vu, dans les Schistes d'Angers, que la paragenèse strictement synschisteuse était essentiellement constituée par l'association "chlorite + micas blancs + chloritoïde".

Les micas et chlorites

Des évidences du caractère synschsiteux de la chlorite peuvent être données en comparant les cartes de répartition du type de schistosité (fig. 105) et de l'abondance relative de chlorite (fig. 103). Pour les micas blancs (muscovite, phengite), il est plus difficile de distinguer les minéraux anciens détritiques réorientés, des néocristaux véritablement synschisteux, si ce n'est par la taille. Seule la paragonite apparaît comme un néominéral évident, lié au métamorphisme, grâce à sa répartition (fig. 134). On peut cependant supposer que des néophengites ou des néomuscovites sont apparues progressivement durant la schistogenèse, mais les cristaux sont restés le plus souvent de très petite taille (< 10 µ probablement). Ce n'est que dans les faciès les plus métamorphiques (schistosité du type 5) que l'on peut observer des minéraux phylliteux de grande taille (de l'ordre de 50 µ) manifestement néoformés.

Le chloritoïde

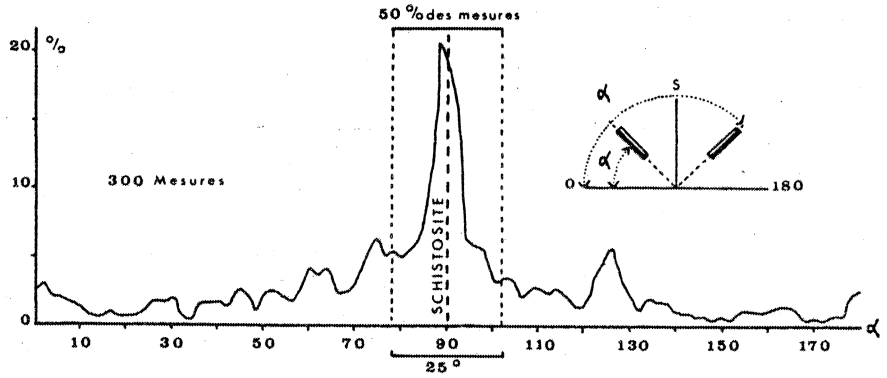


Fig. 140 - Relations entre l'orientation de la schistosité et celle des chloritoïdes (courbe de fréquence) dans les Schistes d'Angers.

Le cas du chloritoïde est un peu différent. Il n'apparaît, comme nous l'avons vu, que dans les faciès affectés par la schistosité de flux (fig. 105 et 133). Ce minéral semble donc lié au paroxysme synschisteux mais l'histoire de son apparition peut être approchée de manière plus précise (LE CORRE, 1969). Les cristaux de chloritoïde sont généralement des plaquettes subhexagonales parallèles au plan (001) et qui, pour la plupart, ont une orientation voisine

de celle du plan de schistosité (fig. 140). On peut cependant observer dans une même lame mince des cristaux dans toutes les positions possibles par rapport à la schistosité. Les cristaux obliques fossilisent souvent des stades précoces du développement de la schistosité sous forme d'inclusions, mais ils sont également contournés par la schistosité externe de la matrice quartzo-phylliteuse. Les cristaux montrant des traces de déformation, torsions ou ruptures, sont très rares. Le plus souvent, l'effet de la déformation progressive sur les cristaux obliques semble avoir été la rotation passive.

Cette rotation syncinématique, confirmée par la présence d'inclusions sigmoïdes dans les cristaux, ne semble pas se faire systématiquement dans le même sens. Au contraire, les cristaux paraissent avoir tourné dans un sens ou dans l'autre, toujours du côté de leur obliquité par rapport à la schistosité (fig. 141). Il faut signaler aussi que certains cristaux restent strictement perpendiculaires à la schistosité. Les ombres de pression aux extrémités des cristaux, remplies de quartz et de phyllites mal orientées, sont toujours symétriques. Enfin, dans une même lame, certains cristaux obliques sont très peu contournés par la schistosité et paraissent assez tardifs par rapport au paroxysme synschisteux.

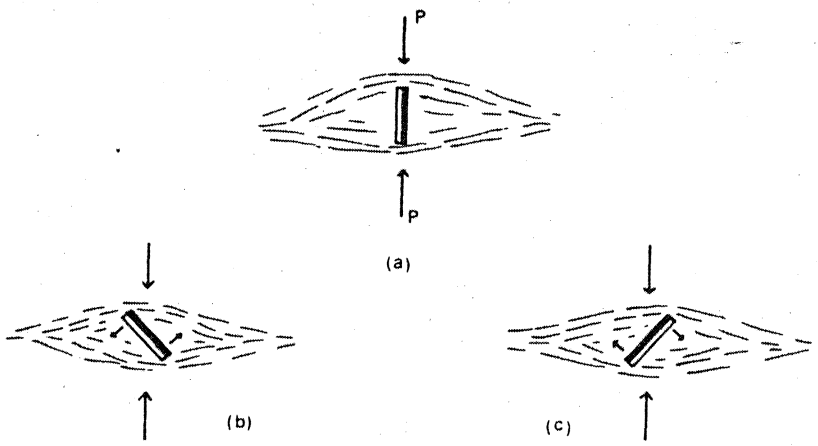


Fig. 141 - Schéma illustrant le blocage (a) ou la rotation dans un sens (b) ou dans l'autre (c) des chloritoïdes en régime d'aplatissement pur.

Ces observations montrent que les cristaux de chloritoïde se comportent comme des plaquettes résistantes peu déformables par

rapport à la matrice quartzo-phylliteuse. Des germes cristallins ont pu apparaître un peu avant, pendant et un peu après le paroxysme synschisteux. La croissance de ces germes semble relativement indépendante de l'orientation des contraintes car 50 % au moins des cristaux font un angle supérieur à 10° par rapport à la schistosité (fig. 140). Les germes les plus précoces sont nettement contournés par la schistosité et ont subi une réorientation importante tandis que les germes strictement synschisteux étaient peut-être mieux orientés initialement. Les germes les plus tardifs fossiliseront les stades initiaux de la schistosité et seront peu contournés par celle-ci.

Les ombres de pression symétriques, l'existence de cristaux restés perpendiculaires à la schistosité, ou tournant soit dans un sens, soit dans l'autre (fig. 141), tendent à montrer que la déformation synschiteuse s'est effectuée ici en régime d'aplatissement, sans composante rotationnelle notable (cf. I-1-2, p. 161).

En conclusion, *Le chloritoïde est un minéral synschisteux mais dont l'apparition a été assez étalée dans le temps.* Les cristaux se sont comportés en objets résistants, sujets à des réorientations dans une matrice quartzo-phylliteuse plus déformable en régime non-rotationnel.

L'andalousite

Enfin, parmi les "minéraux synschisteux", il reste le cas, assez rare et limité à la proximité des leucogranites, des "andalousites précoces" se développant dans les faciès alumineux des Schistes d'Angers. Deux exemples pris à proximité du granite d'Allaire ou de sa prolongation orientale, serviront d'illustration. La région de Rochefort-en-Terre (cf. HERROUIN et al., 1970) est bordée par le massif d'Allaire qui affleure largement au S. On y observe une schistosité de flux intense (type 4 et 5) et un métamorphisme syn- à post-schisteux lié à la présence de l'intrusion granitique. A côté des micas, chlorites et chloritoïdes synschisteux, on peut reconnaître des cristaux de chiastolite partiellement déstabilisés le plus souvent.

Ces cristaux fossilisent généralement une schistosité interne, mais sont également contournés par la schistosité de flux et présentent des ombres de pression aux extrémités selon une direction sub-horizontale parallèle à la linéation d'étirement. Ces "andalousites précoces" sont souvent réorientées dans le plan de schistosité mais sans orientation linéaire très marquée. On retrouve parfois ces andalousites précoces en enclaves déstabilisées dans les faciès de bordure du granite (COGNÉ, 1957).

La région de Nozay, située plus à l'E, est également le siège d'un métamorphisme de ce type. On se trouve ici au toit de la prolongation du granite d'Allaire qui affleure en quelques pointements limités, déjà signalés autrefois par L. DAVY (1889). La schistosité y est également intense avec une recristallisation poussée des micas (type 5) mais elle est très perturbée par la crénulation tardive caractéristique de ce domaine méridional. On observe des cristaux de chiastolite plus ou moins déstabilisés mais qui possèdent ici une orientation linéaire subhorizontale très marquée et parallèle à l'étirement général de la roche et à la trace de la crénulation. Dans les lames taillées perpendiculairement à la linéation d'étirement, la schistosité de flux paraît entourer presque entièrement les cristaux (fig. 142), tandis que les ombres de pression sont absentes ou réduites. La crénulation déforme la schistosité de flux et parfois les chiastolites. Dans les lames parallèles à la linéation, on observe souvent la rupture ou le boudinage des cristaux. La schistosité de flux contourne les andalousites, mais ici on observe aux extrémités des ombres de pression normalement développées.

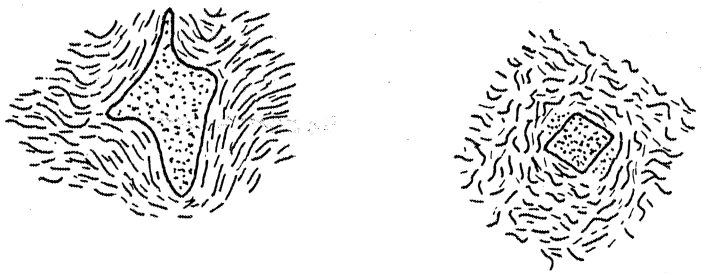


Fig. 142 - Relations entre schistosité et andalousite en régime constrictif (région de Nozay).

Tous ces cristaux peuvent fossiliser une schistosité interne. Il s'agit donc ici encore d' "andalousites précoces" apparues au cours du développement de la déformation synschisteuse et ayant subi une forte réorientation. Cependant, la grande différence vis-à-vis de l'exemple précédent est l'existence d'un régime constrictif ($X > Y \simeq Z$) pendant la déformation, expliquant le comportement géométrique particulier de la schistosité par rapport aux cristaux.

On notera que la différence de régime entre les deux exemples proposés semble liée à la position par rapport au massif de granite. A Rochefort-en-Terre, on est sur le flanc nord de l'intrusion, ce qui est compatible avec un régime en aplatissement avec un étirement modéré selon X. A Nozay, au contraire, on est au-dessus de l'intrusion, ce qui peut expliquer une forte constriction confirmée d'ailleurs par les marqueurs de la déformation finie (cf. II-6).

- *Les minéraux post-schisteux*

Mis à part certains opaques (pyrite en particulier), les minéraux post-schisteux apparus en régime statique sont surtout localisés dans le domaine méridional en relation encore avec les leucogranites. Il s'agit essentiellement de "tâches", de "chloritoïde II" et d' "andalousite II" (fig. 133 et 134), mais aussi, localement, de micas blancs ou de biotite.

Les "tâches post-schisteuses" sont particulièrement bien exposées dans la région de La Gacilly en relation avec une intrusion profonde non affleurante déjà signalée.

Ces "tâches" sont un peu ovoïdes et allongées dans le plan de schistosité et ont peut-être enregistré les derniers incréments de la déformation. Cependant, elles apparaissent comme "à l'emporte-pièce" sur la schistosité qui est fossilisée sans perturbations. Les "tâches" sont accompagnées par du "chloritoïde II" fossilisant également la schistosité de flux. Ce "chloritoïde II" paraît postérieur aux "tâches". Enfin, la crénulation tardive se développe après l'apparition des "tâches" et du "chloritoïde II".

Le "chloritoïde II" est probablement le minéral post-schisteux le plus fréquent (fig. 133). Il peut apparaître dans presque toutes les formations silteuses mais plus particulièrement dans le Silurien. Il s'agit généralement de porphyroblastes beaucoup plus gros et plus nombreux que les cristaux de chloritoïde synschisteux et souvent associés en rosettes. On n'observe le "chloritoïde II" que dans la zone à "chloritoïde I" et on peut parfois voir dans une même lame les deux générations. Il est possible d'observer parfois uniquement du "chloritoïde II" en particulier vers le sommet de la série paléozoïque (Silurien). Quand elle existe (domaine méridional), la crénulation tardive est, soit postérieure, soit plus ou moins contemporaine du "chloritoïde II", mais localement à proximité des leucogranites, certains cristaux peuvent encore apparaître après la crénulation (Rochefort-en-Terre, cf. J. PLAINE - comm. pers.).

Les "andalousites II" ne s'observent encore qu'à proximité immédiate des leucogranites en particulier dans la région de Rochefort-en-Terre au contact du granite d'Allaire. Elles apparaissent "à l'emporte-pièces" sur la schistosité de flux qu'elles fossilisent entièrement.

Ainsi, les "tâches", le "chloritoïde II" et l' "andalousite II" semblent être des manifestations tardives du métamorphisme lié à la mise en place des leucogranites et correspondent au "métamorphisme de contact" au sens strict. La crénulation de la schistosité initiale semble également plus ou moins associée à ce stade tardif de la montée des granites.

Finalement, l'ensemble des données conduit à imaginer un métamorphisme de basse pression contemporain à la montée syntectonique des leucogranites hercyniens.

On voit ainsi se confirmer l'influence des leucogranites, pendant la déformation, invoquée déjà au sujet des trajectoires de schistosité (pendages faibles, cf. II-1-4, p. 210).

C'est dans le domaine méridional que ces granites sont parvenus le plus haut dans la structure. Il en découle l'existence d'un gradient régional N-S mais avec des anomalies locales correspondant à des dômes thermiques plus ponctuels. L'existence de minéraux apparaissant à différents moments, par rapport au paroxysme du raccourcissement régional que traduit la schistosité, illustre bien les différents stades de la montée des intrusions granitiques. Mais chronologiquement tout paraît s'enchaîner sans discontinuités importantes depuis les manifestations les plus précoces jusqu'à la crénulation tardive.

II - 5 - 5. L'INFLUENCE DU DEGRE DE METAMORPHISME SUR L'INTENSITE DE LA SCHISTIFICATION

Il est intéressant de pouvoir comparer les données sur le métamorphisme aux autres résultats déjà obtenus, tels que la fabrique des schistes et la zonéographie typologique de la schistosité.

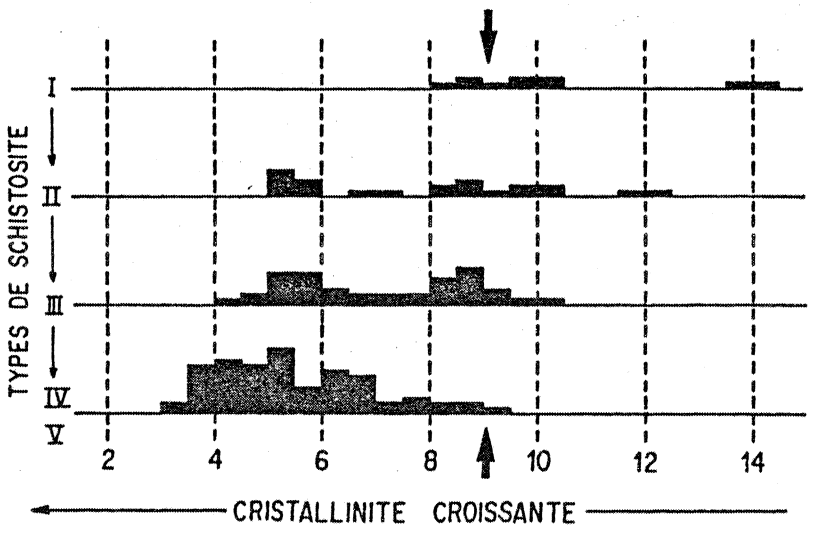


Fig. 143 - Relations entre le type de schistosité et la cristallinité des micas dans les Schistes d'Angers.

La figure 143 montre clairement qu'*il existe une relation entre le type de schistosité et l'indice de cristallinité des micas* : les schistosités les plus évoluées correspondent aux meilleures cristallinités. La limite située entre les valeurs 8 et 10 semble importante. On remarquera que l'on ne trouve plus de schistosité de flux

pénétrative (type 4) pour des indices supérieurs à cette limite et que, par contre, la schistosité de fracture (type 1) est caractérisée par des valeurs toujours supérieures à 8. Cette limite, qui correspond approximativement au passage anchizone - épizone, semble caractériser aussi le début du fluage schisteux.

Toutefois, on observe un étalement assez important des indices de cristallinité pour chacun des types de schistosité. Le recouvrement entre les divers types est tel que ce sont finalement les limites inférieures et supérieures qui sont caractéristiques de chaque "faciès" de schistosité. Ceci s'explique par le fait que la température n'est qu'un des facteurs intervenant dans la schistogenèse. Ainsi, certaines localités situées dans une zone à bonne cristallinité pourront être affectées par une schistosité peu évoluée parce qu'elles se trouvent à proximité d'un point neutre par exemple.

Si l'on tente une corrélation entre la cristallinité et l'indice de schistosité "S", l'interprétation devient plus délicate car ce paramètre traduit à la fois l'intensité et la symétrie de la fabrique. Certes, les très "bonnes schistosités" (S > 100) correspondent aux cristallinités les meilleures mais on trouve aussi de très bonnes cristallinités pour des valeurs faibles de "S". Dans ce cas, ce sont les effets de la crénulation II qui sont généralement en cause et qui font baisser l'intensité de "S" sans affecter naturellement la cristallinité. En fait, on observe plutôt, dans ce cas, une amélioration de la cristallinité, à mesure que la crénulation devient plus intense (fig. 144). On confirme ainsi, indirectement, la relation température -proximité des granites - crénulation II.

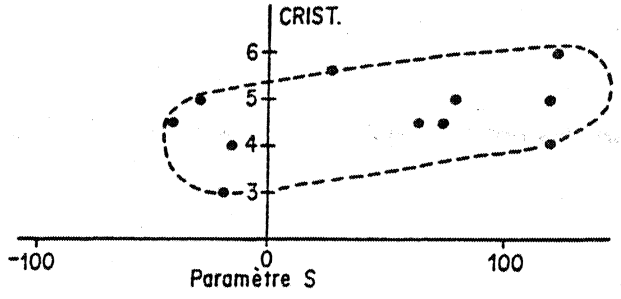


Fig. 144 - Relations entre l'augmentation de la cristallinité et l'intensité de la crénulation tardive de la schistosité de flux pénétrative dans les Schistes d'Angers. L'intensité croissante de la crénulation se traduit par la diminution progressive du paramètre "S".

La comparaison entre les paramètres de cristallinité et d'intensité de fabrique des micas (Rf) est plus intéressante, car Rf traduit l'intensité de l'orientation préférentielle indépendamment du type linéaire ou planaire de la fabrique (fig. 145). Sur cette figure on voit clairement que l'intensité de la fabrique augmente, quelle que soit sa symétrie, quand la cristallinité s'améliore.

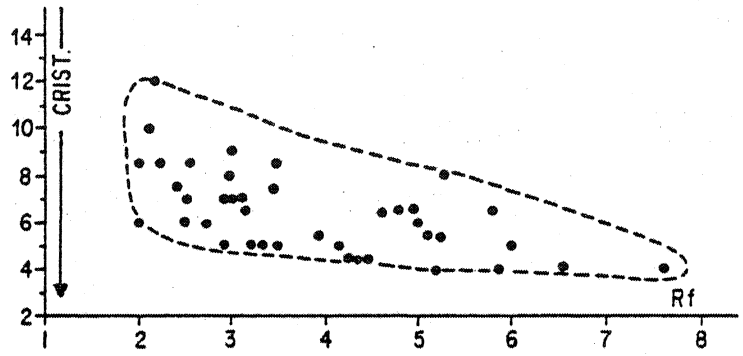


Fig. 145 - Relation entre l'indice de cristallinité et l'intensité de fabrique (Rf) des micas dans les Schistes d'Angers.

La comparaison des diverses cartes est peut-être encore plus éclairante. Ainsi la carte typologique (fig. 105), la carte du paramètre S (fig. 125), la carte du chloritoïde (fig. 133) et la carte de cristallinité (fig. 136) montrent des contours assez semblables.

On constatera pour toutes ces données le gradient N-S et la présence d'une anomalie centrale. On notera plus particulièrement, la similitude de répartition des faciès à chloritoïde et de la schistosité de flux pénétrative (fig. 105 et 133). Tout ceci illustre une relation évidente entre l'intensité de la schistosité et la température atteinte au cours du métamorphisme.

II - 6 L'ANALYSE DE LA DEFORMATION FINIE[1]

II - 6 - 1. METHODES UTILISEES POUR L'EVALUATION DE LA DEFORMATION

J'ai déjà évoqué brièvement (cf. I-1-5) les différentes méthodes permettant une évaluation quantitative ou semi-quantitative de la déformation finie (forme de l'ellipsoïde et intensité). Le choix des méthodes est naturellement basé sur la nature des marqueurs utilisables. Dans le territoire étudié, on peut essentiellement retenir trois types de marqueurs :

- les galets des conglomérats,
- les nodules d'origine sédimentaire des formations silteuses,
- les fossiles des formations silteuses.

Il faut signaler aussi l'utilisation possible des tâches de réduction (*"green spots"*) et des Tigillites (tubes d'origine biologique) de la Formation de Pont-Réan mais qui ne seront pas considérées ici.

- *Les marqueurs ellipsoïdaux (galets, nodules...)*

Les aspects théoriques de ce problème ont été surtout abordés par J. RAMSAY (1967), D. DUNNET (1969), D. ELLIOT (1970) et D. DUNNET et A. SIDDANS (1971), P. MATTHEWS et al. (1974), B. LE THEOFF (1977). Dans la mesure du possible, il est plus facile d'analyser des coupes parallèles aux plans principaux de l'ellipsoïde de déformation. De telles coupes ne passent pas systématiquement par le centre des objets ellipsoïdaux mais on peut noter que les sections elliptiques observées ont les mêmes rapports axiaux que des ellipses centrées qui leurs seraient parallèles (RAMSAY 1967).

Les différentes méthodes d'analyse sont basées sur la relation qui existe, pour une coupe donnée, entre le rapport axial de l'ellipse initiale (R_i), le rapport axial de l'ellipse déformée (R_t),

---

[1] La plus grande partie des résultats présentés ici sont le fruit d'une collaboration avec B. LE THEOFF dont le sujet de thèse de 3e cycle (LE THEOFF, 1977) portait sur l'analyse des marqueurs ellipsoïdaux, en particulier les conglomérats, dans la région de Bretagne centrale située à l'W de la Vilaine.
J'ai complété ces données vers l'E par des observations et des mesures beaucoup moins serrées, en particulier sur les nodules et fossiles.

le rapport axial de l'ellipse de déformation (R_s) et l'angle ϕ entre le grand axe de l'ellipse déformée et le grand axe de l'ellipse de déformation (fig. 146). Dans la pratique, le problème revient à calculer R_s à partir des seules mesures directes de R_t et ϕ, le contraste de ductilité étant supposé négligeable.

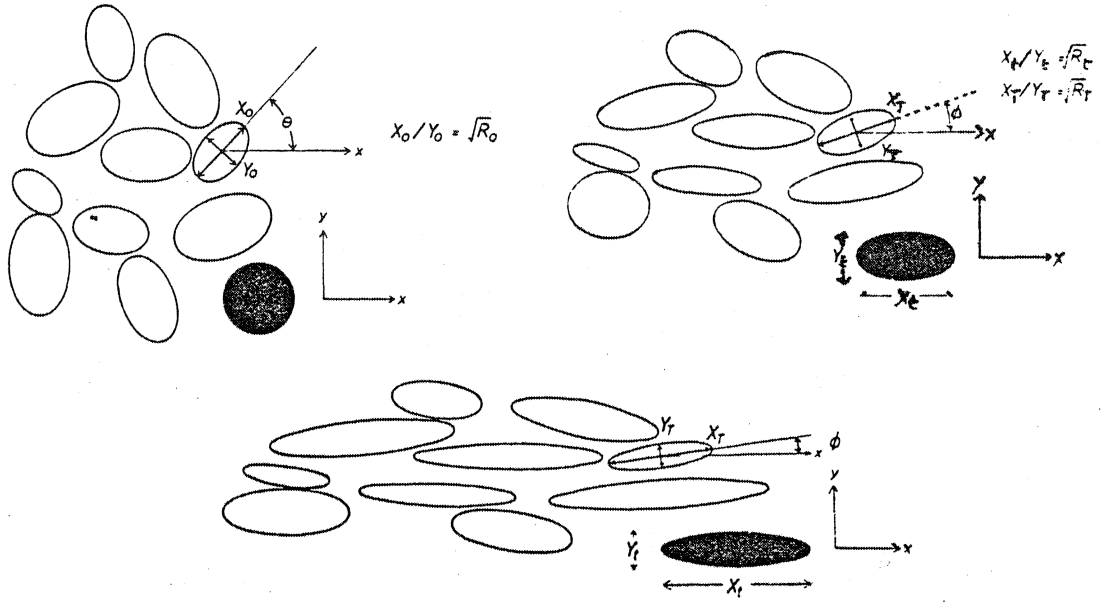


Fig. 146 - Déformation d'objets elliptiques ayant le même rapport axial initial. (d'après RAMSAY, 1967).

RAMSAY (1967) résoud le problème en montrant qu'en fonction de ϕ, R_t passe par un maximum et par un minimum, de sorte que (fig. 147),

$$R_{t_{max}} = R_i \, R_s$$

$$R_{t_{min}} = \frac{R_i}{R_s} \text{ ou } \frac{R_s}{R_i}.$$

DUNNET (1969) a également montré qu'il est possible de fabriquer des abaques théoriques liant les quatre paramètres (fig. 148). Il suffit alors de reporter de la même manière R_t en fonction de ϕ, puis de comparer le nuage de points obtenu aux abaques et d'en tirer la valeur la plus proche de R_s et parfois celle de R_i (fig. 149).

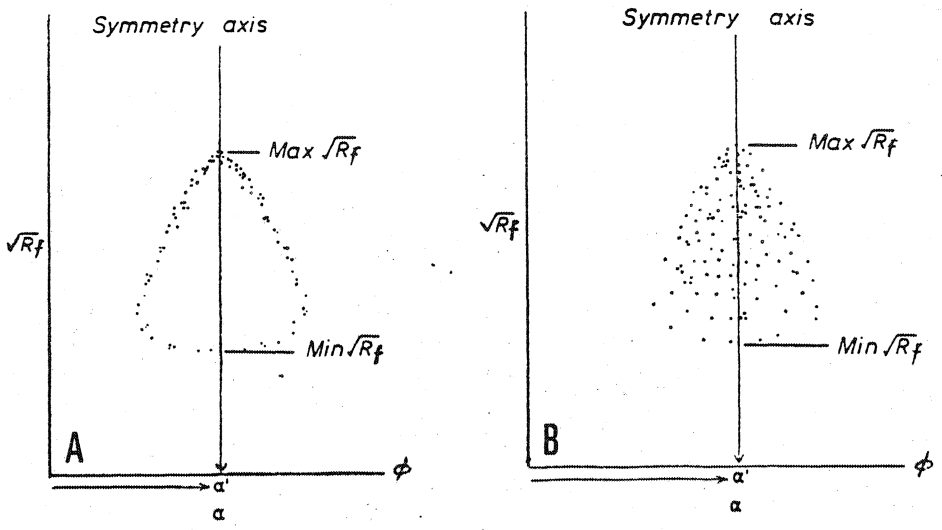


Fig. 147 - Relation entre le Rapport Rf et l'angle ϕ.
A) Rapports Ri constants,
B) Rapports Ri variables.
(d'après RAMSAY 1967).

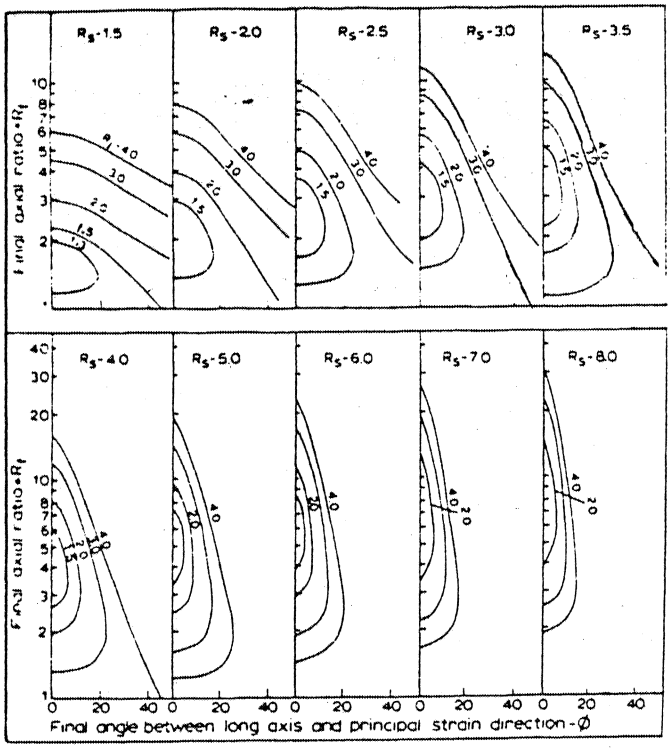


Fig. 148 - Abaques théoriques liant Rf et ϕ pour différentes valeurs de Rs et de Ri. (d'après DUNNET, 1969).

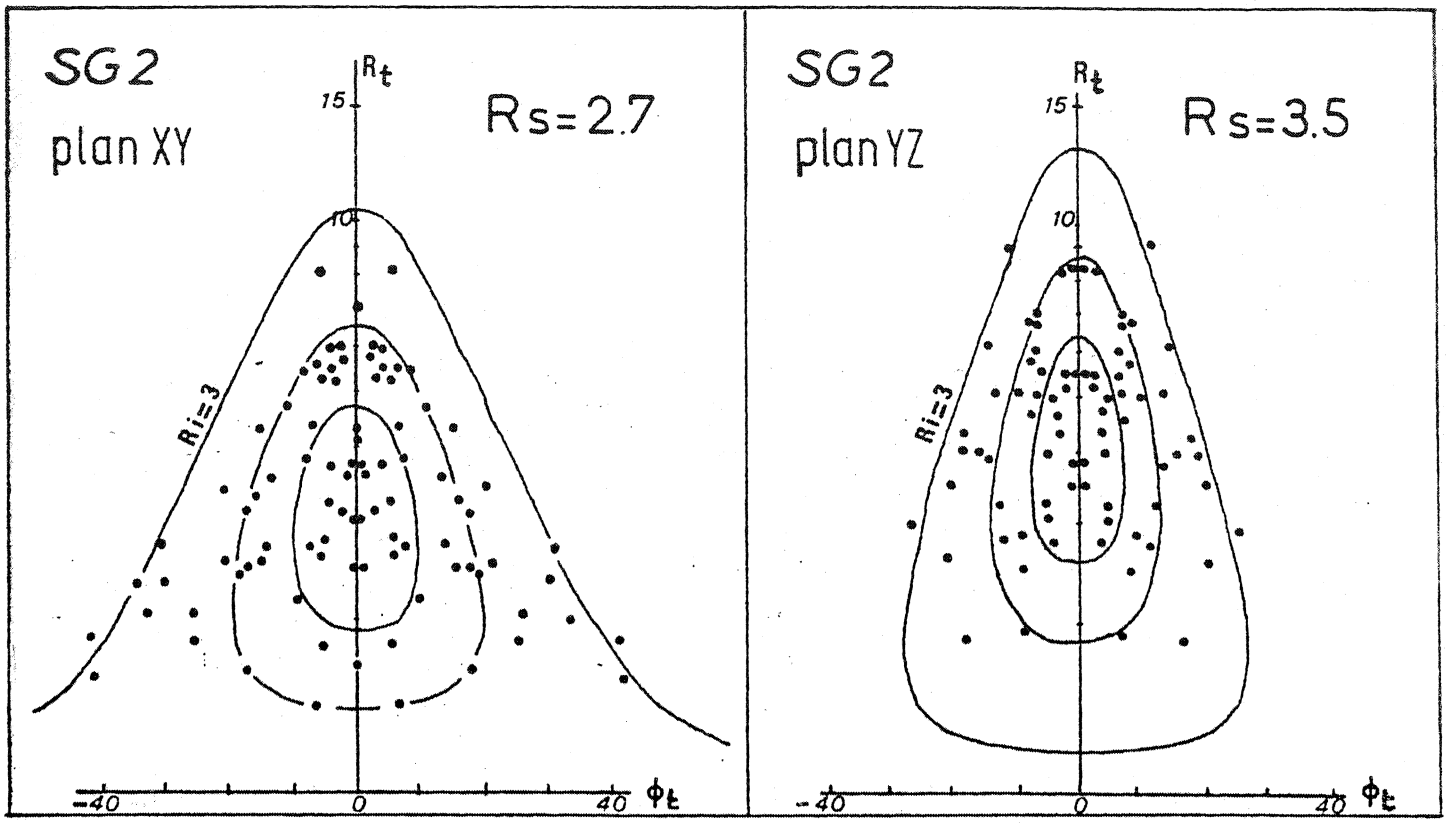


Fig. 149 - Exemple de diagramme Rt/ϕ selon la méthode de DUNNET appliquée à des conglomérats de Bretagne centrale. (d'après LE THEOFF 1977).

Ces deux méthodes supposent qu'il n'y ait pas d'orientation préférentielle des ellipses au départ. Cependant, avec les diagrammes d'ELLIOT (1970), il est possible de mettre en évidence une telle orientation préférentielle initiale, grâce à la forme du nuage obtenu en reportant en coordonnées polaires les valeurs de ϕ et de $\varepsilon_t = \frac{1}{2} \log_n R_t$. Dans le même souci de tenir compte d'une éventuelle orientation préférentielle initiale, la méthode de DUNNET a pu être améliorée en utilisant la dissymétrie des diagrammes R_t/ϕ (DUNNET et SIDDANS, 1971).

Dans toutes ces méthodes il n'est pas nécessaire de faire une hypothèse sur la forme initiale des marqueurs (sphéricité, par exemple), ni sur leurs dimensions, ce qui constitue un avantage important. Le choix de l'une ou l'autre de ces méthodes dépendra de

chaque cas particulier (cf. organigramme ci-contre et LE THEOFF, 1977). L'ensemble du traitement a pu être simplifié et en partie automatisé grâce à une unité de calcul comportant une table traçante.

Finalement, la limitation la plus importante pour l'application de ces méthodes est le risque de rotation solide des objets marqueurs au cours de la déformation si le contraste de ductilité avec la matrice est grand. A la limite, un objet résistant ayant une forme initiale ellipsoïdale peut tourner dans sa matrice sans se déformer et prendre une position d'équilibre parallèlement aux plans principaux de la déformation. Il est évident que les rapports axiaux mesurés sur ces objets ne représentent pas les éléments de l'ellipsoïde de déformation.

• *Les fossiles déformés*

Les fossiles déformés (trilobites, brachiopodes, graptolites) sont assez fréquents dans la Formation des Schistes d'Angers. Leur intérêt principal est qu'ils se déforment de manière homogène avec la matrice et il n'y a donc pas ici de problèmes de contraste rhéologique entre les marqueurs et l'ensemble de la roche. Malheureusement, sur le plan pratique, ils conduisent le plus souvent à une analyse bidimensionnelle permettant d'évaluer soit le rapport X/Y (mesuré dans le plan de schistosité), soit le rapport X/Z (mesuré dans le plan S_o perpendiculaire à la schistosité)[1]. Les quelques exemples analysés ont été traités à l'aide des méthodes décrites par J. RAMSAY (1967).

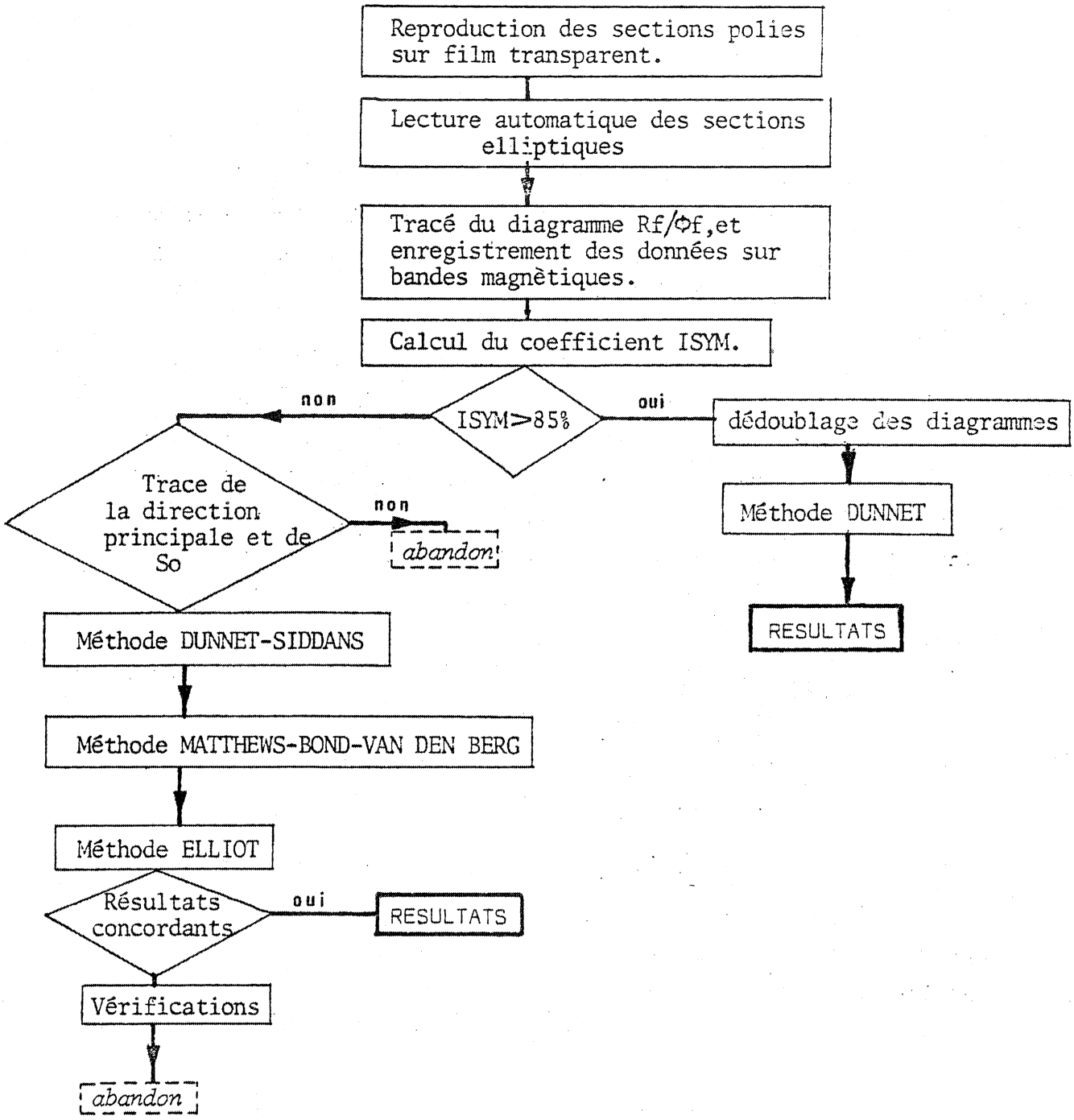
II - 6 - 2. RESULTATS ET DISCUSSION

• *Directions des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie*

Dans la première partie de ce mémoire, j'ai déjà montré que la linéation d'étirement visible dans certaines roches (conglomérats, schistes divers) était toujours subhorizontale et approxima-

[1] ou encore mesuré dans un plan quelconque contenant X (ellipse de section).

MESURES EN DEUX DIMENSIONS



Cette démarche synthétique conduit à environ 20% d'abandons

Organigramme présentant la suite des opérations à effectuer pour le calcul du rapport axial principal de l'ellipse de déformation.

D'après B. LE THEOFF, 1977.

tivement parallèle aux axes de plis. Ce caractère régional est entièrement confirmé par les analyses plus précises faites sur les marqueurs (fig. 150) qui donnent toujours une direction X proche de l'horizontale.

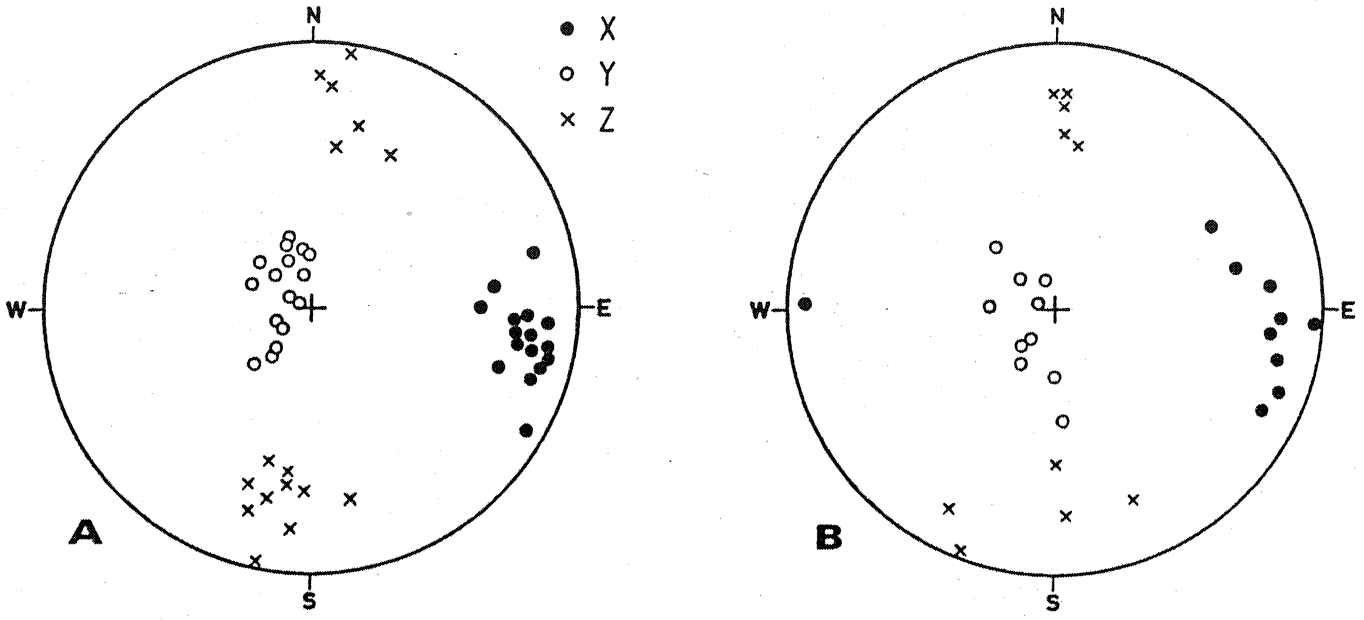


Fig. 150 - Stéréogrammes comparatifs donnant la position des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie dans le Paléozoïque (A) et dans le Briovérien (B).

On confirme ainsi une tendance à un raccourcissement grossièrement N-S compensé en partie par un étirement subhorizontal E-W. Pour expliquer cette position subhorizontale de l'axe X de l'ellipsoïde de déformation, on peut invoquer plusieurs facteurs tels que la compaction anisotrope, la pression de confinement, l'arcure de la chaîne, la migration de corps diapiriques ou un cisaillement parallèle à la chaîne. Ces différentes solutions pourront être discutées avec l'ensemble des données dans la synthèse géodynamique (cf. 3ème partie, II-2).

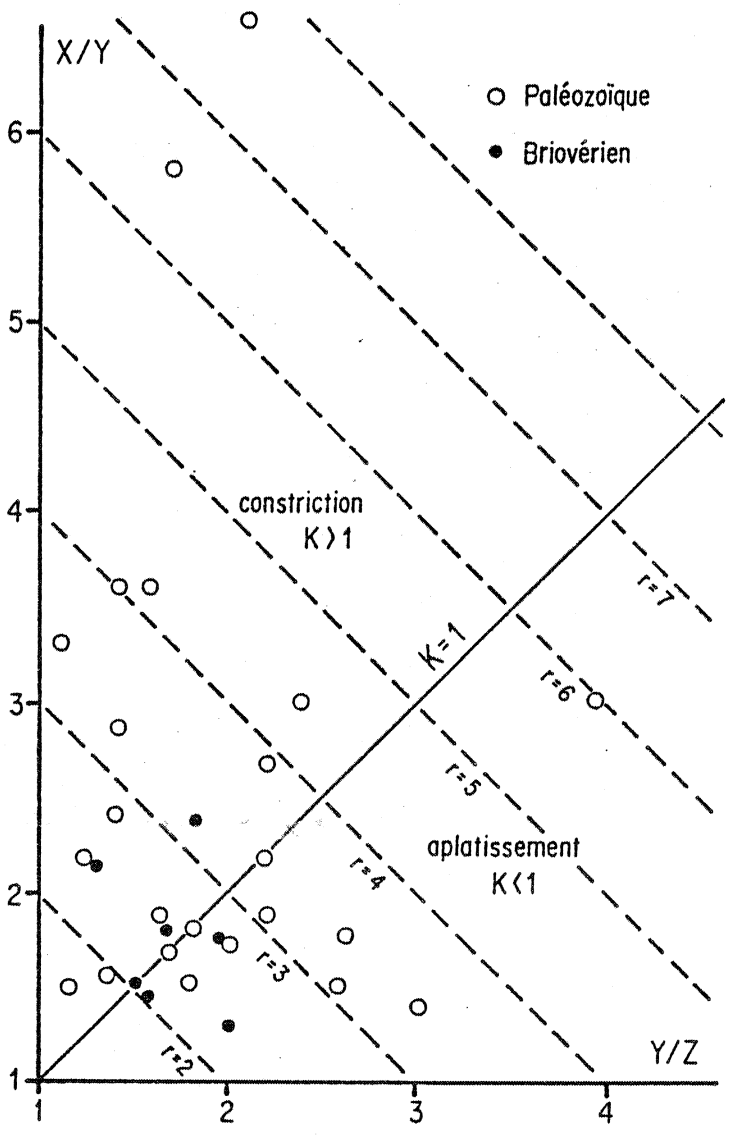
- *Comparaison Briovérien - Paléozoïque*

J'ai déjà montré, grâce à divers critères (direction et zonéographie de la schistosité, par exemple, cf. 1ère partie, I-2-3) que l'essentiel de la déformation dans le Briovérien était d'âge hercynien. Ceci est confirmé par le fait que les axes des ellipsoïdes de déformation du Briovérien et du Paléozoïque sont confondus

(fig. 150A et B). Ainsi, dans le Briovérien, malgré l'existence d'une linéation d'intersection schistosité/stratification très variable (cf. 1ère partie, I-2-2), l'axe X reste toujours subhorizontal, comme dans le Paléozoïque.

Par contre, en ce qui concerne les intensités de déformation, il semble qu'elles soient généralement plus faibles dans le Briovérien que dans le Paléozoïque. Rappelons que l'analyse typologique de la schistosité dans les deux systèmes avait conduit à une conclusion allant dans le même sens (cf. II-3-3, p. 227). Ceci pourrait s'expliquer par une différence de comportement rhéologique liée à la nature du matériel ou par l' "écrouissage" du Briovérien plus anciennement induré que le Paléozoïque.

• *Zonéographie de la déformation finie en Bretagne centrale*



L'ensemble des résultats permet deux observations préalables. D'une part, l'intensité de la déformation (r) est généralement assez faible sauf dans les secteurs sud et est. D'autre part, la forme des ellipsoïdes (K) est très variable (fig. 151) allant de l'aplatissement à la constriction très accusée (K > 20). A l'échelle régionale, la déformation est donc inhomogène, même si on lisse les petites anomalies locales.

Fig. 151 - Diagramme de FLINN représentant les divers ellipsoïdes de déformation finie dans le Briovérien et le Paléozoïque de Bretagne centrale.

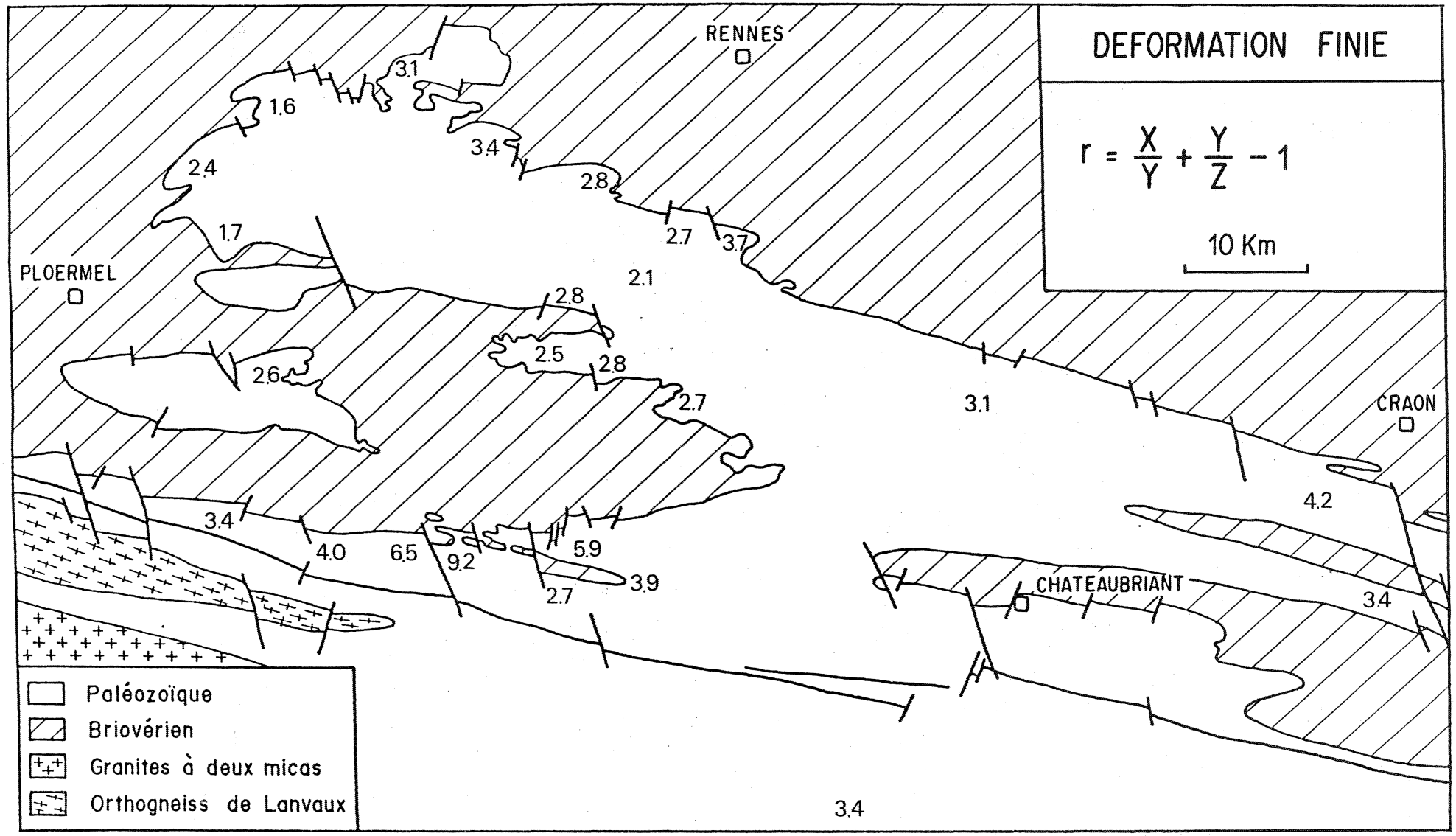


Fig. 152 - Carte de répartition du paramètre d'intensité de déformation (r) dans le Paléozoïque de Bretagne centrale. (d'après LE THEOFF 1977).

Du point de vue des intensités (R) on retrouve ici un gradient d'ensemble du N vers le S comparable à celui déjà mis en évidence pour les diverses autres données (fig. 152). Mais on retrouve également un gradient de l'W vers l'E, bien souligné par les analyses de tendance effectuées par B. LE THEOFF (1977), et qui correspond à un serrage de plus en plus intense des structures plissées lorsqu'on se dirige vers le secteur oriental (cf. 1ère partie, II-2-2).

En ce qui concerne la forme des ellipsoïdes (K) les résultats semblent plus hétérogènes (fig. 153) mais peuvent être interprêtés. Dans le domaine nord, la tendance à la constriction paraît surtout localisée dans les zones de charnière des grands plis, tandis que sur les flancs l'aplatissement est dominant. Il y a donc un contrôle du paramètre K par la géométrie des structures. Mais ce qui apparaît le plus clairement, c'est l'existence de petites régions (La Gacilly, Nozay) caractérisées par une constriction particulièrement accentuée ($K > 5$). On remarquera immédiatement que ces zones sont situées à proximité des leucogranites et plus particulièrement au toit des intrusions (fig. 154). C'est le cas pour la région de La Gacilly où divers critères (métamorphisme, cristallinité, gravimétrie ... cf. II-5) permettent de supposer la proximité d'un granite à faible profondeur. Il en est également ainsi plus au S, dans la région de Nozay, où l'on connaît quelques pointements granitiques correspondant à la prolongation orientale du Massif d'Allaire. Il faut noter également que, même en dehors de ces zones où le raccourcissement sur Y est évident, il existe toujours une tendance à l'étirement beaucoup plus accentuée selon X que selon Y qui se traduit par le fait que le paramètre K descende rarement au-dessous de 0,3 (fig. 151).

Finalement, il semble que *les leucogranites exercent un contrôle important sur la déformation* comme le laissaient supposer certaines données déjà présentées (trajectoires de schistosité, analyse typologique, fabrique des phyllosilicates). Leur caractère strictement syntectonique se trouve ainsi confirmé.

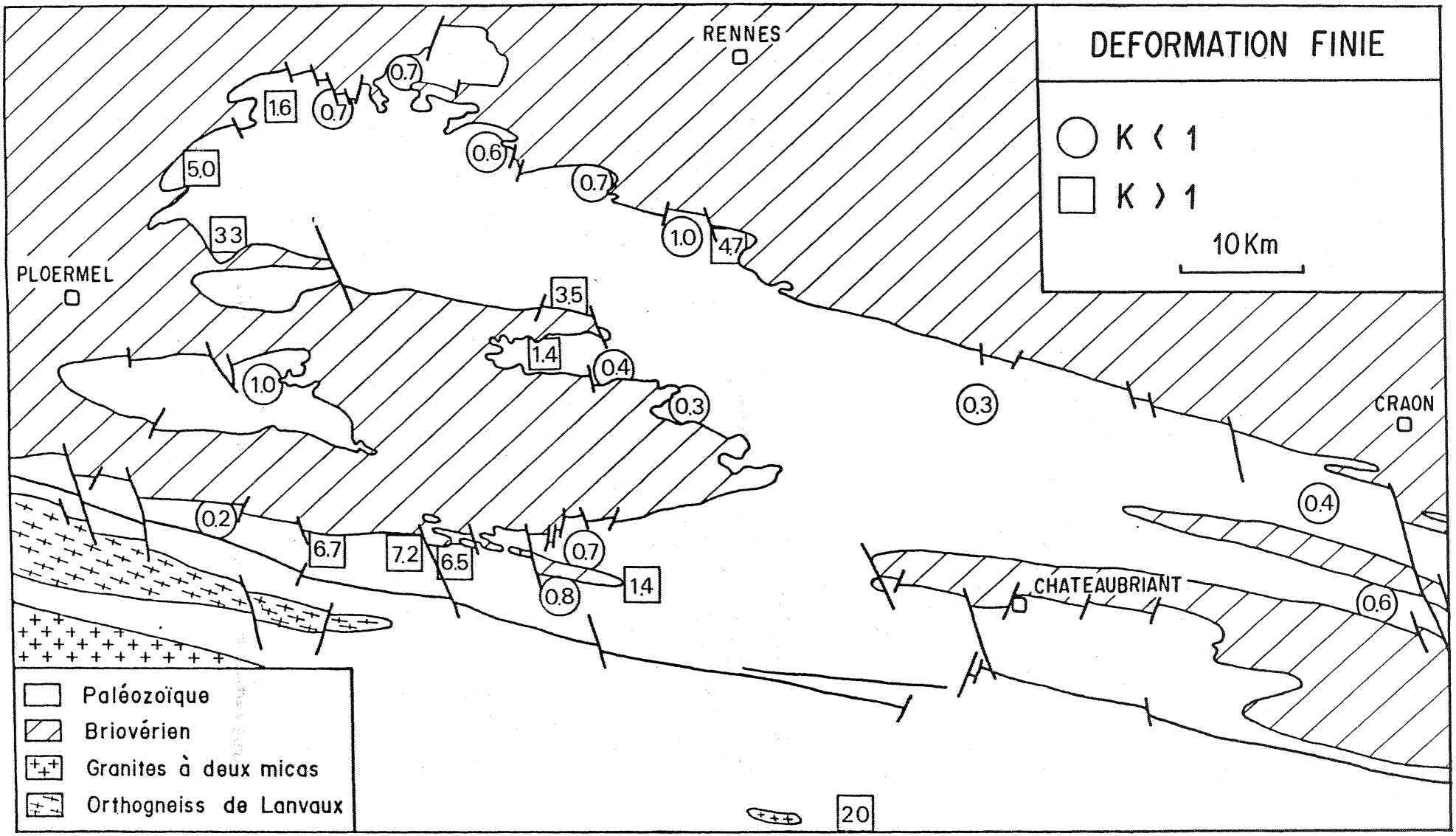


Fig. 153 - Carte de répartition de l'indice de forme (K) de l'ellispoïde de déformation dans le Paléozoïque de Bretagne centrale (d'après LE THEOFF 1977).

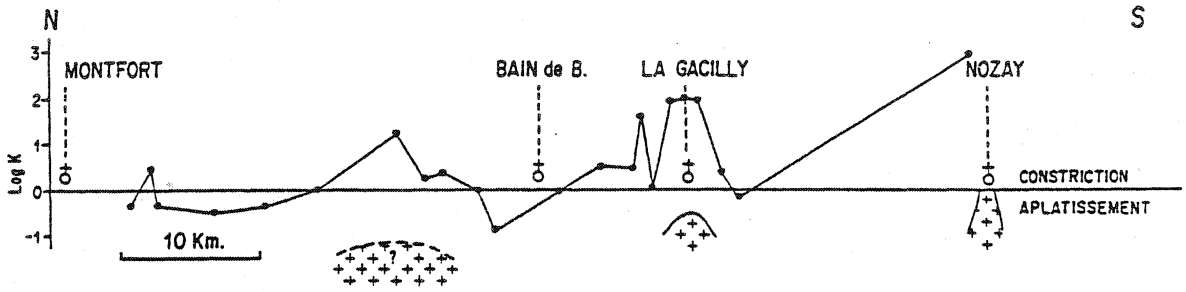


Fig. 154 - Profil N-S entre Montfort et Nozay mettant en évidence la relation entre granites et tendance à la constriction en Bretagne centrale.

- *Le problème de l'existence d'une composante rotationnelle au cours de la déformation.*

Nous avons vu qu'il n'y avait pas d'évidences microstructurales (rotation de cristaux dans un sens constant, pressure shadows sigmoïdes ...) du caractère rotationel de la déformation synschisteuse dans les Schistes d'Angers. Pourtant, à l'échelle régionale, nous avons constaté une certaine inhomogénéité de la déformation, ce qui conduit à admettre l'existence d'une composante rotationnelle au cours de la déformation progressive (RAMSAY et GRAHAM, 1971, COBBOLD, 1976). Cette contradiction est en partie un problème d'échelle et on peut, par ailleurs, expliquer l'hétérogénéité des déformations par les variations régionales des propriétés rhéologiques de la série plissée en fonction des différences de température, par l'influence des corps diapiriques, ou encore par les constrastes de comportement entre formations lithologiques.

L'existence d'une composante régionale de cisaillement subhorizontale parallèle à la chaîne est un autre problème. Il se pose certainement dans la zone la plus méridionale à proximité du cisaillement sud-armoricain mais les données sont encore incomplètes à ce sujet (cf. travaux en cours de D. BERTHÉ, D. GAPAIS, P. JEGOUZO et B. PIVETTE).

Cette question vient également d'être posée par les recherches de J.L. BOUCHEZ et J. BLAISE (1976) dans la région d'Angers classiquement considérée comme la prolongation orientale de l'axe anticlinal de Lanvaux - Candé. Les données sur cette région s'intègrent bien à l'ensemble des observations relatives à l'Unité de Lanvaux - Candé que j'ai déjà présentées (cf. 1ère partie, II-2-2):

- schistosité I se moulant sur le noyau orthogneissique (raccourcissement radial),
- linéation d'étirement subhorizontale,
- gradient de métamorphisme vers le noyau orthogneissique,
- crénulation II à trace subhorizontale,
- déformation (étirement et aplatissement) plus intense sur les flancs que dans l'axe,
- déformation rotationnelle déduite de la fabrique du quartz.

Les auteurs proposent *"d'attribuer l'ensemble des déformations à un cisaillement crustal profond (faille ductile) d'importance orogénique, probablement dextre. Ce sens dextre s'intègrerait dans le cadre des grands décrochements hercyniens régionaux". "L'écoulement plastique"* correspondant provoquerait un *"échauffement visqueux"* qui serait *"responsable du métamorphisme local et peut-être d'une fusion partielle dont le granite de Becon serait l'expression tardive".*

A mon sens, *ces données sont plus faciles à interpréter, dans le contexte régional, par d'adaptation de la schistosité au noyau orthogneissique* au cours du raccourcissement régional. Nous avons vu en effet qu'on observait systématiquement une accordance de la schistosité à l'interface entre formation compétente et incompétente (cf. II-1-3, p. 202). J'ai également montré que la déformation progressive engendrait, dans la zone de charnière, une tendance constrictive et que souvent une crénulation de la schistosité précoce se manifestait tandis que sur les flancs la déformation restait en aplatissement. Une zone neutre, où la déformation est plus faible, peut également apparaître. C'est exactement ce que l'on observe autour du môle orthogneissique de Lanvaux - Angers,

avec effectivement une déformation plus faible au toit que sur les flancs (BOUCHEZ et BLAISE, 1976). Par ailleurs, la tendance du môle granitique à remonter au cours du raccourcissement régional n'a fait qu'accentuer le caractère radial de la déformation autour du massif. Ce soulèvement a pu être aidé, dans la région d'Angers, par la remontée diapirique des granites hercyniens syntectoniques (cf. granite de Becon) qui ont en partie traversé l'orthogneiss. Le gradient de température et le métamorphisme observés autour du môle orthogneissique peuvent s'expliquer ici par un effet de socle.

II - 6 - 3. RELATIONS ENTRE DEFORMATION FINIE ET FABRIQUE SCHISTEUSE

Ces résultats conduisent également à examiner les relations pouvant exister entre l'ellipsoïde de déformation et l'ellipsoïde de fabrique, au cours de la déformation progressive dans les schistes.

Ce problème se pose actuellement d'autant plus précisément que nous avons, grâce à la goniométrie de texture, le moyen de quantifier la fabrique des roches. L'idéal à ce sujet, est de pouvoir étudier la fabrique d'échantillons contenant également des marqueurs de la déformation finie, comme certains auteurs ont pu déjà le faire (OERTEL 1970, HELM et SIDDANS 1971, OERTEL 1974, TULLIS et WOOD 1975, SIDDANS 1976, TULLIS 1976, WOOD et al., 1976, cf. I-2-3, p. 191).

En Bretagne centrale, peu de stations se prêtent à une telle comparaison, car les marqueurs de la déformation sont surtout fréquents dans les niveaux conglomératiques de la base du Paléozoïque, donc dans une formation différente de celle des Schistes d'Angers que j'ai étudiés au goniomètre de texture. Mais si l'on compare sur un même diagramme de FLINN (fig. 155), les résultats relatifs à la déformation et à la fabrique obtenus sur l'ensemble du territoire, on observe que les deux nuages de points ne se recouvrent pas exactement. La fabrique des micas tend à *exagérer l'aplatissement* et à *sous-estimer l'étirement* par rapport à la déformation

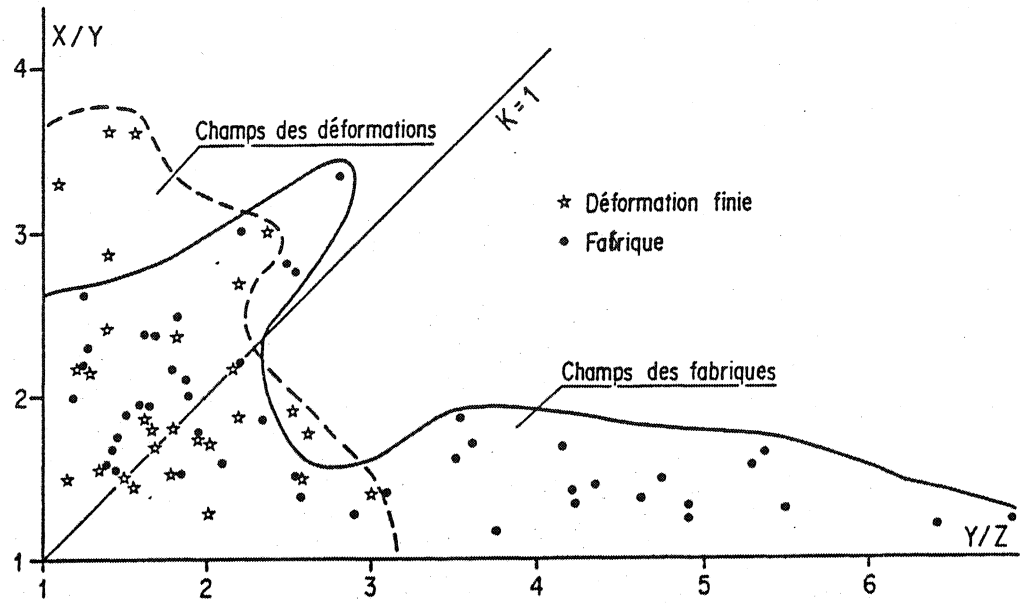


Fig. 155 - Diagramme comparatif du champ des ellipsoïdes de déformation et du champ des ellipsoïdes de fabrique des micas en Bretagne centrale. On notera que la fabrique des micas surestime le rapport Y/Z par rapport à la déformation.

finie. Les intensités obtenues sont également beaucoup plus fortes pour les fabriques, en particulier dans le champ de l'aplatissement. Cette vue globale est confirmée par l'étude de deux cas particuliers d'aplatissement (Ardoisière de Misengrain) et de constriction (région de Nozay), où fabrique et déformation finie peuvent être analysées conjointement.

	K	Kf	R	Rf
MIS	0,59	0,12	3,42	5,23
NOZ	> 20	4,30	3,4	5,10

La méthode utilisée dans ce travail pour calculer le tenseur d'orientation est telle que l'ellipsoïde de fabrique obtenu sur les micas serait l'ellipsoïde de déformation finie, si le mécanisme de déformation était celui de la rotation passive de lignes, dit "modèle de MARCH" (cf. I-1-6 et II-4-2, p. 246). Les résultats, dans l'ensemble discordants, obtenus pour la fabrique et pour la

déformation finie, montrent a posteriori que le modèle de MARCH n'est pas généralisable en tant que mécanisme et je rejoins ici l'opinion soutenue par A. SIDDANS (1976) à ce sujet.

Certains auteurs (OERTEL 1970, 1974, WOOD et al., 1976, en particulier) ont en effet pensé pouvoir remonter exactement à l'ellipsoïde de déformation finie, grâce à l'étude de la fabrique des micas dans les schistes, en appliquant le modèle de MARCH. Il est vrai que parfois, une assez bonne corrélation a été obtenue pour certaines gammes d'intensités de déformation et dans ce cas, tout se passe comme si le modèle de MARCH était applicable. Mais l'hypothèse de base de ce modèle est l'existence d'une fabrique initiale aléatoire, ce qui est contraire aux observations puisqu'il existe le plus généralement une fabrique sédimentaire ou tectonique pré-existante. On peut cependant admettre, dans une certaine mesure, que la phase de destruction de la fabrique initiale, lors des premiers incréments de déformation, contribue à rendre la fabrique plus aléatoire, ce qui pourrait justifier l'application du modèle de MARCH pour les incréments suivants. C'est effectivement après cette phase, et avant que la relation ne devienne asymptotique (fig. 156), qu'il existe un domaine où la corrélation entre fabrique et déformation est à peu près convenable. Ceci ne justifie pas pour autant la rotation passive en tant que mécanisme de déformation principal, car

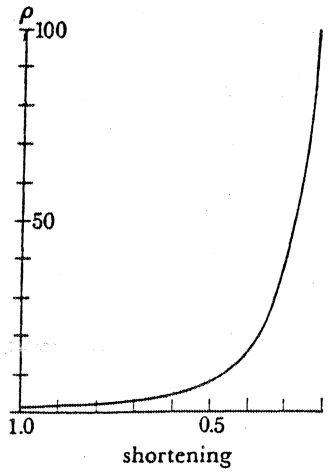


Fig. 156 - Relations entre l'intensité de l'orientation préférentielle (ρ : densité de pôles) et la valeur du raccourcissement selon le modèle de MARCH (d'après SIDDANS, 1976).

d'autres processus interviennent également. Enfin, même en admettant une fabrique initiale aléatoire, on peut montrer que la relation théorique entre le raccourcissement et l'intensité de fabrique déduite du modèle de MARCH n'est pas linéaire (SIDDANS 1977). Sur la figure 156 on voit qu'une faible variation d'intensité de fabrique, de l'ordre des erreurs possibles dans la pratique, correspond à une variation du raccourcissement pouvant aller de zéro à 40 % environ. Par contre, l'intensité de fabrique croit ensuite très rapidement et ne permet guère d'apprécier les variations du raccourcissement au-delà de 80 %.

Le modèle de MARCH ne permet donc pas de calculer exactement la déformation finie dans les schistes mais il reste un moyen commode pour décrire les fabriques orthorhombiques en termes d'ellipsoïde d'orientation dont les propriétés sont tout à fait comparables à celles de l'ellipsoïde de déformation (COBBOLD et GAPAIS, sous presse).

Cependant, il est clair que *l'ellipsoïde de fabrique calculé de cette manière n'est pas l'ellipsoïde de déformation finie* mais qu'il pourra lui être égal dans certains cas particuliers.

Cette relation complexe existant entre les deux types d'ellipsoïde est bien illustrée par les données de Bretagne centrale. Sauf localement (zones neutres, toit des granites), la déformation est du type aplatissement ($K < 1$), pourtant nous avons vu que les premiers stades de la schistification se traduisaient quand même par une fabrique linéaire ($Kf > 1$) par effet cumulatif (fabrique planaire initiale + fabrique planaire nouvelle → fabrique linéaire globale). Ultérieurement, la fabrique globale devient planaire ($Kf < 1$), comme la déformation finie, mais elle tend progressivement à exagérer ce caractère par rapport à l'ellipsoïde de déformation ($Kf < K$). Par contre, là où la déformation devient très constrictive, on constate certes une tendance vers une fabrique linéaire mais très sous-évaluée par rapport à la déformation finie. L'apparition d'une crénulation II qui témoigne d'une tendance au raccourcis-

sement sur Y (constriction vraie), ne fait repasser la fabrique dans le champ linéaire que très progressivement, ce qui entraîne dans ce cas un retard constant de la fabrique sur la déformation.

Ainsi, sauf au tout début de la déformation, la *fabrique des micas conduit à sous-estimer systématiquement le rapport X/Y de l'ellipsoïde de déformation*. Pour tenter de résoudre ce problème, il faudrait utiliser, comme marqueurs de fabrique, des minéraux sensibles aussi bien aux effets de l'aplatissement qu'à ceux de l'étirement (avec un paramètre de forme K voisin de 1 peut-être). On pourrait aussi essayer de combiner l'analyse de minéraux planaires (micas par exemple) et plus linéaires (amphiboles par exemple) pour recalculer un ellipsoïde de déformation vraie. L'étude de cette question conduit à résoudre des problèmes théoriques assez difficiles, suppose d'avoir quelques idées sur les mécanismes d'acquisition de l'orientation préférentielle de chaque espèce minérale et enfin d'avoir des objets marqueurs de la déformation pour contrôler les résultats! Un essai de ce type est actuellement en cours sur les amphibolites de Kuopio en Finlande (cf. BRUN et al., 1977, sous presse, et GAPAIS et BRUN, travaux en cours).

II - 7. LA DISSOLUTION DU QUARTZ AU COURS DE LA DEFORMATION SYNSCHISTEUSE

II - 7 - 1. ARGUMENTS EN FAVEUR DE LA DISSOLUTION

Divers auteurs ont déjà montré que les grains de quartz d'origine détritique avaient souvent, dans les schistes et ardoises, une forme ellipsoïdale liée à la déformation (cf. par exemple FLINN 1956, STAUFFER 1967, LE CORRE 1969, ELLIOT 1970, MUKHOPADHYAY 1973, KNIPE 1974, LE CORRE 1975). Dans les roches les plus déformées, la forme de ces grains est proche d'un ellipsoïde triaxial aplati dans le plan de schistosité et allongé suivant la linéation d'étirement. Souvent, l'allongement est peu marqué et la forme peut être ramenée à une galette aux contours plus ou moins amiboïdes (fig. 157). Dans les roches moins déformées, la forme est plus irrégulière et le plan d'aplatissement des grains peut s'écarter notablement du plan de schistosité.

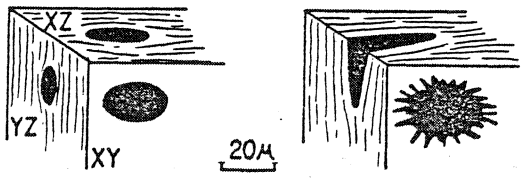


Fig. 157 - Forme ellipsoïdale plus ou moins "amiboïde" des grains détritiques de quartz dans les ardoises.

L'origine de cette "fabrique de forme" des grains de quartz peut s'expliquer par une réorientation passive de grains initialement hétérométriques et par leur déformation au cours de la schistogenèse. On peut évoquer la possibilité d'une déformation plastique par glissements intracristallins mais il ne semble pas que ce processus soit dominant, sauf peut-être pour les très gros grains. En effet, les bandes de déformation et les sous-joints sont rares et peuvent être anciens, mais surtout la "fabrique de forme" ne s'accompagne pas d'une "fabrique cristalline". Ceci peut être vérifié grâce aux figures de pôles, réalisées au goniomètre de texture, qui mettent en évidence une distribution aléatoire des éléments cristallographiques (cf. II-4-2, p. 254). Par ailleurs, les rares études en microscopie électronique réalisées sur les schistes (KNIPE 1974) montrent une faible densité de dislocations dans les grains.

On est donc conduit à imaginer un processus par transfert de matière pour expliquer la forme ellipsoïdale des grains. Un tel processus, de dissolution sous contrainte (pressure solution), est invoqué depuis déjà longtemps (SORBY 1855), pour expliquer certaines microstructures des roches schisteuses et semble être maintenant largement accepté comme l'un des mécanismes dominant de déformation, dans les zones faiblement métamorphiques (cf. par exemple RAMSAY 1967, DURNEY 1972, WILLIAMS 1972, ELLIOT 1973, KNIPE 1974,

RUTTER 1976, DURNEY 1976, GRATIER 1978, ...). Il s'agit d'un mécanisme de diffusion et de migration de la matière à partir des limites de grains exposées à la contrainte maximale, assez comparable au "fluage de Coble" (COBLE 1963) mais très largement favorisé par la présence d'un film fluide.

On a pu calculer des modèles qui permettent de montrer l'influence de la pression, de la température et de la taille des grains sur la vitesse de diffusion et en déduire des "cartes de mécanismes de déformation" (RUTTER 1976, WHITE 1976). La dissolution sous contrainte apparaît comme un mécanisme tout à fait compatible avec les vitessesde déformation orogéniques et les conditions de température et de pression qui sont celles des domaines à schistosité (fig. 158).

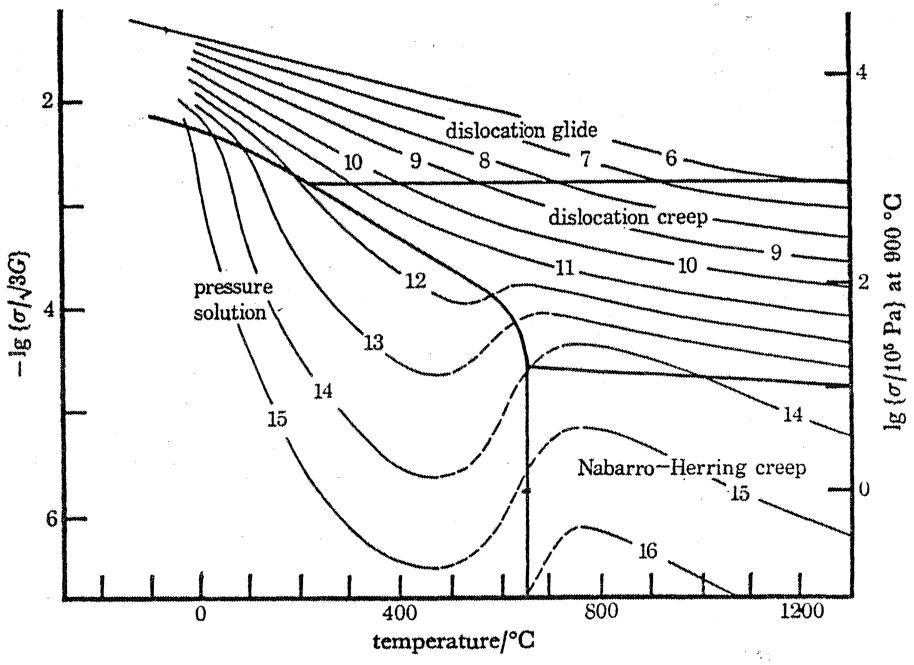


Fig. 158 - Carte des mécanismes de déformation pour le quartz (grains de 100 μ) en fonction de la température et de la contrainte. Les courbes représentent les vitesses de déformation (d'après RUTTER 1976).

Dans le cas des schistes paléozoïques de Bretagne centrale, je pense pouvoir confirmer l'existence d'un tel processus grâce à quelques observations structurales. On peut ainsi observer,

dans certains niveaux des Schistes d'Angers, des microsphérules d'origine organique (cf. 1ère partie, II-1-1) dont la taille est de l'ordre de 50 à 70 µ. Ces petites sphères réticulées sont épigénisées en pyrite et généralement regroupées dans des amandes siliceuses syn-sédimentaires ou diagénétiques. Ces amandes sont étirées dans le plan de schistosité mais les sphérules qu'elles contiennent sont généralement peu déformées. Aux limites de certaines amandes, on peut observer que le quartz a disparu de sorte que les sphérules sont directement en contact avec la matrice phylliteuse (fig. 159). Parfois, le phénomène va plus loin encore et une partie des sphérules pyriteuses peut avoir disparu (fig. 159). De telles observations ne peuvent s'expliquer que par un processus de solubilisation du quartz et de la pyrite.

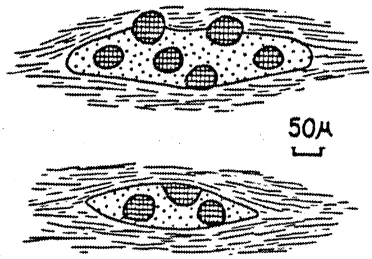


Fig. 159 - Dissolution du quartz et de la pyrite dans les amandes à microsphérules des Schistes d'Angers.

Un autre argument en faveur de la dissolution du quartz peut être donné à partir des mesures faites sur les grains détritiques eux-mêmes grâce à l'existence d'un facteur de taille jouant sur l'intensité de leur déformation (LE CORRE 1975). Ainsi, il est possible de voir que le rapport grand axe/petit axe des sections elliptiques dépend de la taille des grains ramenée au diamètre du cercle équivalent (fig. 160). Il apparaît que les grains les plus petits ($d < 10\text{-}20$ µ environ) sont nettement plus aplatis que les autres. Cette différence de comportement s'explique parfaitement par l'influence du diamètre des grains sur la vitesse de diffusion selon la formule $\dot{\varepsilon} = f\ (\frac{1}{d^3})$ (COBLE 1963, RUTTER 1976).

II - 7 - 2. METHODE D'ESTIMATION DE L'INTENSITE DE LA DISSOLUTION

Le processus de dissolution étant admis, j'ai cherché à mettre au point une méthode pratique pour le quantifier, de manière à pouvoir comparer son intensité à celle des autres événements synschisteux. La méthode est basée sur une analyse de la forme des grains. La solution la plus précise mais aussi la plus longue revient à procéder à une analyse tridimensionnelle de la "fabrique de forme", du type de celles réalisées par D. MUKHOPADHYAY (1973) ou par R. KNIPE (1974), en assimilant les grains de quartz à des marqueurs initialement sphériques ou ellipsoïdaux (cf. II-6-2). Je me suis contenté d'un paramètre d'aplatissement des grains, obtenu par une analyse bidimensionnelle plus rapide. Elle consiste à mesurer les axes des sections elliptiques des grains sur des lames minces taillées perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à la linéation d'étirement. On peut ainsi calculer le rapport X/Z des grains assimilés à un ellipsoïde triaxial ($X > Y > Z$). Pour chaque lame, il convient de mesurer un nombre de grains suffisant pour obtenir une valeur significative, soit environ 50 grains dans la plupart des cas étudiés.

Ces analyses peuvent présenter certaines difficultés pratiques qu'il convient d'éviter. D'une part, pour la mesure du grand axe (X) il faut veiller à ne prendre en compte que le grain lui-même,abstraction faite des extrémités abritées où le quartz a recristallisé. Il faut par ailleurs éviter l'influence du facteur de taille (fig. 160). On peut choisir la population des grains les plus petits ($d < 10$-$20\ \mu$ par exemple) qui sont les plus aplatis mais sur lesquels les erreurs de mesure sont les plus grandes. Je pense en fait qu'il vaut mieux éliminer les très petits grains donnant des valeurs X/Z anormales (fig. 160) et n'utiliser que les grains ayant des dimensions comparables.

Avec la population retenue, on peut construire des diagrammes du type R_t/ϕ comme pour les marqueurs ellipsoïdaux (cf. II-6). Mais il y a là une contrainte supplémentaire, puisqu'il

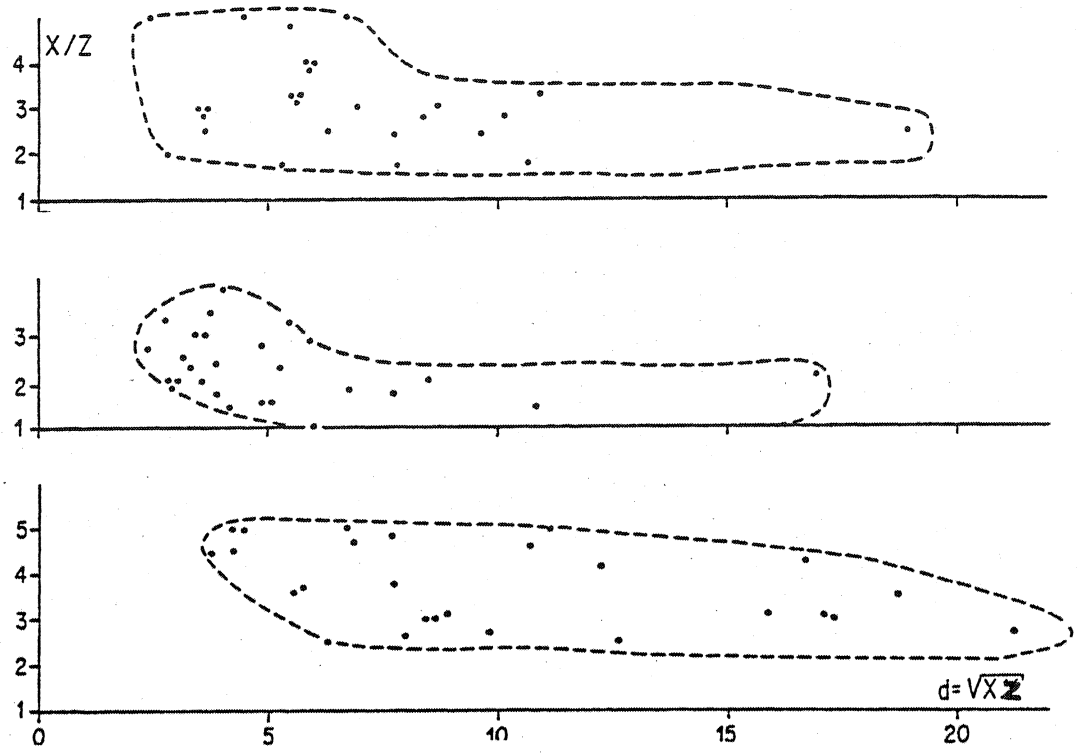


Fig. 160 - Exemples illustrant l'influence du facteur de taille sur le rapport X/Z des grains de quartz dans les Schistes d'Angers.

faut mesurer l'angle ϕ, qui n'apporte guère de précision car la fluctuation angulaire est généralement faible, sauf pour les schistes très peu déformés (fig. 161).

Finalement, j'ai retenu comme indice d'aplatissement caractéristique de la population de grains un paramètre statistique simple, soit :

$$\rho = \frac{\Sigma\ Xi\ Zi}{\Sigma\ Zi^2}$$ (KRUMBEIN et GRAYBILL, 1965)[1] qui est la pente de la ligne droite passant au mieux par l'origine et par le nuage de points dans un diagramme X/Z.

[1] On peut également, par toute autre méthode, calculer la droite en régression dont la pente donnera la valeur statistique du rapport X/Z. Un coefficient de corrélation peut également être calculé pour tester la validité des résultats.

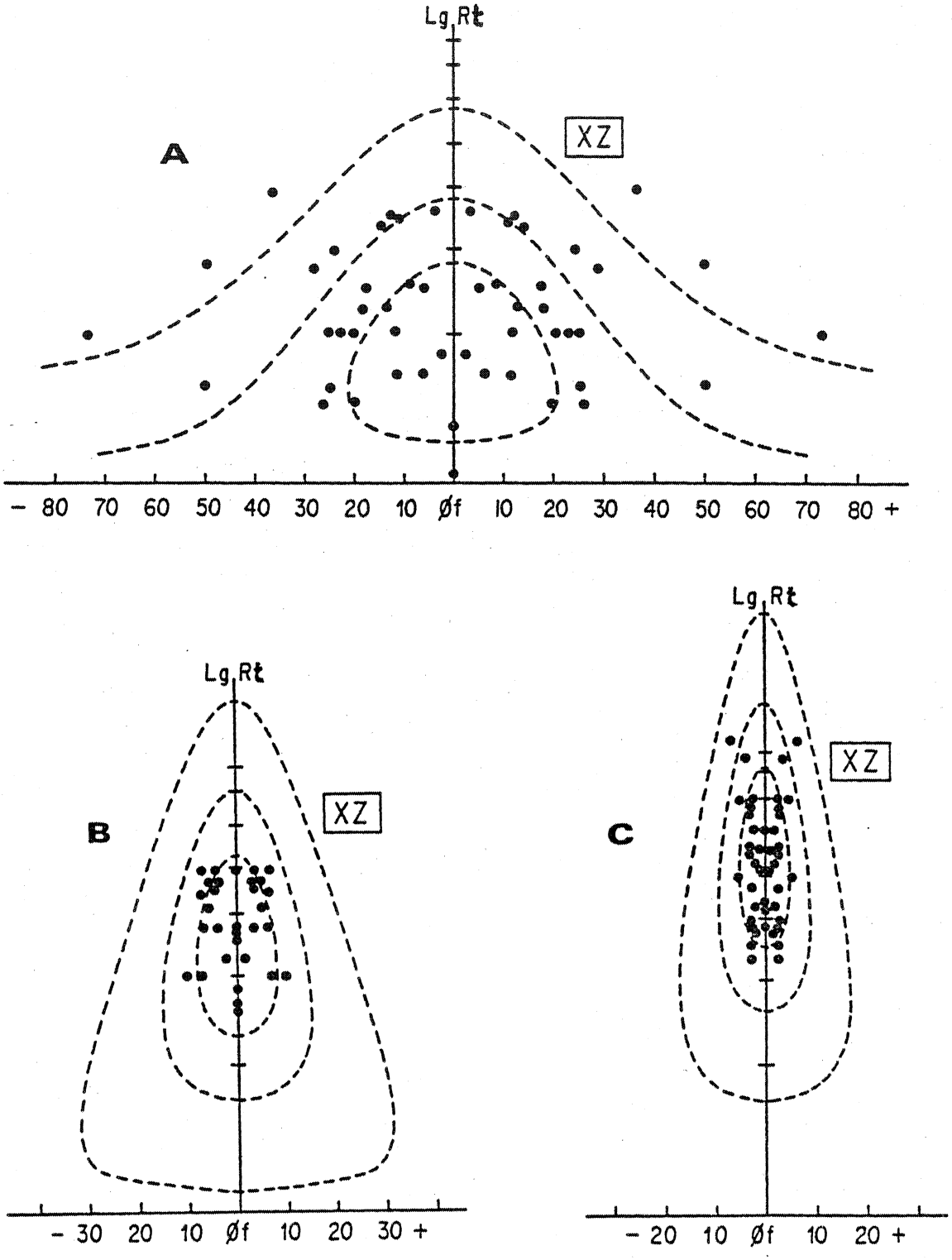


Fig. 161 - Exemple de diagrammes Rt/ϕ selon la méthode de DUNNET appliquée aux grains de quartz détritiques dans les Schistes d'Angers.
A : $\bar{Rs}$ = 1,8; B : $\bar{Rs}$ = 3,3; C : $\bar{Rs}$ = 5,0 .

II - 7 - 3. RESULTATS ET DISCUSSION

• *Comparaison avec les autres données*

Cette méthode a été utilisée sur un échantillonnage de Schistes d'Angers régulièrement distribué sur le territoire étudié. En reportant sur une carte cet indice de forme lié à la dissolution des grains (fig. 162), on voit qu'il existe, ici encore, une zonéographie du phénomène parfaitement corrélable aux autres données. La comparaison directe de l'indice de forme des grains avec le type de schistosité montre bien le développement progressif du processus de dissolution au cours de l'évolution de la schistification (fig. 163). Ceci se traduit également par une bonne corrélation entre l'indice de dissolution et le paramètre d'intensité de la fabrique des micas (fig. 164). A l'échelle de la lame mince, P. WILLIAMS (1972) avait d'ailleurs déjà montré que les grains de quartz des schistes étaient plus petits et plus déformés dans les discontinuités inter-microlithons. On montre ici le développement du processus à l'échelle régionale. Enfin, en comparant l'indice de forme des

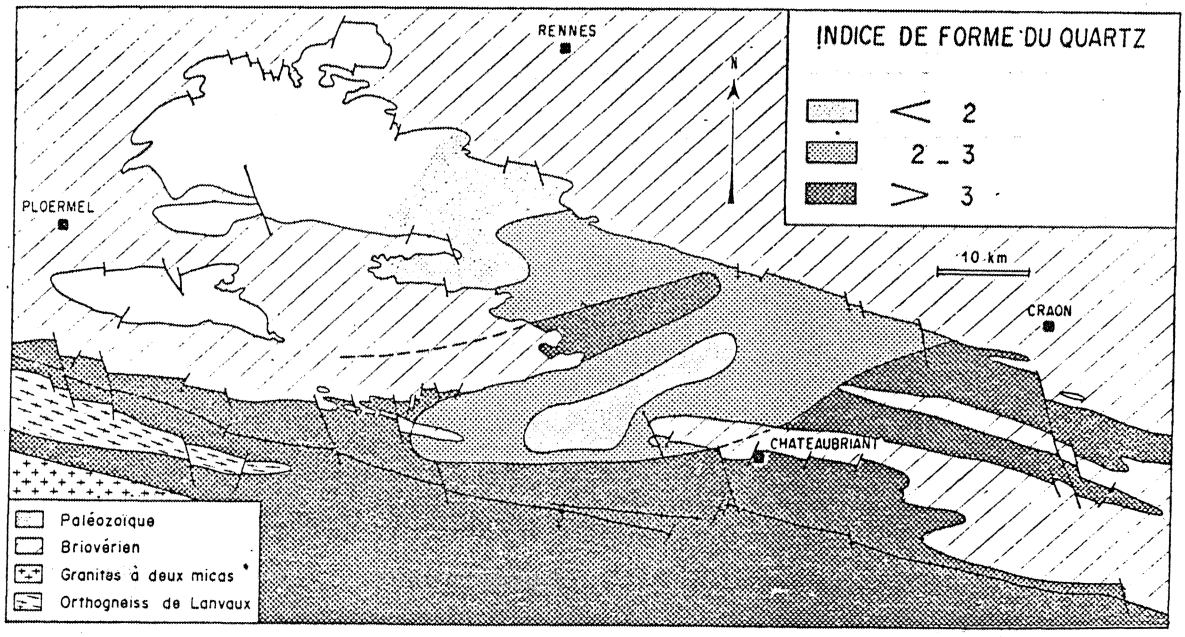


Fig. 162 - Carte de l'indice d'aplatissement (ρ) des grains de quartz, traduisant l'intensité du mécanisme de dissolution dans les Schistes d'Angers.

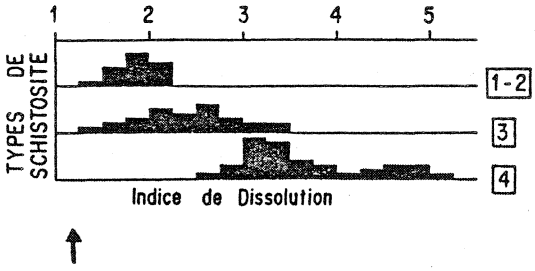
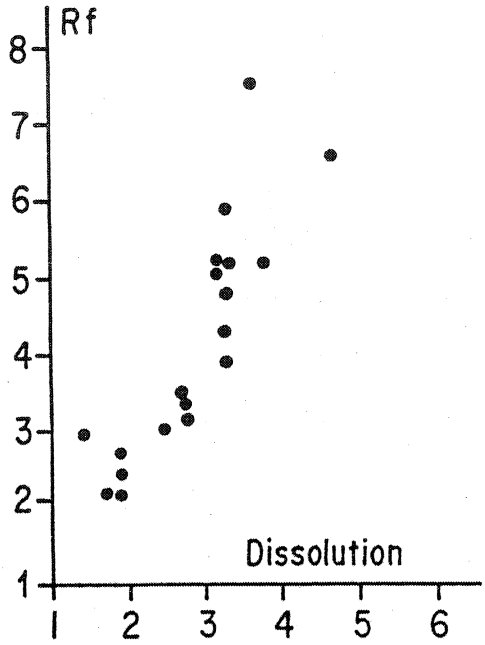


Fig. 163 - Relations entre le type de schistosité et l'indice de dissolution des grains de quartz dans les Schistes d'Angers.

Fig. 164 - Relations entre l'indice de dissolution des grains de quartz et le paramètre d'intensité de fabrique (Rf) dans les Schistes d'Angers.



grains à la cristallinité des micas (fig. 165), on montre l'influence essentielle de la température sur l'intensité de la dissolution (LE CORRE, 1975, 1977).

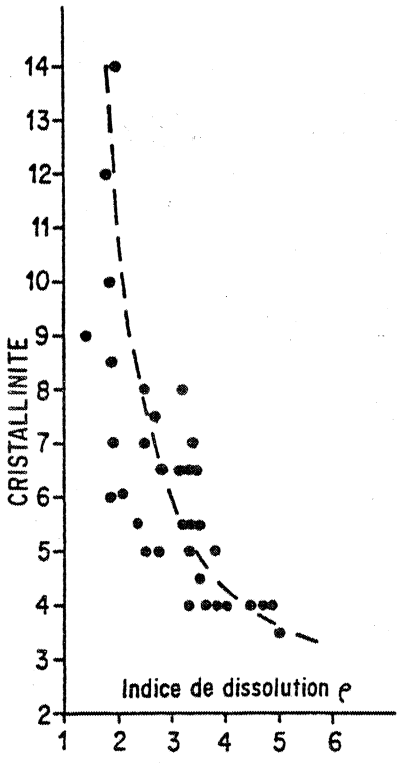


Fig. 165 - Relations entre l'indice de dissolution (ρ) et la cristallinité des micas soulignant l'influence de la température.

• *Fabrique de forme du quartz et déformation finie*

La mise en évidence de cette "déformation" des grains de quartz détritiques par dissolution souligne également la difficulté d'utiliser de tels marqueurs pour l'estimation de la déformation finie, même si dans certains cas particuliers on a pu observer une assez bonne corrélation avec les mesures faites sur des marqueurs plus significatifs (MUKHOPADHYAY, 1973, LE CORRE et LE THEOFF, 1977). En effet, l'hypothèse habituelle d'un changement de forme isovolumique pour le calcul des paramètres de déformation conduirait ici à sous-estimer la déformation puisqu'en réalité les grains marqueurs perdent une partie de leur volume initial (cf. I-1-4, p. 170). La forme des grains de quartz peut cependant être utilisée dans une analyse comparative entre divers états de déformation, mais il ne sera pas possible de raisonner ici quantitativement en termes d'ellipsoïde de déformation finie.

• *Le devenir de la silice remobilisée*

L'existence de ce mécanisme de dissolution du quartz pendant la déformation synschisteuse conduit également à poser le *problème du devenir de la silice remobilisée* . Diverses possibilités non contradictoires peuvent être invoquées :

- migration proche vers les extrémités abritées du grain lui-même,
- migration plus lointaine et nourrissage des "pressure shadows" autour d'objets résistants,
- recristallisation sous forme de néograins, à l'habitus plus anguleux, particulièrement caractéristiques des faciès de schistosité très évolués (type 5),
- migration vers des fentes de tension ou des veinules,
- enfin, réutilisation dans le réseau de certains néosilicates apparaissant au cours de la déformation synmétamorphique.

Les premières possibilités sont assez évidentes pour qu'il ne soit pas nécessaire d'y revenir. Quant à la fixation dans le réseau des néosilicates, l'interprétation des données relatives aux Schistes d'Angers de Bretagne centrale permet d'en démontrer clairement l'existence. Dans ce but, on peut comparer les cartes

relatives au pourcentage de silice totale (fig. 100), au rapport quartz/chlorite (fig. 103), à l'apparition du chloritoïde (fig. 133) et enfin à l'intensité de la dissolution du quartz (fig. 162).

On se souviendra d'abord que le pourcentage de silice totale, libre et combinée, est relativement constant et que les faibles variations enregistrées sont aléatoirement distribuées sur l'ensemble du territoire (fig. 100). Par contre, l'abondance relative de quartz est très variable et nous avons vu (cf. II-2-2, p. 215 et fig. 103) qu'il existait une zone nord riche en quartz et une zone méridionale relativement pauvre en quartz. On peut donc déduire de ces données que si le pourcentage de silice totale reste à peu près constant, par contre, le rapport silice libre/silice combinée montre des variations ayant une répartition géographique qui n'est pas quelconque. On remarquera en particulier que la répartition de ces zones est tout à fait comparable à la zonéographie de la schistosité d'une part et de celle de la dissolution d'autre part (fig. 105 et 162). On notera également que la diminution du pourcentage de silice libre paraît fonction de l'augmentation de la température que traduit la cristallinité des micas (fig. 166).

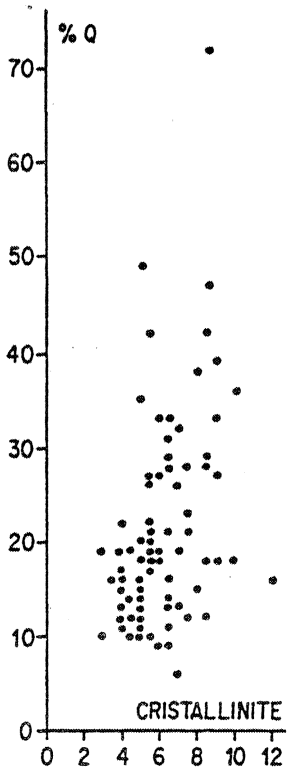


Fig. 166 - La relation entre quantité de quartz et cristallinité des micas montre l'influence de la température sur le processus de fixation de la silice libre dans le réseau des néosilicates dans les Schistes d'Angers.

On est ainsi conduit à admettre que *la déformation synschisteuse ne fait pas varier le pourcentage de silice globale de la roche mais entraine une redistribution entre silice libre et silice combinée.*

Si par ailleurs on observe que la répartition des *chlorites et chloritoïdes néoformés* traduit encore une zonéographie comparable aux données précédentes (fig. 103 et 133), on voit se confirmer le fait qu'*une partie au moins du quartz solubilisé passe dans le réseau des néosilicates au cours de la schistification.*

Ces processus de dissolution et de néogenèse modifient de façon importante les caractéristiques sédimentologiques du microfaciès initial puisqu'ils contribuent à transformer la composition minéralogique ainsi que la forme et la taille des grains détritiques. Ceci rend probablement plus aléatoires les reconstitutions paléogéographiques qui seraient basées sur de tels critères sédimentologiques, même dans les zones faiblement métamorphiques.

TROISIEME PARTIE

Synthèse et discussion

Chapitre I

SYNTHESE DES PROCESSUS SYNSCHISTEUX EN BRETAGNE CENTRALE

Au début de la 2ème partie de ce mémoire, j'ai évoqué les divers problèmes posés par la schistogenèse (cf. I-3) :

- l'influence des facteurs internes et externes,
- les mécanismes physiques d'acquisition de l'anisotropie schisteuse,
- les relations avec la déformation progressive et avec la déformation finie.

Je voudrais essayer de donner ici quelques éléments de réponse en m'appuyant sur les données relatives à la Bretagne centrale qui viennent d'être présentées (cf. 2ème partie, II).

Nous avons vu qu'il était possible de définir plusieurs types de schistosité traduisant des intensités différentes du phénomène, dans une même formation silteuse (Schistes d'Angers) choisie comme référence. On peut admettre que ce matériel avait initialement des propriétés comparables sur l'ensemble du territoire.

La question qui se pose immédiatement est de savoir comment apprécier l' *"état de schistification"* d'une roche pélitique ou encore comment *"doser la schistosité"* . Deux approches complémentaires ont été proposées :

1 - *Une méthode qualitative* permettant grâce à l'analyse typologique en microscopie optique, de définir des classes de schistosité en se basant sur l'apparition progressive de certains caractères (cf. 2ème partie, II-3). Cinq grands types qu'il est possible de diversifier encore ont été retenus dans cette étude :

- schistosité de fracture ou de crénulation affectant l'anisotropie initiale (type 1),
- schistosité de fracture ou de crénulation avec un début de recristallisation orientée (type 2),
- schistosité de flux respectant encore certains microlithons (type 3),
- schistosité de flux pénétrative à l'échelle du microscope optique (type 4),
- schistosité de flux pénétrative avec néogenèse abondante (type 5).

2 - *Une méthode quantitative* basée sur l'analyse de la fabrique des phyllosilicates au goniomètre de texture (cf. 2ème partie, II-4-2) qui, associée au concept d' "ellipsoïde de fabrique", permet de différencier très précisément les divers états de schistification grâce aux paramètres statistiques de forme (Kf) et d'intensité (Rf). L'ellipsoïde de fabrique ainsi défini m'a également conduit à introduire un paramètre de schistosité " S" tenant compte, à la fois, du caractère planaire de la fabrique et de son intensité.

Ce sont ces deux types de données, qualitatives et quantitatives, caractérisant l'intensité de la schistification que j'ai comparés aux divers paramètres pouvant intervenir lors du développement de la schistosité. Parmi ces nombreux facteurs interférant souvent entre eux, il y en a cinq qui peuvent être supposés à peu près indépendants :

- les propriétés intrinsèques du matériel initial,
- la géométrie des limites,
- la température,
- la pression de confinement,
- les "forces externes" d'origine tectonique.

On notera que la température et la pression de confinement ne sont pas strictement indépendantes puisque toutes deux sont liées à la profondeur, mais avec des gradients différents. On supposera aussi que la vitesse d'application des contraintes externes d'origine tectonique est compatible avec les propriétés rhéologiques du matériel pour que le comportement soit ductile. Cette référence au temps pourra être discutée ultérieurement en analysant la déformation synschisteuse progressive.

I - 1 L'INFLUENCE DES DIFFERENTS FACTEURS

I - 1 - 1. LES PROPRIETES INTRINSEQUES INITIALES

Je n'ai pas abordé directement cette question, puisque mon hypothèse de travail était d'étudier une formation assez homogène (Schistes d'Angers) de manière à pouvoir m'affranchir des paramètres liés aux propriétés initiales. J'ai cependant été conduit à développer des méthodes permettant de contrôler certains caractères pétrographiques des roches schistifiées (cf. 2ème partie, II-2-2).

Parmi ces propriétés, *la composition minéralogique, la granulométrie du quartz et l'anisotropie initiale de la texture jouent un rôle prépondérant*. L'abondance et la granulométrie du quartz influent sur l'orientation de la schistosité (réfraction, adaptation) comme le montre la comparaison entre la Formation de Pont-Réan et les Schistes d'Angers (cf. 2ème partie, II-2-2). Cette influence est surtout importante dans les zones peu schistifiées. Dans les domaines à schistosité de flux pénétrative, ces différences de comportement tendent à disparaître.

La composition minéralogique (et chimique) intervient aussi sur le développement de la schistosité par le contrôle qu'elle exerce sur les possibilités de néogenèse des phyllosilicates en particulier. Enfin, on conçoit facilement que l'intensité de l'anisotropie initiale de la roche (d'origine sédimentaire par exemple) controlera, en partie, les mécanismes de déformation (cf. COBBOLD, 1977).

I - 1 - 2. LA GEOMETRIE DES LIMITES

Par limites, j'entends les interfaces qui existent entre la formation schistifiée et les autres masses minérales de propriétés rhéologiques différentes. Il peut s'agir des formations gréseuses compétentes situées au-dessus ou au-dessous, des masses intrusives

syntectoniques ou encore des blocs indurés plus anciens ayant un comportement relativement plus rigide au cours de la déformation. Ces limites jouent un rôle important car *elles contrôlent la distribution des contraintes et peuvent induire des anomalies*.

Nous avons vu par exemple (cf. 2ème partie, II-1-3) qu'à proximité des formations gréseuses (Grès armoricain ou Grès du Chatellier), *la schistosité pouvait s'adapter progressivement à la stratification* et qu'il existait une zone neutre à schistosité perturbée au niveau des charnières de plis. Dans de telles zones, plus ou moins vastes suivant l'amplitude des charnières, la schistosité normalement subverticale et parallèle au plan axial des plis, perd localement ce caractère et peut devenir horizontale.

Les intrusions granitiques peuvent également introduire des perturbations dans la disposition géométrique de la schistosité mais à une échelle souvent plus vaste, fonction naturellement des dimensions du massif. Sur le territoire étudié, l'exemple le plus clair à ce sujet est situé dans le Briovérien de la région de Ploërmel. Nous avons vu (cf. 2ème partie, II-1-4) que la schistosité subverticale dans les autres secteurs, tendait à prendre un pendage nord à proximité du massif leucogranitique de Lizio (fig. 98). De la même manière, dans le Paléozoïque de la région de La Gacilly, situé au toit d'un granite non affleurant, on observe une schistosité souvent peu pentée et de direction assez variable. Plus au S, le môle granitique ancien de Lanvaux joue probablement un rôle comparable, car là aussi la schistosité tend à devenir subhorizontale et à mouler les contours du massif.

Ces observations sont importantes non seulement d'un point de vue régional mais également du point de vue génétique. Il semble en effet que la schistosité tende à se développer en chaque point suivant *un plan plus ou moins perpendiculaire au raccourcissement maximum local* (cf. fig. 88 et 92), même si celui-ci est perturbé par la morphologie des limites.

I - 1 - 3. LA TEMPERATURE

La température est un facteur lié à la profondeur d'enfouissement, dont on peut évaluer les effets grâce au métamorphisme. Quelques auteurs ont déjà tenté d'étudier les relations entre température et schistogenèse en se basant sur la cristallinité des micas (cf. en particulier KUBLER 1967; RICHERT 1974, LE CORRE 1975, PIQUÉ 1975, LE CORRE 1976, VIDAL 1976, SIDDANS 1977, BRUN et LEDRU 1977).

Dans ce travail, deux géothermomètres différents ont été utilisés : les minéraux-index (chloritoïde en particulier) et surtout la cristallinité des micas. Nous avons vu (cf. II-5-5) qu'il existait une bonne corrélation entre ces indicateurs thermométriques et le type de schistosité (fig. 143), l'intensité de la fabrique (fig. 145) et certains processus synschisteux tels que la dissolution (fig. 165). La comparaison des diverses cartes (fig. 103, 105, 133, 136, 162) conduit également à la conclusion de *l'influence fondamentale de la température au cours de la schistogenèse.*

Evidemment, l'élévation de la température n'est que l'un des facteurs favorable au développement de la schistosité. On peut donc parfois mesurer une bonne cristallinité sur des roches faiblement schistifiées. Dans la région étudiée, ce cas peut être observé dans certaines zones neutres à proximité des charnières de mégaplis (cf. 2ème partie, II-1-3, p. 202).

On peut enfin poser la question de savoir si la cristallinité des micas est uniquement liée à la température, ou si les contraintes ont également une influence sur ce paramètre. Ceci pourrait remettre en question l'utilisation de la cristallinité comme moyen de contrôler uniquement le facteur thermique. On a pu effectivement montrer sur un pli décamétrique que la cristallinité, mesurée avec précision par spectrométrie infra-rouge, était très légèrement meilleure vers la charnière, là ou la déformation finie, estimée sur des fossiles, était le plus intense (FLEHMIG et

LANGHEINRICH 1974). Une différence de température importante étant difficile à admettre sur une aussi faible distance, seule une sur-anomalie locale de la déformation pourrait expliquer cette différence. La cristallinité pourrait donc être sensible aux contraintes mais les faibles variations enregistrées laissent supposer qu'il s'agit là d'un facteur vraiment mineur vis à vis de la température.

I - 1 - 4. LA PRESSION DE CONFINEMENT

La pression de confinement ou charge lithostatique, est directement liée à la profondeur d'enfouissement des roches pendant la déformation. Les expériences de laboratoire ont montré que la charge avait effectivement une grande influence sur le comportement rhéologique des matériaux et il est bien connu que la ductilité tend à augmenter en même temps que la pression de confinement.

Il semble cependant que l'on ait *beaucoup exagéré le rôle de ce facteur* à propos du développement de la schistosité. Ainsi, la notion de front de schistosité, développée par P. FOURMARIER (1959), a été rattachée à la nécessité d'une charge lithostatique minimale (6 000 m environ) à partir de laquelle seulement le fluage schisteux pouvait apparaître. Cette hypothèse me paraît difficilement contrôlable car si la pression de confinement augmente avec la profondeur, il en est de même pour la température. On peut donc raisonnablement se poser la question de savoir si *l'existence d'un front de schistosité, lié à la profondeur, ne serait pas plutôt une conséquence du gradient géothermique*. Malheureusement, il existe peu de données expérimentales sur l'influence respective de ces deux paramètres sur la ductilité. On voit cependant, qu'avec un degré géothermique assez fort (type Bretagne centrale), la température augmentera rapidement avec la profondeur, tandis que la pression augmentera assez lentement. De plus, sur le territoire étudié, on peut faire l'hypothèse d'une pression de confinement constante puisqu'il s'agit toujours du même niveau lithologique. Les variations de l'intensité de la schistosité dans les Schistes d'Angers s'expliquent alors beaucoup mieux par les écarts de température comme le montre la bonne corrélation avec les index thermométriques.

Mis à part les schistosités locales développées sous charge presque nulle (cf. décrochements superficiels par exemple), on connaît divers cas de schistosités régionales apparues sous une pression de confinement relativement faible. Dans les Pyrénées centrales, H.J. ZWART (1954, 1962) a pu ainsi montrer que la schistosité apparaissait localement sous une faible charge (3 000 m) en liaison avec les dômes thermiques. D'ailleurs P. FOURMARIER lui-même a été conduit plus tard à admettre que le front de schistosité pouvait se situer à quelques centaines de mètres de la surface, comme dans la région de Laval (FOURMARIER et al., 1965, 1968) en relation avec une remontée des isothermes. Encore récemment, P. LEDRU et J.P. BRUN (1977) ont montré le caractère syntectonique du granite de Flamanville (N Cotentin) et son influence sur la remontée du front de schistosité.

On peut donc avancer que *la pression de confinement doit être un facteur mineur vis à vis de la température* du moins dans les régions à degré géothermique fort.

I - 1 - 5. LES CONTRAINTES EXTERNES

C'est le déviateur des contraintes tectoniques qui est à l'origine de la schistification. Mais comme nous venons de le voir, la réponse du matériel à cette sollicitation dépend de nombreux autres facteurs. Une schistosité localement plus intense n'a donc pas obligatoirement pour origine une compression plus forte mais tout aussi bien une déformabilité plus grande liée par exemple à une remontée des isothermes. Il est donc très difficile d'avoir une idée précise de l'ellipsoïde des contraintes responsable de la schistification d'une roche.

En Bretagne centrale, on peut penser que le raccourcissement synschisteux correspond à une compression (σ_1) globalement N-S et sub-horizontale. A cette compression régionale est venue s'ajouter probablement une compression verticale plus modérée (σ_2) liée à la migration vers le haut des granites syntectoniques. C'est

la combinaison de ces deux compressions orthogonales, variable d'un endroit à un autre, qui est à l'origine du champ régional des contraintes et détermine certaines caractéristiques de l'ellipsoïde de déformation (cf. 3ème partie, II-2).

I - 2 LES MECANISMES PHYSIQUES DE LA SCHISTIFICATION

Les diverses méthodes d'analyse ont permis de montrer que *plusieurs processus physiques* entraient en jeux durant le développement progressif de la schistosité. Ce sont ces mécanismes qui permettent à la roche qui se déforme d'acquérir sa texture planaire et en particulier l'orientation préférentielle des phyllosilicates. Ces mécanismes, évidemment tributaires des facteurs internes et externes, peuvent être ramenés à quatre grands types dont on pourra apprécier l'importance relative :

- déplacements relatifs des grains par glissement aux joints, par rotation solide ou par microflambage (microbuckling),
- dissolution et diffusion,
- néogenèse,
- déformation plastique par glissement intracristallin.

I - 2 - 1. LES DEPLACEMENTS RELATIFS DES GRAINS

Ce sont les mécanismes probablement les plus simples et qui demandent le moins d'énergie, en particulier dans les premiers stades de la déformation. Ils semblent effectivement très actifs dès le début de la schistification mais peuvent encore intervenir au cours des stades les plus avancés.

Pour les grains de quartz détritiques hétérométriques, il s'agit d'une *simple rotation rigide tendant à leur faire prendre une position d'équilibre* dans le champ de forces. Cette rotation sera limitée par les possibilités de glissement aux limites des grains et sera donc liée à la nature de la matrice, à la proximité des grains voisins, à l'existence de fluides jouant le rôle

de lubrifiants... La rotation des grains pourra être facilitée par l'existence d'une composante de cisaillement mais se produira également en régime d'aplatissement pur. Cette rotation aboutit au *développement d'une "fabrique de forme"*, cependant, comme la dissolution contribue également à créer une telle fabrique, il est difficile d'évaluer l'importance réelle du mécanisme de rotation dans le cas des grains de quartz.

Pour les minéraux phylliteux détritiques, les possibilités de réorientation peuvent se présenter de plusieurs manières différentes. Il faut noter *l'existence fréquente d'une fabrique initiale* liée à la sédimentation et exagérée éventuellement par la compaction, de sorte que la schistification s'exercera rarement sur des minéraux planaires ayant une orientation initiale aléatoire. Suivant les cas, on constate que la fabrique initiale des phyllosilicates favorise une réorientation rapide dans le plan de schistosité, ou au contraire tend à la retarder. Ainsi, la *rotation d'ensemble des flancs* de plis au cours du plissement tend à *rapprocher progressivement la stratification du plan axial*, direction potentielle de la schistosité. Dans ce cas, la réorientation, dans le plan de schistosité, des phyllites détritiques, initialement couchées dans le plan de stratification, se trouve facilitée. Dans les *charnières* par contre, cette réorientation est plus difficile et *la déformation s'exprime par la crénulation des phyllites*, c'est-à-dire par un microplissement ou "microflambage". Ce processus tend également à rapprocher statistiquement, le plan basal des phyllites, du plan axial des mégaplis. Ceci permet aussi d'expliquer que l'on puisse observer sur les flancs des plis une schistosité plus pénétrative que dans les charnières où la résorption des microlithons est nécessairement plus difficile et donc plus longue.

L'analyse au goniomètre de texture m'a permis de bien mettre en évidence ce processus de microflambage au début de la schistification (cf. 2ème partie, II-4-2, p. 250). Nous avons vu en effet, pour les types de schistosité peu évolués (types 1 et 2),

que les micas étaient disposés en zone et que la fabrique était du type linéaire (Kf > 1) et ceci avant toute possibilité de néogenèse importante (fig. 127).

Notons enfin, que la rotation rigide des grains affecte non seulement les minéraux détritiques initiaux mais peut également s'exercer sur les cristaux néoformés mal orientés. Ainsi par exemple j'ai pu décrire la *rotation syncinématique du chloritoïde* au cours de la schistogenèse (cf. 2ème partie, II-5-4, p. 273).

I - 2 - 2. DISSOLUTION ET DIFFUSION

Il est difficile de séparer ces deux mécanismes. Comme nous l'avons vu (cf. 2ème partie, II-7), la dissolution est un processus fondamental, en particulier pour le quartz.

Il y a une bonne corrélation entre l'intensité de la dissolution du quartz et l'intensité de la schistification (fig. 163 et 164) et la comparaison des cartes souligne, à l'échelle régionale, une évolution du processus comparable à celle des autres paramètres (fig. 162).

L'intensité de la dissolution dépend essentiellement du déviateur des contraintes externes et de la température (fig. 165) mais la nature et l'abondance de la matrice, ainsi que la présence de fluides et la granulométrie, jouent également un rôle important. Ainsi, dans une même localité, les schistes pourront présenter des traces de dissolution évidentes tandis qu'elles seront plus rares dans les grès voisins.

Le processus de dissolution semble surtout efficace dans les faciès à schistosité relativement évoluée (type 3 ou 4) mais il se manifeste dès le type 2. Pour le type 5, par contre, nous avons vu que la recristallisation se superposait à la dissolution et que le quartz y reprenait un habitus anguleux ou se concentrait en amandes polycristallines.

Le rôle de la dissolution est essentiel dans l'acquisition de la fabrique schisteuse. Elle contribue d'une part à diminuer la taille des grains et au développement de la "fabrique de forme". D'autre part, elle favorise l'individualisation des microlithons, grâce à la dissolution sélective dans les discontinuités inter-microlithons. Il y a alors une ségrégation du quartz qui devient moins abondant dans les discontinuités ce qui entraine l'apparition du "litage tectonique". Enfin, lorsque la schistification se prolonge, la dissolution tend à résorber les microlithons plus quartzeux ce qui entraine une réhomogénéisation de la roche.

En comparant les diverses données chimiques et minéralogiques, j'ai pu montrer qu'*une partie de la silice remobilisée pouvait passer dans le réseau des néosilicates*. Le reste recristallise dans les "zones abritées" (*pressure shadows*) ou sous la forme de néograins. On peut donc admettre que les roches pélitiques étudiées ont évolué en système clos au cours de la schistogenèse.

Le processus de dissolution qui contribue au déplacement de la matière dans la roche qui se déforme n'est pas actif uniquement pour le quartz. Nous avons vu, par exemple, que la pyrite aussi pouvait être solubilisée dans les ardoises et il en est de même pour les carbonates dont la mobilité est bien connue. Dans les roches silteuses, la dissolution pourrait également intervenir pour certains minéraux phylliteux. Ainsi, j'ai montré que l'on pouvait observer, même dans les faciès à schistosité pénétrative (type 4), des amandes chloriteuses, à clivage très oblique sur la schistosité, que j'ai interprétées comme d'anciens cristaux détritiques conservés dans les microlithons non totalement résorbés (cf. 2ème partie, II-3-1, p. 221). E.C. BEUTNER (1978) vient de montrer que la forme, la taille et l'orientation du clivage de ces amandes chloriteuses, qu'il a également observées dans les ardoises de Martinsburg (New Jersey), pouvaient s'expliquer uniquement par un processus de *dissolution d'anciens cristaux détritiques de chlorites*.

Enfin, il n'est pas impossible que les micas eux-mêmes puissent être partiellement solubilisés, mais il est plus difficile pour le moment d'en apporter la preuve (cf. OERTEL et PHAKEY, 1972).

I - 2 - 3. L'AGRADATION ET LA NEOGENESE MINERALE

Nous avons vu également qu'en Bretagne centrale, le développement de la schistification s'accompagnait de changements minéralogiques non négligeables. Ils peuvent être considérés comme des mécanismes de déformation dans la mesure où ils contribuent aux déplacements de matière dans la roche qui se déforme.

L'agradation progressive des illites et petits micas détritiques plus ou moins altérés se traduit par une amélioration de l'indice de cristallinité de la fraction inférieure à 2 µ (cf. 2ème partie, II-5-3). Dans les faciès de schistosité les plus évolués (type 5), on observe l'apparition certaine de nouveaux micas (muscovite, phengite, paragonite) visibles au microscope optique. En réalité la néogenèse de micas blancs débute probablement assez tôt mais reste difficilement détectable sauf en microscopie électronique. Récemment, R. KNIPE et S. WHITE (1976) ont pu montrer de cette façon, le développement de petits micas parfaitement orientés dans le plan de schistosité entre des zones lenticulaires où l'ancienne structure était encore conservée.

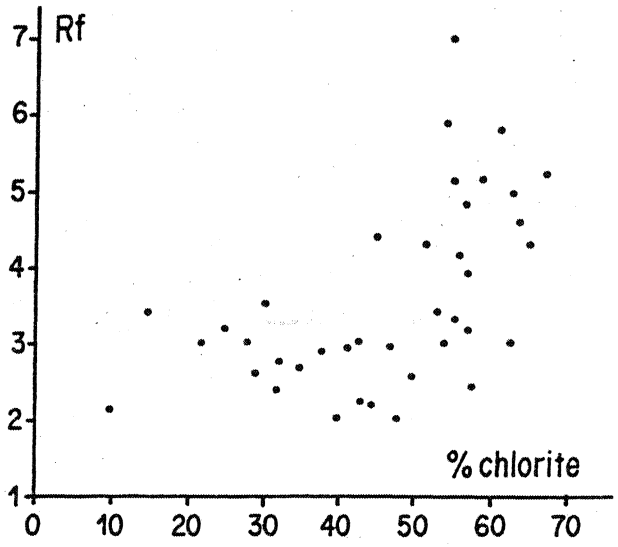


Fig. 167 - Relations entre l'augmentation du pourcentage de chlorite et l'intensité de la fabrique Rf.

J'ai également pu montrer que des minéraux nouveaux, autres que les micas, pouvaient apparaître au cours de la schistogenèse. On peut ainsi observer que la quantité de chlorite augmente en même temps que l'intensité de la fabrique schisteuse (fig. 167). Les cartes de

répartition montrent bien que ce sont les zones les plus schistifiées qui sont les plus riches en chlorite, sans qu'il soit possible d'invoquer des différences paléogéographiques initiales (fig. 103 et 105). De plus, grâce à l'étude de la fabrique au goniomètre de texture, j'ai pu montrer que les chlorites étaient toujours mieux orientées, dans le plan de schistosité, que les micas, ce qui confirme leur caractère néogénétique (cf. 2ème partie, II-4-2, p. 253). *La néogenèse de chlorites bien orientées contribue donc largement à la restructuration de la roche dès le début de la déformation synschisteuse.*

Enfin, les cartes de répartition (fig. 105 et 133) mettent en évidence l'apparition du chloritoïde uniquement dans les zones à schistosité intense.

Toutes ces données démontrent clairement que les roches schistifiées ont été le siège d'importants transferts de matière qui se traduisent par la dissolution du quartz et probablement des rares chlorites détritiques, par l'agradation et la néogenèse de micas dioctaédriques, et surtout par le développement de chlorites et chloritoïdes néoformés. Il conviendra dans l'avenir de préciser ces réactions sur le plan minéralogique et cristallo-chimique et d'expliquer la provenance des éléments nécessaires à la croissance des néosilicates. Nous avons vu que la silice pouvait provenir de la solubilisation du quartz. Les autres éléments pourraient avoir pour origine les illites et chlorites détritiques, les "cadavres" plus ou moins agradés d'argiles (kaolinite, interstratifiés illite-montmorillonite par exemple) ou d'autres silicates détritiques, les oxydes divers à l'état diffus...

Ces processus de dissolution, d'agradation et de néogenèse apparaissent comme un ensemble de *mécanismes de déformation particulièrement actifs dans la zone à schistosité* puisqu'ils conduisent à des déplacements de matière en partie contrôlés par l'ellipsoïde des contraintes.

Rappelons enfin que ces processus peuvent entrainer des changements de volume et une transofrmation considérable des caractères initiaux du microfaciès sédimentaire des roches pélitiques.

I - 2 - 4. LA DEFORMATION PLASTIQUE

La déformation plastique par glissement intracristallin apparaît comme *un mécanisme de déformation mineur dans les roches pélitiques* vis-à-vis des processus précédants.

Il est cependant possible et même probable que les phyllosilicates soient affectés par des glissements sur leur plan basal, dans la mesure où ce mécanisme nécessite une énergie moindre que la rotation solide par exemple.

Pour le quartz, nous avons vu que la déformation plastique n'était pas non plus un mécanisme dominant. Seuls les grains les plus gros montrent parfois de telles déformations. Ceci dépend en réalité beaucoup de l'abondance relative des grains de quartz par rapport à la matrice phylliteuse. Il apparaît que, dans les mêmes conditions thermo-dynamiques, les grès et quartzites peuvent se déformer, par des mécanismes plastiques, tandis que les siltites se déforment grâce aux processus évoqués plus haut. Les résultats obtenus par D. GAPAIS (1978 et travaux en cours à paraître) sur les Grès armoricains de la région de Bretagne centrale que j'ai moi-même étudiés vont dans ce sens.

I - 3 LA SCHISTIFICATION PROGRESSIVE

I - 3 - 1. LES DONNEES DU PROBLEME

Nous avons vu quels étaient les principaux *facteurs internes et externes* qui controlaient la schistification, ainsi que les *mécanismes physiques* qui étaient actifs. Ces mécanismes n'interviennent pas tous avec la même intensité pendant toute la durée de la schistification progressive. Certains peuvent être plus caractéristiques d'un stade donné, mais il peut aussi y avoir compétition entre les différents processus.

Il reste maintenant à tenter de reconstituer l'histoire du développement progressif de la schistosité. Cette reconstitution des étapes du développement de la schistosité repose sur l'hypothèse selon laquelle les divers types de schistosité que j'ai décrits représentent bien les stades successifs d'un même phénomène. Autrement dit, on supposera que les types les plus évolués (types 4 ou 5) sont passés par les stades correspondant aux types les plus rudimentaires (type 1, 2 et 3). Cette façon de voir est peut-être contestable car les zones où la cristallinité des micas est très bonne peuvent se déformer plus rapidement que les autres. L'élévation rapide de la température dans ces zones favorise l'entrée en action de processus tels que la dissolution ou la néogenèse, avant même que la rotation ou le microflambage n'aient le temps de jouer un rôle actif. Ainsi certains stades seront peut-être absents de l'évolution de la schistification de tels secteurs[1].

Le schéma d'évolution que je propose (fig. 168) n'est donc pas généralisable, mais il est le modèle probable pour une zone sous contrainte où la température s'élève régulièrement et assez lentement pendant la déformation. Au sujet de la nature du matériel initial, on admettra qu'il s'agit d'un mélange d'argiles, de grains de quartz et de micas détritiques généralement inférieurs à 30 µ. L'hypothèse raisonnable sur la texture initiale est d'écarter l'idée que ce mélange puisse être isotrope. On supposera que la fabrique initiale est du type planaire mais d'intensité modérée. Autrement dit les phyllosilicates détritiques étaient disposés à plat dans le litage sédimentaire mais d'une manière assez rudimentaire. Un microlitage par alternance de lits de composition légèrement différente (plus ou moins riches en quartz par exemple) pourra également exister, mais sans introduire de forts contrastes entre couches. A l'échelle de l'affleurement ce matériel initial pourra donc être supposé statistiquement homogène. On admettra enfin, dans un premier temps au moins, qu'il n'existe pas de composante rotationnnelle importante de la déformation régionale.

---

[1] Sur un plan plus général, ces différences de vitesse de déformation peuvent également introduire une composante rotationnelle ou des disharmonies pour des raisons de compatibilité avec les zones voisines.

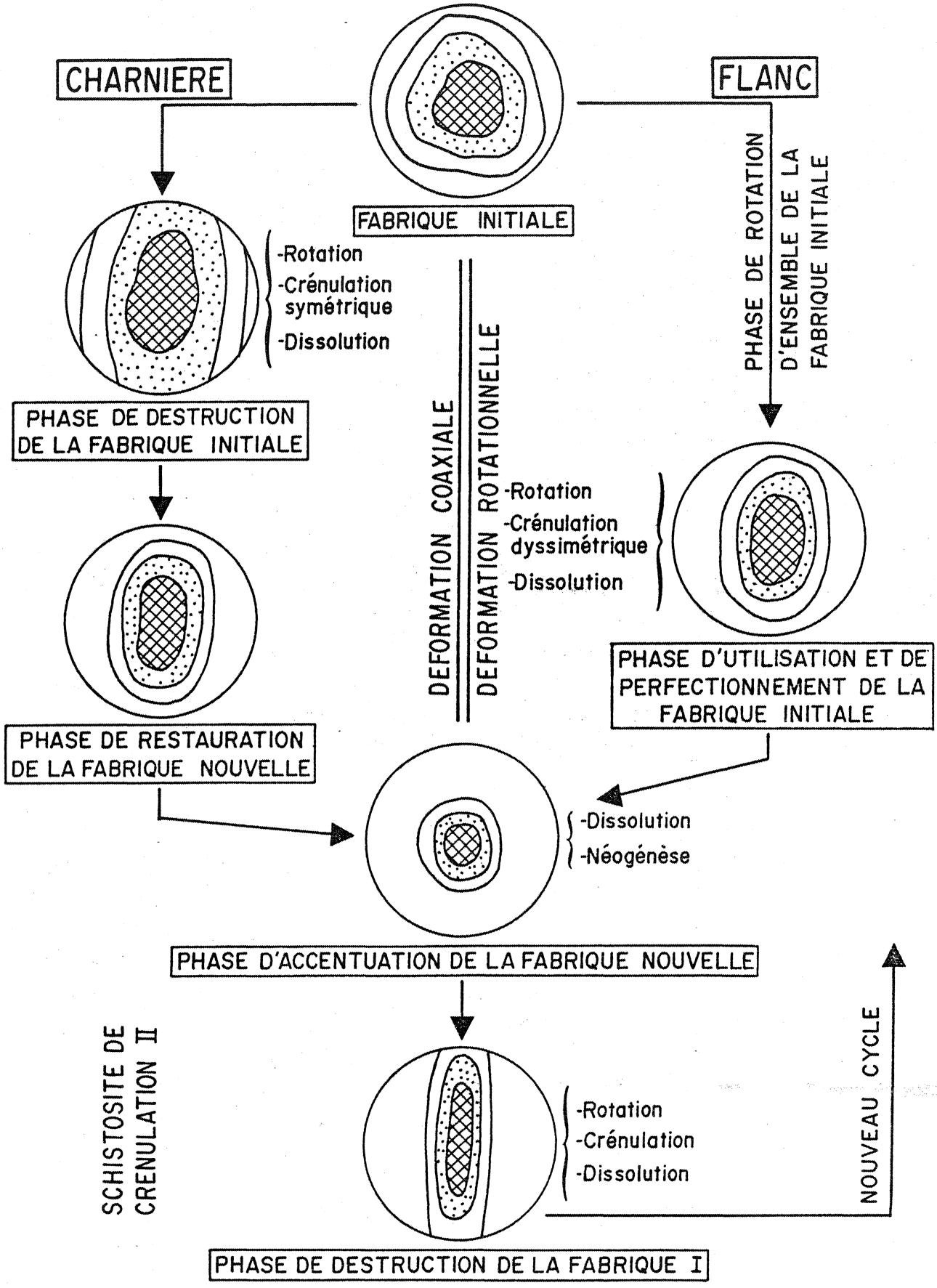


Fig. 168 - Modèle de schistification progressive.

Ces conditions initiales étant admises, l'ensemble de mes observations tend également à montrer qu'il faut distinguer le cas des zones charnières de celui des zones de flancs dans les mégaplis car l'évolution du développement de la schistification pourra y être assez différente, en particulier dans les premiers stades. Naturellement les zones de passage entre flancs et charnières doivent être considérées comme des cas intermédiaires. Si la formation schistifiée est très épaisse par rapport à la longueur d'onde des plis imposée par les formations compétentes, la plus grande partie de son volume se trouvera dans des conditions assez proches du cas zone-charnière, sauf évidemment à proximité des interfaces. Le cas zone-charnière me paraît donc le plus caractéristique (et le plus fréquent), en particulier en ce qui concerne la Formation des Schistes d'Angers à laquelle je me refère ici.

I - 3 - 2. LE CAS DES CHARNIERES

De telles zones sont caractérisées par :

- une déformation approximativement coaxiale,
- un angle faible, voire nul, entre la direction de raccourcissement et le plan de la fabrique initiale (sauf à proximité immédiate de l'interface avec une formation plus compétente).

Trois phases principales de la schistification progressive peuvent être reconnues :

- *Phase A : destruction de la fabrique initiale*

C'est ce stade que l'on peut observer dans les types de schistosité peu évolués (type 1 et 2). Il se caractérise essentiellement par le glissement intergranulaire, la rotation rigide et le microflambage des phyllosilicates détritiques. La crénulation liée à ces processus est symétrique et le plan axial des microplis est perpendiculaire à la direction de raccourcissement (fig. 169). La dissolution peut déjà commencer à jouer

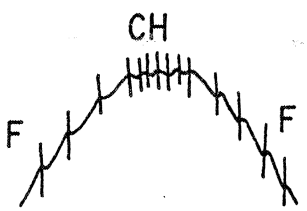


Fig. 169 - Crénulation symétrique à la charnière (Ch) et dissymétrique sur les flancs (F).

un rôle sur certains plans qui progressivement délimiteront des microlithons. Mais cette schistosité naissante reste encore assez mal définie en tant que plan statistique de l'orientation préférentielle et la fabrique initiale reste prépondérante.

Les analyses au goniomètre de texture ont montré que cette phase correspondait à une diminution de l'intensité de la fabrique globale de la roche par rapport à la fabrique initiale et en ce sens il s'agit bien d'une phase de destruction. Cette fabrique globale évolue rapidement vers le type linéaire et le paramètre de schistosité diminue progressivement et devient négatif.

Dans la mesure où il peut être défini à ce stade, on peut admettre que le plan de schistosité est confondu avec le plan axial des microplis et avec le plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie.

- *Phase B : restauration de la fabrique planaire*

Ce stade s'observe dans les schistosités du type 2 et 3. La fabrique initiale est encore présente mais tend progressivement à disparaître au profit de la fabrique nouvelle.

La rotation rigide n'est plus très active à ce stade car les grains qui pouvaient tourner ont déjà pris une position voisine de leur position d'équilibre, tandis que les autres sont en position de blocage dans les microlithons. La crénulation peut s'accentuer et les microplis peuvent devenir plus aigus. Certains phyllosilicates détritiques peuvent donc dès ce stade avoir une position perpendiculaire à la direction de raccourcissement. Ces phyllosilicates réorientés vont constituer le point de départ du développement progressif des discontinuités inter-microlithons où la dissolution pourra également se concentrer. Un litage tectonique pourra commencer à apparaître par différenciation minéralogique.

Dans cette phase, la dissolution des grains de quartz détritique deviendra active, favorisant l'apparition d'une fabrique de forme.

Enfin, un début de néogenèse, de chlorite en particulier, peut se développer dans les discontinuités, ce qui entrainera une meilleure orientation statistique pour ce minéral par rapport aux micas. Mais cet effet n'est pas généralisable, car il dépend probablement de la composition initiale et des conditions du métamorphisme. Ainsi, dans les "Terres Noires" de la région de Gap (Alpes françaises), A. SIDDANS (1977) a obtenu un résultat inverse, c'est-à-dire une meilleure orientation des micas par rapport aux chlorites.

C'est au cours de cette phase de restauration que la fabrique globale de la roche va croître à nouveau en intensité et repasser du type linéaire au type planaire. L'indice de schistosité "S" redevient alors positif et croît très rapidement.

Si les facteurs externes de la déformation n'ont pas changé, le plan de schistosité naissant reste parallèle au plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie en tout endroit.

- *Phase C : accentuation de la fabrique nouvelle*

Elle correspond au passage du type 3 aux types 4 et 5, c'est-à-dire à la schistosité de flux pénétrative à l'échelle de la lame mince. A ce stade, la vitesse de déformation augmente probablement rapidement et l'évolution devient du type "catastrophique". C'est la phase de fluage au cours de laquelle les mécanismes essentiellement actifs sont la dissolution et surtout la néogenèse orientée. Les microlithons sont rapidement résorbés et la fabrique initiale a disparu.

Les analyses au goniomètre de texture ont montré qu'à ce stade le caractère planaire de la fabrique était acquis et que c'était surtout l'intensité qui évoluait rapidement.

Les vitesses de fluage peuvent probablement varier d'un point à un autre en fonction d'hétérogénéités locales ou de retards de comportement, entrainant l'apparition d'une cission, donc de glissements sur le plan de schistosité lui-même et de rotations synmétamorphiques de cristaux. Mais globalement, si les conditions externes sont stables, le plan de schistosité est confondu avec le plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie.

I - 3 - 3. LE CAS DES FLANCS

Ces zones sont caractérisées par :
- une déformation à composante rotationnelle,
- un angle initial entre direction de raccourcissement et plan de fabrique initial non nul et qui tend à augmenter progressivement avec le plissement.

Pendant le plissement, les zones situées sur les flancs des grands plis subissent une rotation d'ensemble qui tend à augmenter l'angle entre fabrique initiale et direction de raccourcissement. La première conséquence sera de créer sur les flancs des conditions différentes de celles des charnières conduisant à un "amolissement rhéologique" relatif de ces zones (cf. COBBOLD 1977). La crénulation de la fabrique initiale si elle se produit sera dissymétrique (fig. 169). Elle peut aussi ne pas se produire, si chaque paillette détritique subit individuellement une rotation rigide indépendamment de la rotation d'ensemble, ou si la rotation d'ensemble est très importante.

Sur les flancs, la phase de destruction de la fabrique initiale peut donc être partiellement escamotée et le début de la schistification correspond plutôt à une adaptation ou à une réutilisation de la fabrique ancienne par rotation passive des particules. On passe alors très rapidement aux phases de restauration puis d'accélération de la fabrique nouvelle.

Par ailleurs, la rotation constante du flanc fait tourner la schistosité naissante, qui dans ce cas, même si elle est apparue initialement perpendiculairement au raccourcissement, tend à se

comporter comme un plan de glissement. A l'incrément suivant elle n'est plus en effet un plan de cission nulle. Ainsi sur les flancs, la schistosité n'est pas obligatoirement confondue à tout instant avec le plan XY de déformation finie. Cependant si la vitesse de déformation, liée aux mécanismes physiques, est plus grande que la vitesse de rotation d'ensemble, la schistosité peut s'adapter à chaque incrément et rester le plan XY de la déformation finie (cf. ci-après, I-3-5).

La crénulation dissymétrique créera également des microlithons moins nombreux et qui seront plus rapidement résorbés si le glissement se produit sur les discontinuités. Dans celles-ci, le glissement favorisera également une réorientation rapide des phyllosilicates détritiques et probablement la néogenèse.

L'analyse au goniomètre de texture montre que sur les flancs on peut passer presque directement de la fabrique initiale à une fabrique comparable à celle obtenue dans la phase B dans le cas des charnières. A partir de là, l'évolution est probablement assez semblable dans les deux cas, en particulier dans la phase C.

I - 3 - 4. L'EVOLUTION ULTERIEURE DE LA FABRIQUE SCHISTEUSE

L'évolution de la déformation peut naturellement s'arrêter au stade de la schistosité ardoisière pénétrative, mais elle peut encore évoluer. Si la déformation reste approximativement coaxiale, il se produira simplement une exagération progressive de la fabrique planaire, avec des micas plus gros et mieux orientés, telle que l'indice de schistosité "S" puisse atteindre des valeurs de l'ordre de 200.

Par contre si la déformation n'est plus coaxiale, ou si le régime de déformation évolue vers la constriction, comme j'ai pu l'observer dans le secteur méridional du territoire étudié ou encore à proximité des points neutres dans les zones de charnière, la schistosité peut se déformer à son tour[1]. Elle joue dans ce cas,

[1] Il peut en être de même évidemment si une deuxième phase ou un deuxième cycle orogénique se superpose au précédent.

le même rôle que la fabrique sédimentaire initiale, mais à ceci près que les intensités sont très différentes. Une crénulation nouvelle (dite crénulation II dans le domaine étudié) se développe qui amène progressivement la fabrique à un retour vers le champ des tectonites linéaires et conduit à la destruction de la fabrique précoce. Nous avons vu que le goniomètre de texture permettait de différencier les schistes à crénulation II, des schistes à crénulation initiale, grâce au paramètre d'intensité de fabrique (cf. 2ème partie, II-4-2, p. 250).

Dans le cas d'une deuxième crénulation, la destruction de la fabrique initiale est plus difficile à cause de l'intensité de celle-ci. Cependant, si les conditions de température et de contrainte le permettent, la première schistosité peut être effacée au profit de la nouvelle par l'intermédiaire des mécanismes de crénulation[1], de dissolution, de néogenèse et même de déformation plastique. La roche repassera alors progressivement dans le champ des tectonites planaires. On peut imaginer que plusieurs cycles de ce type puissent se produire dans le cas des domaines métamorphiques à évolution complexe (fig. 170). C'est probablement le cas de beaucoup de schistes cristallins dans lesquels il serait illusoire de vouloir retrouver des caractères sédimentologiques initiaux tels que le litage sédimentaire, du moins à l'échelle de la lame mince. Le plus souvent, la pseudostratification que l'on observe n'est que le litage tectonique issu du cycle précédent.

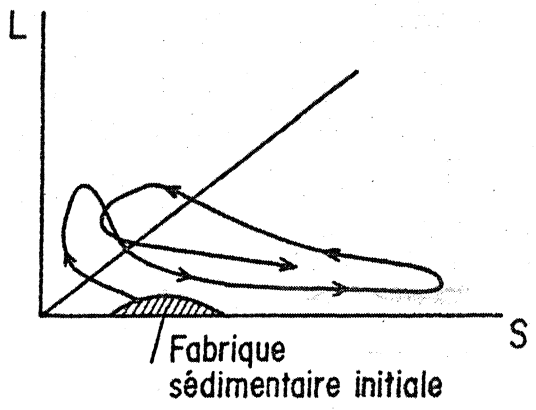


Fig. 170 - Exemple de "trajectoire de fabrique" dans le cas d'une évolution complexe.

[1] voir par exemple à ce sujet l'article récent de P. MARLOW et M. ETHERIDGE (1977) sur la crénulation de micaschistes.

Ces observations m'ont conduit à introduire la *notion de "trajectoire de fabrique" (fig. 170) traduisant l'évolution progressive de la texture en termes de tectonite L-S* et qui est comparable à la notion de "trajectoire de déformation" *(strain-path)*.

I - 3 - 5. SCHISTOSITE ET DEFORMATION ROTATIONNELLE

Il reste enfin à discuter l'hypothèse selon laquelle la schistosité serait un plan de cission non nulle (cf. 2ème partie, I-3, p. 196).

En Bretagne centrale, du moins dans le secteur septentrional, il n'a pas été possible de mettre en évidence une *composante rotationnelle régionale*, ni dans une direction parallèle, ni dans une direction perpendiculaire à l'axe des structures. Cependant, *localement*, une composante rotationnelle perpendiculaire aux axes peut apparaître sur les flancs des plis à proximité des interfaces schistes-grès, en liaison avec les contrastes rhéologiques entre formations. Mais dans le cas général, on peut admettre que la schistosité s'est développée dans un régime de déformation coaxiale et qu'*elle représente le plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie*, comme l'étude des marqueurs le confirme. Nous avons vu également, que toute modification locale de la direction du raccourcissement régional, provoquait une adaptation de l'orientation de la schistosité qui tend toujours à rester perpendiculaire au raccourcissement maximum local (cf. 2ème partie, II-1-3, p. 202).

Ces observations, maintenant très classiques dans de nombreuses régions, permettent de dire qu'*en régime de déformation coaxiale la schistosité naît suivant le plan XY et correspond à un plan de cission nulle* (cf. WILLIAMS 1976, par exemple). En extrapolant au cas d'une déformation rotationnelle, on peut à la limite considérer le premier incrément comme une déformation finie coaxiale de faible amplitude. Si au cours d'une déformation finie coaxiale la schistosité se développe suivant XY on ne voit pas pourquoi il n'en serait pas de même pour tout incrément de

déformation. On peut donc généraliser et dire que le *plan XY infinitésimal (et fini si la déformation est coaxiale) est toujours le plan potentiel de schistosité*. Autrement dit, la "schistosité infinitésimale" est toujours confondue avec le plan XY, mais évidemment elle ne se matérialise jamais puisque la déformation est trop faible et c'est toujours la "schistosité finie" que l'on observe. Cette manière de voir semble avoir été confirmée par les récentes expériences de cristallisation de micas sous contrainte (TULLIS 1976 et cf. 2ème partie, I-2-3, p. 193).

Pourquoi dans ce cas, observe-t-on parfois du glissement sur le plan de "schistosité finie" ? C'est évidemment là le problème et diverses solutions ont déjà été proposées pour y répondre (cf. 2ème partie, I-3, p. 197).

Ma propre solution s'appuie sur les observations de Bretagne centrale et repose à la fois sur *le concept de la déformation progressive* (coaxiale ou non) et sur l'importance des *mécanismes physiques* liés au développement de la schistosité. Elle se distingue par là des solutions *purement géométriques* qui ne tiennent généralement pas compte des processus synschisteux réels. Si au cours de la déformation progressive une modification locale de l'orientation des contraintes ou l'apparition d'une composante rotationnelle régionale se manifeste, différentes éventualités peuvent se présenter (fig. 171) :

- Si la modification du régime de déformation est compatible avec la vitesse de schistification, fonction des processus physiques (rotation, dissolution, néogenèse...), la schistosité pourra s'adapter à chaque incrément de déformation et restera toujours perpendiculaire au raccourcissement fini. Elle n'apparaîtra pas, dans ce cas, comme un plan de cission et sera encore confondue avec le plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie comme lors d'une déformation coaxiale.
- Si par contre la vitesse de schistification est lente, la schistosité ne pourra plus s'adapter à chaque incrément et elle deviendra un plan de cission non nulle à l'incrément suivant. La schistosité

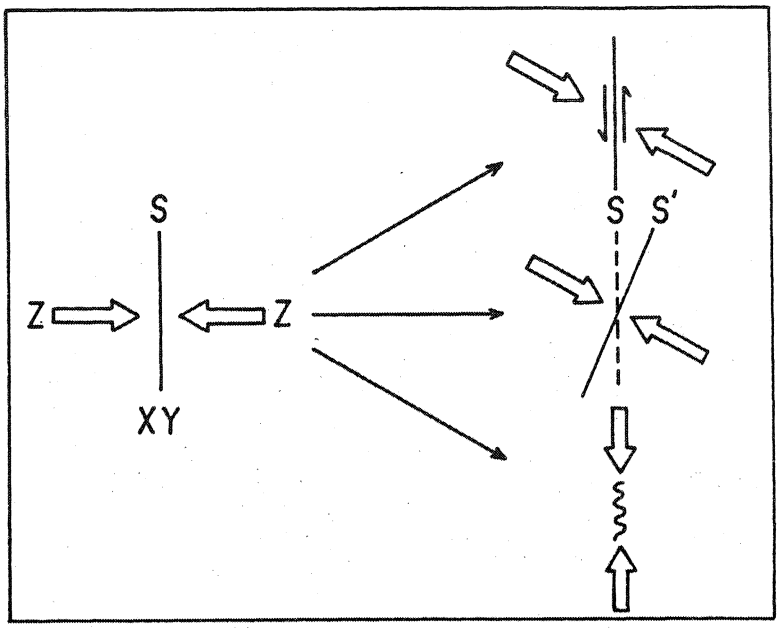


Fig. 171 - La rotation de la direction de raccourcissement (Z) peut entrainer du glissement sur S, une restauration en S' ou une crénualtion de S, suivant les cas.

sera alors un plan de glissement qui pourra également tourner passivement, mais elle restera toujours oblique sur le plan XY car l'ellipsoïde de déformation tournera plus vite. Ce cas est comparable à celui envisagé dans certaines solutions géométriques où l'on suppose que la schistosité se développe en deux phases : un stade précoce d'initiation de l'anisotropie perpendiculairement au raccourcissement maximum et un stade ultérieur au cours duquel un cisaillement simple se produit sur les plans de schistosité déjà initiés (cf. SCHWERDTNER 1973, AUTRAN et al. 1974, VIALON et al. 1975, 1976, CARON et JEANNETTE 1975, CHOUKROUNE et LAGARDE 1977, par exemple). Mais on ne peut pas généraliser ce mécanisme car *le retard de la schistosité pourra n'être que momentané* si la composante rotationnelle cesse d'être active ou si les processus physiques de déformation s'accélèrent[1]. La schistosité pourra alors se régénérer et reprendre une position parallèle au plan XY de l'ellipsoïde fini. Une cristallisation syncinématique ou le décrochement de repères internes dans les microlithons pourront témoigner de cette phase de cisaillement. Si la déformation se poursuit ensuite longtemps en régime coaxial toute trace de la phase rotationnelle pourra être effacée.

[1] C'est d'ailleurs le cas pendant les phases de crénulation, les glissements nécessaires au cours du mécanisme du microflambage des micas peuvent cesser ensuite lorsqu'un autre mécanisme prend le relai.

- Enfin, si la rotation des axes de l'ellipsoïde de déformation incrémental est très rapide et très importante (ou encore si un raccourcissement sur Y apparaît parce que le régime de déformation devient constrictif), la schistosité née des premiers incréments se comportera comme une fabrique initiale et pourra être affectée par une crénulation qui pourra elle-même évoluer vers une schistosité pénétrative.

Finalement, on voit que tout dépend de la différence entre la vitesse de rotation des axes et la vitesse des processus physiques au cours de la déformation progressive. A mon sens ce sont ces *mécanismes physiques de déformation* qu'il conviendra d'étudier en détail dans l'avenir, car les véritables problèmes de la schistosité sont là. Dans ce travail, j'ai mis l'accent sur certains de ces processus mais il reste à préciser leur importance relative, à chaque stade de la schistification progressive, en fonction de la position des charnières et des flancs. Quelle est, par exemple, l'importance du glissement intergranulaire, qui permet une déformation de la roche sans déformation des grains eux-mêmes, vis-à-vis de la dissolution, de la néogenèse ou du glissement intracristallin, à tel stade de la schistification ? Expérimentations, modèles théoriques et études de cas naturels par des moyens analytiques précis devraient permettre de répondre à de telles questions.

Pour conclure, on peut dire que *la schistosité*[1] *apparaît suivant le plan XY de l'ellipsoïde de déformation infinitésimale (et finie si la déformation est coaxiale) et n'est pas, normalement, un plan de cission mais qu'elle peut le devenir temporairement si une composante rotationnelle apparaît au cours de la déformation progressive.*

---

[1] Il s'agit ici de la "schistosité vraie", c'est-à-dire d'une structure planaire pénétrative associée à un raccourcissement. Elle ne doit pas être confondue avec d'autres structures planaires pénétratives telles que celles associées à un écoulement laminaire et qui ne font pas intervenir de raccourcissement.

Chapitre II

LE MODELE GEODYNAMIQUE DE LA BRETAGNE CENTRALE

A travers l'ensemble des données géologiques régionales et des données particulières à la déformation synschisteuse, je voudrais présenter ici ma conception géodynamique du segment hercynien de Bretagne centrale. Dans ce chapitre, je ne chercherai pas à retracer l'évolution paléogéographique au cours de la période de sédimentation (cf. 1ère partie, II-1), ni à reconstituer un modèle hercynien en termes de tectonique globale (cf. à ce sujet les essais de J.P. LEFORT 1975, J. COGNÉ 1977, Cl. AUDREN et J.P. LEFORT 1977, J.L. VIGNERESSE 1978, Cl. AUDREN, 1978 et leurs travaux sous presse ou en cours). Je tenterai seulement de mettre l'accent sur les conditions géomécaniques et sur la natures des "moteurs" des paléodéformations à l'échelle régionale.

II - 1. LE PLISSEMENT EN BRETAGNE CENTRALE

Les déformations hercyniennes se sont exercées sur un ensemble essentiellement sédimentaire constitué par le Briovérien et les formations paléozoïques discordantes. Le Briovérien comprend surtout des siltites, assez homogènes, alternant localement avec des grès ou des conglomérats rarement très épais (cf. 1ère partie, I-1). Dans l'ensemble, on peut l'assimiler à un multicouche relativement peu compétent. Nous avons vu que la discordance du Paléozoïque sur le Briovérien était une donnée structurale importante pour l'histoire régionale et témoignait de l'existence de plissements liés à la fin de l'orogenèse cadomienne. Mais, j'ai surtout montré que l'essentiel des déformations actuellement visibles dans le Briovérien, et en particulier la schistosité, était d'âge hercynien. *Le Briovérien de Bretagne centrale a donc été mécaniquement intégré au Paléozoïque pendant les événements hercyniens et n'a jamais joué le rôle d'un socle au sens mécanique du terme.*

Ce problème de l'influence du soubassement briovérien sur le plissement de la série paléozoïque a pu donner lieu dans le passé à diverses interprétations. Ainsi pour Cl. KLEIN (1975), à la suite de P. FALLOT (1944), les ondulations du Paléozoïque sont des *plis de revêtement* induits par le rejeu des structures du

"socle briovérien". Par contre, A. PHILIPPOT et J.J. CHAUVEL (1957), M.J. GRAINDOR (1961, 1963) et J. COGNÉ (1960, 1974) admettaient qu'il s'agissait de *plis de couverture* avec décollement sur le socle plus ancien resté plus ou moins passif. En réalité, l'ensemble de la pile sédimentaire constituée par le Briovérien et le Paléozoïque a réagi de manière relativement comparable aux contraintes hercyniennes. La discordance stratigraphique entre les deux systèmes doit être considérée, du point de vue mécanique, comme une discontinuité lithologique au même titre que les discontinuités intrapaléozoïques. Des décollements locaux ont pu se produire, mais ils n'ont guère plus d'importance que ceux existant à l'interface des formations paléozoïques de compétence différente.

Le véritable socle de ce segment, s'il existe, pourrait être constitué par les formations métamorphiques du "Briovérien inférieur" sur lesquelles le "Briovérien récent" de Bretagne centrale reposerait en discordance, ou encore par des granites tardicadomiens comparables à ceux de la Mancellia bien que les données gravimétriques ne se prêtent guère à une telle interprétation. Quoiqu'il en soit, ce socle hypothétique a du avoir un comportement ductile à cause de sa profondeur et surtout de la remontée des paléoisothermes associée au diapirisme des granitoïdes hercyniens.

Au-dessus du Briovérien, le Paléozoïque est constitué par des formations lithologiques assez épaisses et contrastées (fig. 31) ayant eu chacune, un comportement mécanique particulier.

Il faut signaler enfin un dernier élément important dans ce schéma : l'axe granitique de Lanvaux-Candé situé au S du territoire étudié et qui a joué le rôle d'un môle résistant.

C'est cet ensemble qui au cours de la période hercynienne a subi un raccourcissement approximativement orienté N-S et plus intense dans le secteur méridional.

II - 1 - 1. LE RÔLE DU MÔLE ORTHOGNEISSIQUE DE LANVAUX

Dans ce modèle, il semble que le môle de Lanvaux ait joué un rôle fondamental. Il s'agit d'un granite anté-hercynien dont les âges radiométriques s'étalent de - 540 M.A. pour l'essentiel, à - 420 M.A. pour les réactivations les plus tardives (VIDAL 1972). Cet axe granitique, intrusif dans le Briovérien, a été plus ou moins orthogneissifié à l'Hercynien et se trouve actuellement en position de horst au coeur de l'Unité anticlinale de Lanvaux - Candé (cf. 1ère partie, II-2-2, p. 131).

C'est précisément le long de cet axe que s'est individualisée la zone anticlinale la plus marquée de la région et qui semble également avoir guidé les autres structures, en particulier, la profonde Unité synclinale de St Julien-de-Vouvantes située plus au N.

Pendant le raccourcissement régional tout semble s'être passé comme si ce môle granitique résistant avait induit la première ondulation anticlinale et avait conservé ce rôle tout au long de l'histoire structurale. On sait en effet (COBBOLD 1975) que les plis peuvent s'initier à partir d'hétérogénéités, s'amplifient et migrent éventuellement. Mais ici, le môle résistant semble avoir bloqué, pendant la durée du plissement, toutes migrations possibles de l'ondulation précoce. C'est donc autour de cet axe que l'ensemble de la structure a dû s'organiser pour répondre aux contraintes extérieures (fig. 172).

Au cours de la déformation, il a également joué le rôle d'un "méga-objet" compétent. Ceci a permis le développement d'une schistosité subhorizontale et d'une tendance à la constriction au toit du môle, selon un mécanisme comparable à celui que j'ai décrit pour les interfaces schistes-grès au voisinage des charnières de plis (cf. 2ème partie, II-1-3, p. 202). C'est probablement ce qui explique en partie l'étirement accentué des grains détritiques de quartz et des autres marqueurs dans le complexe des Schistes et

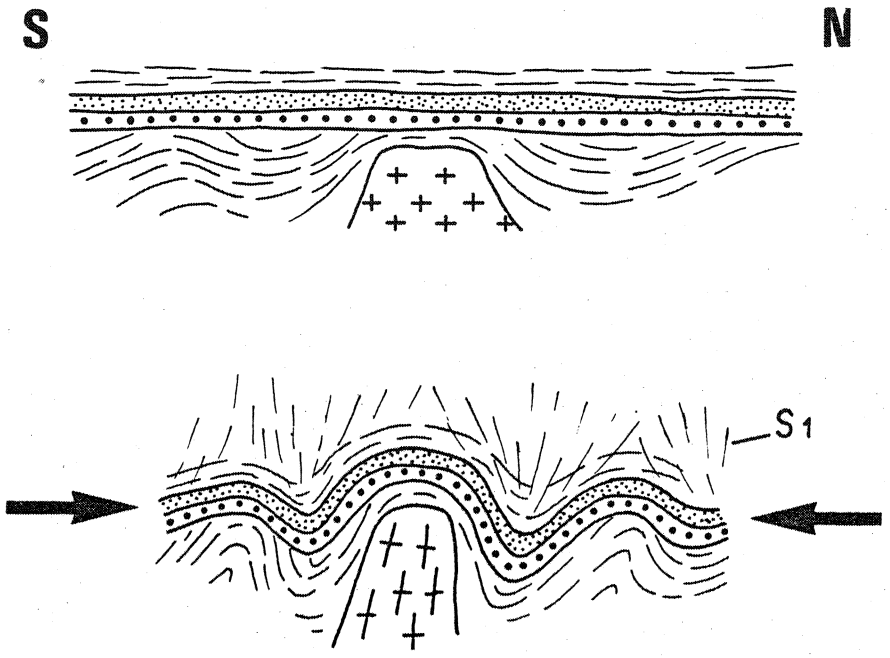


Fig. 172 - Le rôle du môle orthogneissique de Lanvaux (cf. texte).

Arkoses de Bains. Par ailleurs, l'évolution de l'ellipsoïde de déformation vers le type constrictif a pu être favorisée par la tendance du Massif de Lanvaux à remonter au cours du plissement régional (cf. 2ème partie, II-6-3, p. 294).

II - 1 - 2. LE RÔLE DE LA LITHOLOGIE

En allant vers le N, il est clair que l'influence du môle granitique de Lanvaux a été en diminuant. On constate en effet que le secteur nord constitue un ensemble légèrement arqué qui contraste avec la grande régularité directionnelle du secteur méridional de Lanvaux - Candé qui reste rectiligne sur près de 200 km.

La géométrie du plissement a donc été contrôlée par d'autres facteurs dans tout le secteur septentrional. En particulier, l'ensemble lithologique Briovérien - Paléozoïque (fig. 31) a des caractéristiques rhéologiques permettant d'interpréter certains faits d'observation. A la base de la série, les terrains situés sous

le Grès armoricain sont constitués par la série rouge infrapaléozoïque et par le Briovérien. Il s'agit pour l'essentiel de roches aptes à l'acquisition de la schistosité et se déformant par fluage approximativement parallèle au plan axial des plis. Le Grès armoricain lui-même est, au contraire, un épais (500 m) multicouche "compétent" dont le plissement a été aidé par les glissements couches sur couches (*flexural slip*), sauf peut-être vers l'extrême S où un début de fluage par déformation plastique intracristalline se manifeste (cf. GAPAIS 1978). Au-dessus du Grès armoricain vient un ensemble assez épais (∿ 1 000 m) essentiellement silteux constitué par les Formations des Schistes d'Angers et des Schistes de Riadan séparées par le Grès du Chatellier, multicouche compétent peu épais (∿ 70 m). Au-dessus encore, viennent les formations siluriennes tantôt gréseuses, tantôt schisteuses mais rarement très épaisses vis-à-vis des terrains précédents.

Finalement, chaque formation de la pile sédimentaire était assez épaisse pour avoir un comportement rhéologique propre, mais certains termes ont eu une influence plus déterminante sur la géométrie de l'ensemble. Depuis les premiers travaux modernes sur le plissement (BIOT 1957, RAMBERG 1959...) on sait en effet que la longueur d'onde dominante d'une couche plissée est fonction de son épaisseur et du contraste rhéologique avec les couches voisines. On comprend alors que le Grès armoricain jouant le rôle de couche compétente la plus épaisse ait pu imposer à tout l'ensemble la géométrie des ondulations de premier ordre. Il en résulte, pour le Grès armoricain, la formation de grands plis isopaques, parfois un peu coffrés, et généralement à grand rayon de courbure. Les variations d'épaisseur du Grès armoricain ont joué un rôle important. C'est en effet dans la région nord-ouest (Unité de Paimpont), là où la Formation du Grès armoricain est la plus épaisse que l'on observe les plus grandes longueurs d'onde.

Par ailleurs, l'initiation des grands plis a pu être en partie contrôlée par les hétérogénéités de l'interface Briovérien-Paléozoïque. Par exemple, le "golfe de Bain-de-Bretagne", paléorelief

où la Formation rouge de Pont-Réan est absente et où le Grès armoricain repose directement sur le Briovérien, a pu être le point de départ de l'anticlinal d'Araize (cf. 1ère partie, II-2-2 et fig. 52). De la même façon, dans le secteur oriental de l'Unité de Reminiac, on peut expliquer l'existence de deux ondes divergentes par la présence du seuil volcanique de Comblessac à l'interface Briovérien - Paléozoïque au S de Guer (cf. 1ère partie, fig. 47).

Il semble, d'autre part, y avoir une relation entre la forme légèrement arquée du secteur nord et les variations d'intensité du raccourcissement. Ainsi au NW, où la direction du plissement est voisine de N 95, le raccourcissement est plus faible qu'à l'E où l'orientation des plis va jusqu'à N 115 (fig. 173). L'examen des cartes (cf. carte au 200 000 et fig. 47), des coupes sériées (fig. 64), des trajectoires de schistosité (fig. 98) ainsi que l'analyse de la déformation finie (LE THEOFF 1977) confirme cette manière de voir. Ceci pourrait s'expliquer par les relations de compatibilité entre les gradients de déformation et les gradients de rotation mises en évidence par les travaux théoriques de P. COBBOLD (1977, 1978).

Si le Grès armoricain a pu imposer les grandes structures, par contre, c'est la Formation du Chatellier qui est à l'origine des plis de 2ème ordre. Cette formation compétente mais peu épaisse, isolée au milieu d'un épais ensemble schisteux (fig. 31), s'est déformée par flambage (*buckling*) d'une manière relativement

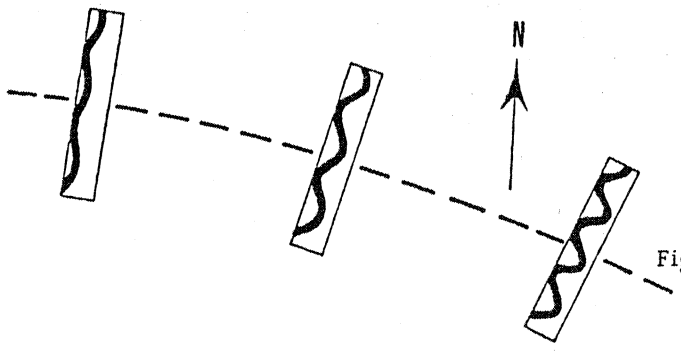


Fig. 173 - Variation du taux de raccourcissement en fonction de l'orientation du plissement en Bretagne centrale.

indépendante du Grès armoricain. Il en résulte une assez grande disharmonie entre les plis du Grès armoricain et ceux du Grès du Chatellier (fig. 64) particulièrement bien illustrée dans la partie centrale de l'Unité de Martigné (cf. 1ère partie, II-2-2, fig. 62 et carte au 200 000ème). Dans la Formation du Chatellier, les longueurs d'onde sont donc beaucoup plus courtes et les plis s'amortissent plus rapidement dans la direction parallèle à l'axe. Il n'est pas rare que deux ondulations voisines aient des pentes axiales inverses l'une vers l'E et l'autre vers l'W. Un synclinal peut s'amortir, être relayé et se trouver dans le prolongement d'un anticlinal (cf. 1ère partie, II-2-2, p. 116).

On peut également s'étonner d'observer si peu de plis de détail métriques ou décamétriques dans l'ensemble de la série. Je pense que la nature des diverses formations peut en rendre compte. Ainsi, la Formation rouge de base, assez homogène, s'est déformée par aplatissement et surépaississement et a joué le rôle de couche tampon entre le Briovérien et le reste du Paléozoïque. Dans le Grès armoricain, les grandes longueurs d'onde ont peu favorisé l'apparition de plis de détail. Quant aux Schistes d'Angers, épais et homogènes, l'absence de couches contrastées n'a pas permis le développement de replis internes car là encore la déformation s'est faite par aplatissement. Ce n'est théoriquement qu'au niveau de la Formation du Chatellier et des quelques bancs gréseux isolés dans la Formation de Riadan que l'on pouvait espérer voir se développer des plis de détail. C'est effectivement ce que l'on peut observer sur le terrain.

II - 2 LES CARACTERISTIQUES DE L'ELLIPSOIDE DE DEFORMATION EN BRETAGNE CENTRALE.

Nous avons vu (cf. 1ère partie, I-2, II-2, et 2ème partie, II-7) que tous les critères permettant d'apprécier l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie, aussi bien dans le Briovérien que dans le Paléozoïque, indiquaient pour l'axe X, une direction subhorizontale parallèle au plissement régional. Aucune explication

particulière, liée par exemple à la nature ou à la géométrie des marqueurs, à des considérations locales dues au plissement ou encore à l'existence d'une très forte composante rotationnelle permettant une réorientation générale des plis suivant X (cf. BRUN 1977, QUINQUIS et al. 1978), ne saurait être retenue ici. *L'étirement de la matière suivant une direction parallèle à l'axe du plissement doit donc être considéré comme un fait général, caractéristique des conditions de déformation de cette région.*

Ceci pose un problème, souvent évoqué dans la littérature (cf. HOBBS et al., 1975, par exemple) car généralement on considère lors des phases tectoniques en compression (raccourcissement horizontal), que la matière tend à fluer préférentiellement selon une direction subverticale ou en tout cas plus ou moins perpendiculaire à l'axe du plissement (cf. par exemple WOOD, 1971, pour le Pays de Galles ou CLOOS, 1947, pourle Maryland).

Diverses explications peuvent être invoquées pour résoudre cette question, telles que :

- *Compaction anisotrope associée au raccourcissement tectonique* (SANDERSON 1976, voir aussi 2ème partie, I-1-4).

Une compaction (perte de volume) anisotrope liée à la charge lithostatique provoquera un raccourcissement vertical (fig. 174). Une telle déformation peut être vérifiée dans certaines régions septentrionales peu tectonisées du Massif armoricain où malgré une schistification pratiquement nulle on peut observer un net aplatissement des micro-organismes dans le plan de stratification (F. PARIS, com. pers.). Si par la suite un raccourcissement tectonique horizontal se manifeste, la déformation finale sera un étirement parallèle aux axes du plissement (fig. 174). Cette explication très satisfaisante, sur le plan théorique, n'est probablement pas généralisable. La déformation induite par la compaction joue certainement un rôle important sur la fabrique initiale des siltites

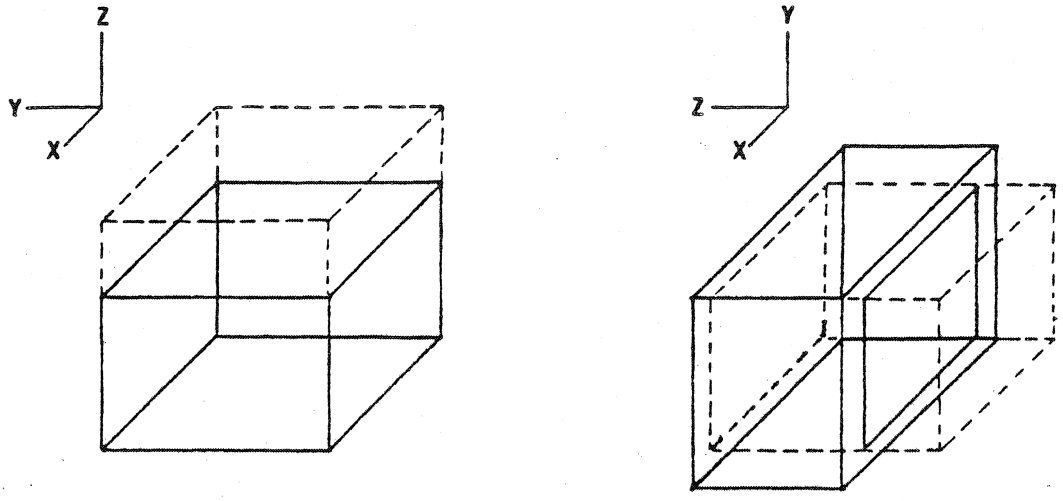


Fig. 174 - Extension horizontale obtenue par combinaison d'une compaction et d'une déformation uniaxiale (d'après SANDERSON 1976).

en améliorant l'orientation préférentielle des phyllosilicates détritiques dans le plan de stratification. Par contre, son influence sur les marqueurs potentiels de la déformation (galets, oolites,..) est probablement très modeste dans un sédiment encore gorgé d'eau, vis à vis des déformations d'origine tectonique. Sauf dans le cas de déformations tectoniques très faibles, les effets de la compaction seront donc largement oblitérés, en particulier dans la zone à schistosité de flux pénétrative et cette explication n'est donc pas suffisante dans le cas de la Bretagne centrale.

- *Existence d'une composante verticale compressive liée à la pression lithostatique*

Même après la compaction des sédiments, la pression lithostatique continue à s'exercer pendant toute la durée des événements tectoniques. Le plus souvent, on admet que la charge lithostatique est isotrope et qu'elle n'a donc aucune influence sur le déviateur des contraintes responsable de la déformation. En réalité,

on peut penser raisonnablement que la charge, fonction de la profondeur d'enfouissement, est une contrainte uniaxiale telle que σ_1 soit verticale (cf. MEANS, 1976).

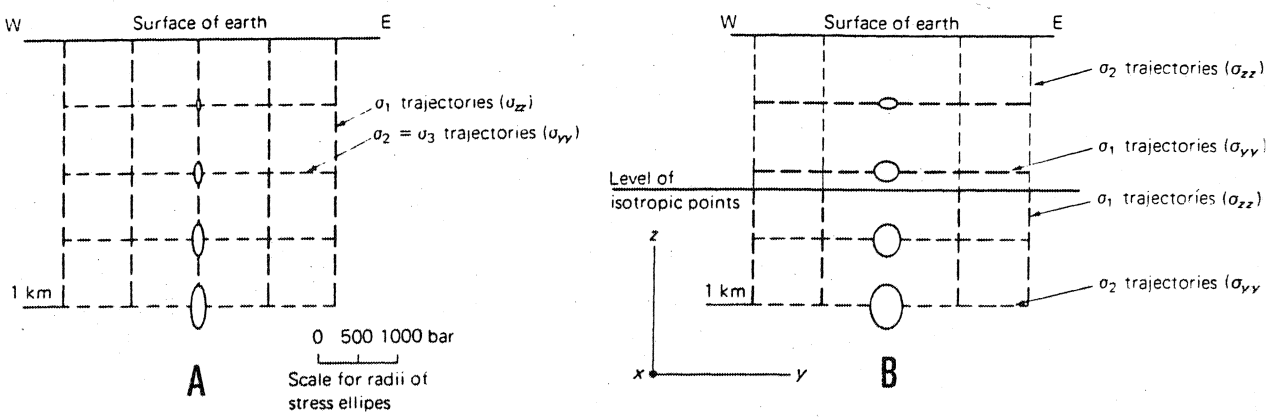


Fig. 175 - Etat de contrainte à l'intérieur de la croûte, en l'absence de contraintes d'origine tectonique (A), et en présence de contraintes tectoniques (B). (d'après MEANS 1976).

La valeur de σ_1 peut devenir très élevée avec la profondeur et la contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_3$ également (cf. MURELL 1976). On peut imaginer que l'ellipsoïde des contraintes d'origine tectonique, dont la propre direction σ_1 est horizontale, vient se superposer à cet état lié à la charge. La combinaison des deux types de contraintes donnera l'ellipsoïde global (fig. 175). On voit qu'à partir d'une certaine profondeur, fonction de l'intensité du déviateur tectonique, l'axe σ_1 total peut devenir vertical et si on admet que l'ellipsoïde des contraintes et l'ellipsoïde de déformation sont coaxiaux, la schistosité peut dans ce cas passer à l'horizontale. Mais il faut probablement une profondeur importante pour que la contrainte de charge puisse compenser le déviateur tectonique.

Ceci tend à montrer que l'existence d'une forte composante verticale compressive contrarie la possibilité de fluage de la matière dans cette direction car à partir d'une certaine profondeur l'axe σ_3 total peut devenir horizontal. Cependant, nous avons vu qu'en Bretagne centrale, les déformations s'étaient produites dans des conditions de charge relativement faible et qui,

même si elles ont contribué à faciliter l'étirement horizontal de la matière, ne sont probablement pas suffisantes pour l'expliquer totalement.

- *L'arcure de la chaîne et le cisaillement longitudinal*

D'autres moteurs plus spécifiques au segment étudié peuvent être invoqués pour expliquer l'étirement parallèle aux axes de plis.

Nous avons vu que les structures de Bretagne centrale avaient une légère convexité tournée vers le N et s'intégraient ainsi dans l'arc ibéro-armoricain (CHOUBERT 1935, COGNÉ 1967, BARD et al. 1971). Si on admet que l'arcure de la chaîne puisse être une conséquence de la tectogenèse (cf. à ce sujet MATTE et RIBEIRO 1975, CLAFFIC'H 1976, SHACKLETON et RIES 1976), on voit qu'un étirement subhorizontal pourrait se produire à l'extrados de l'arc mais allant en décroissant vers l'intrados. Dans le cas de la Bretagne centrale, on observerait alors une déformation croissante du S vers le N, inverse de ce qui existe sur le terrain, ce qui rend cette solution difficile à admettre.

Je discuterai plus loin le problème de l'existence d'une composante de cisaillement horizontal parallèle aux structures (cf. II-3, ci-après). Un tel mécanisme peut effectivement favoriser un étirement subhorizontal de la matière (cf. MATTE et RIBEIRO 1975, BOUCHEZ et BLAISE 1976). Cependant ici encore, ce seul mécanisme de cisaillement simple ($K = 1$) ne pourrait expliquer l'existence locale de la constriction vraie (raccourcissement sur Y, donc $K > 1$).

- *Existence d'une composante verticale compressive liée à la migration diapirique des corps magmatiques.*

Tout au long de ce travail, j'ai montré le caractère syntectonique de la montée des granites hercyniens et l'influence

thermique et mécanique qu'elle avait eue sur les déformations. Il est clair que, localement, à proximité du toit des pointements granitiques, le raccourcissement vertical paraît presque aussi important que le raccourcissement horizontal lié au plissement (ellipsoïde en constriction, crénulation de la schistosité).

On peut alors concevoir que la remontée progressive des granites a pu perturber l'ellipsoïde des contraintes pendant la tectogenèse en modifiant les conditions aux limites et en introduisant une composante verticale se superposant au raccourcissement régional horizontal. Cet effet ne s'est pas traduit partout par un raccourcissement vertical mais a contribué à limiter les possibilités d'étirement dans cette direction. Ceci se traduit par le fait que le paramètre K n'est jamais inférieur à 0,3. Ainsi, contrainte à la fois verticalement et horizontalement, la matière a eu tendance à fluer selon la direction la plus facile, c'est-à-dire selon une direction horizontale, parallèle à l'axe du plissement. Il est probable aussi que les conditions aux extrémités est et ouest ne bloquaient pas les possibilités d'extension ou même qu'une tendance générale de la distension E-W a peut-être facilité les effets précédents.

La simultanéité de la tendance au double raccourcissement, vertical et horizontal, explique bien la crénulation généralisée dans le domaine méridional quelque soit la position initiale de la schistosité précoce. Ainsi, lorsque la montée des granites induit une schistosité précoce subhorizontale, celle-ci est crénulée par les dernières manifestations du raccourcissement régional (fig. 176). Réciproquement, la fin de la mise en place d'une masse granitique provoquera la crénulation tardive de la schistosité restée subverticale dans d'autres secteurs (fig. 176).

En conclusion, je pense avoir montré que, parmi les diverses possibilités invoquées pour expliquer l'étirement et même parfois la constriction horizontale, c'est surtout *la montée diapirique des granitoïdes syntectoniques* qui doit être retenue. Quelques unes des autres possibilités offertes ont pu également y contribuer, mais elles n'ont probablement joué qu'un rôle accessoire.

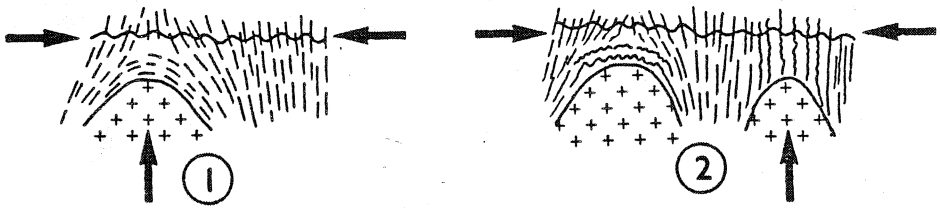


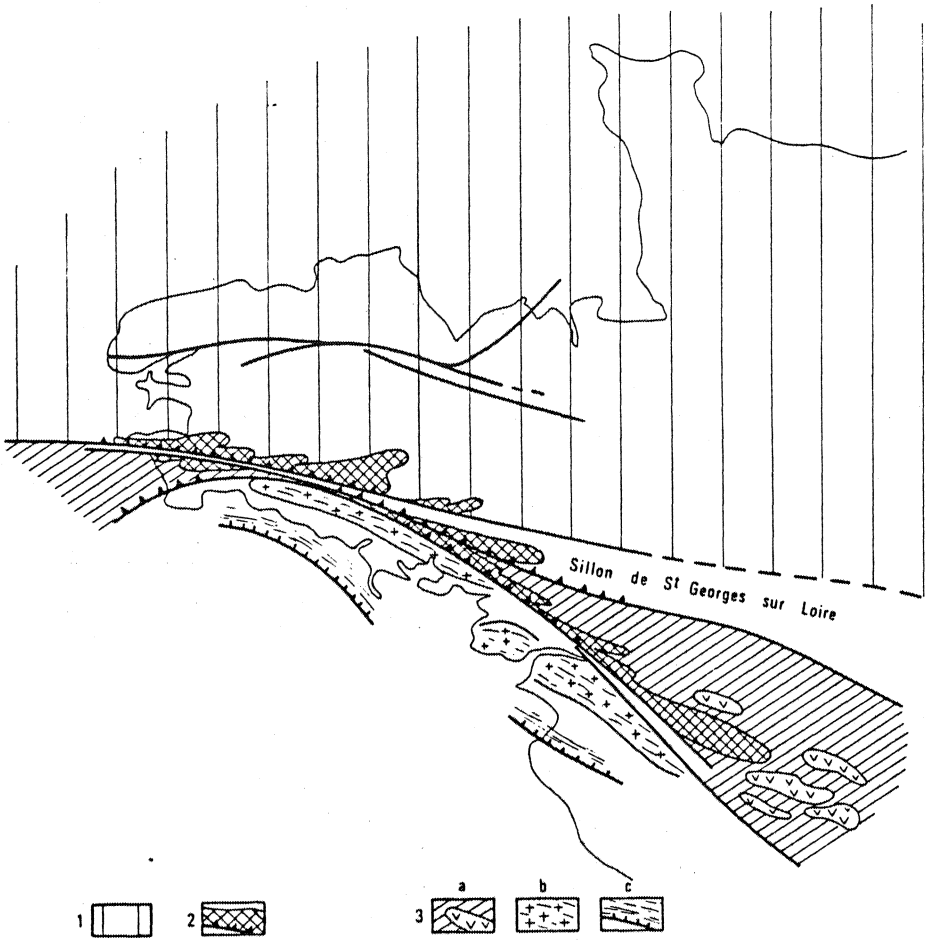
Fig. 176 - Effets de raccourcissement et de la montée diapirique des leucogranites sur la schistosité.

II - 3 LE PROBLEME DE L'INFLUENCE D'UNE COMPOSANTE ROTATIONNELLE LIEE AU CISAILLEMENT CRUSTAL SUD-ARMORICAIN.

Dans cet essai de synthèse géodynamique, j'ai fait jusqu'à maintenant l'hypothèse que la déformation progressive était, à l'échelle régionale, globalement non rotationnelle. J'ai d'autre part admis que les deux moteurs principaux de la tectonique étaient un raccourcissement N-S et la montée diapirique des granitoïdes syntectoniques.

Mais, étant donné la proximité du cisaillement sud-armoricain (fig. 1, 2 et 177) ou "Zone broyée sud-armoricaine" (COGNÉ 1957), on est conduit à évoquer l'influence possible d'une *composante de cisaillement régionale* pendant la tectogenèse. Dans le secteur nord, le style tectonique simple et l'absence de critères microstructuraux (pressure shadows sigmoïdes par exemple), permet difficilement d'invoquer un tel mécanisme. Par contre, dans le domaine méridional, la tectonique est plus complexe et le cisaillement se manifeste le long de la faille Malestroit - Angers correspondant à la branche nord du cisaillement sud-armoricain.

Nous avons vu (cf. 1ère partie II-2-2 et II-2-3) que cette faille parallèle à la direction du plissement avait surtout fonctionné en cisaillement dextre et que ses effets apparaissaient comme un phénomène terminal dans l'évolution tectonique régionale. Mis à part l'existence d'un contact anormal, l'essentiel du fonctionnement de cette faille correspond au développement d'une foliation mylonitique localisée à la bordure méridionale du granite de



· La structure armoricaine

Du Nord au Sud :

(1) - Le "massif" armoricain proprement dit, partie intracratonique saxo-thuringienne de l'orogène hercynien : socle cadomien et couverture paléozoïque épicontinentale.

(2) - La Zone broyée sud-armoricaine, géosuture hercynienne chevauchante vers le Sud, dans le prolongement et au Sud du Sillon de Saint-Georges-sur-Loire, jalonnée par les leucogranites.

(3) - L'Orogène ligérien, d'âge siluro-dévonien, constitué en marge méridionale du socle cadomien. On y reconnaît trois zones : (3a) dans les régions externes (Domaine ligérien) : socle cadomien et magmatismes calco-alcalins anté- et pré-hercyniens; (3b) le long du bourrelet sédimentaire : métamorphisme de haute température et migmatisation (Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille); (3c) dans la zone la plus interne : métamorphisme de haute pression - basse température (Ile de Groix - Vendée).

La largeur initiale de ce dispositif orogénique anté- et pré-hercynien se trouve maintenant extrêmement réduite sous l'effet de la tectogenèse hercynienne

Fig. 177 - La structure armoricaine, d'après J. COGNE (1977).

Lizio, et à l'apparition de plis à axe courbe dans les formations sédimentaires voisines (cf. BERTHÉ et BRUN 1978, et BERTHÉ, travaux en cours).

Plus au S encore, au delà du granite d'Allaire (fig. 1 et 2), les plis de la terminaison occidentale du Synclinorium de St Georges-sur-Loire viennent se pincer contre la branche sud du cisaillement sud-armoricain ou zone broyée sud-armoricaine proprement dite (COGNÉ, 1957, JEGOUZO 1976, COGNÉ 1977). A proximité de cette zone on observe également les effets du cisaillement sur la déformation régionale (cf. GAPAIS et PIVETTE, travaux en cours).

Le problème qui se pose est de savoir à partir de quel moment cette composante de cisaillement dextre a pu réellement intervenir dans le mécanisme structural et quelle était l'extension de sa zone d'influence. Autrement dit, doit-on considérer que ses effets se sont uniquement localisés le long des branches nord et sud et éventuellement de quelques autres failles satellites, ou bien l'ensemble du secteur méridional a-t-il été soumis à la composante de cisaillement après la phase de raccourcissement régional ou en partie simultanément avec celle-ci. Ce problème qui déborde largement le cadre régional qui m'était strictement imparti n'est pas totalement résolu (cf. travaux en cours). L'exemple de la région d'Angers (BOUCHEZ et BLAISE, 1976) n'étant pas décisif à mon sens, pour démontrer *l'importance régionale d'une composante cisaillante horizontale* syncinématique en Bretagne centrale même dans sa partie la plus méridionale (cf. 2ème partie, II-6, p. 294).

II - 4 CONCLUSIONS GEODYNAMIQUES

La Bretagne centrale appartient au domaine continental nord-armoricain, zone relativement stable constituée par les restes des chaînes antécambriennes et par des sédiments paléozoïques épicontinentaux. Cette région est bordée au S par une zone beaucoup plus mobile et qui semble avoir été active dès le Siluro-dévonien (cf. COGNÉ 1977), c'est à dire antérieurement au paroxysme hercynien post-dinantien proprement dit (fig. 177). Cette mobilité

précoce des secteurs les plus méridionaux s'est poursuivie au cours de l'orogenèse hercynienne puisque c'est encore dans ces régions que les leucogranites sont les plus fréquents et que fonctionnent les grands cisaillements sud-armoricains.

Dans ce contexte, la Bretagne centrale apparaît modérément affectée par les événements géodynamiques hercyniens. Trois grands "moteurs", ayant peut-être une origine commune liée aux mouvements des plaques lithosphériques, paraissent avoir été actifs dans cette région:

- une compression nord-sud,
- la montée diapirique des granites syntectoniques,
- une composante de cisaillement horizontal dextre, surtout active en fin d'évolution à la limite méridionale du secteur étudié.

Il semble que l'essentiel de la compression ayant provoqué le raccourcissement venait du S tandis que vers le N, le môle granitique mancellien (cadomien) constituait un butoir. En partant du S et en allant vers le N, plusieurs zones structurales peuvent être mises en évidence à l'échelle armoricaine (fig. 178) :

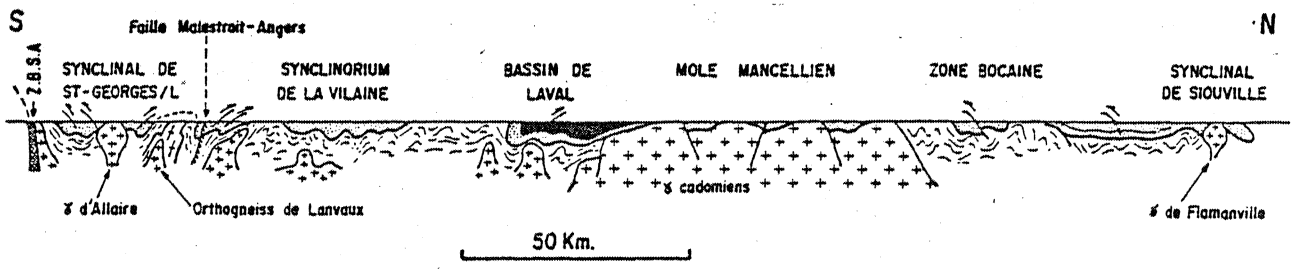


Fig. 178 - Coupe schématique du segment hercynien armoricain entre le Nord Cotentin et cisaillement sud-armoricain (ZBSA).

- *Dans la partie la plus méridionale,* entre les deux branches du cisaillement sud-armoricain, on observe une *zone en éventail axée sur le granite d'Allaire*. De part et d'autre de cet axe granitique syntectonique qui se poursuit loin vers l'E (cf. pointement de Nozay), les terrains ont été éjectés soit vers le N, soit vers le S. Au N du Massif d'Allaire, cet effet se manifeste par une tendance au déversement vers le N des grands plis synschisteux et par

de petits chevauchements vers le N, visibles dans l'Unité de St Julien et plus ou moins contemporains de la crénulation II (cf. 1ère partie, II-2). Par contre au S du massif d'Allaire, on observe des chevauchements du N vers le S en climat encore métamorphique contemporains de la fin de la mise en place du massif (cf. PIVETTE, travaux en cours). Plus au S encore (Bretagne méridionale) on a également pu observer de tels chevauchements (AUDREN 1971).En fin d'évolution, l'éjection a également pu être favorisée par le serrage consécutif au fonctionnement des cisaillements sud-armoricains. *Dans ce premier domaine, les effets de la compression venant du S sont perturbés par la remontée syntectonique de l'axe granitique Allaire - Nozay.*

- *Dans la partie septentrionale,* au N de la faille Malestroit - Angers, l'influence des leucogranites s'atténue. Certes, dans la région de La Gacilly, on observe encore une crénulation très développée et une déformation constrictive parfois intense, mais immédiatement plus au N, la tectonique devient beaucoup plus simple. Dans ce secteur, les leucogranites sont probablement encore présents en profondeur mais ils sont plus disséminés et ne sont pas montés aussi haut dans les structures. (Par contre, dans la partie ouest de la Bretagne centrale, région de Pontivy, ils réaffleurent largement dans le Briovérien). Leur influence est donc peu ressentie dans le style tectonique des grands plis appalachiens du Synclinorium de la Vilaine. Ici, leur présence en profondeur se manifeste essentiellement par les anomalies dans le tracé des paléo-isothermes soulignés par la cristallinité des micas.
Dans ce deuxième domaine, c'est donc le raccourcissement N-S qui est prépondérant.

- *Plus au N encore,* au delà de l'anticlinorium briovérien de Rennes-Chateau-Gontier, *une autre gouttière synclinoriale apparaît,* coincée contre le môle mancellien : le "Bassin de Laval" et sa prolongation occidentale vers le Menez-Belair. Dans cette région, on constate que l'ensemble de la pile sédimentaire qui monte jusqu'au Namurien (PELHATE 1967) est affecté par une schistosité régionale

hercynienne pouvant aller jusqu'au flux (PLAINE 1976). Par rapport au Synclinorium de la Vilaine, on observe donc un gradient de déformation inverse, c'est-à-dire du S vers le N. La réapparition de la schistosité de flux s'explique, ici encore, par une remontée des paléoisothermes liée à la présence à faible profondeur de granites syntectoniques (FOURMARIER et al., 1965, FOURMARIER et PELHATE, 1968).

Contre le môle mancellien, vers les limites nord et ouest de ce domaine, la déformation est plus irrégulièrement répartie selon la morphologie du socle qui a favorisé l'existence de zones neutres plus ou moins protégées. C'est le cas de la région de Vitré et du Menez-Belair, où la schistosité de flux peut cependant réapparaître localement à proximité des massifs granitiques (PARIS 1971).

- *Au N du "Bassin de Laval", l'énorme masse des granites précambriens (cadomiens) de la Mancellia constitue une sorte de micro-craton* resté très stable au cours des événements hercyniens (AUDREN et al. 1974). Ces granites sont localement recouverts par une mince couverture paléozoïque peu déformée et plissée inhomogènement en fonction de la morphologie des blocs de socle ayant rejoué. Dans l'ensemble ce môle mancellien forme une sorte de "méga-objet" résistant. En le contournant, la direction de plissement en épouse les limites et peut ainsi passer progressivement de N 50 à N 110 comme dans la "zone bocaine". Le fait que la "zone bocaine" située au N du bloc mancellien soit légèrement plissée avec développement d'une modeste schistosité de fracture, prouve qu'une poussée venant du N se manifestait dans cette région. Des écaillages tardifs en ont d'ailleurs prolongé les effets (ROBARDET 1973). Mais dans tout ce domaine les conditions thermiques étaient très basses et la déformation est restée très modeste.

- *Il faut remonter vers le N Cotentin, dans la région du Synclinal de Siouville, pour retrouver la schistosité de flux,* manifestement liée encore à la proximité du granite de Flamanville dont le caractère syntectonique vient d'être mis en évidence (BRUN et LEDRU 1977). Ainsi dans le N Cotentin, on retrouve semble-t-il le début d'une zone thermiquement et dynamiquement active, peut-être comparable à celles que nous avons reconnues plus au S.

Finalement, tout se passe comme si l'ensemble de ce segment allant de Nantes à Cherbourg avait été mis sous contraintes par des poussées venant essentiellement du S. Dans ce dispositif, le massif mancellien constitue un énorme bloc résistant. Mais l'ensemble de ce domaine continental ne s'est pas déformé de manière homogène. Les déformations se sont concentrées dans des zones rhéologiquement amollies grâce à l'apport thermique des granites syntectoniques. Nous avons vu en effet que c'était toujours autour des masses granitiques affleurantes ou cachées que le raccourcissement se manifestait le mieux par une schistosité pénétrative. Par ailleurs, cette montée diapirique des granites syntectoniques a entrainé l'apparition d'une déformation caractérisée par un ellipsoïde dont le grand axe X est subhorizontal avec même parfois une tendance au raccourcissement sur Y (constriction).

Mis à part l'existence des puissants cisaillements sud-armoricains, c'est la combinaison de la poussée horizontale N-S et du diapirisme qui constitue le caractère géodynamique original de ce segment de chaîne. Ce modèle, valable pour la Bretagne centrale, peut être étendu vers le N jusqu'au Cotentin et probablement généralisé à l'ensemble du Domaine hercynien armoricain qui constituerait un segment dans une chaîne intracratonique très large. Les zones de déformation seraient concentrées à proximité des diapirs granitiques plus ou moins aléatoirement dispersés. Elle aurait ainsi à la fois *les caractères d'une chaîne de type "ensialique" (cf. KREBS et WACHENDORF 1973) et ceux d'une chaîne "avec raccourcissement"* liés aux mouvements de plaques lithosphériques (cf. COGNÉ 1977, AUDREN 1978).

CONCLUSIONS

L'ensemble de ce travail permet de mettre en évidence des résultats que l'on peut regrouper sous trois rubriques différentes :

I - SUR UN PLAN METHODOLOGIQUE

Les problèmes posés par le développement de la schistosité en Bretagne centrale ont été abordés ici par des méthodes très diverses, certaines très classiques, d'autres plus sophistiquées :

- cartographie,
- microtectonique,
- analyse chimique (% silice en particulier),
- analyse minéralogique qualitative et semi-quantitative aux RX,
- analyse pétrographique (minéralogie et microfaciès)] sur lames minces en microscopie optique
- analyse granulométrique du quartz,]
- analyse typologique de la schistosité,]
- analyse photométrique de la schistosité,]
- analyse de la cristallinité des micas (rayons X),
- analyse de la déformation finie sur des marqueurs,
- analyse de l'orientation préférentielle (fabrique) des micas et chlorites au goniomètre de texture (rayons X).

L'un des buts de ce travail était précisément d'essayer de perfectionner les moyens d'investigation et de tester des méthodes classiques ou nouvelles, sur des roches (schistes pélitiques) difficiles à caractériser. Je crois avoir montré dans ce travail qu'il y avait "schiste" et "schiste" et qu'on pouvait distinguer de nombreux types grâce à divers paramètres.

Cependant, à l'expérience, est-il vraiment utile et nécessaire de pratiquer toutes ces méthodes à chaque fois que l'on étudie un segment de chaîne où se développe la schistosité ?

De toute évidence, la réponse est non.

A côté des méthodes de terrain, toujours nécessaires, je pense qu'il faut retenir essentiellement trois types d'analyses :

• *L'étude en lame mince* : typologie de la schistosité, relations schistosité - déformation - métamorphisme, processus synschisteux.

o *La cristallinité des micas par diffraction X* : approche quantitative du facteur thermique dans des roches dont la minéralogie trop banale ne permet pas d'utiliser systématiquement les minéraux index.

o *La goniométrie de texture* : approche quantitative de l'intensité de la schistification et du type de fabrique à partir desquels on peut obtenir, avec une bonne approximation, une information sur le type d'ellipsoïde et sur l'intensité de la déformation finie en l'absence d'autres marqueurs.

A mon sens, il deviendra difficile, dans l'avenir, de se passer de tels outils, si l'on désire aborder la "zonéographie régionale" des effets tectonométamorphiques dans les chaînes avec schistosité.

Enfin, ce travail de recherche *"fondamentale"* m'a conduit, parallèlement, à mettre au point une stratégie de la recherche ardoisière *"appliquée"*. L'intérêt de ces méthodes pour la

reconnaissance ou l'extension des gisements et pour le contrôle de la qualité des matériaux ardoisiers n'est plus à démontrer. Le développement des actions de recherche concertées, sur plusieurs gisements armoricains, en collaboration avec l'Industrie ardoisière, le B.R.G.M. et la Région, en est le témoignage.

II - SUR UN PLAN THEMATIQUE AXÉ SUR LA SCHISTOGENESE

Les résultats relatifs à l'ensemble des méthodes ont permis de préciser l'influence des *différents facteurs*, de souligner le rôle des *mécanismes physiques* et de proposer un *modèle de schistification progressive*.

- *En ce qui concerne les paramètres qui interviennent, il faut essentiellement souligner :*

- le rôle fondamental de la température conduisant à interpréter les fronts de schistosité comme des paléoisothermes et non comme des surfaces liées à la pression de confinement.
- l'importance de la géométrie des limites et des contrastes rhéologiques sur l'orientation de la schistosité : adaptation à l'interface avec les formations plus compétentes ou avec les masses magmatiques anté ou syn-orogéniques.
- le rôle de la position du volume schistifié par rapport à la charnière et aux flancs des mégaplis.

- *Du point de vue des mécanismes physiques agissant au cours de la schistification progressive, on doit retenir :*

- la démonstration du rôle fondamental de la dissolution du quartz et de la néogenèse de chlorites dans les stades plus évolués, entrainant une transformation minéralogique assez importante pour détruire le microfaciès initial.
- la notion de "trajectoire de fabrique" en relation avec l'évolution typologique progressive de la schistosité qui permet de ne plus raisonner pour la déformation synschisteuse en termes de phases de déformation séparées mais plutôt en termes de déformation progressive : microlitage initial → crénulation I → schistosité pénétrative I → crénulation II → schistosité pénétrative II → ...

• *Au sujet des relations entre schistosité et déformation, on retiendra enfin :*

- que la fabrique des phyllosilicates permet une approche quantitative de la déformation finie mais qu'elle en sous-estime généralement le rapport X/Y et l'intensité.
- que la "schistosité potentielle" est parallèle, à chaque incrément de déformation, au plan XY de l'ellipsoïde de déformation infinitésimal et n'est donc pas un plan de cission.
- que la "schistosité matérialisée" restera parallèle au plan XY de déformation finie si la déformation progressive est coaxiale.
- qu'elle pourra s'en écarter et devenir un plan de cission si une composante de cisaillement apparaît, sauf si la vitesse des processus physiques permet la restauration constante du plan de schistosité.

III - SUR UN PLAN REGIONAL

Certaines retombées de cette recherche thématique, sur la connaissance du contexte géologique régional, sont également à retenir.

• *Au sujet du Briovérien*

- L'ensemble des terrains briovériens de Bretagne centrale forme une série unique rapportée à un Briovérien terminal "post-phtanitique" et considéré comme la molasse peu déformée de la véritable chaîne cadomienne plus ancienne (Briovérien inférieur et moyen des auteurs), située probablement plus au N.
- Du point de vue structural, ce Briovérien a donc enregistré uniquement la fin du cycle orogénique cadomien, mais a surtout été déformé lors de l'orogenèse hercynienne. En particulier, j'ai pu montrer que la schistosité et la plupart des plis visibles dans le Briovérien devaient être rapportés à la tectogenèse hercynienne. Le Briovérien ne s'est donc pas comporté comme un socle au sens strict du terme, vis à vis du Paléozoïque.

• *Au sujet du Paléozoïque*

- Des précisions sur la lithostratigraphie de cette région ont été apportées.
- L'influence du Grès armoricain et du Grès du Chatellier d'une part, et du môle orthogneissique de Lanvaux, d'autre part, sur la géométrie du plissement a été mise en évidence.
- Les caractères et la zonéographie du métamorphisme ont été précisés.

• *Du point de vue géodynamique :*

- On notera les caractéristiques particulières de l'ellipsoïde de déformation dans toute cette région (axe X subhorizontal et parallèle aux plis, tendance locale à la constriction) qui sont attribuées 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.
- Enfin, on peut probablement généraliser ce modèle à l'ensemble hercynien armoricain et en déduire qu'il s'agit d'un segment de chaîne intracratonique ayant les caractères mixtes d'une chaîne "ensialique" et d'une chaîne à raccourcissement horizontal lié au déplacement des plaques lithosphériques.

Références bibliographiques

des Deuxième et Troisième Parties.

Ackermand D., G. Morteani 1973 Occurence and breakdown of paragonite and margarite in the Greisser Schiefer series (Zillerthal Alps, Tyrol). - Contr. Mineral. Petrol., 40 : 293 - 304.

Alegre R. 1965 Généralisation de la méthode d'addition pour l'analyse quantitative par diffraction X - Bull. Soc. franç. Miner. Crist. 88 : 569-574.

Alexander L.E. 1969 X ray diffraction methods - In Polymers Science, J. Wiley & sons (New-York) 582 pp.

Alpern B. 1970 Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires - Rev. I.F.P. 25 : 1233 - 1267.

Alterman I.B. 1973 Rotation and dewatering during slaty cleavage formation : some new evidence and interpretations - Geology 1 : 33-36.

Arthaud F. 1970 Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne noire (France) et l'Anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne) - Pub. USTELA (Montpellier), ser . géol. struct. 1 : 175 pp.

Arthaud F. & M. Mattauer 1969 Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique - C. R. Acad. Sci. Paris, 268 : 1161-1164.

Attewel P.B. 1969 Triaxial anisotropy of wave velocity and elastic moduli in slate and their axial concordance with fabric and tectonic symmetry - Int. J. Rock Mech. and Mining Sci., 7 : 193-207.

Attewel P.B. & R.K. Taylor 1969 A microtextural interpretation of a Welsh slate - Internation. J. Rock Mech. Mining Sci., 6, 5 : 423-438.

Audren Cl. 1971 Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine. - Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 84 pp.

Audren Cl. 1978 Les déformations post-métamorphiques en Bretagne méridionale : témoins d'une collision de plaques de géométrie irrégulière au Carbonifère moyen. - 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 11.

Audren Cl., J. Cogné, J.J. Chauvel, F. Doré, P. Jegouzo, Cl. Le Corre, J. Le Gall, Fl. Paris, J. PLaine, Y. Quété & M. Robardet 1974 La chaîne hercynienne armoricaine : zonéographie structurale d'une transversale dans le secteur oriental. - 2ème Réun. Ann. Sci. Terre, Nancy, p. 19.

Audren Cl. & J.P. Lefort 1977 Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les Iles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. - Bull. Soc. géol. Fr (7) XIX 2 : 394-404.

Autran A., M. Fonteilles, J. Goguel & G. Guitard 1972 Sur l'origine de la schistosité. C. R. Acad. Sci. Paris, D, 274 : 1889-1891.

Autran A., M. Fonteilles, J. Goguel & G. Guitard 1974 Sur le mécanisme de la schistosité - In Centenaire de la Société géologique de Belgique, Géologie des domaines cristallins (Liège) : 89-121.

Badoux H. 1963 Les belemnites tronçonnées de Leytron (Valais) - Bull. Lab. géol. minéral. Univ. Lausanne, 138 : 1-7.

Baer A. 1956 La schistosité et sa répartition, Résumé des recherches de M. P. Fourmarier. - Geologische Rundschau, 45 : 234-247.

Baker D.W., H.R. Wenk & J.M. Christie 1969 X Ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates - J. Geol. 77 : 144-172.

Bakewell R. 1815 An introduction to geology. - Harding (Londres) 2ème ed., 492 pp.

Bard J.P., R. Capdevila & Ph. Matte 1971 La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins. - In Histoire structurale du Golfe de Gascogne, IFP-CNEXO, Technip (Paris) 1-68.

Barr M. & M.P. Coward 1974 A method for measurement of volume change. Geol Mag. 111 (4) : 293-296.

Bayly B. 1974 Cleavage not parallel to finite strain ellipsoid's XY-plane : discussion. - Tectonophysics 23 : 205-208.

Becker G.F. 1893 Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks - Geol. Soc. Am. Bull, 4 : 13-90.

Becker G.F. 1896 Schistosity and slaty cleavage. J. Geol., 4 : 429-448.

Becker G.F. 1904 Experiments on schistosity and slaty cleavage. U.S. Geol. surv. Bull., 241 : 1-34.

Becker G.F. 1907 Current theories of slaty cleavage - Am. J. Sci., 24 : 1-18.

Berthé D. & J.P. Brun 1978 Replissement d'une famille de plis par sa conjuguée au cours d'un cisaillement simple. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 35.

Beutner E.C. 1978 Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware gap, New Jersey. - Am. J. Sci. 278 : 1-23.

Beutner E.C., M.D. Jancin & R.W. Simon 1977 Dewatering origin of cleavage in light of deformed calcite veins and clastic dikes in Martinsburg slate, Delaware Water gap, New-Jersey. - Geology 5 : 118-122.

Biot M.A. 1957 Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression - Roy. Soc. London Proc., A, 242 : 444-454.

Biot M.A. 1961 Theories of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis - Geol. Soc. Am. Bull. 72 : 1595-1620.

Biot M.A. 1965 Mechanics of incremental deformations - Wiley (New-York) 504 pp.

Borradaile G.J. 1974 Contribution to discussion concerning the relationship between slaty cleavage and the XY plane of the strain ellipsoïd. - Tectonophysics 23 : 208.

Borradaile G.J. 1976 Thermal anisotropy - a factor contributing to distribution of Caledonian metamorphic zones in SW Scottish Highlands ? - Geologie Mijnb. 55 : 41-45.

Borradaile G.J. 1977 On cleavage and strain : results of a study in West Germany using tectonically deformed sand dykes - J. Geol. Soc. Lond. 133 : 146-164.

Borradaile G.J. & H.D. Johnson 1973 Finite strain estimates from the Dalradian Dolomitic formation, Islay, Argyll, Scotland - Tectonophysics, 18 : 249-259.

Bouchez J.L. 1977 Le quartz et la cinématique des zones ductiles. - Thèse, Nantes 176 p.

Bouchez J.L. & J. Blaise 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.

Boudier F. & A. Nicolas 1969 Découverte de chloritoïde dans les schistes ardoisiers d'Angers. - Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr. 91 : 92-94.

Breddin H. 1956 Tectonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. - Z. Dtsch. Geol. Ges. 106 : 227-305.

Breddin H. 1964 Die Tectonische Deformation der Fossilien und Gesteinen der Molasse von St Gallen (Schweiz). - Geol. Mitt. Aachen, 4 :1-68.

Brun J.P. 1975 Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le Massif de St Malo (Massif armoricain). - Thèse 3ème cycle, Rennes, Ronéo., 97 pp.

Brun J.P. 1977 Approche théorique de la déformation progressive dans les nappes gravitaires. 5ème Réun. Ann. Sci. Terre, Rennes p. 118.

Brun J.P. 1978 L'enroulement des charnières de plis pendant la déformation progressive : arguments microtectoniques. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 76.

Brun J.P., D. Gapais, Cl. Le Corre & B. Le Theoff 1977 Problèmes posés par l'analyse quantitative de la déformation dans les domaines profonds : l'exemple des mantled gneiss domes de Kuopio (Finlande). - C.R. Colloque J. Goguel, ed. B.R.G.M. (sous presse).

Caron J.M. 1974 Les glissements synschisteux, reflets dans les schistes lustrés de mouvements de socle ? - Geol. Alpine (Grenoble) 50 : 45-55.

Caron J.M. & D. Jeannette 1975 Cisaillement et cristallisations dans les roches métamorphiques : interprétation de quelques microstructures. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) XVII : 708-720.

Cauchy A.L. 1823 Recherches sur l'équilibre et le mouvement intérieur des corps solides ou fluides élastiques ou non élastiques - Bull. Soc. Philomath. (Paris) : 9-13.

Charpentier D. 1975 Les gisements ardoisiers d'Allasac et Travassac (Corrèze) et de Renazé (Mayenne) : analyse de la fracturation, recherche de critères de fissilité. - Thèse 3ème cycle, Orléans, ronéo, 150 pp.

Chatterjee N.D. 1970 Synthesis and upper stability of paragonite. - Contr. Mineral. and Petrol., 27 : 244-257.

Chauvel J.J. 1968 Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne - Thèse, Rennes, 244 pp.

Chauvel J.J. 1973 Les stilpnomélanes : propriétés physiques et composition chimique. - Contr. Mineral. and Petrol. 38 : 37-44.

Chernock W.P. & P.A. Beck 1952 Analysis of certain errors in the X ray reflexion method for the quantitative determination of prefered orientation. - J. Appli. Phys., 23 : 341-345.

Chiesa S., G. Liborio, A. Mottana, G. Pasquare 1972 La paragonite nei calcescisti delle Alpi. : distribuzione e interpretazione geopetrologica - Mém. Soc. Geol. Ital., 11 : 1-30.

Choubert B. 1935 Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. - Rev. Geogr. phys. et Geol. dyn. 8 : 5-50.

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. Fr. (7) XIII : 257-271.

Choukroune P. 1974 Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. - Thèse, Montpellier, 276 p.

Choukroune P. & J.L. Lagarde 1977 Plan de schistosité et déformation rotationnelle : l'exemple des gneiss de Champtoceaux (Massif armoricain). - C. R. Acad. Sci., Paris, (D) 284 : 2331-2333.

Claffic'h M. 1976 Données complémentaires sur la géométrie du plissement et sur les variations de forme et d'orientation de l'ellipsoïde de déformation dans l'arc hercynien ibéro-armoricain. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) XVIII : 757-762.

Clark B.R. 1970 Origin of slaty cleavage in the Coeur d'Alene District, Idaho. - Geol. Soc. Am. Bull. 81 : 3161-3176.

Cloos E. 1947 Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. - Geol. Soc. Am. Bull. 58 : 843-918.

Cobbold P.R. 1975 Fold propagation in single embedded layers. - Tectonophysics 27 : 333-351.

Cobbold P.R. 1976 Fold shapes as functions of progressive strain. - Phil. Trans. Roy. Soc. London (A) 283 : 129-138.

Cobbold P.R. 1977 Mechanical effects of anisotropy during large finite deformations. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) XVIII : 1497-1510.

Cobbold P.R. 1977 Compatibility equations and the integration of finite strain in two dimansions. - Tectonophysics 39 : T1-6.

Cobbold P.R. 1978 A method of integrating strain to obtain tectonic displacements. - Mém. B.R.G.M. (sous presse).

Cobbold P.R., J.W. Cosgrove & J.J. Summers 1971 Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. - Tectonophysics, 12 : 23-53.

Cobbold P.R. & D. Gapais 1978 Specification of fabric shapes using an eigenvalue method : discussion. - Geol. Soc. Am. Bull. (sous presse).

Coble R.L. 1963 A Model for boundary controlled creep in polycrystalline materials. - J. Appl. Phys. 34 : 1679-1682.

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 p.

Cogné J. 1960 Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) II : 213-228.

Cogné J. 1967 Zones stables et zones mobiles au cours de l'orogenèse hercynienne dans le Massif armoricain. - In Contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif armoricain. Mém. B.R.G.M., 52 : 15-23.

Cogné J. 1974 Le Massif armoricain. - In Debelmas : Geologie de la France pp. 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. CNRS, Géologie de l'Himalaya, n° 268 : 111-129.

Cosgrove J.W. 1976 The formation of crenulation cleavage. - J. Geol. Soc. Lond., 132 : 155-178.

Couterne J.L. & G. Cizeron 1971 Phénomène de défocalisation lié à la géométrie de la chambre de texture de Schultz et incidence sur l'intensité mesurée. - J. Appl. Cryst. 4 : 461-471.

Daly L. 1970 Applications des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique à divers problèmes géologiques et géophysiques. - Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 12 : 255-264.

Darot M. & J.L. Bouchez 1976 Study of directional data distributions from principal prefered orientation axes. - J. Geol. 84 : 239-247.

Darwin C. 1846 Geological observations on South America. - Smith-Elder (Londres) 279 pp.

Daubrée G.A. 1859 Etude et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines. - Ann. Mines, 16 : 115-218 & 393-476.

Daubrée G.A. 1862 Etudes sur le métamorphisme. - Mém. Savants Etrang., Paris, 17 : 1-126.

Daubrée G.A. 1876 Expériences sur la schistosité des roches et sur les déformations des fossiles, corrélatives à ce phénomène. - C. R. Acad. Sci. Paris, 82 : 529-553.

Davies W. & R. Cave 1976 Folding and cleavage determined during sedimentation. - Sed. Geol. 15 : 89-113.

Davy M.L. 1889 Etude du métamorphisme aux environs de Nozay, Loire-inférieure. - Bull. Soc. Etudes Sci. Angers 19 : 193-212.

Debat P. 1974 Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne noire occidentale. - Thèse, Toulouse, 468 pp.

De Boer R.B. 1977 On the thermodynamics of pressure solution - interaction between chemical and mechanical forces. - Geochim. Cosmochim. Acta, 41 : 249-256.

Decker B.F., E.T. Asp & D. Harker 1948 Preferred orientation determination using geiger counter X ray diffraction goniometer. - J. Appl. Phys. 19 : 388-392.

De Sitter L.U. 1954 Schistosity and shear in micro- and macrofolds. - Geol. Mijnbouw. 14 : 277-282.

De Sitter L.U. 1958 Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. - Geol. Mijnbouw, 20 : 277-286.

De Sitter L.U. 1964 Structural Geology. - Mac Graw Hill Ed. (New-York) 551 pp.

Dieterich J.H. 1969 Origin of cleavage in folded rocks. - Amer. J. Sci., 267, 2 : 155-165.

Dieterich J.H. & N.L. Carter 1969 Stress-history of folding. - Amer. J. Sci., 267, 2 : 129-154.

Dieterich J.H. & E.T. Onat 1969 Slow finite deformations of viscous solids. - J. Geophys. Res. 74 : 2081-2088.

Donnot M., J. Guigues, Y. Lulzal, A. Magnien, A. Parfenoff & P. Picot 1973 Un nouveau type de gisement d'europium : la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paléozoïques de Bretagne. - Mineral. Deposita, 8 : 7-18.

Dufet H. 1875 Note sur les déformations des fossiles contenus dans les roches schisteuses et sur la détermination de quelques espèces du genre Ogygia. - Ann. Sci. Ecole Normale Supérieure, Paris 2, 4 : 183-190.

Dunnet D. 1969 A technique of finite strain analysis using elliptical particules. - Tectonophysics 7 : 117-136.

Dunnet D. & A.W. Siddans 1971 Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. - Tectonophys. 12 : 307-325.

Dunoyer de Segonzac G. 1969 Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. - Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 29 : 320 pp.

Dunoyer de Segonzac G., Ph. Artru & J. Ferrero 1966 Sur une transformation des minéraux argileux dans les Terres Noires du Bassin de la Durance. Influence de l'orogénie alpine. - C. R. Acad. Sci. Paris, 262 D : 2401-2404.

Dunoyer de Segonzac G. & Cl. Heddebaut 1971 Paléozoïque anchi-métamorphique à illite, chlorite, pyrophyllite, allevardite et paragonite dans les Pyrénées basques. - Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 24, 4 : 277-290.

Dunoyer de Segonzac G. & D. Hickel 1972 Cristallochimie des phengites dans les quartzites micacés métamorphiques du Permo-Trias des Alpes piémontaises. Sci. géol. Bull. 25, 4 : 201-229.

Durney D.W. 1972 Solution-transfer, an important geological deformation mechanism - Nature, 235 : 315-317.

Durney D.W. 1976 Pressure-solution and crystallization deformation. - Phil. Trans. R. Soc. London, (A) 283 : 229-240.

Durney D.W. & J.G. Ramsay 1973 Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. - In De Jong K.A. and Scholeten R. eds, Gravity and tectonics, Wiley & sons (New York) 67-96.

Durrance E.M. 1967 A photometric method for the determination of preferred orientation in thin sections of crystal aggregates. - Geol. Mag. 104 (1) : 18-28.

Elliot D. 1970 Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. - Geol. Soc. Amer. Bull. 81 : 2221-2236.

Elliot D. 1972 Deformation path in structural geology. - Geol. Soc. Amer. Bull. 83 : 2621-2638.

Elliot D. 1973 Diffusion flow laws in metamorphic rocks. - Geol. Soc. Amer. Bull. 84 : 2645-2664.

Esquevin J. 1969 Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau SNPA, 3 : 147-154.

Esteoule J. & J. Guyader 1973 La fissilité des schistes. - C. R. Acad. Sci. Paris, 276 D : 1103-1106.

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., 115 pp.

Etheridge M.A. & B.E. Hobbs 1974 Chemical and deformational controls on the recrystallization of mica. - Contr. Mineralogy and Petrology, 43 : 111-124.

Etheridge M.A., M.S. Paterson & B.E. Hobbs 1974 Experimentally produced preferred orientation in synthetic mica aggregates. - Contr. Mineralogy and Petrology, 44 : 275-294.

Fairbairn H.W. 1949 Structural petrology of deformed rocks. - Addison-Wesley (Cambridge) 344 pp.

Fallot P. 1944 Tectonique hercynienne et tectonique alpine. - Bull. Soc. géol. Fr. (5) XIV : 99-102.

Feng C. 1965 Determination of relative intensity in X-Ray reflexion study. - J. Appl. Phys. 36 : 3432-3435.

Flehmig W. & G. Langheinrich 1974 Beziehung zweschen tektonischer Deformation und Illitkristallinität. - N. Jb. Geol. Paläont. 146 : 325-346.

Fletcher R.C. 1977 Quantitative theory for metamorphic differentiation in development of crenulation cleavage. - Geology, 5 : 185-187.

Flinn D. 1956 On the deformation of the Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland. - J. Geol. 64 : 480-516.

Flinn D. 1962 On folding during three dimentional 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) : 36-45.

Fourmarier P. 1938 Observations au sujet de l'influence du métamorphisme de contact sur la schistosité. - Ann. Soc. géol. Belg. LXI : 287-291.

Fourmarier P. 1951 Schistosité, foliation et microplissemnt. - Arch. Sci. Genève, 4 : 5-23.

Fourmarier P. 1952 Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés. - Ann. Soc. géol. Belg. LXXV : 181-194.

Fourmarier P. 1953 Schistosité et grande tectonique. - Ann. Soc. géol. Belg. LXXVII : 275-301.

Fourmarier P. 1959 Le granite et les déformations mineures des roches (schistosité, micro-plissement). - Ann. Soc. géol. Belg. 21 : 101-112.

Fourmarier P. 1969 Anomalies apparentes dans le développement de la schistosité aux charnières des plis. - Ann. Soc. géol. Belg., 92, 1 : 37-46.

Fourmarier P., A. Pelhate & B. Auvray 1965 Schistosité et granitisation dans le synclinorium de Laval et ses abords. - Mém. Ac. Roy. Belgique, 35, 3 : 1-60.

Fourmarier P. & A. Pelhate 1968 La profondeur originelle du front supérieur de schistosité à l'endroit du Bassin de Laval (Massif armoricain). - C. R. Acad. Sci. Paris, (D) 267 : 931-934.

Frey M. 1969 A mixed-layer paragonite/phengite of low-grade metamorphic origin. Contr. Mineral. and Petrol. 24 : 63-65.

Frey M. 1970 The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. - Sedimentology, 15 : 261-279.

Gairola V.K. 1977 Three-dimensional strains in fold-hinges zones. - Tectonophysics 41 (4) : 291-319.

Gapais D. 1978 Etude au goniomètre de texture d'un exemple d'initiation et d'évolution de la fabrique du quartz en domaine épizonal. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 179.

Gapais D. 1978, Thèse 3ème cycle, Rennes, à paraître.

Gay N.C. 1968 The motion of rigid particles embedded in a viscous fluid during pure shear deformation of the fluid. - Tectonophysics, 5 (2) : 81-88.

Gay N.C. 1968 Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids : 1 Theory. - Tectonophysics 5 : 211-234.

Geiser P.A. 1975 Slaty cleavage and dewatering hypothesis. An examination of some critical evidence. - Geology, 3 : 717-720.

Ghosh S.K. 1966 Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoïd in a simple shear deformations. - Tectonophysics, 3 (3) : 169-185.

Goguel J. 1945 Sur l'origine mécanique de la schistosité. - Bull. Soc. géol. Fr. (5) XV : 509-522.

Goguel J. 1948 Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. - Mém. Carte géol. Fr., Paris, 530 p.

Goguel J. 1965 La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) VII-5 : 747-752.

Goguel J. 1967 L'orientation des minéraux des roches sous l'influence de la contrainte : minéraux monocliniques et micas. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) IX : 481-489.

Gonzalez-Bonorino F. 1960 The mechanical factor in the formation of schistosity. - 21th Int. Geol. Congr. in Rep. Sess. Norden, 18 : 303-316.

Graindor M.J. 1961 A propos des mouvements varisques dans le Massif armoricain. C. R. Soc. géol. Fr., 3 : 54-56.

Graindor M.J. 1963 Le socle armoricain et les contrecoups alpins. - Mém. H.S. Soc. géol. France, 2 : 187-200.

Gratier J.P. 1976 Déformations et changement de volume dans un marbre à stylolithes de la région de Rabat (Maroc). - Bull. Soc. géol. Fr. (7) XVIII 6 : 1461-1469.

Gratier J.P. 1978 Schistosité de dissolution : mise en évidence et mesure quantitative des déformations. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 192.

Griggs D.T. 1936 Deformation of rocks under high confining pressure. - J. Geol. 44 : 541-577.

Groshong R.H. 1976 Strain and pressure solution in the Martinsburg slate, Delaware water gap, New-Jersey. - Am. Journ. Sci., 276 : 1131-1146.

Guidotti C.V. 1968 On the relative scarcity of paragonite. Amer. Min., 53, 5-6 : 963-974.

Halferdhal L.B. 1961 Chloritoid : its composition, X ray and optical properties, stability and occurence. Journ. of Petrol., 2, 1 : 49-135.

Hanmer S. 1978 Mise en place des leucogranites carbonifères (Raz - Nantes) en Bretagne méridionale. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 202.

Harker A. 1885 The cause of slaty cleavage : compression versus shearing. - Geol. Mag. 2 : 15-17.

Harker A. 1886 On slaty cleavage and allied rock structures, with special reference to the mechanical theories of their origin. - Rep. Br. Assoc. Adv. Sci. (55th meet.) : 813-852.

Heim A. 1878 Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. - Schwarbe, Basel, 246 pp.

Heim A. 1921 Geologie der Schweiz. - Tauchnitz (Leipzig) 476 p.

Helm D.G. & A.W.B. Siddans 1971 Deformation of a slaty, lappilar Tuff in the English lake district : discussion. - Geol. Soc. Amer. Bull., 82 : 523-531.

Herrouin Y. 1972 Etudes géologiques des gisements de Moulin-Lande et Coat-Mael en Maël-Carhaix, de Kervoalzé, Min Tremez et Tohou en Plevin, de Notheret en Sainte Tréphine. - Rapport B.R.G.M. n° 72SGN042BPL.

Herrouin Y., Cl. Le Corre & J.Cl. Limasset 1970 Ardoisières du Morbihan. Rapport B.R.G.M. n° 70SGN250BPL.

Hobbs B.E., W.D. Means & P.F. Williams 1973 Folding and microfabric development in experimentally deformed salt-mica specimens. Am. Geophys. Union Trans. 54, p. 457.

Hobbs B.E., W.D. Means & P.F. Williams 1976 An outline of structural geology. - Wiley (New-York) 571 p.

Hoeppener R. 1956 Zum problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. - Geol. Rundsch. 45 : 247-283.

Holland J.G. & R. Lambert 1969 Structural regimes and metamorphics facies. - Tectonophysics 7 : 197-217.

Hoschek G. 1969 The stability of staurolite and chloritoïd and their significance in metamorphism of pelitic rocks. - Beitr. Mineral. Petrol. Dtsch. 22, 3 : 208-232.

HSU T.C. 1966 The characteristics of coaxial and non coaxial strain path. - J. Strain Anal. 1 : 216-222.

Jannettaz E. 1872 Etude de la propagation de la chaleur dans les minéraux et roches. - Ann . Ch. Phys. (4) XXIX : 3.

Jannettaz E. 1876 Sur la conductibilité thermique de certaines roches rendues artificiellement schisteuses. - C. R. Acad. Sci. Paris, 82 : 553-554.

Jannettaz E. 1884 Mémoire sur le clivage des roches. - Bull. Soc. géol. Fr. (3) XII : 211-236.

Jeffery G.B. 1923 The motion of ellipsoIdal particles immersed in a viscous fluid. - Proc. Roy. Soc. London (A) 102 : 161-179.

Jeffery K.S. 1971 Deformation analysis in the Combe Martin, Ilfracombe Region in North Devon. - Thesis Univ. Exeter, 214 pp.

Jegouzo P. 1976 La zone broyée sud-armoricaine : chevauchement et cisaillement. - 4ème Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, : p. 234.

Kamb W.B. 1959 Theory of preferred crystal orientation developed by crystallisation under stress - J. Geol. 67 : 153-170.

Kiraly L. 1969 Analyse statistique des fractures (orientation et densité). - Geol. Rundsch. 59 : 125-151.

Klein Cl. 1975 Massif armoricain et Bassin parisien. - Thèse (1973), T.I. Ed. Fondation Baulig (Strasbourg) 314 pp.

Klug H.P. & L.E. Alexander 1959 X ray diffraction procedure. - Wiley (New-York) 410 pp.

Knill J.L. 1960 A classification of cleavages, with special references to the Craignish District of Scottish highlands. - 21st Int. geol. Congr. Report pt 18 : 317-325.

Knipe R.J. 1974 A micro-marco finite strain comparison of the slaty cleavage lithologies from N. Wales. - M. Sc. Thesis, Imperial College, (Londres).

Knipe R.J. & S.H. White 1976 Microstructural development of slaty cleavage. - In Venables, Development in Electron Microscopy and Analysis, pp. 521-524. Academic Press.

Knipe R.J. & S.H. White 1977 Microstructural variation of an axial plane cleavage around a fold. A H.V.E.M. study. - Tectonophysics, 39 : 355-380.

Krebs W. & E. Wachendorf 1973 Proterozoic paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of central Europe. - Bull. Geol. Soc. Amer., 84 : 2611-2630.

Krumbein W.C. & F.A. Graybill 1965 An introduction to statistical models in geology. - Mc Graw-Hill (New-York) 475 pp.

Kubler B. 1964 Les argiles, indicateurs de métamorphisme. Rev. Inst. pétrole, 19 : 1093-1112.

Kubler B. 1966 La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - In Colloque sur les Etages tectoniques Neüchatel : 105-122.

Lagarde J.L. & P. Choukroune 1976 Foliation horizontale et mécanisme de déformation. 4ème Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 245.

Laugel A. 1855 Du clivage des roches. C. R. Acad. Sci. Paris, 40 : 182-185 & 978-980.

Le Corre Cl. 1968 La microlinéation des schistes ardoisiers. Méthode d'étude photométrique. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) 10 : 679-683.

Le Corre Cl 1969 Contribution à l'étude des synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). - Thèse 3ème cycle, Orsay, ronéo, 116 pp.

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. 1971 Bases méthodologiques pour la recherche ardoisière dans le Massif armoricain. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret. (C) II, 2 (1970) : 73-87.

Le Corre Cl. 1974 L'anisotropie de texture des roches schisteuses. Méthode photométrique d'analyse. - 2ème Réun. Ann. Sci. Terre, Nancy, p. 249.

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 1975 Contrôle de l'influence du paramètre thermique dans la déformation synschisteuse. - 3ème Réun. Ann. Sci. Terre, Montpellier, p. 224.

Le Corre Cl. 1977 La dissolution-recristallisation : un mécanisme dominant de la déformation du quartz dans la zone à schistosité. - 5ème Réun. ann. Sci. Terre, Rennes, 307.

Le Corre Cl. 1978 Ellipsoïde de fabrique et déformation progressive. Application de la goniométrie de texture au problème de la schistosité. - 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 239.

Le Corre Cl.1978 Dissolution et comportement du quartz dans un gradient de déformation avec schistosité. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) 19 (1977) : 1107-1111.

Le Corre Cl. & B. Le Theoff 1977 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.

Le Corre Cl. & Y. Quété 1973 Texte in Breton J.P. et al., Etude géologique du Bassin ardoisier de Renazé (Mayenne), Rapport BRGM n° 73SGN002GEO, 41 pp. et annexe.

Ledru P. & J.P. Brun 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.

Lefort J.P. 1975 Le socle périarmoricain : étude géologique du socle submergé à l'Ouest de la France. - Thèse, Rennes, ronéo, 250 pp.

Le Theoff 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, ronéo, 96 pp.

Lhotte F., P. Leymarie & J.P. Uriot 1973 Technique d'utilisation du goniomètre de texture en pétrographie. - C. R. Coll. Rayons X et Matière, Monaco : 131-136.

Lisle R.J. 1977 Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from Aberystwyth Grits, Wales. - Tectonophysics, 39 : 381-395.

Lory Ch. 1864 Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme et Hautes Alpes). - Bull. Soc. Sc. Isère, Grenoble, (2) : 748 pp.

Lyell Ch. 1835 Principles of geology. - 4ème ed., Murray (Londres) 456 pp.

March A. 1932 Mathematische theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. - Ziet. Krist. 81 : 285-297.

Marlow P.L. & M.A. Etheridge 1977 Development of a layered crenulation cleavage in micaschists of the Kanmantoo Group near Macclesfield, South Australia. - Bull. Geol. Soc. Amer, 88 : 873-882.

Martinez J.D. 1958 Photometer method for studying quartz grain orientation. - Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 42 : 588-608.

Martinez J.D. 1965 The application of the photometer method in determining the crystallographic fabric of quartz in metamorphic quartzites. - The Indian Mineralogist, 6, 1-2 : 97-118.

Mattauer M. 1975 Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. - Earth Plan. Sci. Letters, 28, 144-154.

Matte Ph. & A. Ribeiro 1975 Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. - C. R. Acad. Sci. Paris, D 280 : 2825-2828.

Matthews P.E., R.A.B. Bond & J.J. Van den Berg 1974 An Algebraic method of strain analysis using elliptical markers. - Tectonophysics, 24 : 31-67.

Maxwell J.C. 1962 Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area, New-Jersey and Pensylvania. - Buddington volume, Geol. Soc. Amer. : 281-311.

Means W.D. 1976 Stress and strain. Basic concepts of continuum mechanics for geologists. - Springer Verlag (New-York) 339 pp.

Means W.D. 1977 Experimental contribution to the study of foliations in rocks : a review of research since 1960 - Tectonophysics, 39 : 329-354.

Means W.D. & M.S. Paterson 1966 Experiments on preferred orientation of platy minerals. - Contr. Mineral. Petrol. 13 : 108-133.

Means W.D. & P.F. Williams 1972 Crenulation cleavage and faulting in an artificial salt-mica schist. - J. Geol. 80 : 569-591.

Means W.D. & P.F. Williams 1974 Compositional differentiation in an experimentally deformed salt-mica specimen. - Geology 2 : 15-16.

Moench R.S. 1966 Relation of S_2 schistosity to metamorphosed basic dyke, Rangeley-Phillils area, Maine. - Bull. Soc. Geol. Amer. 77 : 1449-1462.

Mukhopadhyay D. 1965 Development of schistosity in flexural folds. - Geol. Mag. 102 : 415-417.

Mukhopadhyay D. 1973 Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the Northern Eifel. - Tectonophysics, 16 : 279-296.

Mukhopadhyay D., S. Sengupta & S. Bhattacharya 1969 Strain measurements in some Cambrian rocks of Eastern India and their bearing on the tectonic significance of schistosity. - J. Geol. 77 : 703-710.

Murrell S.A.F. 1976 Rheology of the lithosphere, experimental indications. - Tectonophysics 36 : 5-24.

Nadaï A. 1963 The theory of flow and fracture of solids. - 2ème ed. Mc Graw-Hill (New-York) 705 pp.

Nicolas A. & J.P. Poirier 1976 Crystalline plasticity and solid state flow in Metamorphic Rocks. - Wiley (Londres) 444 pp.

Oertel G. 1970 Deformation of a slaty, Lapillar Tuf in the Lake district. England. - Geol. Soc. Amer. Bul., 81 : 1173-1188.

Oertel G. 1971 Deformation of a slaty, lapillar tuff in the English lake district : reply. - Geol Soc. Amer. Bull., 82 : 533-536.

Oertel G. 1974 Unfolding of an anticline by reversal of observed strains. - Geol. Soc. Am. Bull. 85 : 445-450.

Oertel G. & P.P. Phakey 1972 The texture of slate from Nantle, Caernavon, North Wales. - Texture 1 : 1-8.

Owens W.H. 1973 Strain modification of angular density distributions. - Tectonophysics, 16 : 249-261.

Owens W.H. 1974 Representation of finite strain state by three axis planar diagramms. - Geol. Soc. Amer. Bull. 85 : 307-310.

Owens W.H. & D. Bamford 1976 Magnetic, seismic, and other anisotropic properties of rock fabrics. - Phil. Trans. R. Soc. London (A) 283 : 55-68.

Paris Fl. 1971 Etude géologique de la terminaison orientale du Menez Belair (synclinorium médian armoricain). - Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 141 pp.

Paterson M.S. & L.E. Weiss 1961 Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. - Geol. Soc. Am. Bull. 72 : 841-882.

Pelhate A. 1967 Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif armoricain. Stratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique. - Thèse, Rennes, Mém. Soc. géol. minéral. Bret. 15, 315 pp.

Philippot A. & J.J. Chauvel 1957 Relations entre les niveaux de base du Paléozoïque et les assises inférieures dans les synclinaux du Sud de Rennes. - Bull. Soc. géol. Minéral. Bret. (n.s.) 2 : 15-34.

Phillips J. 1844 On certain movements in the parts of stratified rocks. - Rep. Br. Assoc. Adv. Sci. (1843): 60-61.

Pierson A.L. 1958 A photomultiplier photometer for studying quartz grain orientations. - Journ. Sed. Petrology, 29 : 98-103.

Piqué A. 1975 Répartition des zones d'anchimétamorphisme dans les terrains dinantiens du Nord-Ouest du Plateau central (Meseta marocaine). - Bull. Soc. géol. Fr. (7) 27 : 416-420.

Pitcher W.S. & A.R. Berger 1972 The geology of Donegal. Reg. Series - Wiley (Londres) 435 pp.

Plaine J. 1976 La bordure sud du Synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie, volcanisme, structure. - Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 212 pp.

Powell C.M. 1969 Intrusive sandstone dykes in the Siamo slate near Negaunee, Michigan. - Geol. Soc. Amer. Bull. 80 : 2585-2594.

Powell C.M. 1972 Tectonic dewatering and strain in the Michigamme slate, Michigan. Geol. Soc. Amer. Bull. 83, 7 : 2149-2158.

Price G.P. 1973 The photometric method in microstructural analysis. - Am. Journ. Sci., 273 : 523-537.

Quinquis H., Cl. Audren, J.P. Brun & P.R. Cobbold 1978 Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. - Nature, 273 : 43-45.

Ramberg H. 1959 Evolution of ptygmatic folding. - Norges. geol. Tidskr. 39 : 99-152.

Ramberg H. 1961 Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. - Geol. Rundschau 51 : 405-439.

Ramberg H. 1963 Evolution of dragfolds. - Geol. Mag 100 : 97-106.

Ramberg H. 1963 Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 47 : 484-505.

Ramberg H. 1964 Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties. A theory for simultaneous formation of several orders of folds. - Tectonophysics 1 : 307-341.

Ramsay J.G. 1967 Folding and fracturing of rocks. - McGraw-Hill (New-York) 568 pp.

Ramsay J.G. 1969 The measurement of strain and displacement in orogenic belts. - Geol. Soc. London, Spec. publ. 3 : 43-79.

Ramsay J.G. 1976 Displacement and strain. - Phil. Trans. R. Soc. London, A283 : 3-25.

Ramsay J.G. & R.H. Graham 1970 Strain variation in shear belts. - Can. J. Earth Sci., 7 : 786-813.

Ramsay J.G. & D.S. Wood 1973 The geometric effects of volume change during deformation processes. - Tectonophysics, 16 : 263-277.

Richert J.P. 1974 Les relations entre les niveaux supérieurs de la schistosité et l'anchimétamorphisme. 2ème réun. Ann. Sci. Terre, Pont-à-Mousson, p. 327.

Rivers T. & W.K. Fyson 1977 Shape, size and orientation of muscovite crystals in schist of variable metamorphic grade. - Can. J. Earth Sci. 14 : 185-195.

Robardet M. 1973 Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. - Thèse Paris VI, ronéo, 551 pp.

Roberts D. 1971 Abnormal cleavage patterns in fold hinge from Varanger Peninsula Northern Norway. - Amer J. Sci. 271, 2 : 170-180.

Roberts D.E. 1976 Cleavage formation in the Skiddaw Slates of the Northern Lake District, England. - Geol. Mag. 113, 4 : 377-382.

Roberts D. & Strômgärd K.E. 1972 A comparison of natural and experimental strain pattern around fold hinge zones. - Tectonophysics 14 : 105-120.

Rodgers J. 1960 L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. - Liv. Mém. Pr Fallot, Soc. Geol. Fr., 1 : 83-96.

Rutter E.H. 1976 The kinetics of rock deformation by pressure solution. - Phil. Trans. R. Soc. London, A283, 203-219.

Sagon J.P. 1965 A propos du chloritoïde dans les schistes dévoniens du Bassin de Chateaulin. C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 8 : 269-270.

Sagon J.P. & G. Dunoyer de Segonzac 1972 La cristallinité des micas dans les schistes paléozoïques et briovériens du Bassin de Chateaulin (Massif armoricain). - C. R. Acad. Sci. Paris, 275 D : 1023-1026.

Sander B. 1930 Gefügekunde der Gesteine. - Springer (Vienne) 352 pp.

Sanderson D.J. 1976 The determination of compactional strains using quasi-cylindrical objects. - Tectonophysics, 30 : T25-32.

Sanderson D.J. 1976 The superposition of compaction and plane strain. - Tectonophysics 30 : 35-54.

Scheidegger A.E. 1965 On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes, and similar sedimentological data. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525-C : 164-167.

Schmidt W. 1932 Tektonik und Verformunslehre. - Borntraeger (Berlin) 208 pp.

Schultz L.G. 1949 A direct method of determining preferred orientation of a flat reflexion sample using a geiger counter X-ray spectrometer. - J. Appl. Phys. 20 : 1030-1033.

Schwerdtner W.M. 1973 : A scale problem in paleo-strain analysis. - Tectonophysics 16 : 47-54.

Sedgwick A. 1835 Remarks on the structure of large mineral masses and espacially on the chemical changes produced in the aggregation of stratified rocks during different periods after their deposition. - Trans. Geol. Soc. London (2) 3 : 461-486.

Shackleton R.M. & A.C. Ries 1976 Patterns of strain variation in arcuate fold belts. - Phil. Trans. R. Soc. London, A283 : 281-288.

Sharpe D. 1847 On slaty cleavage. Q. J. Geol. Soc. London, 3 : 74-104.

Sharpe D. 1849 On slaty cleavage. - Q. J. Geol. Soc. London, 5 : 111-115.

Siddans A.W.B. 1971 The origin of slaty cleavage. Thesis, Univ. London, 555 pp.

Siddans A.W.B. 1972 Slaty cleavage. A review of Research since 1815. - Earth Sci. Rev. 8 (2): 205-232.

Siddans A.W.B. 1976 Deformed rocks and their textures. - Phil. Trans. R. Soc. London A283 : 43-54.

Siddans A.W.B. 1977 The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. - Tectonophysics 39 : 533-557.

Sippel R.F. 1971 Quartz grain orientation - 1 (the photometric method). - Jour. Sed. Petrology, 41 : 38-59.

Sorby H.L. 1853 On the origin of slaty cleavage. - New Philos. J. (Edimbourg) 55 : 137-148.

Sorby H.L. 1856 On slaty cleavage, as exhibited in the Devonian limestones of Devonshire. - Philos. Mag. 11 : 20-37.

Sorby H.L. 1856 On the theorie of the origin of slaty cleavage. - Philos. Mag. 12 : 127-129.

Sorby H.L. 1857 On some facts connected with slaty cleavage. - Rep. Br. Assoc. Adv. Sci. 2 : 92-93.

Sorby H.L. 1880 On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks. - Quart. J. Geol. Soc. London 36 : 46-92.

Soula J.C. & P. Debat 1976 Développement et caractères des litages tectoniques. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) XVIII, 6 : 1515-1537.

Spry A. 1969 Metamorphic textures. - Pergamon Press (Oxford) 350 pp.

Stauffer M.R. 1967 Tectonic strain in some volcanic, sedimentary and intrusive rocks near Camberra, Australia : a comparative study in deformation fabrics. New Zealand J. Geol. and Geophys., 10 : 1079-1108.

Stephanson O. 1976 Finite elements analysis of folds. - Phil. Trans. R. Soc. London, A283 : 153-161.

Talbot J.L. 1965 Crenulation cleavage in the Hunsrückschiefer of Middle Moselle region. - Geol. Rundschau 54 : 1026-1043.

Talbot C.J. 1970 The minimum strain ellipsoïd using deformed quartz veins. - Tectonophysics 9 : 47-76.

Tan B.K. 1969 Analysis of tectonic strain in Windgallen and Fernigen, Canton Uri, Switzerland. - Thesis, Univ. London, 219 pp.

Theunissen K. 1970 L'andalousite et ses phases de transformation dans la région de Vielsalm. - Ann. Soc. Géol. Belgique 93 : 363-382.

Thomson W. & P.G. Tait 1879 Treatise on Natural Philosophy. - Cambridge Univ. Press (Cambridge) 526 pp.

Tobisch O.T., R.S. Fiske, S. Sacks & D. Taniguchi 1977 Strain in metamorphosed volcaniclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts. - Bull. Geol. Soc. Amer. 88 : 23-40.

Tresca H. 1864 Mémoire sur l'écoulement des corps solides soumis à de fortes pressions, 1. - C.R. Acad. Sci. Paris, 59 : 754-758.

Tresca H. 1867 Mémoire sur l'écoulement des corps solides soumis à de fortes pressions, 2. - C. R. Acad. Sci. Paris, 64 : 809-812.

Truesdell G. & R. Toupin 1960 The classical field theories. - Encyclop. Phys. 3 (1) pp. 226-793, Springer Verlag (Berlin).

Tullis T.E. 1971 Experimental development of preferred orientation of mica during recrystallization. - Thèse Univ. California (University Microfilms, Ann Arbor, Mich.) 262 pp.

Tullis T.E. 1976 Experiments on the origin of slaty cleavage and schistosity. - Geol. Soc. Amer. Bull. 87 : 745-753.

Tullis T.E. & D.S. Wood 1975 Correlation of finite strain from both reduction bodies and preferred orientation of mica in slate from Wales. - Geol. Soc. America Bull. 86 : 632-638.

Turner F.J. 1948 Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. - Mém. Geol. Soc. Amer. 30 : 1-342.

Turner F.J. & L.E. Weiss Structural analysis of metamorphic tectonites. - Mc-Graw Hill (New-York) 545 pp.

Tyndall J. 1856 Observation on "the theory of the origin of slaty cleavage" by H.C. Sorby. - Philos. Mag. 12 : 129-135.

Van Hise C.R. 1896 Principles of North American Pre-Cambrian geology. - Rep. U.S. Geol. Surv. 16 : 517-843.

Vauchez A. 1977 Un exemple de cisaillements congenères de plis synschisteux; proposition d'un modèle d'évolution. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) XIX : 135-142.

Vernon R.H. 1978 Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. - Geol. Rund. 67 : 288-305.

Vialon P. 1968 Clivages schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans (Alpes du Dauphiné). - Géol. alp. Grenoble, 44 : 353-366.

Vialon P. 1974 Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collisison des éléments du socle périalpin. Conséquences pétrostructurales. - Bull. suisse Mineral. Petrol. 54 : 663-690.

Vialon P. & Dayre M. 1975 Les déformations induites par glissement lors de la phase anisotrope de la schistogenèse. - 3ème Réun. ann. Sci. Terre, Montpellier, p. 378.

Vialon P., M. Ruhland & J. Grolier 1976 Eléments de tectonique analytique. - Masson (Paris) 118 pp.

Vidal Ph. 1972 L'axe granitique Moëlan - Lanvaux (sud du Massif armoricain) : mise en évidence, par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. - Bull. Soc. géol. minéral. Bret. (C) IV, 2 : 75-89.

Vidal M. 1976 Etude géologique de la terminaison occidentale de la vallée de l'Alcudia. - Thèse 3ème cycle, Orsay, 160 pp.

Vigneresse J.L. 1978 Influence des structures continentales sur l'ouverture océanique du Golfe de Gascogne. - 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 403.

Vigneresse J.L.1978 Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites hercyniens. - Thèse Doct. Ing., Rennes, ronéo, 95 pp.

Vistelius A.B. 1966 Structural diagrams. - Pergamon Press (Oxford) 178 pp.

Voll G. 1960 New work on petrofabrics. - Geol. J. (Liverpool-Manchester) 2 : 503-597.

Von Plessman W. 1964 Gesteinslosung ein Hauptfaktor prozess. - Geol. Mitt. Aachen 4 : 69-82.

Von Plessmann W. 1965 Losung, verformung, transport und gefüge. - Z. Dtsch. Geol. Ges. 115 : 650-663.

Whalley J.S. 1973 Finite strain and texture variation associated with folds in a greywacke sequence at Rhosneigr, Anglesey. - M. Sc. Thesis, Univ. London, 98 pp.

Watterson J. 1968 Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, Southwest Greenland. - Grøn. Geol. Undersø. Bull. 78.

Weaver C.E. 1960 Possible uses of clay minerals in search for oil. - Clay and Clay minerals, 8th Nat. Conf. : 214-227.

Weber K. 1972 Kristallinität des illits in tonschiefern und andere Kristerien schwacher metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebrige. - N. Jb. Geol. Palaönt. Abh. 141 : 333-363.

Weber F., G. Dunoyer & C. Economou 1976 Une nouvelle expression de la "cristallinité" de l'illite et des micas. Notion d' "épaisseur apparente" des cristallites. - C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 5 : 225-227.

White S. 1976 The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. - Phil. Trans. R. Soc. Lond., A283 : 69-86.

Whitten E.H.T. 1966 Structural geology of folded rocks. - Rand McNally (Chicago) 663 pp.

Williams P.F. 1972 Development of metamorphic layering and cleavage in low-grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. - Amer. Jour. Sci. 272 : 1-47.

Williams P.F. 1976 Relationships between axial-plane foliations and strain. - Tectonophysics 30 : 181-196.

Williams P.F. 1977 Foliation : a review and discussion. - Tectonophysics, 39, 1-3 : 305-328.

Williams P.F. & W.D. Means 1971 Folding experiments on an artificial schist. - Nature, 234 : 90-92.

Willis D.G. 1977 A kinematic model of preferred orientation. - Geol. Soc. Amer. Bull. 88 : 883-894.

Wilson G. 1961 The tectonic significance of small-scale structures and their importance to the geologist in the field. - Ann. Soc. Géol. Bel. 84 : 424-548.

Winkler H.G.F. 1974 Petrogenesis of metamorphic rocks. - 3ème ed. Springer Verlag (Berlin) 320 pp.

Wood D.S. 1971 Studies of strain and slaty cleavage in the Calédonides of North-West Europe and the Eastern United States. - Thesis, Univ. Leeds.

Wood D.S. 1974 Current views of the development of slaty cleavage. - Ann. Rev. Earth Sci. 2 : 1-35.

Wood D.S., Oertel G., Singh J. & H.F. Bennet 1976 Strain and anisotropy in rocks. - Phil. Trans. R. Soc. Lond. A283 : 27-42.

Woodcock N.H. 1977 Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. - Geol. Soc. Amer. Bull. 88 : 1231-1236.

Zen E-An. & A.L. Albee 1964 Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. Am. Mineral. 49 : 904-925.

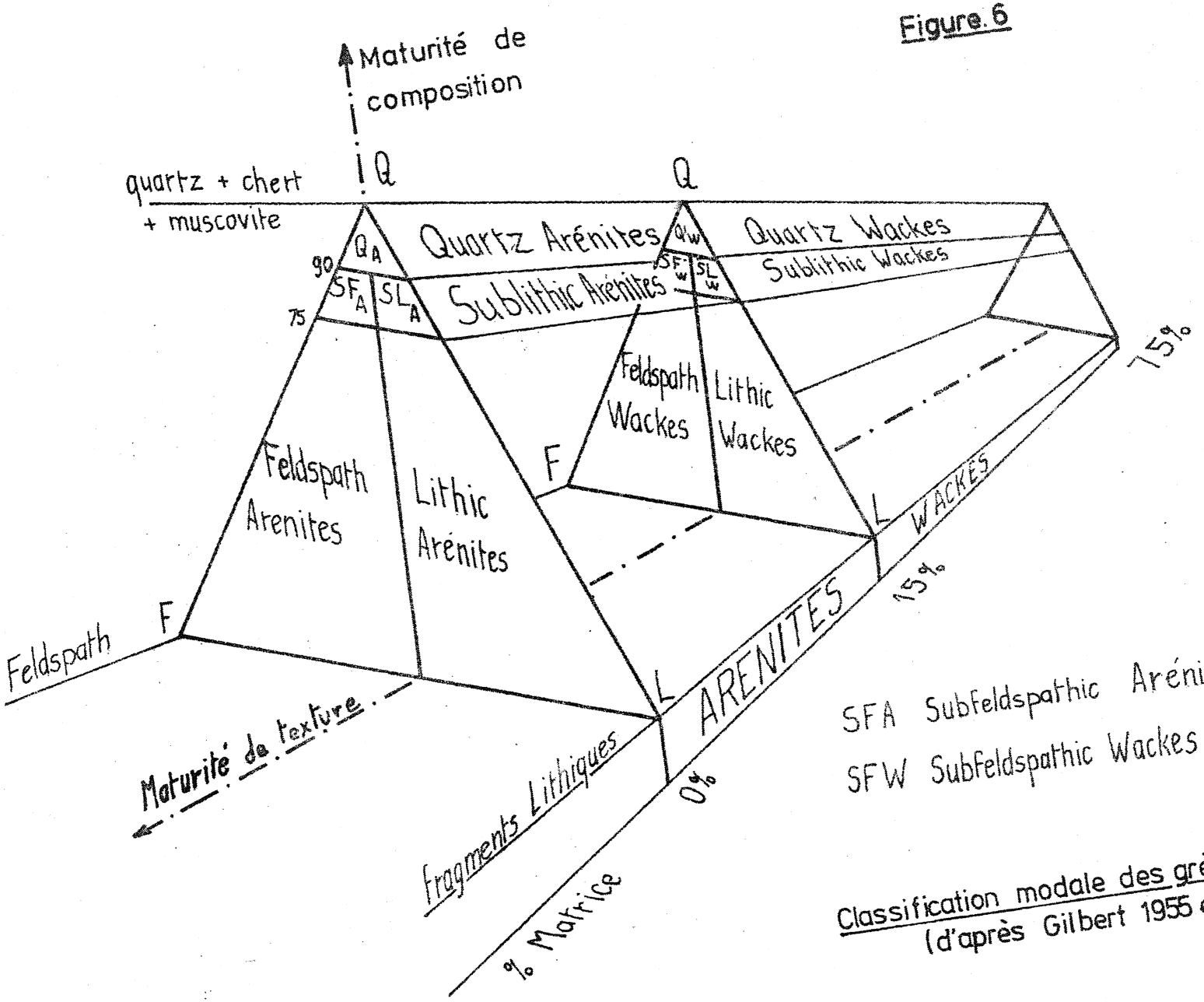
Zwart H.J. 1954 La géologie du Massif de Saint-Barthélémy (Pyrénées, France). - Leidse Geol. Med. 18.

Zwart H.J. 1962 On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosot area (Central Pyrénées). - Geol. Rundschau 52 : 38-65.

Zwart H.J. & J.A. Oele 1966 Rotated magnetite crystals from the Rocroi Massif (Ardennes). - Geol. Mijnbow 45 : 70-74.

-:-

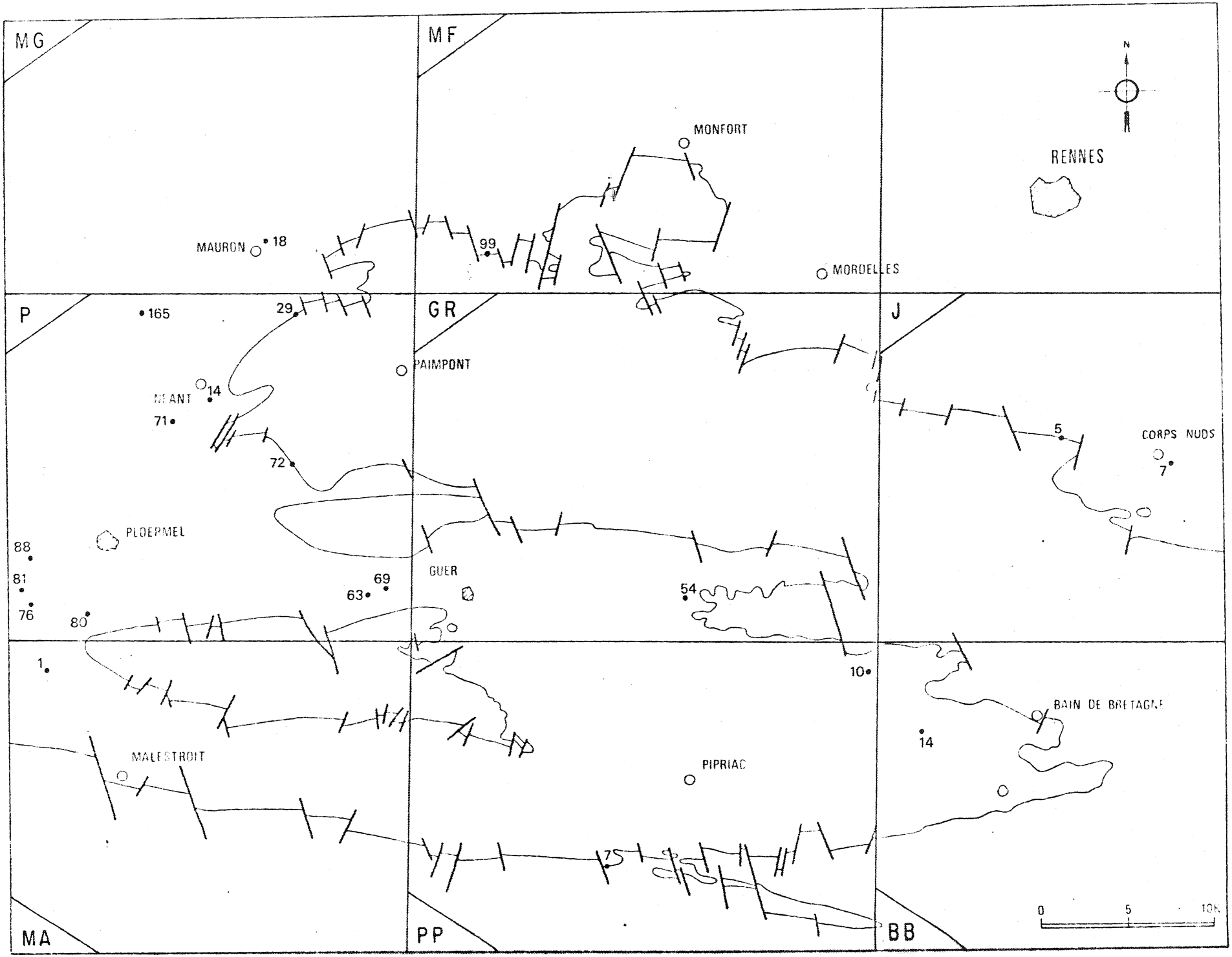
Figure. 6



SFA Subfeldspathic Arénites

SFW Subfeldspathic Wackes

Classification modale des grès
(d'après Gilbert 1955 et Dott 1964)


MG
MF
N
MONFORT
RENNES
MAURON
18
99
MORDELLES
P
165
29
GR
J
PAIMPONT
14
NEANT
71
5
CORPS NUDS
7
72
PLOERMEL
88
81
76
80
69
63
GUER
54
10
1
BAIN DE BRETAGNE
14
MALESTROIT
PIPRIAC
75
MA
PP
BB
0
5
10K