



HAL
open science

Analyse quantitative de la déformation dans un secteur de la zone externe des Alpes (La Javie, nord-est de Digne) - Alpes françaises

Thomas Subieta

► To cite this version:

Thomas Subieta. Analyse quantitative de la déformation dans un secteur de la zone externe des Alpes (La Javie, nord-est de Digne) - Alpes françaises. Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 1977. Français. NNT : . tel-00802161

HAL Id: tel-00802161

<https://theses.hal.science/tel-00802161>

Submitted on 19 Mar 2013

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.

ACADÉMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité de SCIENCES DE LA TERRE
Mention : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

ANALYSE QUANTITATIVE DE LA DEFORMATION
DANS UN SECTEUR DE LA ZONE EXTERNE DES ALPES
(La Javie - Nord - Est de Digne)

par

Thomas A. SUBIETA

Soutenue le 23 Juin 1977 devant la Commission d'Examen.

JURY : MM. M. MATTAUER Président
 F. PROUST
 P. CHOUKROUNE
 A. ETCHECOPAR
 M. SEGURET

ACADÉMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité de SCIENCES DE LA TERRE
Mention : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

ANALYSE QUANTITATIVE DE LA DEFORMATION
DANS UN SECTEUR DE LA ZONE EXTERNE DES ALPES
(La Javie - Nord - Est de Digne)

par

Thomas A. SUBIETA

Soutenue le 23 Juin 1977 devant la Commission d'Examen.

JURY : MM. M. MATTAUER Président
 F. PROUST
 P. CHOUKROUNE
 A. ETCHEPAR
 M. SEGURET

TABLE DES MATIERES

AVANT - PROPOS.....	1
I. INTRODUCTION.....	4
A.- Cadre structural.....	4
B.- Situation géographique.....	4
C.- Principaux traits géologiques.....	5
II.- SERIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET COMPORTEMENT DES MATERIAUX.....	6
A.- Le Jurassique.....	6
B.- Le Crétacé.....	8
C.- Le Tertiaire.....	9
III.- BREVE REVUE DU DEVELOPPEMENT OROGENIQUE DE LA CHAINE SUBALPINE.....	11
A.- Principales caractéristiques de la première phase.. orogénique alpine (I).....	11
B.- Principales caractéristiques de la phase alpine majeure (phase II).....	12
C.- Evolution récente.....	14
INTRODUCTION A L'ANALYSE DE LA DEFORMATION.....	15
IV.- ANALYSE DE LA DEFORMATION DES AMMONITES.....	16
Introduction.....	16
A.- Description des Ammonites étudiées.....	16

Espèces.....	16
Taille.....	16
Composition.....	17
Disposition spatiale.....	19
Formes : rappels sur la géométrie de la spirale....	20
B.- Méthodologie.....	22
Historique.....	22
Définition et application des méthodes de J.F. Blake et de B.K. Tan à la zone étudiée.....	22
C.- Déformation diagénétique et déformation tectonique des Ammonites.....	26
1) Déformation diagénétique.....	26
2) Déformation tectonique.....	28
3) Interprétation des résultats.....	29
D.- Simulation mathématique de la déformation progressive d'une Ammonite.....	30
1) Rappel sur la notion de déformation progressive coaxiale et non coaxiale.....	30
2) Modèle d'écrasement progressif (pure shear)....	31
3) Modèle du cisaillement progressif (simple shear)	33
4) Comparaison avec la déformation naturelle des Ammonites.....	34
V.- ANALYSE DE LA DEFORMATION LONGITUDINALE A PARTIR DES BELEMNITES.Exemple d'objets déformés de façon inhomogène par rapport à leur matrice.....	36
Introduction.....	37

A.- Description des Belemnites étudiées.....	37
1) Caractéristiques générales.....	37
2) Aperçu qualitatif sur la déformation des Belemnites.....	38
a - La rotation.....	38
b - La fracturation.....	38
c - Les cristallisations secondaires synchroniques.....	40
B.- Analyse et quantification de la déformation à partir des Belemnites tronçonnées.....	41
1) Historique.....	41
2) Méthodes de H. Badoux - H. Masson - J.G. Ramsay et résultats.....	42
a - Diagrammes stéréographiques d'orientation et de densité.....	42
b - Diagrammes e/ α	43
c - Ellipse de H. Badoux et de H. Masson.....	44
3) Mécanismes du tronçonnage des Belemnites-origine et évolution.....	45
4) Comportement de la matrice et cristallisations secondaires.....	47
C.- Simulation mathématique de la rotation et de la fracturation des Belemnites.....	49
1) Principes généraux.....	49
2) Analyse des modèles d'écrasement et de cisaillement.....	50
Conclusions.....	54
VI. - LES FILONS : MARQUEURS PLANAIRES DE LA DEFORMATION PROGRESSIVE. Introduction et historique des travaux.....	55
A.- Description des filons étudiés.....	56
1) Composition.....	56
2) Orientation et disposition structurale.....	56

3) Variations morphologiques liées à la déformation	57
a - Filons plissés.....	58
b - Filons boudinés et filons en "Pinch swell".....	59
4) Observations microscopiques sur la structure des filons déformés.....	60
5) Caractéristiques physico-chimiques et paramètres de la déformation.....	63
B.- Définition de l'ellipsoïde de déformation finie et infinitésimale.....	66
1) Introduction et historique.....	66
2) Méthodologie pour quantifier la déformation à partir des filons.....	67
C.- Hypothèses sur l'origine et l'évolution structurale des filons.....	70
VII.- CRISTALLISATIONS SYNCINEMATIQUES DANS LES ZONES ABRITEES - PRESSURES-SHADOWS MARQUEURS DE LA DEFORMATION INFINITESIMALE.....	72
A.- Description des cristallisations syncinématiques autour des objets pyriteux de la région étudiée.....	72
a - Ammonites pyriteuses.....	73
b - Objets pyriteux de forme allongée.....	73
c - Agrégats de pyrite parallèles à la stratification.....	73
d - Pyrites cubiques ou éohedrales.....	74
e - Pyrites concrétionnaires spériques ou "framboïdal pyrite".....	74
B.- Estimation des increments de déformation.....	75
1) Historique des travaux.....	75
2) Méthodologie et résultats.....	76
C.- Origine et mécanisme de formation des cristallisations syncinématiques dans les zones abritées.....	77

VIII. - ANALYSE MICROTTECTONIQUE ET INTERPRETATION DES PLISSEMENTS SUPERPOSES DANS LA ZONE EXTERNE MERIDIONALE DES ALPES.....	79
A.- Linéation.....	79
1) Linéation d'intersection.....	79
2) Linéation d'axes de microplis.....	80
3) Linéation formée par des objets ante-tectoniques étirés.....	80
a - Linéaires : Bélemnites, tubes de pyrite.....	80
b - Planaires : Filons boudinés et en "pinch and swell".....	81
4) Linéation d'alignement des minéraux néoformés...	81
B.- Schistosité.....	82
1) Différents types de schistosité et leur répartition régionale.....	82
2) Description microscopique.....	83
C.- Plis et microplis.....	85
1) Deux structures caractéristiques.....	85
2) Schéma de superposition.....	87
3) Développement progressif d'un plis et mécanisme de plissement.....	88
CONCLUSIONS.....	90
A.- Ellipsoïde de déformation et direction de mouvements dans une zone plissée.....	90
B.- Direction des contraintes.....	92
C.- Mécanismes de déformation.....	93

Bibliographie .

REMERCIEMENTS

Avant d'exposer ce travail, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

En premier lieu, Monsieur le Professeur M. MATTAUER que j'ai connu au cours de ses voyages en Bolivie, qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a fait bénéficier de son enseignement et de ses connaissances.

Monsieur P. TOMASI qui, depuis notre rencontre dans les Andes Boliviennes a toujours été un ami sincère, qui a su à chaque instant m'encourager. Son aide et son amitié m'ont permis de mener à bien la réalisation de ce mémoire. Qu'il veuille trouver ici le témoignage de ma reconnaissance.

Monsieur M. SEGURET qui m'a proposé cette étude et m'a fait découvrir l'intérêt que pouvait présenter l'analyse de la déformation pour une meilleure connaissance de la formation des chaînes de montagne.

Monsieur A. ETCHECOPAR qui m'a initié aux méthodes de la simulation mathématique.

Le Professeur J.G. RAMSAY, les docteurs A.W.B. SIDDANS et R.H.G. GRAHAM qui, au cours d'une excursion dans les Alpes italiennes et françaises, m'ont fait profiter de leur grande expérience dans le domaine de l'analyse de la déformation. Leur enthousiasme communicatif m'a incité à poursuivre avec un intérêt renouvelé ces travaux.

Monsieur P. CHOUKROUNE qui m'a présenté la géologie des Pyrénées et avec lequel j'ai eu de fructueuses discussions. Je tiens à remercier également :

- Monsieur G. VIGNARD qui a contribué à la réalisation des planches photographiques.
- Mademoiselle SERRE, Mesdames ETCHECOPAR et DALMAYRAC pour la dactylographie de cet ouvrage ainsi que le personnel de l'U.S.T.L. pour le tirage.
- Monsieur B. SANCHE pour la réalisation des lames minces.

Que Messieurs les professeurs M. MATTAUER et F. PROUST et Messieurs P. CHOUKROUNE, A. ETCHECOPAR, M. SEGURET reçoivent l'expression de ma gratitude pour avoir accepté de juger ce travail.

Enfin, je remercie mes amis et camarades du Laboratoire de Géologie Structurale de Montpellier.

La réalisation de ce travail a été possible grâce au soutien financier du Ministère des Affaires étrangères de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer qui ont permis mon séjour en France.

AVANT PROPOS

C'est une observation courante pour les géologues de noter dans la nature le passage progressif d'un domaine où les couches sont approximativement horizontales, parallèles et non déformées à un domaine où les couches déformées à l'échelle régionale forment des plis. Si la déformation est suffisamment intense, des changements géométriques sont également observables à l'échelle de l'échantillon :

- les objets contenus dans ces couches, de forme originelle connue (coillithes, fossiles) voient leur forme modifiée et montrent ainsi une déformation interne des couches.

A l'échelle microscopique, on observe, de même, que les fabriques sédimentaires originelles (minéraux à configuration planaire parallèles à la stratification : argiles, micas) sont transformées en fabriques tectoniques planaires ou linéaires.

Ces dispositions ordonnées dues aux contraintes tectoniques sont appelées schistosité et linéation.

LES CONDITIONS DE LA DEFORMATION.

Chaque fois que nous essayons de connaître l'origine de la déformation nous commençons par étudier les facteurs qui ont produit ces phénomènes. Parmi les facteurs qui agissent avec des intensités variables et sous les formes différentes, nous citerons* :

La température.

Elle peut être mesurée en laboratoire par l'étude des inclusions fluides contenues dans les minéraux syntectoniques, par l'analyse des isotopes de l'oxygène ou par la connaissance des paragenèses des minéraux de métamorphisme. Ces méthodes permettent de préciser l'histoire thermique d'une région où s'est produite une déformation.

* La bibliographie spécialisée relative aux méthodes d'analyse et de mesure de ces différents facteurs est présentée en annexe.

La pression.

Elle joue un rôle très important qui peut également être précisé par des études de laboratoire (méthode expérimentale), en distinguant la pression de confinement, les pressions différentielles et la pression de fluide (mesurable sur le terrain). Du point de vue tectonique, l'état de contrainte ("stress") est la résultante de ces pressions et d'une force créant la déformation ; cette force verticale ou horizontale peut être due à l'action de la pesanteur, des réajustements isostatiques ou de mouvements de plaques lithosphériques.

Les directions et l'intensité des contraintes actuelles peuvent être calculées par des méthodes géodésiques et expérimentales ; par ailleurs, la direction et le type de contrainte, mais non l'intensité, peuvent être définis à partir de l'étude des mécanismes aux foyers des tremblements de terre.

Les directions et le sens des paléocontraintes peuvent être approximativement reconstituées à partir de l'analyse de la déformation finie.

Le temps.

La mesure du temps et de l'intensité de la déformation nous donne une idée approximative de la vitesse des transformations tectoniques : dans la nature, ces vitesses de transformation sont très variables, comprises entre 10^{-20} /sec et 10^{-12} /sec. (taux de déformation/unité de temps). En général, la vitesse de déformation naturelle calculée à l'échelle régionale est de 10^{-13} /sec. à 10^{-15} /sec.

Propriétés rhéologiques des roches soumises à la déformation.

(Dureté, viscosité, perméabilité, densité, texture, composition...).

Pour des facteurs constants (pression, température, temps) les roches soumises à une contrainte donnée ont des réactions différentes qui sont fonction de leurs propriétés rhéologiques ; par exemple, dans un conglomérat avec une matrice homogène, les galets formés de plusieurs types différents de roches sont déformés à des degrés différents.

LES TRANSFORMATIONS TECTONIQUES.

La transformation tectonique d'un corps conduit à différentes modifications géométriques et physico-chimiques qui peuvent être de trois types :

- 1) translation du corps, 2) rotation, 3) déformation.

Dans la nature, ce dernier type de transformation (déformation sensu stricto) peut être déterminé avec précision par la mesure directe des objets ou

éléments de forme originale connue, inclus dans les roches déformées appelés marqueurs tectoniques. A grande échelle, les transformations telles que le raccourcissement des chaînes de montagne, les mouvements verticaux et l'expansion des fonds océaniques peuvent être appréciés par différentes méthodes : les paléo-translations ou rotations des grandes masses lithosphériques (plaques) sont définies par le calcul des pôles et vitesses angulaires de rotation, dans le cadre des raisonnements cinématiques de la tectonique des plaques. C'est l'exemple également des translations actuelles définies par des mesures géodésiques. Enfin, c'est le cas de la mesure du raccourcissement dans une chaîne de montagne où l'on obtient seulement une valeur du raccourcissement fini.

Ainsi, parmi les différentes méthodes pour apprécier quantitativement les transformations tectoniques, les plus utilisées sont les expériences de mécanique des roches, les mesures géodésiques et l'analyse et la mesure de la déformation finie et infinitésimale.

Quand on étudie une chaîne de montagne, l'ensemble de ces méthodes tend à reconstituer l'état originel à travers l'histoire de la déformation, l'histoire thermique, l'histoire sédimentaire et paléogéographique, la paléogéographie, la paléocinématique, c'est-à-dire que ces méthodes permettent de préciser l'évolution des conditions physico-chimiques au cours des transformations tectoniques.

L'étude que nous présentons porte seulement sur un de ces aspects : la quantification de la déformation finie dans une partie de la chaîne subalpine des Alpes françaises. Cette quantification a été faite, dans le cadre de l'histoire géologique de la région, à partir de l'analyse des marqueurs tectoniques (Ammonites et Belemnites déformées, filons et cristallisations syncinématiques en zones abritées), et ceci à différentes échelles d'observation :

- observations au microscope électronique à balayage (Scanning) et au microscope optique,
- mesures du taux de déformation finie sur les objets d'échelle centimétrique à décimétrique,
- relations entre le taux de déformation et les structures de taille hectométrique à kilométrique : les plis.

La comparaison entre cette déformation naturelle et les modèles de la déformation progressive (aplatissement - cisaillement) obtenus par simulation mathématique nous permet de prendre conscience de la complexité de l'histoire de cette déformation naturelle.

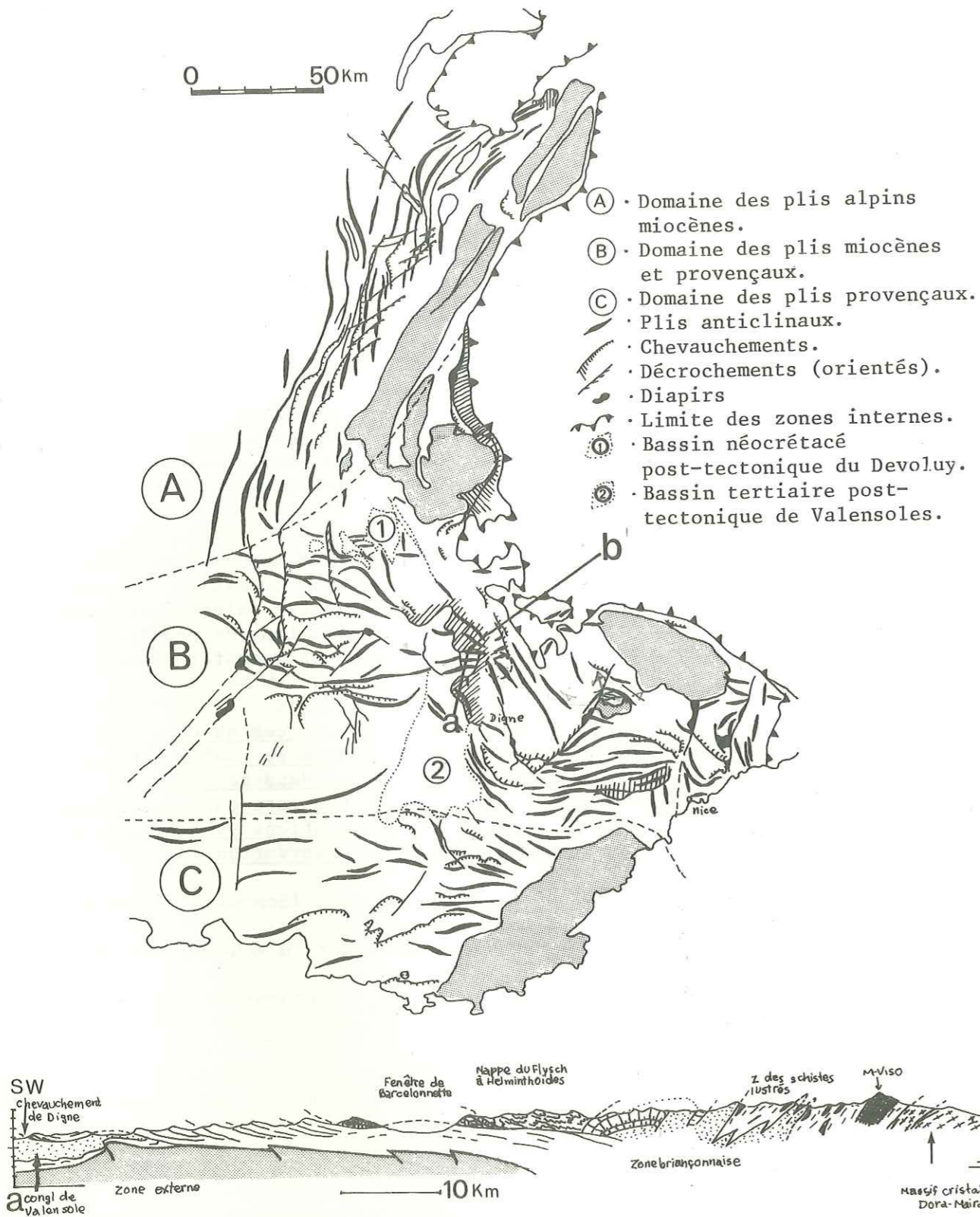


Fig. 1 - Schéma structural de la zone externe des Alpes françaises (J. DEBELMAS 1974).

I. - INTRODUCTION

A. - CADRE STRUCTURAL (fig. 1)

La chaîne subalpine de Haute-Provence correspond à une partie de la zone externe des Alpes françaises où sont classiquement distinguées trois unités (J. Debelmas, 1974) :

- Les massifs cristallins externes,
- la zone ultra-dauphinoise,
- les chaînes subalpines.

Les chaînes subalpines s'étendent depuis la Méditerranée jusqu'à la Savoie, se raccordent au Jura et forment un ensemble structural caractéristique des Alpes occidentales.

Au point de vue géographique et géologique, on peut distinguer la chaîne subalpine du Nord où la structure tectonique consiste en une série de plis parallèles, légèrement obliques à l'allongement des Massifs cristallins externes et déversés vers le Nord-Ouest ; ces plis sont le résultat de la phase tectonique fini et post-miocène.

La chaîne subalpine du Sud présente une structure tectonique beaucoup plus complexe : deux systèmes de plissements d'âge différent se superposent, l'un d'âge crétacé supérieur à éocène, de direction voisine d'Est-Ouest et le second d'âge mio-pliocène de direction presque Nord-Sud.

Au Sud de la Durance, on peut distinguer un faisceau de plis plus ou moins continus, les arcs de Digne, Castellane, Fayance et Nice qui correspondent à la chaîne subalpine de Haute-Provence (voir figure n°1).

B. - SITUATION GEOGRAPHIQUE

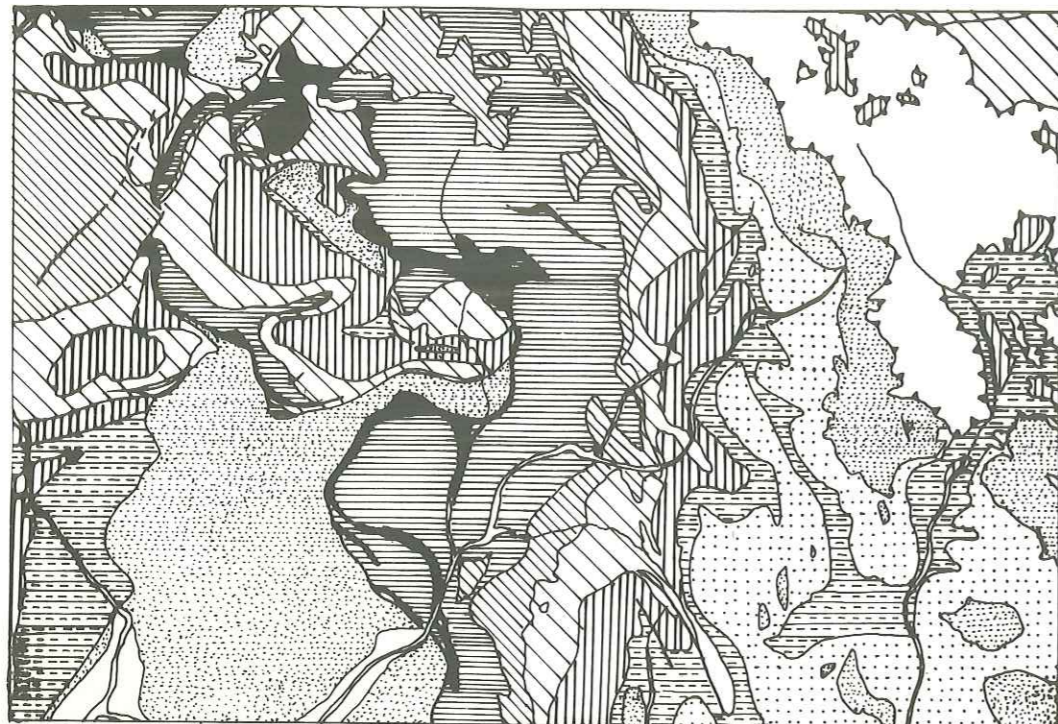
La région étudiée, située dans le département des Alpes de Haute-Provence dans une zone d'altitude modérée entre 700 et 2 300 mètres, présentent une surface de 200 kilomètres carrés dont 40 furent l'objet d'une étude structurale détaillée.

Le réseau hydrographique est formé par la rivière la Bléone et ses principaux affluents : l'Arigeole, la Bes et la Galabre.

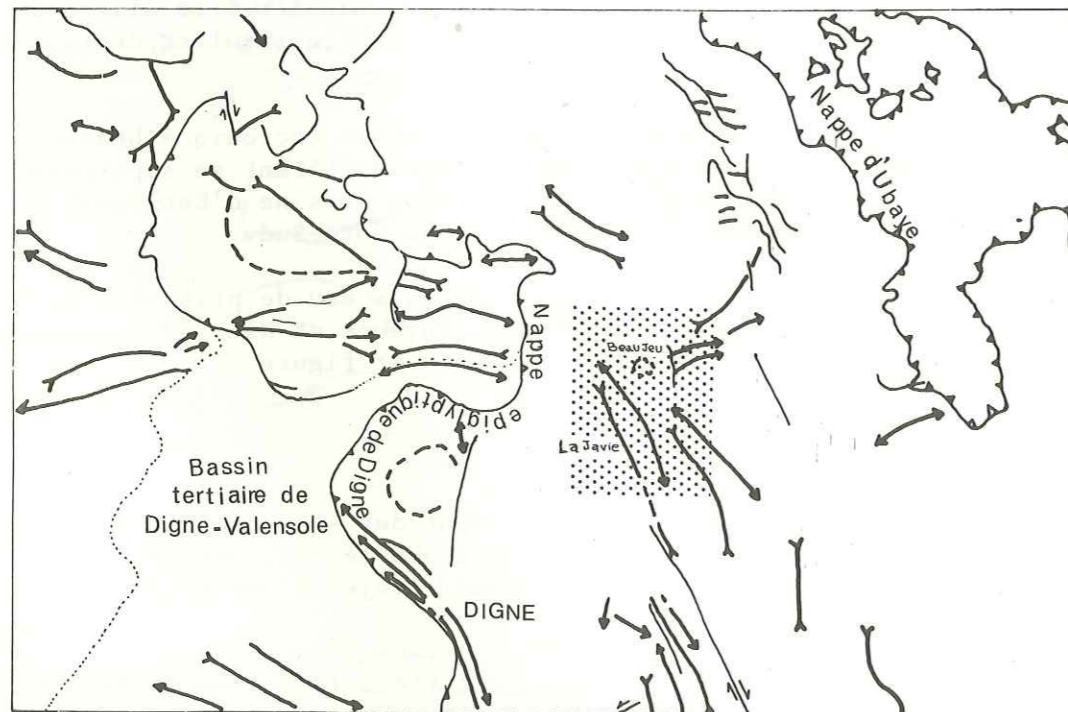
Les villages les plus importants, situés à 20 kilomètres au N.E. de Digne, sont la Javie, Beaujeu et St Pierre de Beaujeu. On y accède par la route nationale n° 100 qui joint Digne à Seyne.

Avant de décrire la zone étudiée en détail, il est nécessaire de la replacer dans un contexte plus général, celui de la Carte géologique de Digne au 1/80 000*

* 1e édition E. Haug, W. Kilian, L. Bertrand, Ph. Züädler, D. Martin, 1893.
2e édition Y. Gubler, J. Goguel et A.F. de Lapparent, 1943.



(a)



(b)

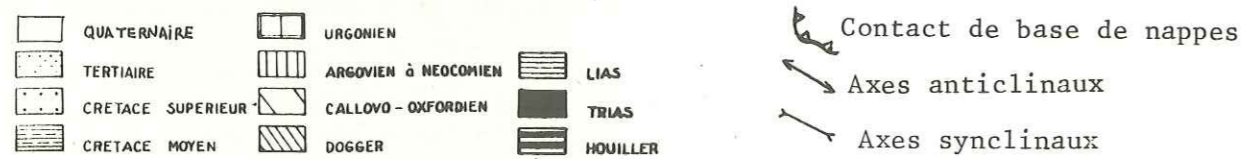


Fig. 2 - a) Carte géologique simplifiée de la région de Digne.
 b) Schéma structural montrant la localisation de la zone étudiée (pointillés) La Javie-Beaujeu.

C. - PRINCIPAUX TRAITs STRUCTURAUX. (figure 2)

La région de Digne située entre le front occidental de la nappe d'Ubaye à l'Est et la nappe épiglyptique de Digne à l'Ouest a été particulièrement étudiée par E. Haug (1891) qui en avait dès cette époque défini les principales caractéristiques stratigraphiques et structurales.

La plus grande partie de la feuille de Digne est occupée par les chaînes subalpines méridionales, et par l'extrémité Nord du Bassin tertiaire de Digne-Valensole. Au Nord-Est, reposant sur ces chaînes subalpines, se trouvent les Nappes de l'Ubaye qui appartiennent à la zone interne des Alpes.

Dans la région de Digne la chaîne subalpine méridionale présente les traits essentiels suivants :

- le substratum hercynien, représenté par des grès du Houiller, affleure dans un seul endroit (entre Barles et Verdaches) et sur une surface très réduite,
- La couverture discordante est formée de plus de 5 000 mètres de roches mésozoïques, et composées de calcaires, schistes et marnes ainsi que de molasses tertiaires,
- deux phases orogéniques principales superposées ont produit dans la couverture des plis qui se coupent presque orthogonalement. On peut y observer les schémas d'interférence caractéristiques de ces superpositions,
- on passe du S.O. vers le N.E., d'une zone sans schistosité à une région affectée de schistosité ; le front de schistosité passe approximativement au N.E. de Digne,
- la variation du taux de déformation peut être analysée à partir des études de fossiles déformés (Ammonites et Bélemnites),
- l'accroissement du nombre des filons coïncide avec les zones où la déformation devient plus intense, vers le Nord-Est,
- il existe une variation dans le métamorphisme de bas degré : plus à l'Est, l'épizone remplace l'anchizone (M. Abbas, 1974),
- Dans la zone étudiée, la température et la pression liées à la dernière phase tectonique pourraient être comparables à celles mesurées dans le dôme de Rémolon (situé 50 km plus au Nord), à partir des inclusions fluides : 300° à 350°C et 2 à 2,5 kilobars (J.P. Gratier et al., 1973).
- La nappe épiglyptique de Digne-Barles, de 50 kilomètres de long, aurait une flèche de 20 kilomètres et se serait mise en place à la fin du Pliocène (P. Gigot et al. 1974).
- Une activité tectonique récente est prouvée par le plissement de la surface de contact de cette nappe pliocène. L'activité sismique se concentre au voisinage des accidents à rejeu post-miocène ou post-pliocène. On peut en déduire une orientation N.S à NNE-SSO de la contrainte principale majeure σ_1 pendant le Paléogène (H. Philip et al., 1976).

II. - SERIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET COMPORTEMENT DES MATERIAUX .(Tableau n°1)

Ayant uniquement réalisé l'étude structurale détaillée de la série mésozoïque, nous ne décrirons pas le substratum hercynien ni les niveaux de décollement du Trias. Nous insisterons par contre sur la description lithostratigraphique et le comportement mécanique des terrains jurassiques et crétacés.

Nous ferons enfin une brève description de la série tertiaire en analysant plus spécialement les arguments de datation des différentes phases tectoniques.

A. - LE JURASSIQUE.

Sur les niveaux évaporitiques du Trias (Keuper), se suit en continuité stratigraphique le Jurassique formé par une succession monotone de calcaires et de marnes atteignant 2 000 mètres d'épaisseur. Au niveau de la Javie, on observe dans cette série un changement latéral de faciès ; au Sud le faciès provençal composé de calcaires et de dolomies est dominant tandis que vers le Nord, le faciès dauphinois apparaît plus marneux, moins fossilifère et beaucoup plus épais.

1.- Le Jurassique inférieur.

Nous avons adopté la division classique du Lias en deux ensembles faite dans cette région par E. Haug (1891) en Lias calcaire et Lias schisteux.

Le Lias calcaire correspond au Lias inférieur et à la partie inférieure du Lias moyen (Rhétien, Hettangien, Sinnémurien).

Il est formé par une masse puissante de 500 à 600 mètres de calcaires noirs bien stratifiés qui change rapidement d'épaisseur de la région de Beaujeu au Nord, à celle de Digne au Sud (100 mètres).

Ce niveau a un rôle orographique important car il forme le noyau de l'anticlinal de Beaujeu, du Dôme de Saint Pierre et la crête de Blayeul.

Les fossiles les plus souvent rencontrés sont des Belemnites. Les Ammonites (Arietites) sont de grosse taille mais assez rares.

Dans ce Lias calcaire, une schistosité de fracture est facilement observable, par exemple dans l'anticlinal de Beaujeu et dans le Dôme de Saint Pierre.

Il faut également noter une quantité importante de fentes en échelon, de stries de glissement banc sur banc et de failles d'échelle métrique.

SERIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA REGION DE
DIGNE-LA JAVIE - TABLEAU I.

TEMPS GEOLOGIQUE M.A.	AGE	FORMATION	EPAISSEUR	LITHOLOGIE	FOSSILES
		éboulis quaternaires		dépôts du bassin résiduel	macrofossiles
	PLIOCENE	conglomérats de valensole	2 000	poudingues-brèches	
7		Molasse jaune	?		
	burdigalien-ne tortonienne	Molasse marine	1000-2000	grès de couleur gris-verdâtre marnes calcaires conglomérat à galets siliceux	macrofossiles microfossiles (foraminifères)
22.9	MIOCENE				
		Molasse rouge	100-200	argiles rouges-lie-de-vin-marnes jaunes bancs calcaires conglomérat de base	macrofossiles
38	OLIGOCENE				
		grès d'Anot	300-400	grès siliceux à ciment calcaire rose-brunâtre	
	EOCENE	calcaires nummulithiques	20-70	calcaires nummulithiques gris, à nummulithes-grès noirs micassés	macrofossiles-nummulithes
55	PALEOCENE				
65		supérieur	200-500	calcaires et marnes	macrofossiles
	CRETACE				
140		inférieur	700-1000	calcaires marneux-grès glauconieux	Ammonites
		barre tithonique	100-200	calcaires gris clairs	Ammonites
		supérieur	"Terres Noires"	+ 1000 marnes noires	Ammonites
	JURASSIQUE				
		moyen	"Bajocien-Bathonien"	+ 100 alternance de calcaires marneux et marnes	Ammonites Belemnites Posidonomyes
		inférieur	"Lias schisteux"	600-800 schistes noirs argilo-calcaires calcaires noirs	Ammonites Belemnites Ammonites
195		supérieur	"Lias calcaire"	500-600	
			?	argiles rouges ou vertes avec gypse et bancs de dolomies	
	TRIAS	muschelkalk	60	calcaires gris et noirs	
		inférieur	75	grès-quartzites roses et blancs	
230 280					
	CARBONIFERE (Stéphanien)	Grès houillers	?	grès micassés Schistes argileux contenant des lits d'antracite	Flore empreintes végétales

Le Lias schisteux correspond à la partie moyenne et supérieure du Lias moyen et au Lias supérieur (Domérien, Toarcien et Aalénien).

Le Lias schisteux forme une bande continue de schistes noirs argilo-calcaires de largeur variable qui traverse la feuille de Digne du Nord au Sud. Il présente à mi-hauteur, un niveau caractéristique de calcaire gréseux rougeâtres (Domérien supérieur) séparant deux niveaux marneux.

Son épaisseur atteint quelques dizaines de mètres à Digne, elle passe à environ 600 à 800 mètres à Beaujeu.

Les fossiles correspondant à la zone de *Amaltheus margaritatus* décrite par E. Haug, sont peu ou pas déformés à Digne mais le deviennent vers le Nord-Est à partir de Draix.

La schistosité varie d'une schistosité de fracture peu marquée près de Draix à une schistosité de flux aux alentours de La Javie.

Le Lias schisteux est un matériel qui, à cause de sa composition argileuse très fine a réagi, pendant les contraintes, en se déformant de façon plastique.

2.- Le Jurassique moyen (Bajocien, Bathonien).

Le cours de l'Arigeol coupe entre Beaujeu et La Javie un synclinal à coeur de Bathonien compris entre deux bandes de Bajocien.

Le Jurassique moyen se présente sous forme d'une alternance de calcaires marneux et marnes. L'épaisseur est supérieure à une centaine de mètres.

Les fossiles abondants à Digne, deviennent plus rares et en général mal conservés à La Javie. Il s'agit principalement d'Ammonites, Belemnites et de Posydomies, les autres fossiles sont rares. Les Ammonites dans les bancs calcaires ont la même composition que leur matrice tandis que dans les marnes, elles sont généralement pyriteuses.

Une schistosité pénétrative apparaît dans les bancs marneux. La réfraction de la schistosité est très fréquente, étant donnée l'alternance de bancs de compétence différente.

Le Jurassique moyen dans son comportement mécanique est comparable au Lias schisteux.

3. Le Jurassique supérieur. (Callovien, Oxfordien, Kimmeridgien, Portlandien)

- Les Terres Noires Callovo-Oxfordiennes :

Le Bathonien supérieur est recouvert par une masse de "Terres noires"

uniforme et puissante de plus de 1 000 mètres, composé de marnes friables d'un noir tirant sur le brun, parfois accompagnées de bancs calcaires de faible épaisseur.

L'anticlinal de Blégiers fait apparaître dans son coeur " les Terres Noires" entre deux barres de calcaire jurassique supérieur. De même, 5 kilomètres à l'Est de St Pierre de Beaujeu, la structure polyphasée de Baus, coupée par le cours de la Galèbre montre en son centre les marnes callovo-oxfordiennes (pl. 33). Les fossiles y sont très rares, la plupart des Ammonites étant conservées dans les nodules calcaires.

On peut fréquemment observer une schistosité de flux et une schistosité de strain-slip superposées. Etant donné leurs propriétés et leur continuité, les Terres Noires constituent un niveau repère utilisé par divers auteurs pour des études sur la cristallinité de l'illite dans le Dôme de Remollon (G. Dunoyer de Segonzac et al., 1966 - Ph. Artru et al. 1969 - A.W.B. Siddans à paraître).

- La Barre Tithonique (Kimmeridgien, Portlandien).

Elle est formée de roches calcaires de couleur claire, à grain fin et à cassure conchoïdale. Le Tithonique joue un rôle morphologique important et constitue les arêtes saillantes :

- à l'Est de La Javie, l'anticlinal de Blégiers, la structure complexe de Baus et le Rocher Troué étudié par J.M. Debats et al. 1972.
- à l'Ouest, les anticlinaux d'axe E-O de Pérouré et de Barles recoupés perpendiculairement par la vallée de la Bes.

Son épaisseur varie de 100 à 200 mètres.

Les fossiles y sont généralement abondants, représentés essentiellement par des Ammonites, peu ou pas déformées.

La réponse de ces matériaux aux contraintes, pendant le plissement, s'est faite surtout de façon cassante : glissements banc sur banc, failles, joints, fentes en échelons et diaclases.

Cette Barre Tithonique est un marqueur particulièrement intéressant à cause de sa résistance et de sa faible épaisseur, les failles, les décrochements et les chevauchements s'y expriment de façon plus évidente que dans le reste de la série lithostratigraphique.

C'est également le niveau qui montre le plus clairement les structures dues aux superpositions de phases.

B. - LE CRETACE.

L'ensemble du Crétacé atteint une épaisseur d'environ 1 200 mètres ; il est essentiellement formé par une alternance de marnes et de marno-calcaires. Nous décrirons de façon brève le Crétacé en distinguant deux domaines :

- la partie orientale de la feuille de Digne où une série continue du Crétacé inférieur et supérieur affleure sur une grande surface.

- La partie occidentale où le Crétacé inférieur forme des lambeaux épars et le Crétacé supérieur un affleurement de taille réduite.

1.- Le Crétacé inférieur (Néocomien, Barrémien, Aptien et Albien)

Dans la partie orientale de la feuille de Digne, le Crétacé inférieur forme une bande continue de direction N-S. Ce Crétacé inférieur présente une grande uniformité lithologique et les mêmes associations faunistiques. Le passage des marnes du Néocomien-Aptien aux calcaires marneux du Cénomaniens se fait progressivement.

Dans la partie occidentale de la feuille de Digne, le Crétacé inférieur forme des affleurements discontinus de marnes et de calcaires compacts, comparables aux faciès du domaine oriental.

2.- Le Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien, Sénonien)

Les caractéristiques du Crétacé supérieur peuvent être ainsi résumées :

- Grande monotonie lithologique avec alternance de calcaires et marnes;
- Pauvreté en restes organiques;
- Passage d'un étage à l'autre de façon graduelle.

Le Crétacé supérieur est composé de calcaires marneux alternant avec des marnes gris-verdâtres. L'épaisseur de la série calcaire peut atteindre 200 à 500 mètres.

Dans la partie orientale de la feuille de Digne, la bande néocomienne-aptienne décrite plus haut, est bordée à l'Est par une bande de Crétacé supérieur. Les principaux reliefs (Cheval Blanc, Montagne du Carton) sont formés par des masses de calcaire blanc sénonien, Turonien.

Dans la partie occidentale, le Crétacé supérieur est représenté uniquement par un lambeau de très faible étendue situé à l'Est de Thoard, coïncé entre deux contacts tectoniques.

C. - LE TERTIAIRE.

De même que pour le Crétacé, on distingue nettement pour la série tertiaire de la carte de Digne, un domaine oriental d'un domaine occidental :

- Le domaine oriental : où la nappe du Flysch à Helminthoides repose souvent sur l'épaisse série éocène des Grès d'Anot et les calcaires nummulitiques. Cette série tertiaire présente les caractéristiques suivantes :

Les calcaires nummulitiques sont constitués à la base par des calcaires de couleur grise à Nummulites, recouverts par des grès noirs micassés contenant des traces de charbon, puis des bancs de grès gris-verdâtres à gros grains.

L'épaisseur de ces calcaires et grès varie entre 20 et 70 mètres. La discordance du Nummulitique sur le Crétacé est connue plus au Sud, dans l'arc de Castellane et correspond à la première phase orogénique alpine (Phase I).

Les bancs de calcaire nummulitique sont affectés par une schistosité de flux ; parfois, les Nummulites sont recoupées par des plans de dissolution.

Les grès d'Anot, épais de 300 à 400 mètres, sont siliceux à ciment calcaire et de couleur rose brunâtre.

- Le domaine occidental : se caractérise par une série tertiaire plus diversifiée et essentiellement d'âge post-éocène.

Elle débute par la Molasse rouge (Oligocène-Aquitaniens) qui repose en discordance indifféremment sur les couches les plus diverses depuis les Terres noires du Kimméridgien-Oxfordien jusqu'au Néocomien-Aptien.

Cette série commence par un conglomérat de base à très gros éléments, mal arrondis. Au-dessus viennent des argiles lie-de-vin et des marnes jaunes alternant avec des bancs de calcaires et des grès verdâtres.

La molasse rouge est affectée par une phase de distension intra-oligocène qui s'exprime par des failles normales observables dans la région de Esclan-gon (Communication orale de F. Arthaud et M. Seguret). Du point de vue de la déformation, cette molasse montre une schistosité de fracture de plan axial.

Pour certains auteurs, cette schistosité est née dans des sédiments non encore totalement indurés (P. Gigot, C. Grandjacquet et D. Haccard, 1974). Les plis de direction N 140° ainsi que la schistosité pourraient dater de l'Aquitaniens supérieur. A partir du Burdigalien jusqu'au Pliocène se sont déposés plus de 3 000 mètres de sédiments sous une faible profondeur d'eau (Beaudouin et al. 1970) ; cette série comprend la molasse marine et les conglomérats de Valensole.

La molasse marine, burdigalienne-tortonienne, épaisse de 1 000 à 2 000 mètres repose au moins localement en discordance sur la molasse rouge aquitaniens. Notons que des discordances internes à la molasse marine ainsi qu'une discordance angulaire entre la molasse marine et la molasse jaune ont été observées dans la région d'Esclan-gon (P. Gigot et al., 1974). Cette molasse marine débute par un conglomérat à galets siliceux et à patine verte. Puis viennent au dessus, des grès de couleur gris-verdâtre et des marnes calcaires non stratifiées.

Le bassin mio-pliocène de Digne-Valensole, de forme sub-rectangulaire, se présente suivant un plan incliné vers le Nord et peut atteindre une profondeur de 3 000 mètres à la transversale de Thoard. Il est limité à l'Ouest par une flexure brutale le long de la vallée de la Durance, entre Volonne et Monosque.

Dans ce bassin, les conglomérats de Valensole, d'âge miocène terminal à pliocène de 2 000 mètres d'épaisseur, présentent à la marge nord du bassin deux types de faciès (poudingues et brèches).

Dans les poudingues, à proximité du contact de la nappe épiglyptique de Digne, on observe des galets impressionnés, résultant de la dissolution par pression, ainsi que des galets affectés par des cisaillements. Ce matériel est déformé par des plis E-O, couchés vers le Sud et accompagnés localement de schistosité (synclinal du Vélodrome).

III. - BREVE REVUE DU DEVELOPPEMENT OROGENIQUE DE LA CHAINE SUBALPINE.

Chronologie régionale et corrélation des phases tectoniques, dans la région de Digne - Tableau n° II.

Nous ne décrivons pas l'histoire pré-orogénique alpine, c'est-à-dire le cycle hercynien, étant donné le manque d'information dans cette région des Alpes.

Après l'érosion du Permien et le dépôt des évaporites du Trias, un régime de subsidence s'installe au début du Jurassique ; il se manifeste par plus de 3 000 mètres de sédiments franchement marins appartenant au Jurassique, au Crétacé et à une partie du Tertiaire (première moitié de l'Oligocène).

A partir de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitaniens, le régime de sédimentation présente un changement radical, marqué par des dépôts de type essentiellement continental (Molasses rouges) ou de type épicontinental (Molasse marine du Burdigalien-Tortonien).

Dans le bassin résiduel, la sédimentation se poursuit par le dépôt de la Molasse jaune et des conglomérats mio-pliocènes de Valensole, surmontés par les dépôts alluviaux du Quaternaire.

A. - PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DE LA PREMIERE PHASE OROGENIQUE ALPINE.

PHASE I.

Dans la chaîne subalpine (région du Dévoluy), au Nord de la région étudiée, se produit une première phase de plissement, synchrone du régime de subsidence et des dépôts du Crétacé ; cette phase, connue localement, est appelée phase antésénonienne. Elle se manifeste par endroits par des émergences et des érosions et correspond à la discordance angulaire du Crétacé supérieur sur le Jurassique supérieur.

Par contre, dans la région étudiée, la première phase de plissement - (phase D) serait la phase pyrénéo-provençale d'âge éocène. Cette phase, accompagnée

TEMPS GEOLOGIQUE M.A.	AGE	PHASES (Nom)	EVENEMENTS STRUCTURAUX IMPORTANTS	STRUCTURES FORMEES
7	PLIOCENE Pontien		Mise en place de la nappe épiglyptique de Digne-Barles	Plis (conglomérat valensole) Plissement du contact de base de la nappe de Digne-Barles érosion
			Discordances internes répétées (discordance progressive)	Plis Schistosité "strain slip" S ₂ ¹ Plis synsédimentaires E-W déversés au S. émersion surrection
22.9	MIOCENE Aquitaniens supérieur	PHASE ALPINE Principale PHASE II	Mise en place de la nappe de l'Ubaye (Flysch helminthoïdes)	Plis de direction NO-SE déversés au SW schistosité S ₂ 140-60NE
			Discordance angulaire de la molasse rouge sur l'Aptien-Kinmeridgien	Déformation interne (Fossiles-filons-Pressure-shadows) Métamorphisme (anchizone)
38	OLIGOCENE Bartoniens		Phase de distension anté-oligocène	Tectonique cassante Failles normales émersion
		EOCENE	Phase de compression Pyrénéo-Provençale anté-nummulitique Post-crétacé supérieur PHASE I	Plis de direction ENE-OSO 070 E-W déversés au N émersion érosion
55	PALEOCENE			
65	supérieur Sénonien			
140	inférieur supérieur JURASSIQUE		Phase de compression Anté-Sénonienne	(Discordance angulaire Crétacé supérieur/Jurassique supérieur) Plis émersion érosion

d'émersion et d'érosion, correspond à la discordance post-Crétacé supérieur et ante-Nummulitique, décrite dans l'arc de Castellane, au Sud de Digne.

Cette phase se caractérise par des plis généralement de direction ENE-OSO (N 70°) mais parfois Est-Ouest, déversés au Nord ; ces plis sont surtout développés à l'Ouest de la nappe épiglyptique de Digne (plis de Pérouré et de Barles), et ne présentent pas, dans la région, de schistosité liée à cette phase.

La déformation ante-Oligocène, connue depuis E. Haug (1891) et J. Goguel (1939) se résume donc par des plis transverses aux directions générales de la chaîne subalpine du Sud.

Différents auteurs, M. Lemoine (1972) en particulier, admettent d'une façon explicite ou implicite, que la phase ante-senonienne à un continuum tectonique qui aurait pu durer près de 30 millions d'années.

Entre cette première phase de plissement et la phase majeure du plissement alpin se produit, pendant l'Oligocène inférieur, une phase de distension. Elle est observable dans la région d'Esclangon, où les plis éocènes sont affectés par des failles normales et l'ensemble de ces structures est recouvert en discordance par la molasse rouge.

B. - PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DE LA PHASE MAJEURE DU PLISSEMENT ALPIN

PHASE II.

Cette phase, dans la région de Digne, correspond à la phase la plus importante, qui a produit les plis NO-SE ainsi que la schistosité que nous appelons S2, de direction générale N 140° et plongeant en moyenne de 60° vers le Nord-Est. Il s'y manifeste également un métamorphisme de faible degré (anchizone).

L'âge de cette phase était classiquement admis comme Aquitanien supérieur (J. Goguel, 1943) mais les travaux récents de P. Gigot, Cl. Grandjacquet et D. Haccard (1974) ont prouvé dans la région de la vallée de la Bes, que le plissement était en réalité, synchrone de la sédimentation et s'était produit pendant 20 millions d'années (du Burdigalien au Pliocène).

Comme pour la phase Crétacé-Eocène, on peut parler d'un continuum tectonique qui se traduit sur le plan sédimentaire par une série de discordances internes répétées ; ce phénomène correspond à ce qui est appelé ailleurs une discordance progressive.

Les plis sont généralement déversés vers le Sud-Ouest et présenteraient une schistosité de plan acial ou en éventails : exemple des plis de Blégiers et de Beaujeu.

Là où les plis de phase I se sont développés, la phase II est moins évidente et vice versa.

Il existe cependant quelques régions privilégiées, où l'on peut voir des plis de phase I repris par la phase II ; par exemple, le Dôme de Saint Pierre, les plis complexes de Baus, la structure polyphasée du Rocher Troué. Ces plis ont été la plupart du temps resserrés, rompus ou tordus par cette phase II, formant ainsi des structures d'interférence complexes.

Du point de vue régional, on peut tracer la limite du front de schistosité S2 qui correspond approximativement à une ligne passant par Digne et Gap. A l'Est de cette ligne, on passe d'une schistosité de fracture à une schistosité de flux. Cette schistosité est synchrone de la déformation interne traduite par l'aplatissement des plis et par la déformation des différents marqueurs (Ammonites déformées, Belemnites tronçonnées, filons plissés et boudinés...).

En plus de cette schistosité S2, on doit noter l'existence, dans certaines zones, d'une schistosité de strain-slip ou de crénelation que nous appellerons S2', elle recoupe la précédente bien qu'appartenant à la même évolution structurale. Pour certains auteurs, cette schistosité appartiendrait à un épisode nettement distinct appelé "Deuxième grande période du plissement alpin" d'âge Pontien à Quaternaire (Debelmas, 1974).

A propos du métamorphisme, des études récentes ont montré, à partir de coupes réalisées dans le Rhétien, la différence de cristallinité de l'illite entre la partie charriée de la nappe de Digne (basé de l'anchizone et sommet de l'épizone) et la partie chevauchée (limite entre diagénèse et anchizone), travaux de Dunoyer de Segonzac, M. Abbas, (1976). L'âge de cet événement thermique est antérieur à la mise en place de la nappe de l'Ubaye, le métamorphisme et l'apparition de la schistosité pendant le Miocène.

La nappe épiglyptique de Digne-Valensole peut avoir une amplitude de 20 kilomètres ; elle s'est mise en place sur une surface d'érosion pliocène. C'est un très bel exemple de la mise en place d'un important volume de matériel par translation et rotation qui n'est pas accompagnée d'une déformation interne importante au niveau du substratum ou dans le matériel charrié. Notons cependant qu'à proximité du contact de base de la nappe les galets du conglomérat de Valensole ont été cisailés et affectés par la dissolution sous contrainte.

Dans la région de Digne, les déformations pendant la période comprise entre l'Aquitaniens supérieur et le Quaternaire se sont produites de façon progressive et continue ; ce phénomène est marqué par des discordances internes répétées, par l'apparition successive des deux schistosités S2 et S2', par la formation de plis synsédimentaires et par la mise en place tardive du chevauchement de Digne.

C. - EVOLUTION RECENTE.

Postérieurement à tous ces évènements, mais en continuité, se sont produites les déformations quaternaires :

- plissement de la surface de base du chevauchement de Digne,
- formation des plis de direction N-NO - S-SE dans le bassin de Digne Valensole.
- rejeux des accidents préexistants marqués par la tectonique actuelle et la sismicité de cette région.

Une interprétation en a été donnée par H. Philip et P. Tapponnier (1976) qui implique une contrainte principale majeure σ_1 , de direction approximativement Nord-Sud.

INTRODUCTION A L'ANALYSE DE LA DEFORMATION

Les notions théoriques de base sur la déformation homogène finie et infinitésimale sont exposées dans les ouvrages de J.G. Ramsay (ch. 3 et 4, 1967), J. Verhoogen, F. Turner et L.E. Weiss (1970, pp. 511 à 516), W.D. Means (1976) chap. 11, 20, 21 et 22), B.E. Hobbs, W.D. Means et P.F. Williams (1976, chap. I, p. 19 à 50).

Cette déformation en trois dimensions peut s'exprimer sous forme d'une matrice (B) qui s'écrit de la façon suivante :

$$B = R V D$$

- où - R est la matrice correspondant à la rotation externe ("Rigid body rotation"),
- V est la matrice représentative de la variation de volume.
 - D est la matrice de la "déformation pure" (non rotationnelle) que définit l'ellipsoïde de déformation.

En général, les matrices R et V sont difficilement déterminables pour les géologues. Seule la matrice correspondant à la déformation pure D peut être calculée, dans les cas favorables, à partir des éléments déformés. Parmi les nombreux marqueurs de la déformation décrits dans les ouvrages spécialisés, seuls deux groupes ont pu être utilisés dans la région d'étude :

- ceux dont la forme géométrique initiale est connue : spirale = Ammonites linéaire = Bélemnites.
- et les marqueurs synchronématiques : filons syntectoniques = marqueurs planaires, cristallisations synchronématiques dans les zones abritées.

Nous avons essayé de reproduire cette déformation par simulation mathématique sur ordinateur en réalisant un modèle d'écrasement et un modèle de cisaillement appliqués à la déformation progressive en deux dimensions d'une Ammonite et d'une population de Bélemnites.

Ces modèles de déformation dont les principes mathématiques sont exposés dans la thèse de A. Etchecopar (1974) ont été mis au point en collaboration avec cet auteur.

IV. - ANALYSE DE LA DEFORMATION DES AMMONITES

INTRODUCTION.

L'étude de la déformation diagénétique et tectonique des Ammonites consiste parmi de nombreux paramètres tels que l'espèce, la taille, la composition, la disposition spatiale, à définir celui qui est le plus représentatif, c'est-à-dire la forme en spirale.

En effet, les Ammonites sont une des espèces fossiles dont on peut définir avec précision la forme géométrique. Notons que d'autres espèces présentent également cette forme assimilable à une spirale ; les Nummulites, les Nautilus, les Goniatites, les Globigérines...

Nous verrons que la quantification de la déformation à partir des Ammonites déformées est donc basée essentiellement sur des méthodes analysant la spirale déformée pour reconstituer la spirale initiale.

Enfin, dans une dernière étape, des modèles de déformation progressive mis au point sur ordinateur, pourront servir d'élément de comparaison avec la déformation naturelle des Ammonites.

A. - DESCRIPTION DES AMMONITES ETUDIEES.

Espèces.

Dans une coupe Nord-Sud passant par Digne (fig. 3), nous avons analysé la déformation finie en étudiant différentes espèces d'Ammonites du Lias calcaire, du Lias schisteux et du Bajocien-Bathonien.

Parmi les Ammonites trouvées dans la région d'étude, nous pouvons citer les espèces suivantes :

	<i>Station</i>
Calliphylloceras	-
Graphoceras	Aalénien (Lias schisteux) 1
Dactyloceras	Toarcien (Lias schisteux) 4
Naunolytoceras	Bathonien 3

Taille.

Dans la région étudiée, les variations de taille (de 50 cm à 2 cm de diamètre) observées sur les différentes espèces d'Ammonites semblent ne pas avoir une influence sur la déformation. En particulier, nous avons remarqué que les Ammonites de grande taille sont toujours disposées parallèlement à la

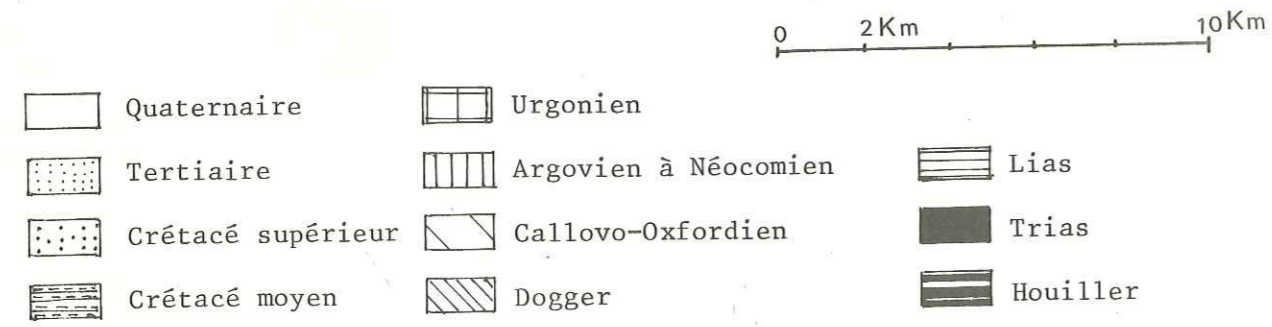
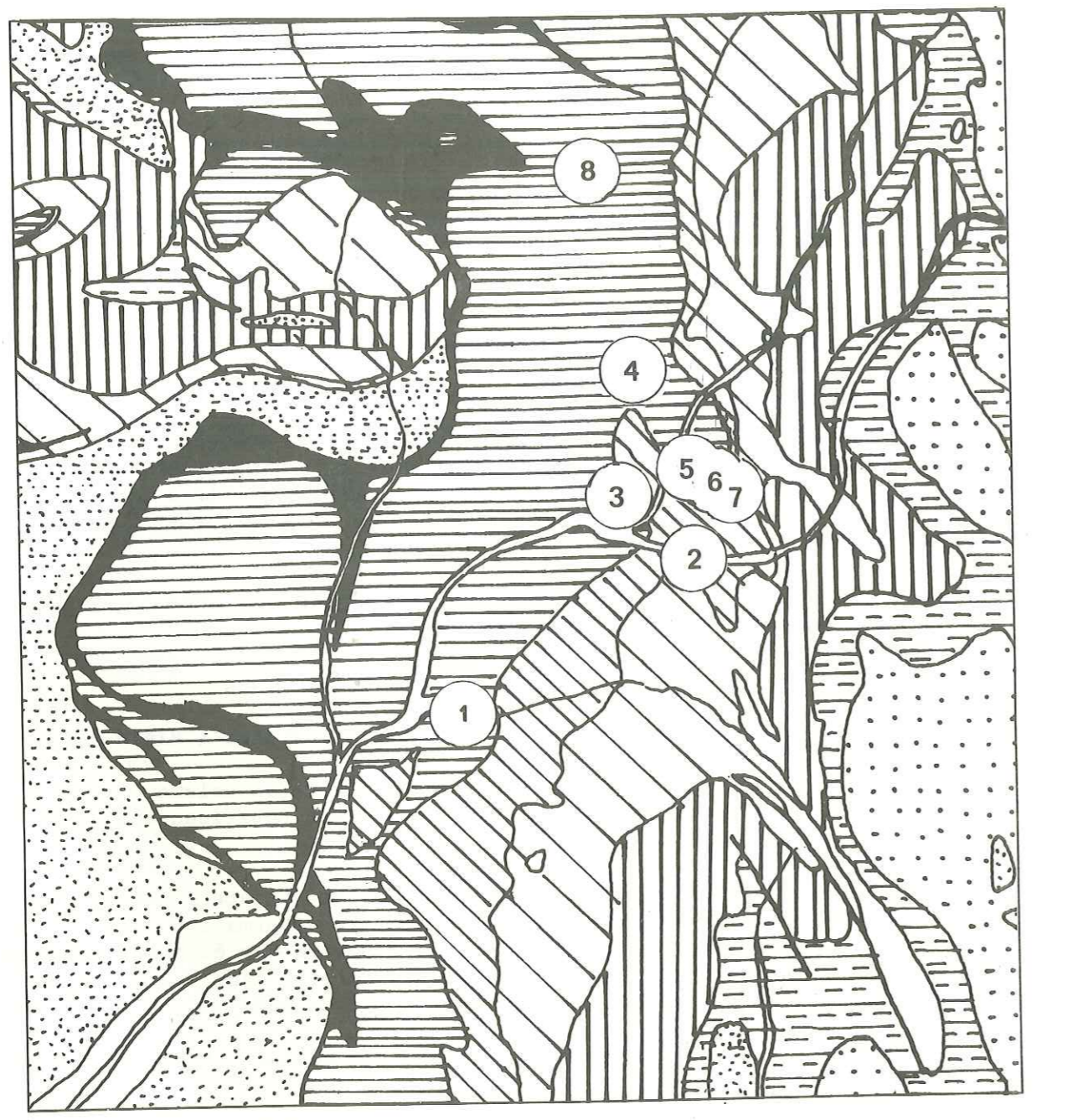


Fig. 3 - Carte de localisation des stations de mesure sur les Ammonites.

* Nous remercions J. Mattei pour ces déterminations et pour les informations qu'il nous a aimablement fournies.

à la stratification tandis que les formes de taille réduite se présentent avec des angles variables par rapport au plan de stratification.

Composition.

Les Ammonites présentent aussi des compositions diverses : Ammonites pyriteuses, Ammonites calcaires dans une matrice marneuse, Ammonites de même composition que la matrice.

Ces dernières sont les plus intéressantes pour l'analyse de la déformation car elles nous donnent des renseignements sur la façon dont l'ensemble de la roche a été déformé. On considère en effet que ces Ammonites ont été déformées de façon homogène par rapport à leur matrice et ce cas se rapproche le plus des modèles de déformation traités par ordinateur.

Ammonites de composition pyriteuse : pl. 1, photos 1, 2, 3 et 4.

Le remplacement de la matière organique par de la pyrite d'origine bactérienne s'est produit lors de la fossilisation et de la diagénèse. Ces Ammonites ont gardé leur structure intime et présentent, par exemple, des lignes de suture très nettes.

Sous l'influence des contraintes tectoniques, ces Ammonites ont changé de forme en s'allongeant parallèlement au plan de schistosité. Cet allongement se traduit par des cassures perpendiculaires à la direction d'allongement (photo 1). Dans certains cas, ces cassures se sont produites à l'emplacement des sutures. Les espaces créés lors de cette fracturation ont été remplis par de la calcite fibreuse syncinématique dont les fibres coïncident avec la direction d'extension (photo 2).

Une autre caractéristique importante des Ammonites pyriteuses, soumises à la déformation, est de se comporter comme des corps résistants, favorisant la formation de "zones abritées" (pressure-shadows) ; qui sont le siège de cristallisations secondaires de calcite fibreuse (photo 3 et 4).

Nous n'avons pas utilisé ce type d'Ammonites pour l'analyse de la déformation finie, mais signalons qu'il serait possible d'effectuer une étude de la déformation infinitésimale à partir des cristallisations secondaires, comme dans le cas des "pressure-shadows" autour des cristaux de pyrite (voir chapitre VII).

Ammonites de composition calcaire dans une matrice marneuse : pl. 2, photo 1.

Elles ne présentent pas d'indices de déformation : la schistosité de flux qui affecte la matrice, change de direction au voisinage de l'Ammonite et paraît se mouler autour de celle-ci.

Aux deux extrémités de l'Ammonite s'individualise une région abritée, de forme amygdalaire et de composition marneuse identique à la matrice.

Dans ces conditions, les Ammonites ne peuvent pas être utilisées pour mesurer la déformation.

Ammonites de même composition que la matrice pl. 2, photos 2, 3 et 4.

Dans la région, deux cas extrêmes peuvent se présenter :

- les Ammonites marneuses du Lias schisteux et des marnes du Bajocien-Bathonien,
- les Ammonites calcaires du Lias calcaire.

Nous avons essentiellement étudié les premières car elles fournissent l'exemple le plus représentatif de la déformation subie par l'ensemble de la roche.

Etant donné les caractéristiques physico-chimiques de l'Ammonite et de la matrice, c'est le domaine où l'on observe le plus clairement les effets de la déformation plastique. Nous pouvons résumer les caractéristiques de ce type de roches, par une homogénéité de composition, de forme et de taille des minéraux qui la constituent (illite, chlorite...).

La déformation est observable à toutes les échelles : une schistosité pénétrative affecte l'ensemble de la roche y compris les Ammonites.

Dans ce cas, la schistosité représente le plan d'aplatissement maximal. Deux types d'observation peuvent être réalisés : pl. 3 (photos 1 et 2)

- variation de la forme de la spirale,
- rotation et variation de la longueur des côtes.

En ce qui concerne la spirale, nous notons qu'elle devient aplatie parallèlement au plan de schistosité.

Les côtes subissent une rotation et ont tendance à se rapprocher du plan d'aplatissement. On observe également un changement de longueur des côtes : celles qui sont parallèles au plan d'aplatissement ont subi une extension et ont une longueur plus grande que la longueur initiale ; celles qui sont perpendiculaires ont été raccourcies. Le mécanisme de cette déformation progressive sera expliqué en détail dans la partie traitant de la simulation par ordinateur.

Dans le cas où les Ammonites sont de composition calcaire dans une matrice marno-calcaire, on observe une réfraction de la schistosité au passage de la matrice à l'Ammonite, à cause de sa composition carbonatée, l'Ammonite ne reflète pas le degré de déformation de l'ensemble de la roche. Elle montre seulement une déformation minimale, pl. 4 (photos 1).

Quand les Ammonites sont calcaires dans un ciment calcaire, la caractéristique essentielle du point de vue de la déformation, est la présence de surfaces de dissolution ; ces surfaces ont des formes irrégulières et apparaissent aux limites de l'Ammonite et du ciment.

La schistosité dans ce type de roche se manifeste par ces surfaces de dissolution, pl. 4 (photos 2 et 3).

Disposition spatiale, par rapport aux plans de stratification et de schistosité (So et Sx).

Un des facteurs importants dans l'analyse de la déformation finie des Ammonites est leur disposition par rapport aux plans de stratification et de schistosité.

Les mesures statistiques prouvent que les Ammonites sont disposées le plus souvent parallèlement au plan de stratification ; nous raisonnerons donc, en utilisant ce plan de référence, par rapport au plan de schistosité.

Dans la région étudiée, comme c'est le cas dans les régions de plissements superposés, la stratification se présente avec des angles variables par rapport au plan de schistosité.

Schématiquement, différentes possibilités se présentent (figure n°4) :

1) La stratification So est subparallèle à la schistosité S2. Les Ammonites sont aplaties dans le plan de schistosité ; un changement de surface des Ammonites est alors probable mais on ne peut apprécier la déformation car on ne connaît ni leur taille ni leur surface originelle (fig. N°4A).

2) La stratification So est horizontale et perpendiculaire au plan de la schistosité S2. Les Ammonites sont déformées parallèlement au plan de schistosité et leur déformation est fonction de l'orientation des axes X, Y et Z de l'ellipsoïde de déformation finie. Ce type de déformation a été observé dans de nombreuses stations de mesure (stations n°1, 2, 3 et 7) (fig. n° 4B).

3) La stratification So fait un angle variable α , inférieur à 90° avec le plan de la schistosité S2 et la linéation d'intersection est horizontale (fig. n° 4C). Les Ammonites présentent alors le même degré de déformation que dans le cas précédent mais de plus, dans certaines zones (ex. : glissement différentiel sur les flancs de l'anticlinal de Beaujeu), ces Ammonites sont affectées de plans de glissement parallèles au plan S2. (Station n° 6).

4) La stratification So fait un angle variable β , par rapport à l'horizontale et la linéation d'intersection présente un plongement variable (fig. n° 4D). C'est l'exemple typique de la superposition de deux phases tectoniques où les plis de la phase I sont recoupés par des plis synschisteux de phase II. Les Ammonites présentent alors une déformation maximale (stations 5 et 8).

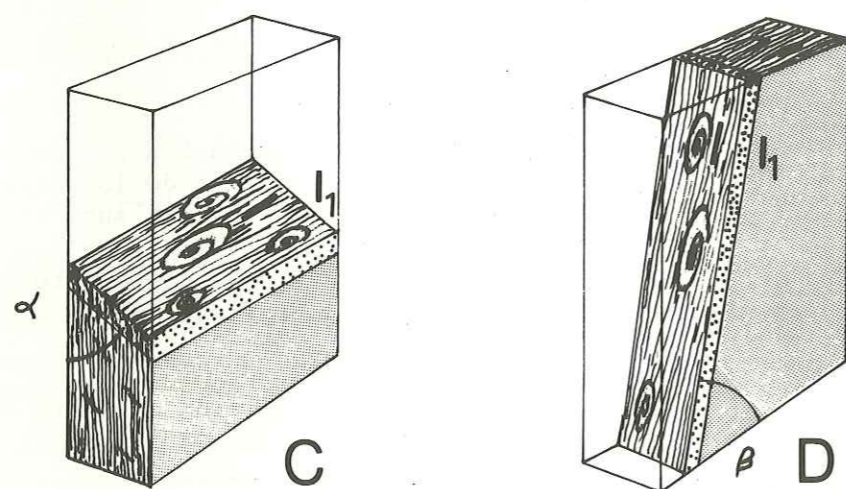
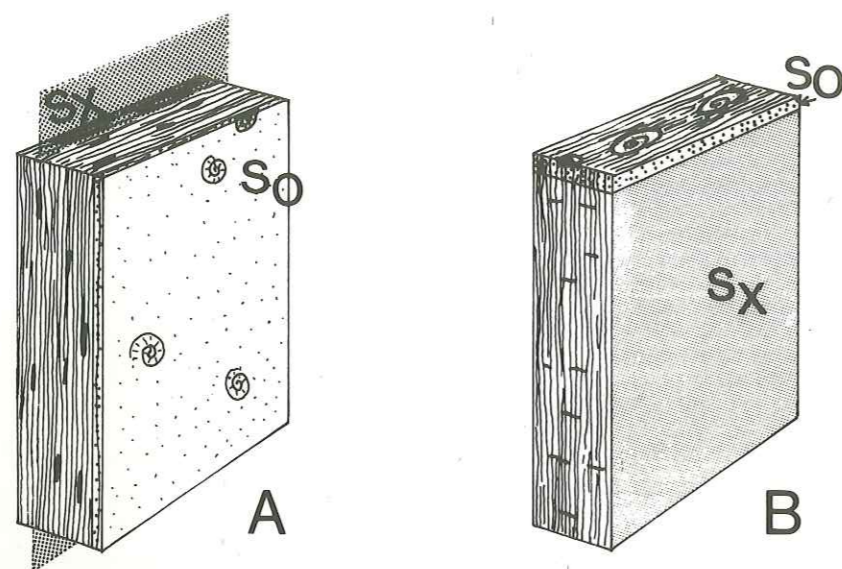
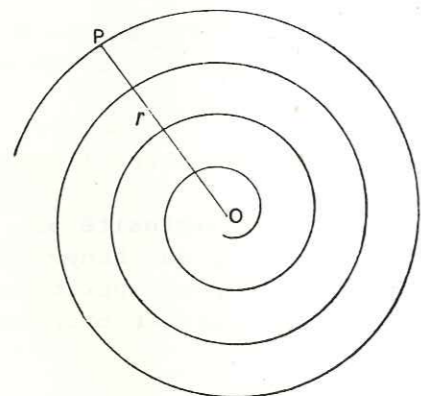


Fig. 4 - Disposition spatiale des Ammonites par rapport aux plans de stratification (So) et de schistosité (Sx).

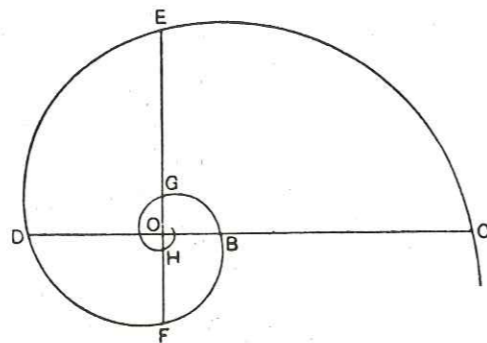
Formes : rappels sur la géométrie de la spirale.

Les Ammonites étudiées présentent des formes différentes ; ces différences résident en particulier dans la variation de l'angle de développement de la spirale, mais également dans l'ornementation (côtes, tubercules, sutures).

Rappels sur la géométrie d'une spirale* : une spirale est une courbe plane ouverte qui a pour origine un point (o) appelé le pôle à partir duquel cette courbe diminue de courbure régulièrement, au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de ce point. En d'autres termes, le rayon de courbure augmente de façon continue à partir du pôle (fig. n° 5).



(fig. n° 5A)



(fig. n° 5B)

Un autre élément mathématique de la spirale est le rayon vecteur : c'est la ligne droite qui ayant le pôle pour origine effectue une rotation autour de lui. Le point P qui se déplace le long de ce rayon vecteur à une vitesse définie, décrit la courbe spirale ; des vitesses différentes définiront des spirales différentes.

Nous décrirons successivement les deux types de spirales les plus communs dans la nature : la spirale régulière ou d'Archimède et la spirale logarithmique ou équiangulaire :

La spirale d'Archimède (Nummulites) :

Si le point P se déplace avec une vitesse uniforme le long du rayon vecteur, et que le rayon vecteur tourne uniformément autour du pôle, la

* L'ouvrage de V. Smirnov (t.1 - 1969) peut être consulté sur la définition géométrique des spirales (p. 205-207).

courbe décrite sera appelée spirale d'Archimède (fig. n° 5A). On observe alors que le rayon r (OP), correspondant à des spires égales et successives, augmente suivant une progression arithmétique et que ce rayon sera égal à une certaine quantité constante (a) multipliée par le nombre de spires. Du point de vue mathématique, cela revient à multiplier cette quantité (a) par l'angle total de rotation (θ), soit : $r = a \theta$

La spirale logarithmique : (Nautilus - Ammonites - Goniatites - Globigérines)

A partir des travaux de d'Arcy Wentworth Thompson (1917-1942), on peut donner la définition suivante : "si le point P, au lieu de se déplacer à une vitesse uniforme, se déplace le long du rayon vecteur avec une vitesse qui augmente suivant la distance par rapport au pôle O, la courbe ainsi décrite sera appelée spirale équiangulaire" (fig. n° 5B). Dans ce cas, chaque spire intersectée par le rayon vecteur sera plus grande que la précédente suivant une proportion définie : le rayon vecteur augmente de longueur suivant une progression géométrique et l'équation de la spirale sera :

$$r = a^\theta$$

Une autre équation, communément utilisée pour définir la spirale logarithmique, est la suivante : (fig. 5)

$$r = e^{\theta \cot \alpha}$$

Dans cette équation, l'angle (angle entre le rayon vecteur et la tangente à la courbe) est constant. Ainsi :

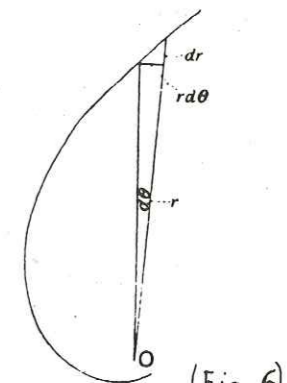
$$\text{tg} \alpha = r d\theta / dr ;$$

$$dr/r = d\theta \cot \alpha ,$$

et en intégrant :

$$\lg r = \theta \cot \alpha ,$$

$$r = e^{\theta \cot \alpha}$$



(Fig. 6)

où r est le rayon mesuré du pôle O à un point e^c sur la courbe. α est l'angle suivant lequel la spirale s'est développée.

* E. Jannettaz (1884) a constaté que la forme géométrique d'une Ammonite déformée est très voisine de l'ellipse de conductibilité thermique obtenue sur les schistes encaissants : le rapport des axes de l'ellipse isothermique est proche du rapport du plus grand diamètre sur le plus petit d'une Ammonite déformée (p. 215-220).

Après avoir défini les caractéristiques géométriques des différents types de spirales, nous analyserons les méthodes permettant de définir et de quantifier la déformation des Ammonites sachant, d'après les travaux de H. Moseley (1838) et de J.F. Blake (1878) que leur forme est très proche d'une spirale logarithmique.

B. - METHODOLOGIE

Historique.

A partir d'exemplaires complets d'Ammonites et de Goniatites déformées, J.F. Blake (1878) fut le premier à réaliser une étude détaillée de la spirale logarithmique et à développer le raisonnement mathématique permettant de mesurer le taux de déformation de cette spirale.

Une nouvelle méthode mise au point par B.K. Tan (1973) permet à partir d'un seul fragment de spire d'une Ammonite, de déterminer le taux de déformation, même sans connaître obligatoirement les directions des axes principaux de déformation.

Les méthodes de J.F. Blake et de B.K. Tan donnent des résultats voisins et permettent de définir la déformation en deux dimensions, c'est-à-dire par rapport au plan de stratification contenant l'Ammonite.

Si l'on veut ensuite obtenir la forme de l'ellipsoïde de déformation à partir de ces valeurs bi-dimensionnelles, on doit effectuer les calculs proposés par J. Ramsay (1967, p. 148-149).

Une autre approche mathématique est largement développée dans une publication récente de V. Hirsinger (1976) où l'auteur propose une analyse numérique de la déformation utilisant les transformations des coordonnées polaires (Analyse de Fourier). Cette méthode peut être appliquée à une grande variété de fossiles déformés (Ammonites, Trilobites, Lamellibranches et Brachiopodes).

Définition et application des méthodes à la zone étudiée.

Méthode de J.F. Blake :

Une des propriétés fondamentales de la spirale logarithmique est que les rayons vecteurs forment des angles égaux entre eux autour du pôle et ils sont en progression géométrique (voir fig. 7A). Ainsi, les rayons vecteurs ou des portions de rayons comprises entre deux spires et situés à 90° les uns des autres obéissent à la relation :

$$\frac{AO}{OD} = \frac{AE}{HD} = \frac{FH}{GE} = \frac{FJ}{IE} = e^{\pi \cot \alpha} \quad (1)$$

de même, pour les rayons situés à 180°, on peut écrire la relation :

$$\frac{AO}{OC} = \frac{AE}{GC} = \frac{EO}{OG} = \frac{EI}{KG} = e^{\pi \cot \alpha} \quad (2)$$

des équations 1 et 2, on obtient :

$$\frac{AO}{OC} = \left(\frac{AO}{OD} \right)^2 \quad (3)$$

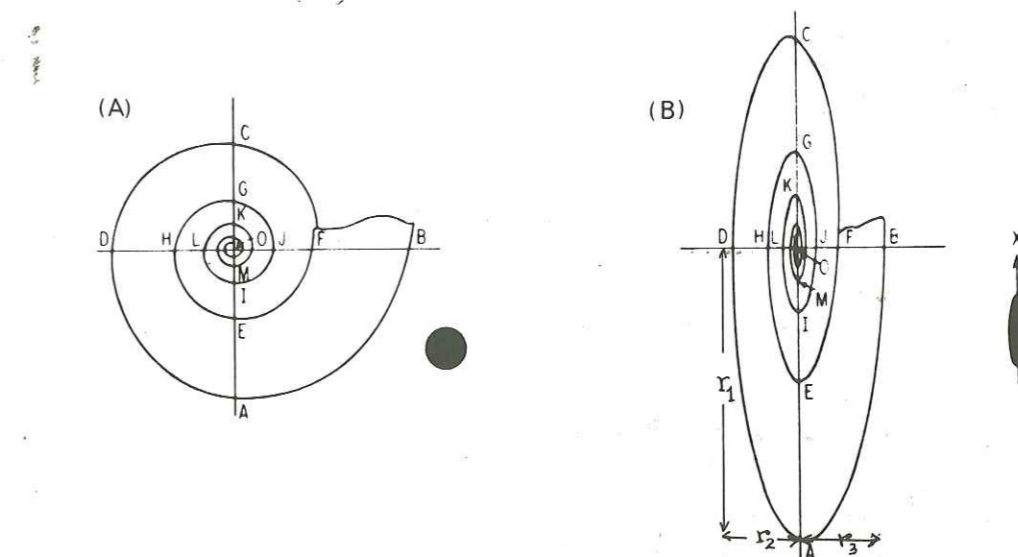


Fig. 7 - A) Spirale logarithmique d'une Ammonite non déformée
B) Spirale logarithmique d'une Ammonite déformée (en noir: ellipse de déformation correspondante). d'après B.K. TAN 1973.

Pour une spirale logarithmique déformée (fig. 7B), ces équations ne sont plus applicables et à partir des équations de J.F. Blake (1878 p. 252) reformulées par B.K. Tan en 1973, on peut montrer que la spirale déformée dans la direction AC obéit à une nouvelle équation :

$$\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{1/2} = \frac{(AO \cdot OC)^{1/2}}{OD} \quad (4)$$

d'autres équations peuvent également être établies

$$\frac{AO}{(OB \cdot OD)^{1/2}}, \quad \frac{(EO \cdot OG)^{1/2}}{OH} \text{ et } \frac{OE}{(OH \cdot OF)^{1/2}}$$

Dans la pratique :

Ces relations sont à la base de la méthode de J.F. Blake pour déterminer la déformation de la spirale.

On peut également formuler cette équation (voir fig. 7B), plus simplement (G. Langheinrich, 1968) :

$$r_1 = AO$$

$$r_2 = OD$$

$$r_3 = OB$$

$$\delta = \frac{\sqrt{r_2 \cdot r_3}}{r_1} \quad \delta = \left[\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right]^{1/2}$$

Cela revient sur le terrain à mesurer ces trois rayons vecteurs, à condition que l'Ammonite soit complète.

Cette méthode a été employée pour la détermination des taux de déformation diagénétique (Arc de Castellane-région de Corps) et de déformation tectonique (stations n° 1, 2, 3, 6 et 7) (voir fig. 3).

Méthode de B.K. Tan :

Elle repose sur une autre propriété fondamentale de la spirale logarithmique : la tangente en un point de la spirale forme un angle constant (angle α de la spirale) avec le rayon vecteur ; cet angle devient α' dans la spirale déformée (fig. 8).

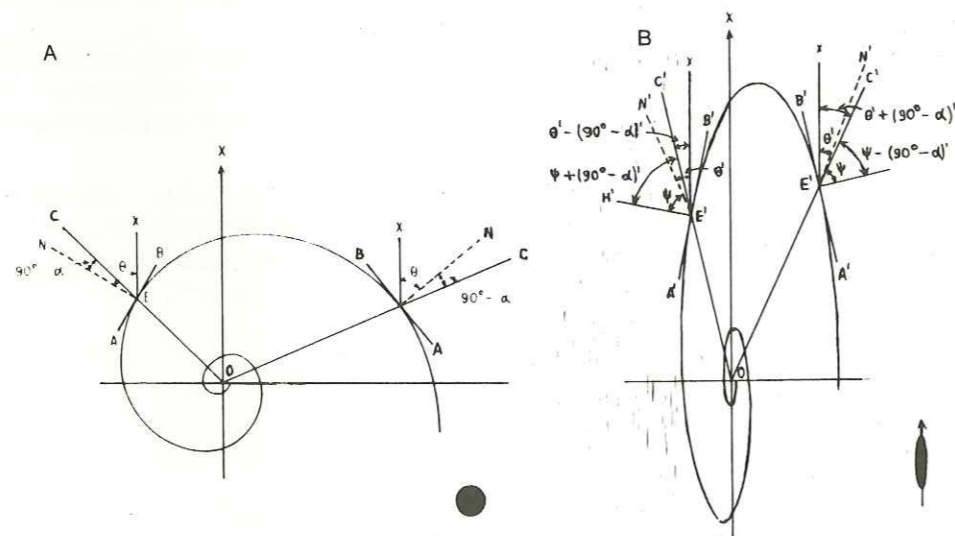


Fig. 8 - D'après B.K. TAN (1973).

θ est l'angle de développement de la spirale, appelé θ' après déformation. L'angle ψ est la valeur angulaire de la déformation par cisaillement (J. Ramsay p. 53). Les angles $\theta' \pm (90^\circ - \alpha)$ et $\psi \pm (90^\circ - \alpha)$ sont liés aux angles initiaux α et β ainsi qu'au taux de déformation $(\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ par les

équations suivantes :

$$(\lambda_1/\lambda_2)^{1/2} = \frac{\text{tg}\theta'}{\text{tg}\theta} \quad (5)$$

$$(\lambda_1/\lambda_2)^{1/2} = \frac{\text{tg}(\theta' \pm (90^\circ - \alpha)')}{\text{tg}(\theta \pm (90^\circ - \alpha))} \quad (6)$$

$$(\lambda_1/\lambda_2)^{1/2} = \frac{\text{tg}\theta'}{\text{tg}\theta(\theta + \psi)} \quad (7)$$

Pour des valeurs données de θ, α et $(\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ on peut obtenir θ' et ψ à partir des équations (5) et (7).

$\theta' \pm (90^\circ - \alpha)'$ est donné par l'équation (6) et connaissant $\theta', (90^\circ - \alpha)'$ peut être déterminé.

Du point de vue pratique : il est plus facile d'effectuer les mesures d'angles sur des photos agrandies que sur le terrain ; plusieurs opérations sont nécessaires :

a) la première opération consiste à déterminer le pôle de la spirale : on trace deux tangentes parallèles, puis on joint les deux points tangents. On obtient ainsi une ligne droite sur laquelle se situe le pôle de la spirale ; c'est à l'intersection de cette droite et d'une autre droite, construite en suivant les mêmes principes, que se situe ce pôle (fig. n°9a).

b) On trace une droite, passant par le pôle, approximativement parallèle à la longueur maximale du fossile. Cette ligne correspond à la direction supposée de l'axe principal de la déformation.

c) On peut alors mesurer les valeurs des angles :

$$\theta' \pm (90^\circ - \alpha)'$$

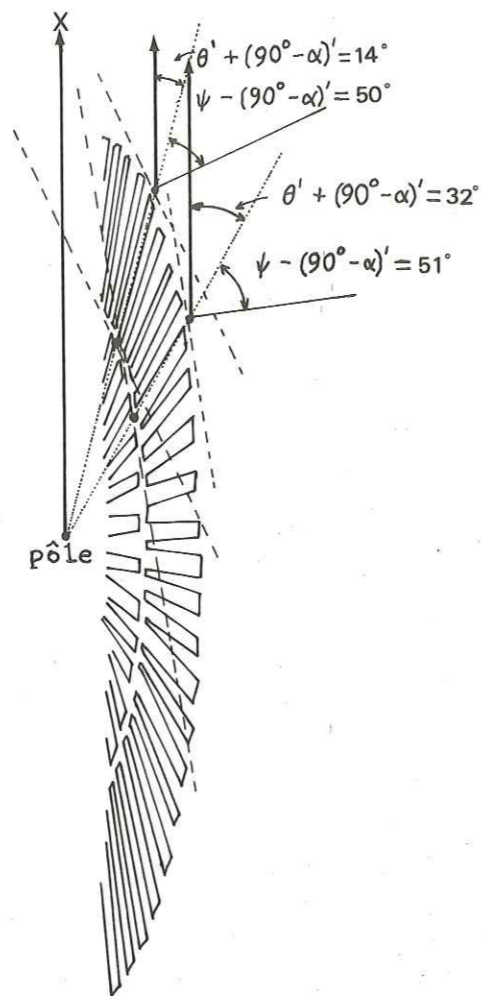
$$\psi \pm (90^\circ - \alpha)'$$

d) On reporte ces valeurs sur un papier calque que l'on superpose aux abaques définis par H. Breddin (1964) et appliqués par B.K. Tan au cas des Ammonites déformées (construites pour des angles α de $80^\circ, 82^\circ$ et 84°). Ces valeurs angulaires correspondent à deux points sur le calque (fig. 9b).

e) On fait alors glisser le papier calque suivant l'axe des abscisses jusqu'à ce que ces deux points tombent sur une courbe qui définit alors la valeur de $(\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ ainsi que la valeur θ (angle initial de la spirale).

f) La direction vraie de l'axe principal de l'ellipsoïde de déformation est alors définie avec précision, car elle correspond à la ligne où $\theta' - (90^\circ - \alpha)' = 0$, c'est-à-dire à l'axe des ordonnées des abaques.

Schéma de la construction géométrique permettant de déterminer le pôle de la spirale à partir d'un fragment d'Ammonite.



- Abaques des valeurs angulaires pour différentes valeurs de α

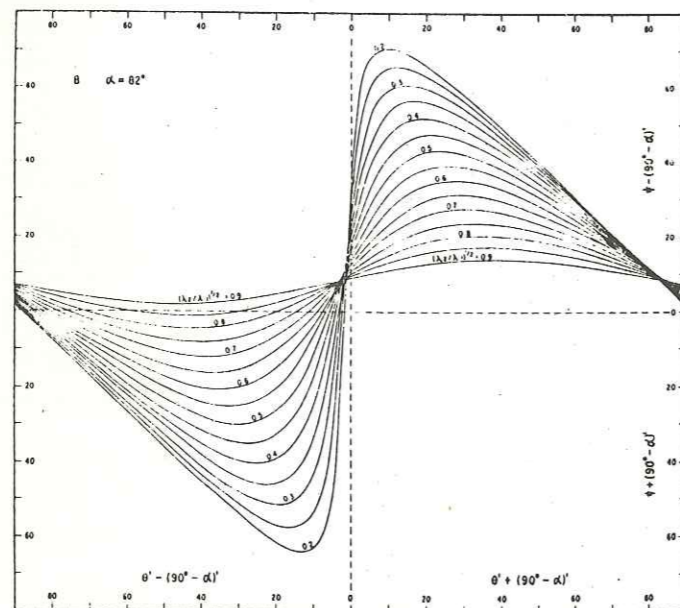


Fig. 9

Cette méthode présente deux avantages :

- Elle peut être appliquée même à un fragment d'Ammonite, c'est-à-dire à une portion réduite de spirale.
- Si le pôle de la spirale a été mal situé, les deux valeurs d'angle mesurées ne tomberont pas sur la même courbe définie dans les abaques.

La méthode de B.K. Tan donne des résultats comparables à celle de J.F. Blake. Elle a été confirmée par l'auteur, à partir des mesures du taux de déformation des oolithes contenus dans le même échantillon.

À partir de ces méthodes, on définit donc la déformation en deux dimensions, c'est-à-dire une ellipse de déformation.

C. - DEFORMATION DIAGENETIQUE ET DEFORMATION TECTONIQUE DES AMMONITES.

D'un point de vue théorique, une Ammonite subit, au cours de la déformation, l'évolution suivante :

- une rotation rigide et une déformation s.s., au cours du compactage ou de la diagénèse,
- Une transformation tectonique lors des phases orogéniques.

La valeur de la déformation finie mesurée est donc la résultante d'une superposition de ces deux phénomènes que nous allons analyser successivement.

1.- Déformation diagénétique.

Etant donné que dans la région d'étude il ne fut pas possible de séparer la déformation diagénétique de la déformation tectonique, nous avons analysé cette déformation dans une région voisine (Arc de Castellane) où la déformation diagénétique est la seule à avoir affecté les Ammonites (pas de schistosité).

Nous avons calculé la déformation diagénétique sur des exemplaires d'Ammonites calcaires (Cadomitidae, de 5 à 8 cm. de diamètre) incluses dans un niveau calcaire du Bajocien (pl. 5, photos n° 1, 2, 3 et 4).

À partir des travaux de D. Sanderson (1976) et en appliquant la méthode de J.F. Blake (1878), au problème de la déformation par compactage, nous avons obtenu les résultats suivants :

- les côtes des Ammonites font un angle aigu par rapport au plan de symétrie ; cet angle, correspond au cisaillement angulaire ψ . Sa valeur moyenne est proche de 25°.

- dans le plan de l'Ammonite, la spirale est modifiée et le taux de déformation calculé est de :

$$\sqrt{\frac{\lambda_1}{\lambda_2}} = 1,42.$$

Pendant le compactage, le déviateur de contrainte présente une symétrie uniaxiale car il coïncide avec la direction de Z (figure 10).

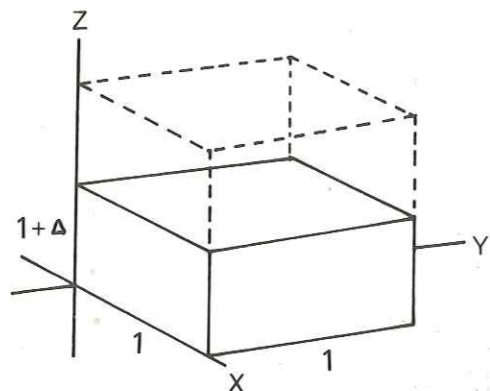


Fig. 10 - Déformation diagénétique d'un cube unité de sédiments par raccourcissement uniaxial.

La déformation est en effet un aplatissement avec des axes de déformation $X = Y > Z$.

Dans la région étudiée, le rapport $Z/X = Z/Y$ a une valeur moyenne de 0,7. Ces valeurs nous permettent d'avoir une idée de la perte de volume pendant la diagénèse en appliquant la formule de D. Sanderson (1976, p. 672).

$$(1 + \Delta)^2 = \frac{\gamma^2 + 1 - R^2}{R^2 (1 - R^2)}$$

R = taux de déformation.

γ = déformation par cisaillement

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

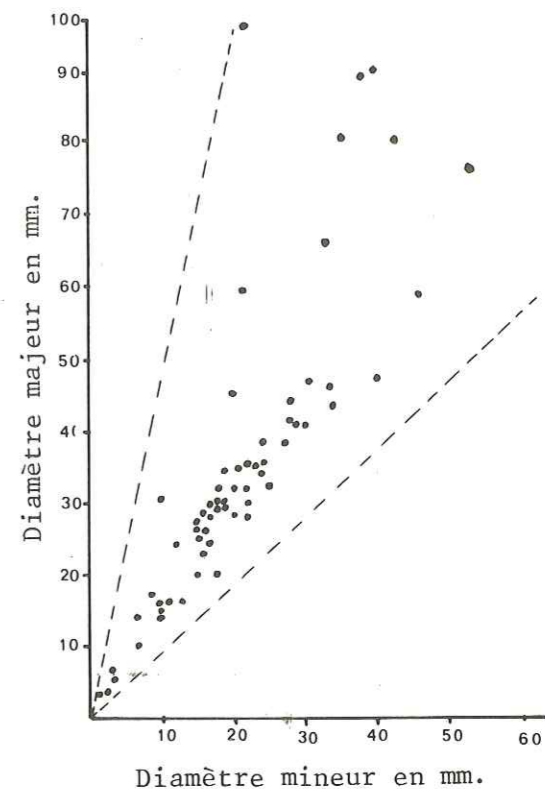
ψ = cisaillement angulaire.

Si on applique la formule ci-dessus aux Ammonites de la région étudiée, on trouve que la perte de volume est de 37 %. Cette perte de volume pourra avoir une influence sur la forme de l'ellipsoïde de déformation finie.

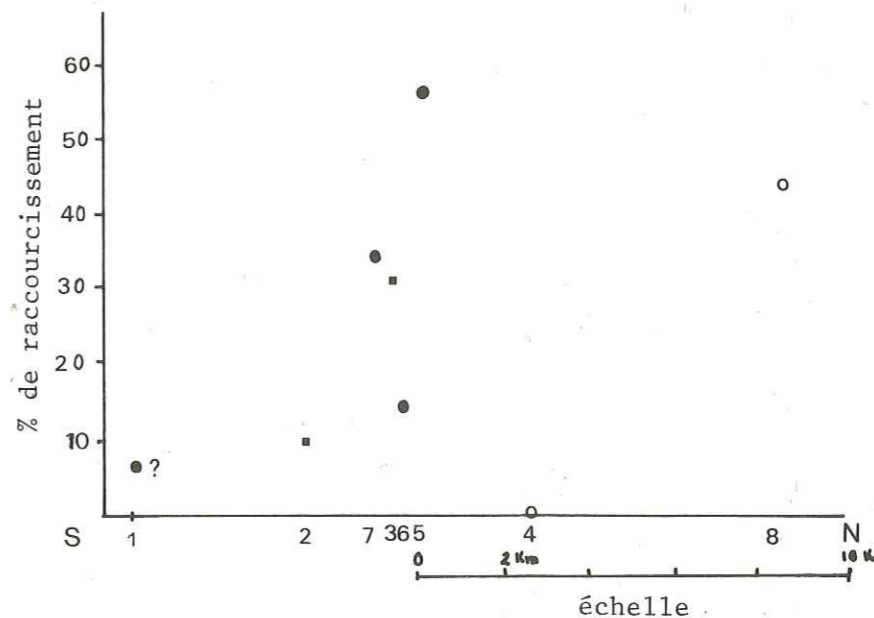
Nous considérons que la déformation diagénétique peut donc conduire à un certain nombre d'erreurs dans l'appréciation de la déformation finie.

(Tableau III)

Stations	$[\lambda_2/\lambda_1]^{1/2}$	$[\lambda_1/\lambda_2]^{1/2}$
1 Draix	0.75	1.33
2 La Javie	0.60	1.66
3 La Buissière	0.42	2.30
4 Le Relais		
5 La Combe	0.20	5.00
6 La Cereage	0.52	1.92
7 La Douane	0.45	2.22
8 Verdaches	0.31	3.22



Bathonien/Bajocien ■
Lias schisteux ●
Lias calcaire ○



Variation de la déformation dans une coupe N-S.

2.- Déformation tectonique : résultats.

Les travaux qui ont eu pour but de quantifier la déformation finie à partir des Ammonites sont peu nombreux ; parmi les études les plus remarquables, nous pouvons citer celles de G. Langheinrich (1967-1968) dans un secteur des Alpes Allemandes (application de la méthode de J.F. Blake) et celle de A.W.B. Siddans (à paraître) qui a analysé dans la zone externe des Alpes françaises (Dôme de Remollon, au Sud et à l'Est de Gap). Cet auteur en utilisant conjointement les méthodes de J.F. Blake et de B.K. Tan, et en appliquant les calculs de J. Ramsay, a quantifié la déformation à partir des Ammonites déformées.

Dans la zone étudiée, nous avons suivi la même démarche et nous avons obtenu des valeurs du taux de déformation ainsi que des valeurs angulaires en deux dimensions (voir tableau III).

Les 8 stations de mesures sont situées le long d'une coupe subméridienne (fig. 3).

Pour obtenir des valeurs en trois dimensions, c'est-à-dire pour définir l'ellipsoïde de déformation, nous devons formuler plusieurs suppositions :

- le plan de schistosité correspond approximativement au plan XY de l'ellipsoïde,
- l'orientation des cristallisations syncinématiques et l'orientation de la linéation d'allongement minérale représentent la direction d'extension finie maximale X.
- Il n'y a pas de changement de volume important au cours de la déformation tectonique.

Ces trois suppositions sont justifiées par de nombreux travaux sur le calcul de la déformation finie dans les ardoises, et en particulier dans les Alpes (A.W.B. Siddans à paraître) - (B.K. Tan, 1976).

La détermination de l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde peut facilement être réalisée par la méthode graphique, en reportant sur un diagramme de Schmidt, la direction de plan de schistosité XY et la linéation X ; on obtient ainsi directement les directions de Y et Z (fig. 11).

Les valeurs des élongations sur ces axes X Y Z peuvent être définies soit par les calculs présentés par J. Ramsay (p. 148-149, équation 4-52 (a), (b), (c) ; 4-53 (a), (b), (c)) ou par la construction du cercle de Mohr.

Pour préciser le type de déformation subie par l'ensemble de la roche, on reporte ces valeurs sur différents types de graphiques (Hsu - Flinn - Ramsay) ; dans cette étude, nous avons utilisé le diagramme de Flinn (1962) en coordonnées logarithmiques, en y superposant une grille de pourcentage de raccourcissement (Tableau IV).

Ce diagramme permet de représenter les ellipsoïdes de déformation finie en fonction du taux de déformation suivant a et b ; on obtient alors des points

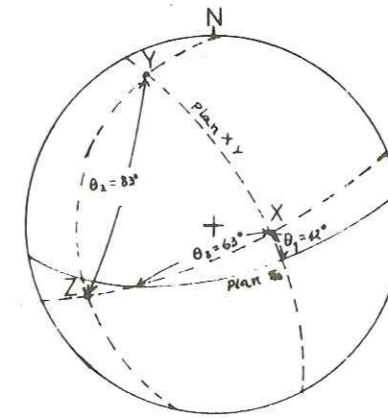


Fig. 11 - Méthode graphique pour la détermination des trois axes de l'ellipsoïde de déformation connaissant les plans de stratification S_0 , le plan de schistosité ($S_X = XY$) et la linéation X.

$$\lambda_{xx} = \lambda_1 \cos^2 \theta_1 + \lambda_2 \sin^2 \theta_1 \quad (4-52a)$$

$$\lambda_{yy} = \lambda_2 \cos^2 \theta_2 + \lambda_3 \sin^2 \theta_2 \quad (4-52b)$$

$$\lambda_{zz} = \lambda_1 \cos^2 \theta_3 + \lambda_3 \sin^2 \theta_3 \quad (4-52c)$$

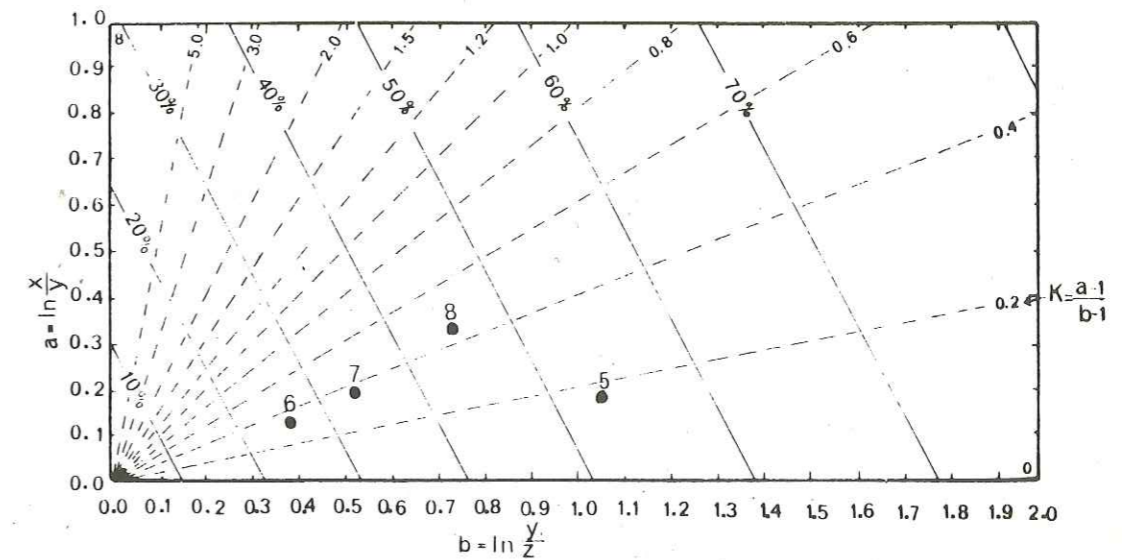
en résolvant ces équations pour avoir $\lambda_1, \lambda_2, \text{ et } \lambda_3$,

$$\lambda_1 = \frac{\lambda_{xx} \sin^2 \theta_3 \cos^2 \theta_2 - \lambda_{yy} \sin^2 \theta_1 \sin^2 \theta_3 + \lambda_{zz} \sin^2 \theta_1 \sin^2 \theta_2}{\cos^2 \theta_1 \cos^2 \theta_2 \sin^2 \theta_3 + \sin^2 \theta_1 \sin^2 \theta_2 \cos^2 \theta_3} \quad (4-53a)$$

$$\lambda_2 = \frac{\lambda_{xx} \sin^2 \theta_2 \cos^2 \theta_3 + \lambda_{yy} \cos^2 \theta_1 \sin^2 \theta_3 - \lambda_{zz} \cos^2 \theta_1 \sin^2 \theta_2}{\cos^2 \theta_1 \cos^2 \theta_2 \sin^2 \theta_3 + \sin^2 \theta_1 \sin^2 \theta_2 \cos^2 \theta_3} \quad (4-53b)$$

$$\lambda_3 = \frac{\lambda_{xx} \sin^2 \theta_2 \cos^2 \theta_3 + \lambda_{yy} \sin^2 \theta_1 \cos^2 \theta_3 + \lambda_{zz} \cos^2 \theta_1 \sin^2 \theta_2}{\cos^2 \theta_1 \sin^2 \theta_2 \sin^2 \theta_3 + \sin^2 \theta_1 \cos^2 \theta_2 \cos^2 \theta_3} \quad (4-53c)$$

Diagramme de Flinn en coordonnées logarithmiques et grille de pourcentage de raccourcissement superposée (Tableau IV).



représentatifs du type d'ellipsoïde en fonction des paramètres suivants :

$$a = \ln \frac{X}{Y} \quad \text{et } b = \ln \frac{Y}{Z} \quad K = \frac{a - 1}{b - 1}$$

3. Interprétation des résultats.

Du point de vue régional, il existe une variation de la déformation en allant des zones externes vers les zones internes des Alpes. Cette variation régionale s'accompagne du développement de la schistosité ; on passe progressivement, du S.O. vers le N.E. d'une zone sans schistosité à une zone à schistosité de fracture puis de flux.

Quand la schistosité de fracture se manifeste, le pourcentage de raccourcissement peut atteindre jusqu'à 6 %. Quand la schistosité de flux est bien développée, ce pourcentage varie entre 50-60 %.

On observe également cette variation du taux de déformation à l'échelle des structures kilométriques : à l'intérieur même du pli anticlinal de Beaujeu, on note que la déformation la plus importante se manifeste dans le flanc inverse.

Les valeurs de K varient entre 0,6 et 0,2 ; les points représentatifs des ellipsoïdes de déformation dans le diagramme de Flinn tombent dans le champ d'aplatissement. La forme de ces ellipsoïdes est donc oblate.

Dans la nature, il nous est donc seulement possible d'apprécier l'état final de la déformation en le comparant avec l'état initial connu dans les zones non déformées.

Entre l'état non déformé et l'état déformé, il existe en réalité un nombre infini de déformations possibles et/ou de chemins de déformation.

Pour que la déformation des Ammonites étudiées soit mieux comprise dans son évolution, nous pouvons faire appel à des modèles reproduisant cette déformation progressive :

- modèle expérimentaux,
- modèles mathématiques.

Dans notre étude, seuls les modèles mathématiques ont été utilisés.

D. - SIMULATION MATHÉMATIQUE DE LA DÉFORMATION PROGRESSIVE D'UNE AMMONITE.

La simulation mathématique de la déformation continue telle que l'a définie A. Etchecopar (1974) nous a permis de présenter deux modèles de déformation progressive des Ammonites.

Dans la pratique on a digitalisé, à partir du pôle, la courbe spirale d'une Ammonite non déformée, en dessinant successivement les côtes qui constituent son ornementation. Un exemplaire de *Calliphylloceras* a été choisi.

La déformation bidimensionnelle et homogène d'une Ammonite par écrasement et par cisaillement progressif a été simulée à partir d'un programme réalisé au C.I.T.I.M. (Montpellier) sur ordinateur I.B.M. 360/365 - Fortran IV :

- dans le modèle par écrasement, chaque accroissement (itération) est égal à 5 % d'aplatissement.
- dans le modèle par cisaillement, l'accroissement de la déformation est défini par la formule $\gamma_{n+1} = \gamma_n + \text{tg}(8^\circ)$

La représentation des différents états de la déformation simulée a été réalisée sur table traçante Benson ; les dessins ont été édités après chaque série de quatre itérations.

1.- Rappel sur la notion de déformation progressive (coaxiale et non coaxiale)

Pour décrire de façon complète l'histoire de la déformation progressive, il est nécessaire de décrire les états successifs de la déformation en fonction du temps.

On distingue ainsi la déformation totale ou finie et des déformations incrémentales ou infinitésimales.

Dans les modèles proposés, ont été ainsi représentés, un état initial A_i (Ammonite non-déformée) et un état final A_f (déformation totale de l'Ammonite) ; entre ces deux états, un nombre infini d'états de déformation infinitésimale aurait pu être représenté mais nous avons choisi uniquement les états intermédiaires $A_1, A_2,$ et A_3 définis dans le programme ci-dessus.

Cette déformation incrémentale peut être assimilée à la déformation infinitésimale, c'est-à-dire à celle qui se produit pendant un intervalle infinitésimal de temps $t_1, t_2, t_3...$

a) Si les directions principales de la déformation infinitésimale sont parallèles aux directions principales de la déformation totale à chaque instant, pendant une déformation progressive, celle-ci est dite coaxiale (déformation par écrasement) (W.D. Means, 1976, chap. IV et XXIV). Un corollaire de cette définition est que les directions principales de la déformation totale et infinitésimale sont définies par rapport aux mêmes lignes de particules matérielles au cours de la déformation.

Ces lignes matérielles (dans le cas des Ammonites, p.e. les côtes) peuvent tourner par rapport aux directions des coordonnées géographiques mais non par rapport aux directions principales de la déformation totale et infinitésimale.

b) Dans une déformation progressive non coaxiale (déformation rotationnelle par cisaillement) les directions principales de la déformation totale et infinitésimale ne sont pas parallèles les unes aux autres. Les axes de l'ellipsoïde de la déformation totale se déplacent à travers la matière au fur et à mesure que la déformation progresse. Cette déformation non coaxiale est la plus complexe et la plus souvent rencontrée dans la déformation naturelle.

Le chemin de la déformation est une ligne imaginaire qui relie l'état non déformé à l'état de la déformation finie à travers une séquence d'états intermédiaires. L'itinéraire entre chacun de ces états peut varier et ainsi, pour arriver à un même état de déformation finie, des chemins de déformation différents peuvent être suivis.

Dans la simulation mathématique, on admet que le chemin de la déformation est celui d'une déformation proportionnelle dans laquelle chaque accroissement de la déformation δe est proportionnelle à la déformation totale, suivant la formule :

$$\frac{\delta e_1}{e_1} = \frac{\delta e_2}{e_2} = \frac{\delta e_3}{e_3}$$

Si les étapes d'un chemin de déformation peuvent être précisées en fonction du temps, nous pourrions définir une vitesse de déformation et donner une reconstitution complète de l'histoire de la déformation.

2.- Modèle d'écrasement progressif d'une Ammonite (pure shear) (fig.12)

D'un point de vue qualitatif, deux types de déformation sont observables:

- la spirale subit un aplatissement progressif,
- les côtes sont soumises à un allongement ou à un raccourcissement et la majorité d'entre elles subissent une rotation.

Dans le détail on observe :

- au temps T_0^* (A_i) la déformation finie est égale à 0,

* Nous avons utilisé le terme de temps pour mieux illustrer le déroulement "chronologique" de la déformation progressive.

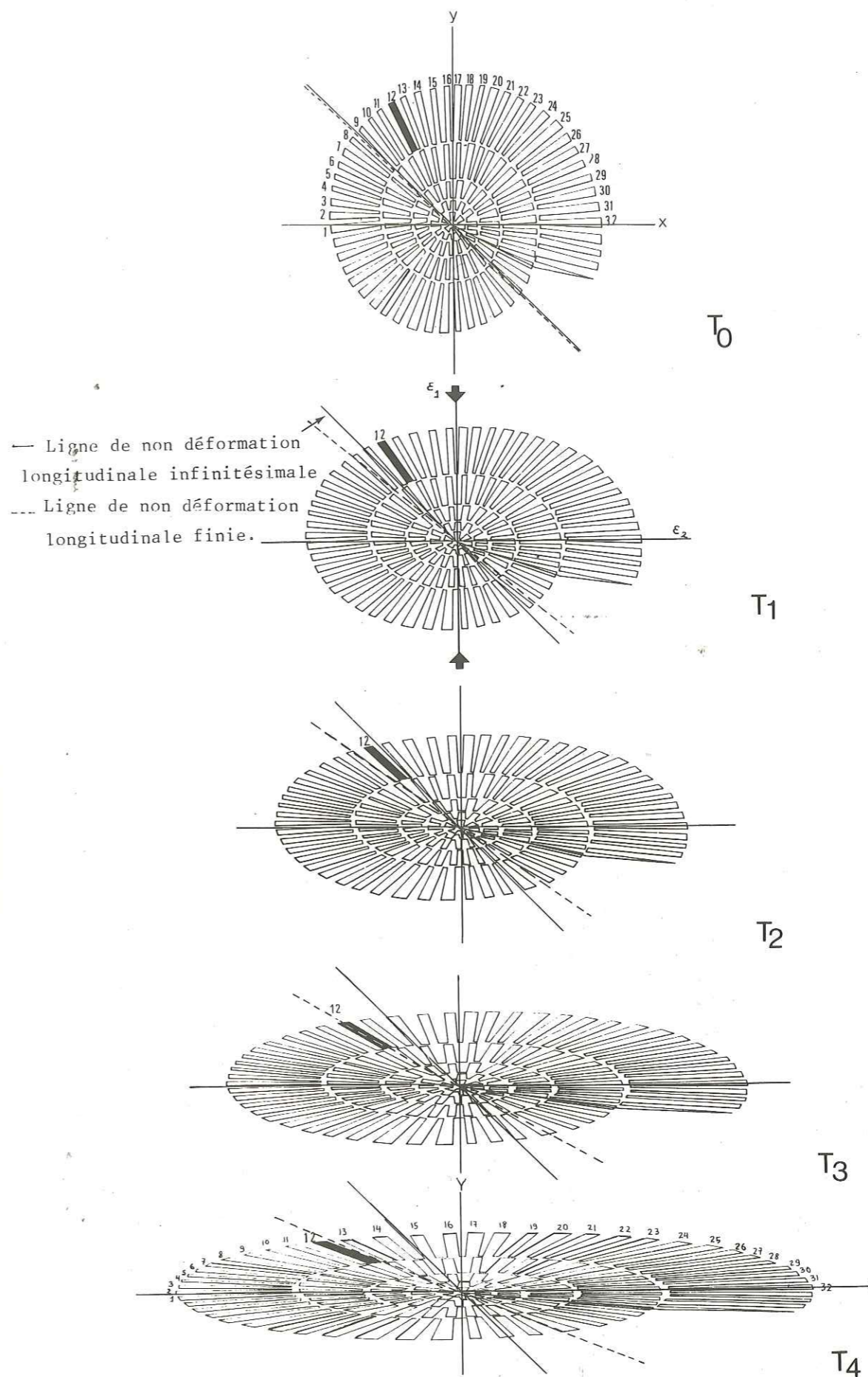


Fig. 12 - Modèle d'écrasement progressif d'une Ammonite obtenu par simulation mathématique (reproduction des dessins édités sur table traçante Benson).

- au temps T₁, on note que les côtes situées entre la ligne de 45° (ligne de non déformation longitudinale infinitésimale) et l'axe Y commencent par se raccourcir tandis que les côtes situées entre l'axe X et la ligne des 45° commencent par s'allonger. La longueur de la côte à 45° n'est pas modifiée (C 10) ; cette ligne correspond à la ligne de non déformation longitudinale totale ou finie.

- au temps T₂, la déformation finie montrée par quelques côtes (C 13 à C 16) correspond à un raccourcissement progressif et à un élargissement. Au même moment, les côtes C 11 à C 1 se sont progressivement allongées en s'amincissant et ont subi une rotation dans le sens contraire aux aiguilles d'une montre (sénestre).

La côte 12 qui avait au temps T₁ subi un raccourcissement passe par la ligne de non déformation longitudinale infinitésimale après avoir effectué une rotation sénestre.

- A l'état final T₄ nous constatons que les côtes qui avaient à l'origine des orientations différentes ont des histoires très différentes :

. quelques unes ont été allongées progressivement et de façon continue (zone 1, C 1 à C 11) ou raccourcies (zone 3, C 15 et C 16).

. d'autres se sont d'abord raccourcies puis allongées (zone 2) ; certaines d'entre elles ne sont pas parvenues à retrouver leur longueur initiale (C 13 et C 14) tandis que les côtes C 8 à C 12 ont dépassé cette longueur initiale (zone 1b).

La remarque essentielle est donc que pour une contrainte constante, au cours de la déformation progressive par écrasement, deux objets auront des évolutions opposées en fonction de leur orientation par rapport à l'ellipse de la déformation totale. Egalement, un même objet pourra subir une déformation plus complexe c'est-à-dire d'abord un raccourcissement puis un allongement au cours d'une déformation progressive.

D'un point de vue quantitatif, dans une déformation homogène par écrasement, la surface de l'Ammonite n'est pas modifiée.

Le taux de déformation a été calculé par la méthode de J.F. Blake et de B.K. Tan, pour les états :

	$\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$	R
T0	0,99	0 %
T1	0,65	18,5 %
T2	0,42	34 %
T3	0,28	46 %
T4	0,18	56 %

Nota : La colonne de droite indique le pourcentage de raccourcissement calculé dans le programme à partir de la formule suivante :

$$R = (1 - (1 - 0.05)^{\eta}) \times 100$$

où η représente le nombre d'itérations de calcul et 0,05 représente le

raccourcissement d'un segment parallèle à Y de largeur initiale 1, après une itération.

Conclusions

Une relation peut être établie entre l'angle de rotation interne des côtes et le taux de déformation (voir méthode de B.K. Tan) : les angles α , θ et β sont modifiés en α' , θ' et β' , après déformation, proportionnellement au taux de déformation.

Les côtes tournent dans le même sens que la ligne de non-déformation longitudinale finie mais elles effectuent cette rotation avec une vitesse angulaire plus élevée : exemple de la côte n° 12.

La ligne de non-déformation longitudinale finie s'éloigne progressivement de la ligne de non-déformation infinitésimale : au temps T1, l'angle entre ces deux droites est de 5°, au temps T2, l'angle entre ces deux droites est de 10°, etc...

3.- Modèle de cisaillement progressif (simple shear) (fig. 13)

L'évolution de la spirale et des côtes dans ce type de déformation est différente de la déformation par écrasement.

Considérons le même état initial T₀, avec des côtes ayant la même numérotation (de 1 à 32, voir figure 12) par rapport aux mêmes axes de coordonnées x et y, plusieurs constatations peuvent être faites :

a) On peut imaginer un nombre infini de plans de cisaillement parallèles à l'axe des x suivant lesquels l'Ammonite se déforme.

Ce cas est comparable à celui décrit par W.D. Means (1976) pour un jeu de cartes soumis à un glissement parallèle à la surface des cartes. L'auteur démontre que dans ce cas, les axes principaux de la déformation infinitésimale et de la déformation finie ne sont pas parallèles, c'est à dire qu'il s'agit d'une déformation progressive non-coaxiale (figure 14).

b) On constate que le grand axe de l'ellipse tourne dans le sens horaire (dextre) par rapport aux axes de coordonnées, en ayant tendance à se rapprocher de l'axe des x.

L'angle θ que fait ce grand axe avec l'axe des x, est de 35° dans l'état T1 ; il diminue progressivement pour atteindre 20° à l'état final T4.

c) Cet axe, par rapport aux côtes numérotées, va subir une petite rotation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (sénestre) ; l'angle de rotation dont la valeur est de 4° à l'état final est géométriquement définie par les positions initiale et finale de l'axe de l'ellipse.

- dans l'état T1, l'axe de l'ellipse coïncide avec la côte n° 24 ; il passe ensuite progressivement par les côtes 23, 22 pour atteindre la côte 21 dans l'état final T4 (dans le modèle d'écrasement progressif, cet axe

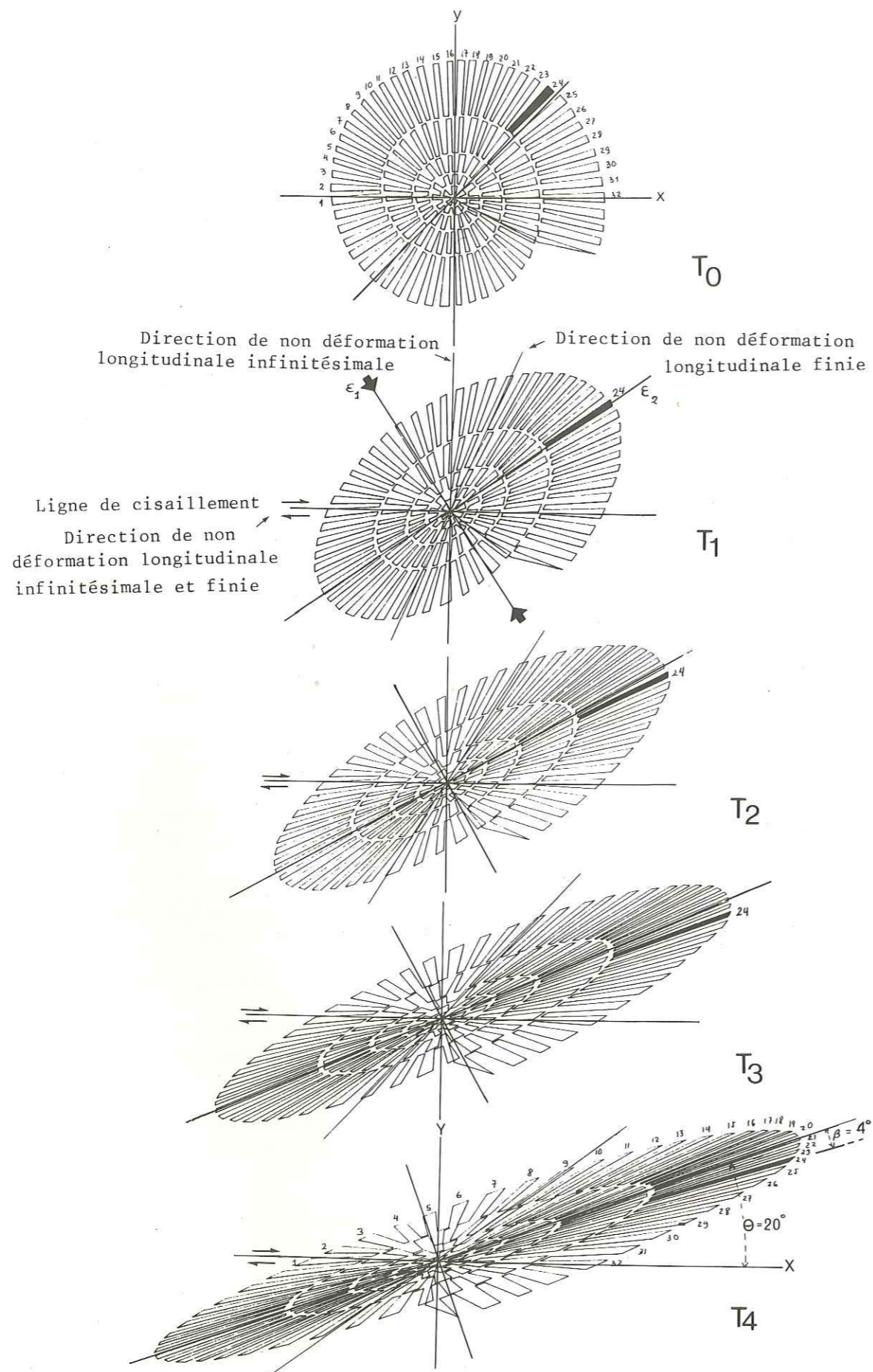


Fig. 13 - Modèle de cisaillement progressif d'une Ammonite obtenu par simulation mathématique (reproduction des dessins édités sur table traçante Benson).

coïncide toujours avec la même côte n° 32, elle-même confondue avec l'axe des x).

W.D. Means (1976) montre en effet que, dans la déformation progressive par cisaillement l'axe principal de l'ellipse de déformation est soumis à deux types de rotations de sens contraire. " En d'autres mots, cet axe n'est pas toujours associé à la même ligne de particules ".

d) Pour chaque état, on peut définir deux lignes de non-déformation longitudinale infinitésimale qui coïncident toujours avec l'axe des x et l'axe des y. De même, peuvent être tracées pour chaque état (T1 à T4) deux lignes de non-déformation longitudinale totale :

- l'une restant fixe est confondue avec l'axe des x,
- l'autre, initialement confondue avec l'axe des y, tourne progressivement dans le sens dextre en se rapprochant de l'axe des x.

Ces lignes délimitent un angle variable de 90° à l'état T0, à 40° pour l'état final T4 (figure 13). En trois dimensions, c'est l'angle ψ du cône formé par les lignes de non-déformation longitudinale.

e) A l'état final, on peut définir une zone 3, où les côtes n° 1 à 5 ont subi un raccourcissement progressif.

Dans la zone 2, les côtes 6, 7, 8 ont d'abord subi un raccourcissement puis un allongement, mais cet allongement n'a pas été suffisant pour que les côtes retrouvent leur longueur initiale.

Dans la zone 1B, les côtes n°9 à 15 ont progressivement été raccourcies puis allongées ; leur longueur finale est supérieure à la longueur initiale.

Enfin, la zone 1A est la zone où les côtes ont été les plus allongées, d'une façon continue.

Si l'on compare les états finals du modèle par écrasement et du modèle par cisaillement (figure 15) on constate que leur symétrie est différente. En particulier, les zones de déformation sont disposées asymétriquement par rapport aux axes de coordonnées.

3.- Comparaison avec la déformation naturelle des Ammonites.

La simulation mathématique permet de schématiser une histoire complète de la déformation pour des conditions données ; au contraire, dans la nature, de nombreux paramètres de la déformation restent inconnus.

Par exemple, dans les modèles mathématiques, l'état initial, les états intermédiaires et l'état final sont définis avec précision et les changements géométriques sont quantifiables (changement d'orientation des côtes,

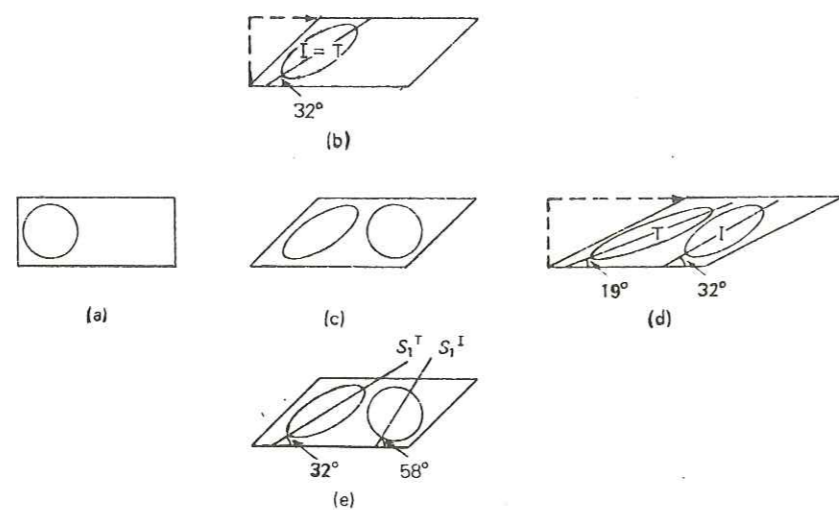


Fig. 14 - Schéma du cisaillement progressif (a → b = c = e → d) montrant la différence entre la direction S_1 pour un incrément de déformation (S_1^T) et la direction S_1 pour la déformation finie (S_1^I). (D'après W. D. MEANS 1976)

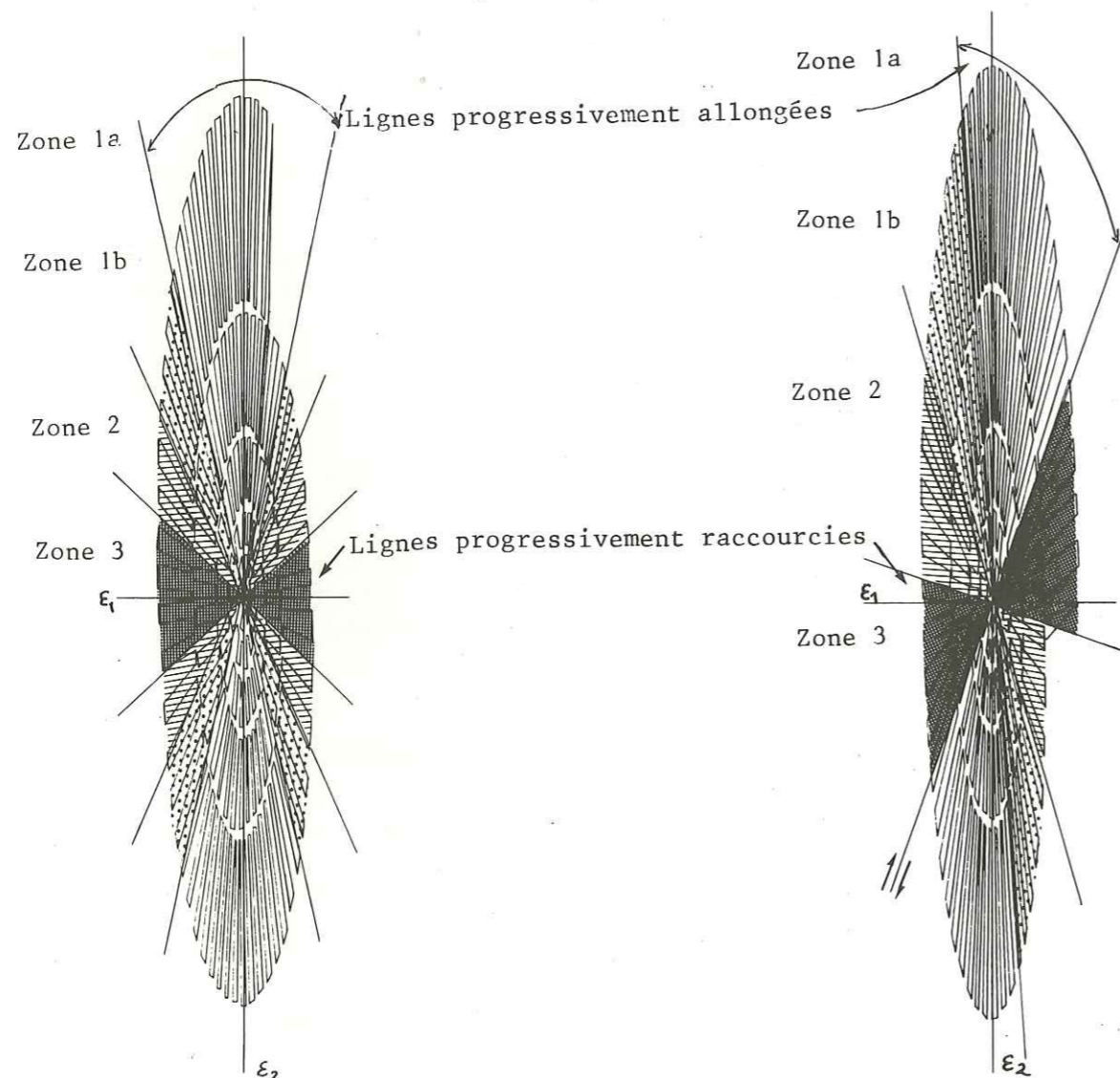


Fig. 15 - Comparaison entre les états finaux du modèle par écrasement et du modèle par cisaillement obtenus par simulation mathématique de la déformation

changement de forme de la spirale). Dans la nature, ces paramètres peuvent être quantifiés à partir de l'état final, le seul connu.

Les deux modèles précédemment définis (écrasement et cisaillement) ne peuvent être distingués dans la nature, car nous ne connaissons pas les états successifs de la déformation. La déformation par cisaillement ne peut donc être appréciée par l'étude des Ammonites déformées.

Dans la région étudiée, à partir des seules Ammonites, il n'est pas possible de préciser le chemin de déformation ; on peut en avoir une représentation grossière en allant des zones peu ou pas déformées vers les zones les plus déformées. Ce chemin de déformation est obligatoirement complexe, car il y a superposition d'une déformation tectonique à une déformation diagénétique ; de plus la déformation tectonique est vraisemblablement une superposition de déformations progressives coaxiale et non coaxiale.

La vitesse de déformation peut être précisée quand l'histoire géologique est connue. Dans la région pour une station donnée (n°5), nous avons calculé une vitesse approximative de $1,48 \times 10^{-15} \text{sec}^{-1}$, connaissant le taux de déformation des Ammonites (56 %) avec moins de précision la durée de la déformation (la phase tectonique "intra-miocène" = 12 m.a.).

Pl. 1 - Ammonites de composition pyriteuse.

Pl. 2 - Photo n° 1 - Ammonites de composition calcaire dans une matrice marneuse.

Photo n° 2, 3 - Ammonites déformées de même composition que la matrice (Lias schisteux).

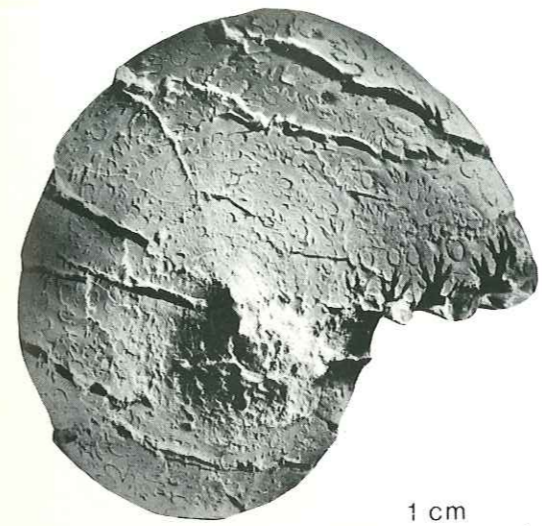
Photo n° 4 - idem dans le Lias calcaire, (station n°8) chemin entre Verdaches et Barles.

Pl. 3 - Photo n° 1,2 - Ammonites déformées de même composition que la matrice (station 6 - 8).

Pl. 4 - Photo 1 - Ammonite calcaire dans une matrice marno-calcaire.

Photo 2, 3 - Ammonites calcaires dans une matrice calcaire présentant des surfaces de dissolution (flèches).

Pl. 5 - Photos 1,2,3,4 - Déformation diagénétique des Ammonites du Bajocien de Corps (Arc de Castellane).



1



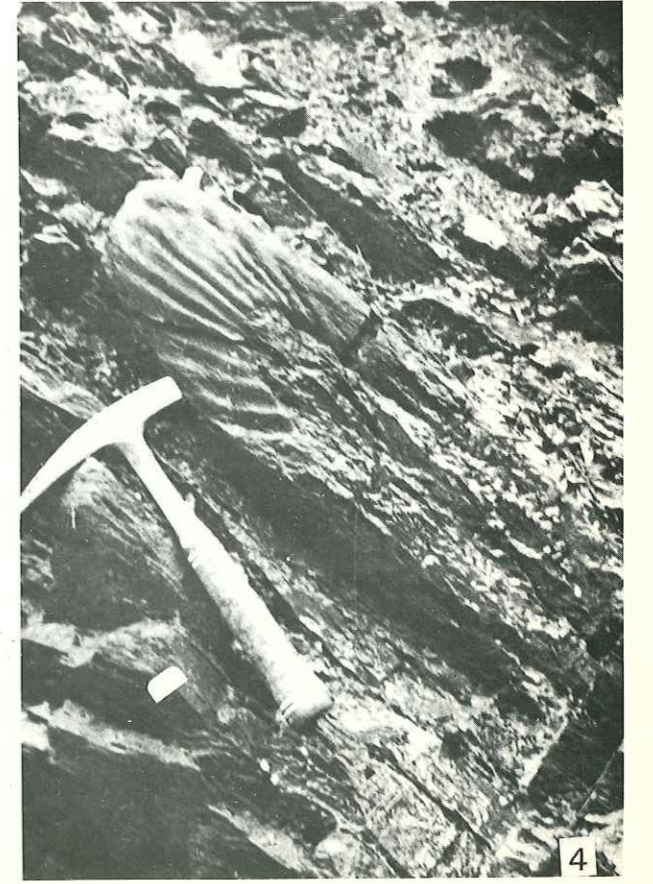
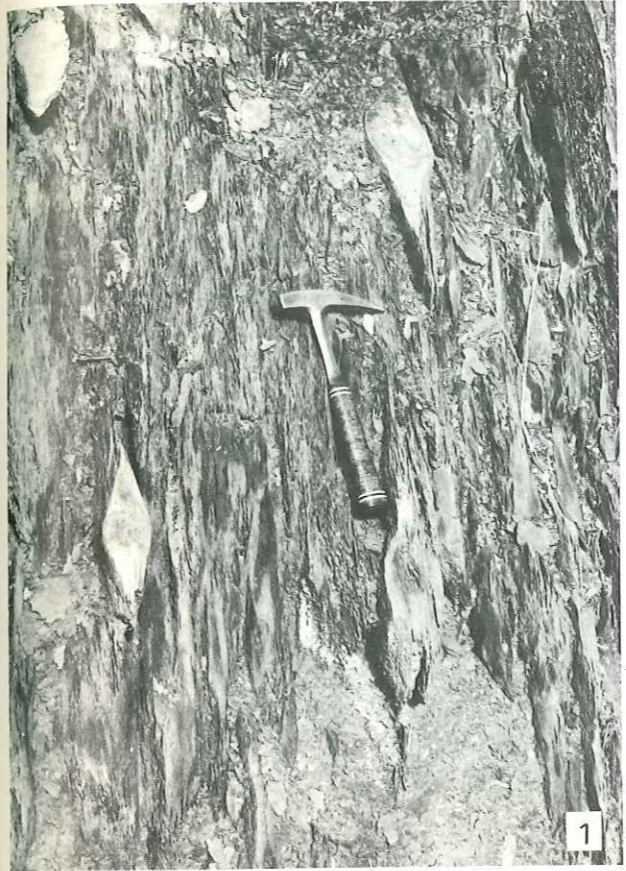
2



3



4



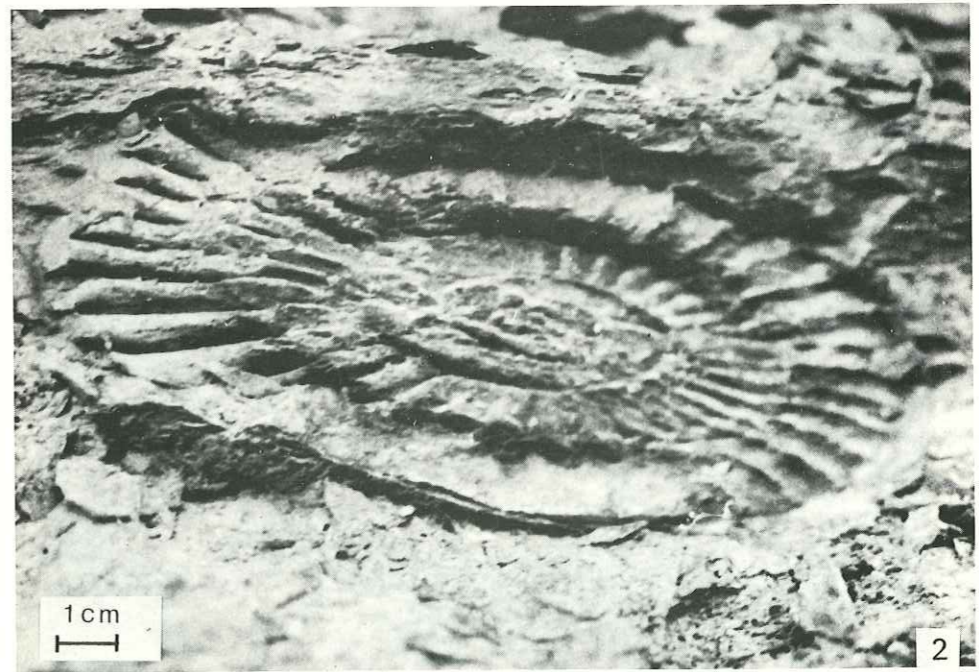
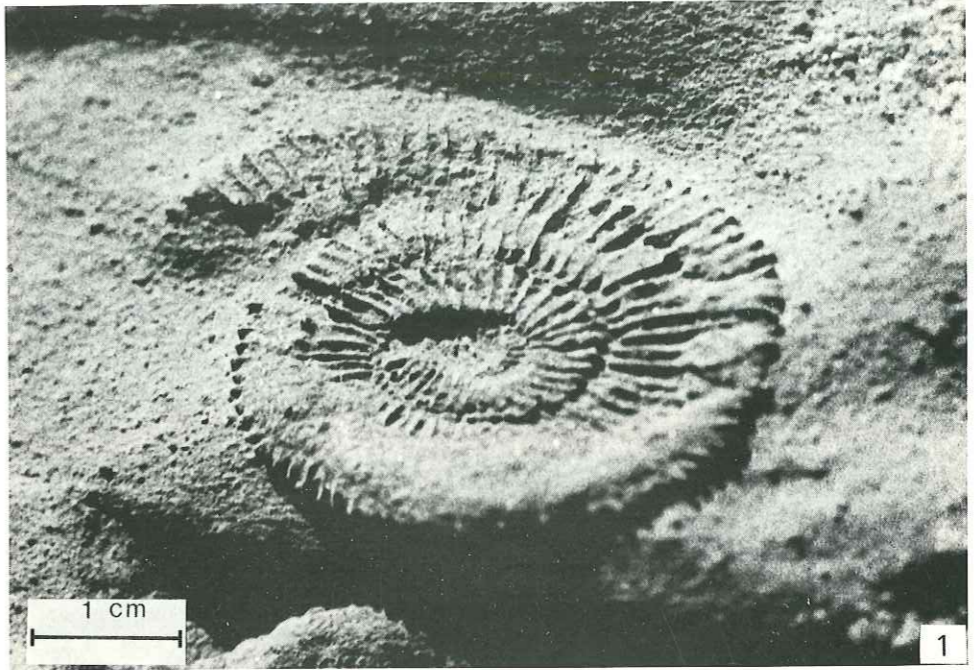
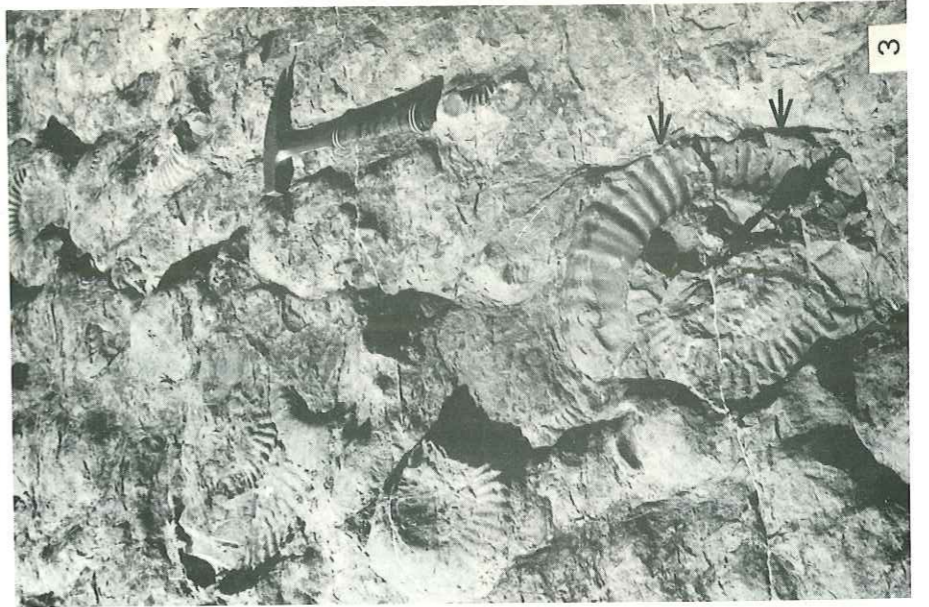
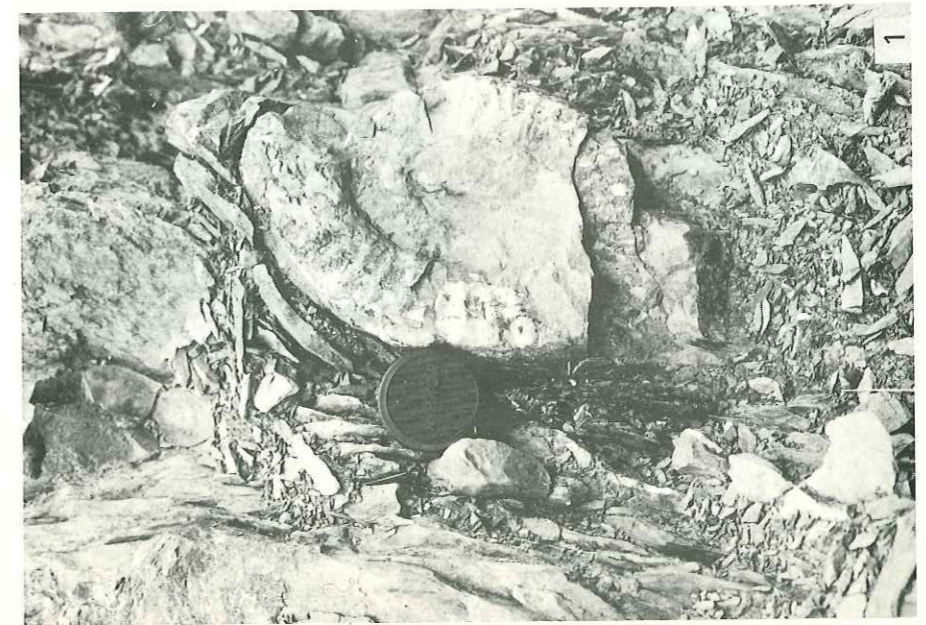
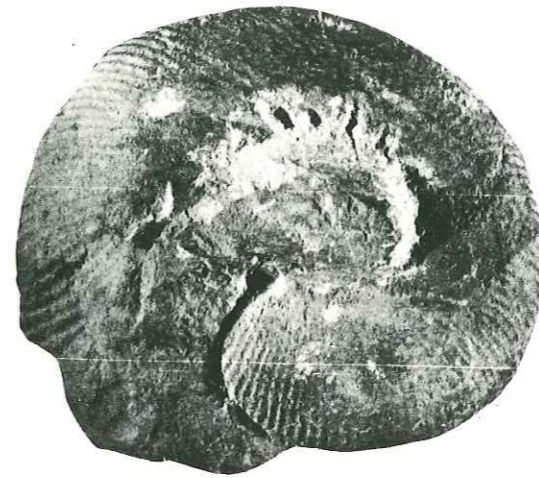


PLANCHE 4

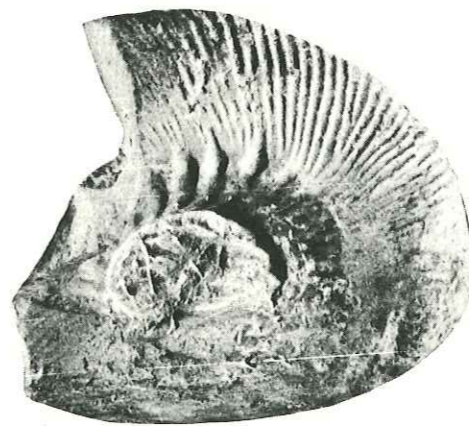




1



2



3



4

V. - ANALYSE DE LA DEFORMATION LONGITUDINALE A PARTIR DES BELEMNITES.

Exemple d'objets déformés de façon inhomogène par rapport à leur matrice.

INTRODUCTION.

La déformation des Belemnites se présente sous trois aspects : rotation, fracturation et cristallisations syncinématiques.

- La rotation des Belemnites, corps rigides inclus dans une matrice ductile se fait suivant les mêmes lois qui définissent le comportement de particules rigides tels que les ont énoncées G.B. Jeffery 1922, N.C. Gay (1967, 1968), L.J. Reed et E. Tryggvason (1974). Mais étant donné que les Belemnites présentent une anisotropie d'orientation, l'application de ces lois en sera modifiée.

- La déformation longitudinale (fracturation-écartement) peut être quantifiée à partir des marqueurs linéaires tels que Belemnites, Crinoïdes, etc...

Contrairement aux Ammonites étudiées, les Belemnites sont des fossiles déformés de façon inhomogène par rapport à leur matrice. Il est possible de reconstituer une ellipse de déformation à partir d'un seul exemplaire d'Ammonite, le même résultat ne peut être atteint qu'à partir d'une population de Belemnites, par des méthodes statistiques. Par contre, les Belemnites présentent comme avantage par rapport aux Ammonites, que l'on peut définir, dans les cas favorables, deux caractéristiques essentielles d'une phase orogénique :

- le chemin de déformation à partir de l'analyse des cristallisations syncinématiques, entre les tronçons de Belemnites,

- Les conditions physico-chimiques, en particulier les variations de température par l'étude des inclusions fluides contenues dans ces cristallisations.

Le mécanisme de remplissage des fractures par des cristallisations syncinématiques, au cours de l'extension progressive des Belemnites, peut être expliqué par les phénomènes de dissolution sous pression (pressure solution).

Enfin, la simulation mathématique de la déformation d'une population de Belemnites, suivant deux modèles (écrasement et cisaillement) fait ressortir l'importance de la rotation et de la fracturation dans ce type de déformation progressive.

A. - DESCRIPTION DES BELEMNITES ETUDIEES*

1.- Caractéristiques générales.

Trois parties constituent la coquille des Belemnites, le rostre, le phragmocône et le proostracum : seul, le rostre est la partie la plus souvent fossilisée. Ce rostre en forme de javelot peut porter des cannelures et des sillons. Il montre à sa partie supérieure une dépression conique : l'alvéole (pl. 6, photo 1).

En coupe transversale, il est formé d'anneaux concentriques de fibres de calcite disposées perpendiculairement à l'axe longitudinal du rostre.

Dans chaque station du synclinal de la Javie (stations b, c et f), de l'anticlinal de Beaujeu (stations e, o et h) et du dôme de Saint Pierre (station i, figure 16), une population de 50 à 100 exemplaires de Belemnites, répartis sur une surface voisine de 20 m², a permis une étude statistique ; cette étude a pour but la quantification de la déformation minimale des roches contenant ces Belemnites.

Du point de vue de leur orientation spatiale, on note que la plupart des Belemnites se trouvent sur le plan de stratification.

Dans l'état non déformé, les Belemnites peuvent présenter une orientation préférentielle ** due par exemple à l'action des courants pendant la sédimentation ; cependant cette orientation initiale peut être quelconque ; Par exemple dans la région de la Robine, nous avons mesuré une population d'une centaine de Belemnites montrant une orientation au hasard, avec deux maxima peu importants (figure 17a). Mais d'une station à l'autre, l'orientation des rostres peut être variable. Dans les histogrammes réalisés (figure 17b à 17i), nous avons représenté l'orientation finale qui résulte de la superposition de l'orientation initiale et de la réorientation due à la contrainte tectonique.

Tous ces histogrammes présentent une orientation préférentielle Nord 150°-110° qui à notre avis est due essentiellement à la réorientation tectonique.

* Les Belemnites trouvées dans la zone étudiée sont : *Belemnites elongatus*, *B. tripartitus*, *B. exilis*, *B. stimulus*, *B. acutus*.

** Nota : A partir des observations actuelles réalisées sur les SEPIA, on constate que ce groupe présente un mode de vie grégaire ; on peut penser que la répartition spatiale des espèces fossiles, en petites concentrations, observées dans la zone d'étude, a pu être déterminée au moins en partie par ce phénomène.

Carte de localisation des stations de mesure des Belemnites et des diagrammes des fig. 17, 19, 20, 21, 22.

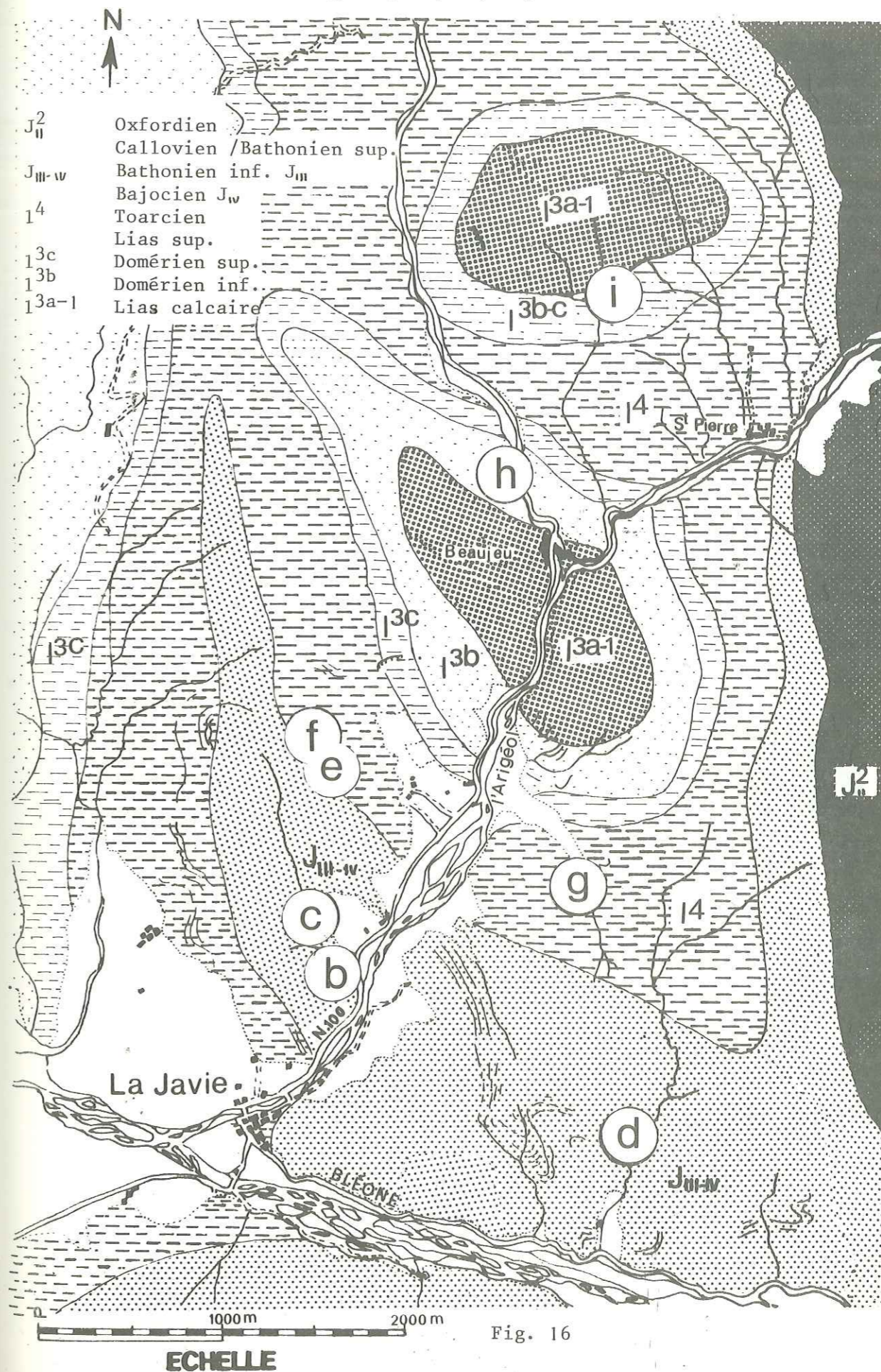


Fig. 16

ECHELLE

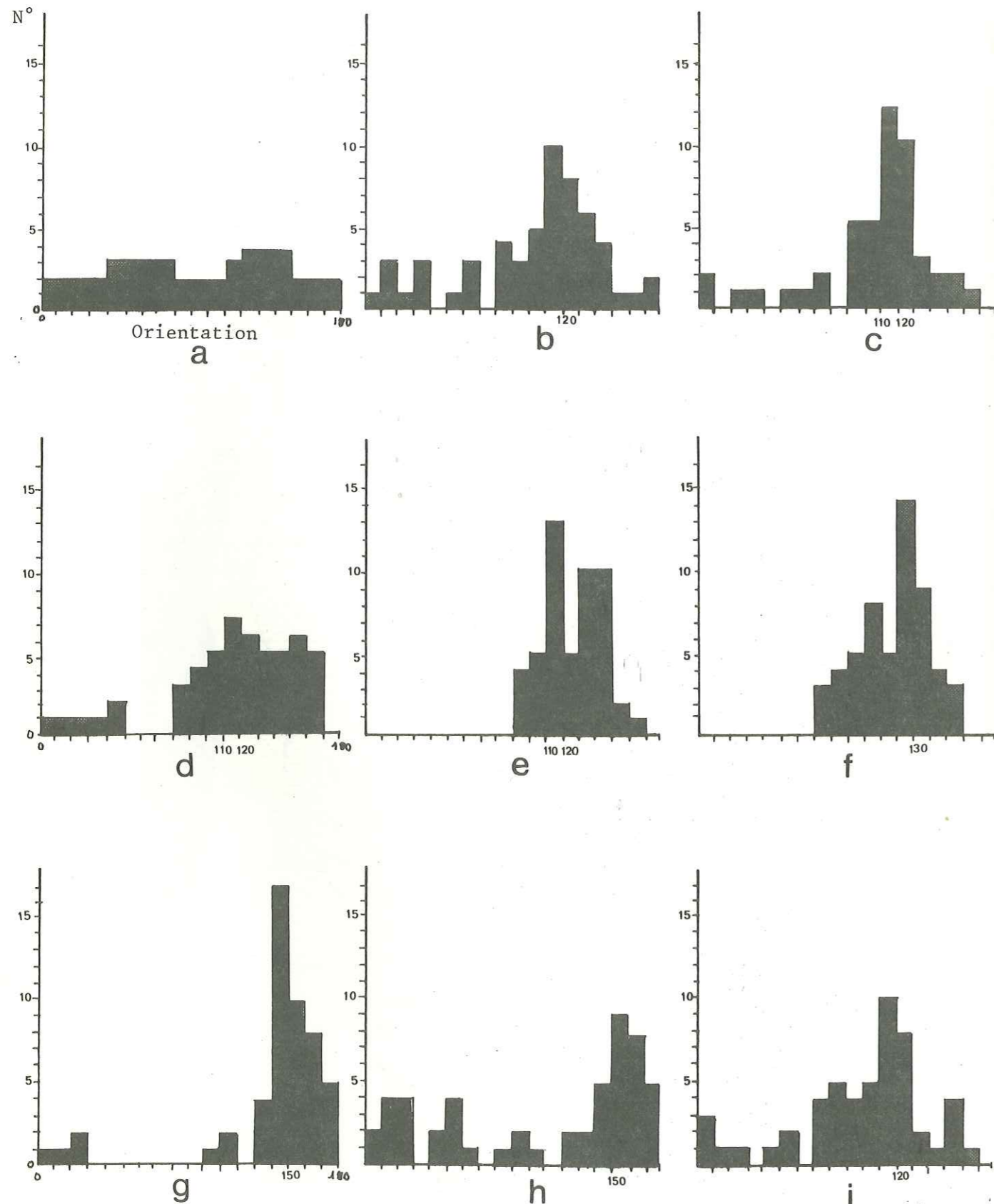


Fig. 17 - Histogrammes de l'orientation d'une population de Belemnites dans les différentes stations (voir texte).

Elle coïncide en effet avec la direction de la schistosité régionale et des axes de plis de la phase II.

D'une manière générale, nous verrons que l'orientation initiale des rostres de belemnites joue un rôle déterminant lors de la déformation progressive.

La taille et le diamètre des Belemnites semblent présenter également une influence sur la déformation ; le facteur essentiel est leur forme allongée, le rapport diamètre sur taille pouvant être de 1 à 10. Ce diamètre peut varier, pour les exemplaires étudiés, de 5 mm à 40 mm, la moyenne étant de 11 mm. De même, la taille varie entre 100 et 180 mm, la moyenne étant de 120 mm.

Enfin, le rapport de viscosité entre la Belemnite et la matrice qui varie en fonction de la nature de la roche a sûrement influencé la déformation :

- quand la matrice est marneuse, la Belemnite formée de calcite cristallisée aura une réaction cassante au cours de la déformation.

- quand cette matrice est de composition carbonatée, d'une compétence comparable à celle de la Belemnite, celle-ci montrera une recristallisation à l'intérieur même des rostres de Belemnites. Cette déformation à l'extrême, pourra être du type plastique.

Dans la région étudiée, nous avons uniquement observé les Belemnites présentant une déformation cassante.

2.- Aperçu qualitatif sur la déformation des Belemnites

L'étude de la déformation des Belemnites portera sur trois aspects :

- la rotation des Belemnites,
- leur fracturation,
- les cristallisations secondaires, syncinématiques.

a) La rotation

Pendant les premiers moments de la déformation, les rostres de Belemnites, en fonction de leur orientation initiale et de leur forme allongée, tournent en se rapprochant du plan d'aplatissement maximal (plan de schistosité).

Dans une deuxième étape, le rostre arrive au cours de sa rotation à un certain seuil de tension et subit une déformation cassante ; celle-ci se traduit par l'apparition de fractures limitées aux Belemnites.

Ces fractures indiquent que les Belemnites ont réagi comme des corps rigides par rapport à leur matrice et de ce point de vue la déformation des Belemnites est assimilable au boudinage des corps rigides.

Les tronçons de Belemnites limitées par ces fractures s'écartent alors progressivement les uns des autres.

Si l'on admet qu'il n'y a pas de déformation plastique, on peut facilement mesurer l'élongation en considérant que les tronçons de la Belemnite ont été à un certain moment unis : on connaît ainsi la longueur initiale et la longueur finale.

Suivant leur orientation, par rapport au plan de schistosité, on pourra distinguer différents types de déformation :

. Les Belemnites perpendiculaires au plan de schistosité peuvent être raccourcies par dissolution ; la schistosité change de direction en se rapprochant de la Belemnite (pl. 6, photo 2).

Les deux extrémités de la Belemnite (alvéole et l'extrémité conique) sont les parties les plus affectées par la dissolution sous contrainte car les plus proches des plans de schistosité.

Dans une section perpendiculaire à l'axe, l'alvéole peut rester cylindrique.

. Dans les positions intermédiaires (pl. 6, Photos 3 et 4), la Belemnite est tronçonnée mais l'écartement entre les tronçons est réduit ; on peut avoir, parfois une idée du sens de la rotation.

. Dans le cas où la Belemnite est disposée parallèlement au plan de schistosité, celle-ci montre une fracturation importante, et des cristallisations fibreuses de calcite et quartz situées entre les tronçons de Belemnite (pl. 7, photos 1 et 2). On peut également observer un bombement biconcave occupé par le matériel de la matrice. Quand l'alvéole est conservée, elle se présente en section avec une forme elliptique : étant en effet remplie par du matériel de même composition que la matrice, cette alvéole a été déformée de façon plastique et homogène.

b) La fracturation

Etant donné leurs caractéristiques rhéologiques, les belemnites se cassent de préférence perpendiculairement à leur axe quand elles sont soumises à un champ de contraintes.

Ces cassures peuvent se présenter comme des fractures simples, bien définies et régulièrement espacées, ou comme un réseau dense de microfractures affectant toute la Belemnite ou bien une partie.

Ces fractures, assimilables à des fentes de tension, peuvent se présenter inclinées par rapport à l'axe de la belemnite.

Dans quelques cas exceptionnels, on peut observer des petites fentes en échelons.

Il semble qu'une fois que se sont produites les fractures, les tronçons commencent à tourner en cherchant leur position d'équilibre par rapport au champ des contraintes. La séparation des fragments ne se produit pas d'un seul coup, mais plutôt d'une façon progressive ainsi que le montre la nature différente des remplissages successifs (quartz puis calcite, ou des calcites d'orientation différente) correspondant à des cristallisations syncinématiques

Notons que l'axe de la Belemnite après fracturation peut rester aligné ou bien se présenter décalé en échelons

c) Les cristallisations secondaires syncinématiques.

Ces cristallisations synchrones de la déformation permettent de visualiser les mouvements successifs des tronçons de Belemnite en train de s'écarter.

On les distingue des cristallisations primaires de calcite qui constituent le rostre de la Belemnite et qui se présentent au microscope sous forme de prismes allongés en baguettes perpendiculaires à l'axe de la belemnite (pl. 8, photo 3) ; leur axe optique est parallèle à l'axe d'allongement des prismes et en section transversale, et l'on observe en lumière polarisée, une croix d'extinction.

La déformation de ces cristallisations primaires se manifeste par des macles mécaniques de la calcite (pl. 9, photo 1). Ces cristallisations peuvent être également affectées par des surfaces de dissolution présentant des pics stylolithiques (pl. 9, photo 2).

Les cristallisations secondaires sont-elles formées par des agrégats de calcite ou quartz (croissance composite suivant la terminologie de D. Durney, J. Ramsay 1973). Dans la plupart des cas, la calcite et le quartz se présentent sous forme de grains allongés parallèlement à l'axe des Belemnites (pl. 9, photos 3 et 4). Le contact entre les agrégats de quartz et de calcite a une forme caractéristique dentelée.

Dans le cas où le mouvement d'écartement entre les tronçons a été plus rapide que la cristallisation, il s'est seulement produit un remplissage partiel et une cavité demeure : les cristaux de calcite ou de quartz présentent alors, au niveau de cette cavité, des faces holocristallines (croissance libre).

B . - ANALYSE ET QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION A PARTIR DES BELEMNITES TRONCONNEES

1.- Historique

Dès le milieu du 19^{ème} siècle, des observations sur le terrain et l'analyse expérimentale ont été réalisées pour étudier la déformation des Belemnites.

En 1876, G.A. Daubrée effectue des expériences sur la déformation des Belemnites ainsi que sur les conditions d'apparition de la schistosité :

Il obtient des Belemnites tronçonnées, en appliquant un écrasement à des belemnites "artificielles" en craie incluses dans de l'argile ; les fragments sont écartés les uns des autres et l'allongement obtenu est comparable au phénomène naturel.

Pour l'auteur, "les Belemnites sont des corps allongés, résistants qui se couchent dans le plan de schistosité et qui subissent un étirement dans ce plan ; la roche toute entière participe à cet étirement, comme le montre ses fissures souvent injectées de substances étrangères".

A. Heim (1878) étudiant les Belemnites tronçonnées des Alpes suisses (région de Fernigen) conclut que :

- la direction d'élongation et d'étirement est définie et indiquée par celle des Belemnites et des grains.

- une schistosité apparaît dans tous les cas où les fossiles sont déformés,

- le plan de schistosité contient toujours la direction d'étirement des fossiles.

En 1884, E. Jannetaz dans son mémoire sur le clivage des roches a étudié également, dans les Alpes (région de Grenoble), des Belemnites et des Ammonites déformées, incluses dans des schistes du Lias.

En 1933, à partir d'exemplaires recueillis dans les Alpes suisses (Fernigen et région de Mariatal et de Prebburg), J. Ladurner a étudié la pétrofabrication des cristallisations primaires des Belemnites et des cristallisations secondaires (Fluorite, Quartz et Calcite). Cet auteur montre que la croissance des cristaux se fait en général dans la direction d'élongation des Belemnites.

H. Badoux (1963) met au point une méthode de quantification de la déformation en mesurant statistiquement l'allongement des Belemnites dans la région de Leytron (Valais) puis en 1967 dans la région de Wildhorn (Drôme-Valais). Cet auteur, par la détermination de l'extension moyenne dans certaines directions, a reconstitué la forme et l'orientation de l'ellipse de

déformation dans les schistes liasiques de la nappe de Morcles. Nous décrirons plus amplement cette méthode que nous avons employée dans la zone étudiée.

Plus récemment, H. Masson (1971) a proposé une méthode permettant de mesurer la déformation dans des roches à linéation, à partir d'échantillons à polarité mixte (Lias schisteux de la nappe de Wildhorn, Alpes suisses). Cet auteur développe du point de vue géométrique et arithmétique, les idées de H. Badoux, et arrive ainsi à déterminer les trois extensions principales de l'ellipsoïde de déformation.

M.R.V. Johnson (1967), sur la base d'observations réalisées dans les Alpes suisses (Fernigen) a formulé une hypothèse intégrant des processus mécaniques (fracturation) et chimiques (cristallisations synchronématiques) affectant des Belemnites au cours d'une extension progressive.

2.- Methodes et résultats.

Les Belemnites sont des marqueurs qui permettent de mesurer la déformation longitudinale ou linéaire ; cela revient dans la pratique à mesurer leur extension résultant d'une déformation progressive.

Nous avons mesuré le pitch des Belemnites, car la déformation des belemnites est fonction de leur orientation par rapport à la schistosité et à la linéation.

Dans une deuxième étape, nous avons représenté graphiquement la variation de l'extension en fonction de l'orientation de la Belemnite par rapport à la linéation.

Une autre méthode graphique (H. Badoux 1963) nous a permis de représenter la moyenne des extensions et de construire l'ellipse de déformation.

Cette méthode complétée par d'autres représentations graphiques ou calculs algébriques (H. Masson 1971) nous a conduit à la détermination de la mesure des trois extensions principales de l'ellipsoïde de déformation finie ; ceci correspond à la construction de l'ellipsoïde de déformation minimale :

a - Diagrammes stéréographiques d'orientation et de densité.

Nous avons mesuré dans 8 stations les extensions de 400 belemnites ; cela consiste à mesurer la longueur totale (tronçons de Belemnite + calcite quartz) et déduire ainsi la longueur initiale des Belemnites.

On mesure en même temps l'angle α' , formé par la Belemnite tronçonnée et la linéation d'intersection.

On définit l'extension (e) :

$$e = \frac{l_1 - l_0}{l_0} = \frac{d_1}{l_0}$$

On peut obtenir également l'extension quadratique (λ) :

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

$$1 + e = \sqrt{\lambda}$$

Le pitch et le pourcentage d'extension sont représentés sur des diagrammes stéréographiques (fig. 19) où figure également l'orientation moyenne du plan de stratification et du plan de schistosité.

On constate que :

- les bélemnites sont généralement disposées suivant une guirlande parallèle au plan de stratification ; quand la déformation devient importante, cette guirlande se rapproche du plan de schistosité (diagramme g, h). Dans les cas intermédiaires, on observe une distribution symétrique des points représentatifs (diagrammes e, f).

- sur les diagrammes de densité (figure 20) réalisés à partir des mêmes mesures, on observe que les bélemnites sont concentrées autour d'un maxima proche de la linéation d'intersection (diagramme b, d, g). Sur ces diagrammes sont également représentés les pourcentages d'extension.

b - Diagramme e/α.

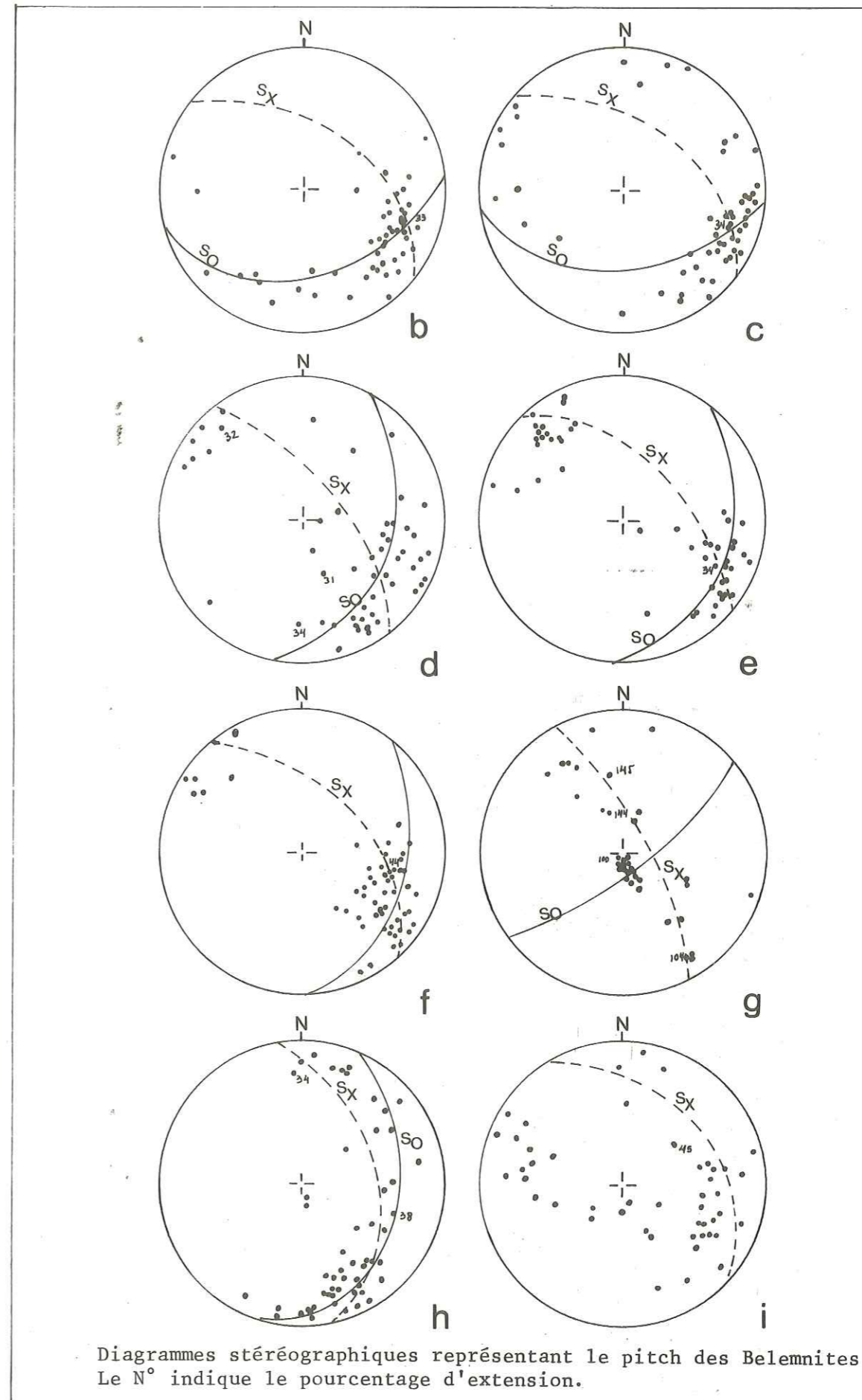
Sur des diagrammes (e/α') où nous avons représenté l'extension

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

en ordonnée et l'angle α' (Belemnite/linéation) en abscisse :

- nous remarquons une variation importante de l'extension de 0 à 50 % pour une même valeur angulaire (de 0° à 20°) (figure 21, diagrammes b à f).

- on note également une diminution de l'extension pour des valeurs d'angle élevées.



Diagrammes stéréographiques représentant le pitch des Belemnites
Le N° indique le pourcentage d'extension.

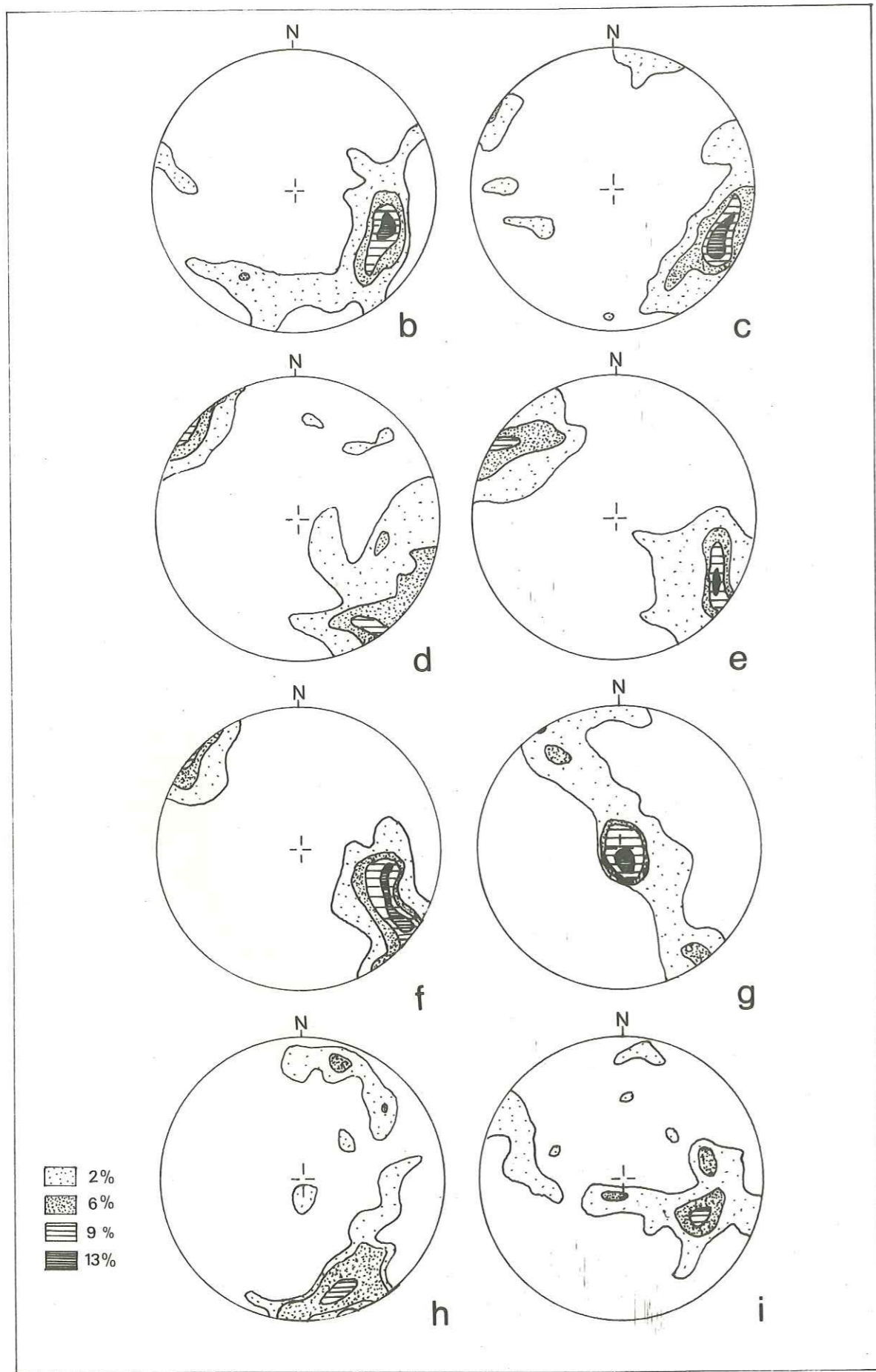


Fig. 20 - Diagramme de densité de Belemnites (voir texte).

Diagrammes e/α' avec le pourcentage d'extension en ordonnées (e) et l'angle α' formé entre la Belemnite et la linéation repère, en abscisses.

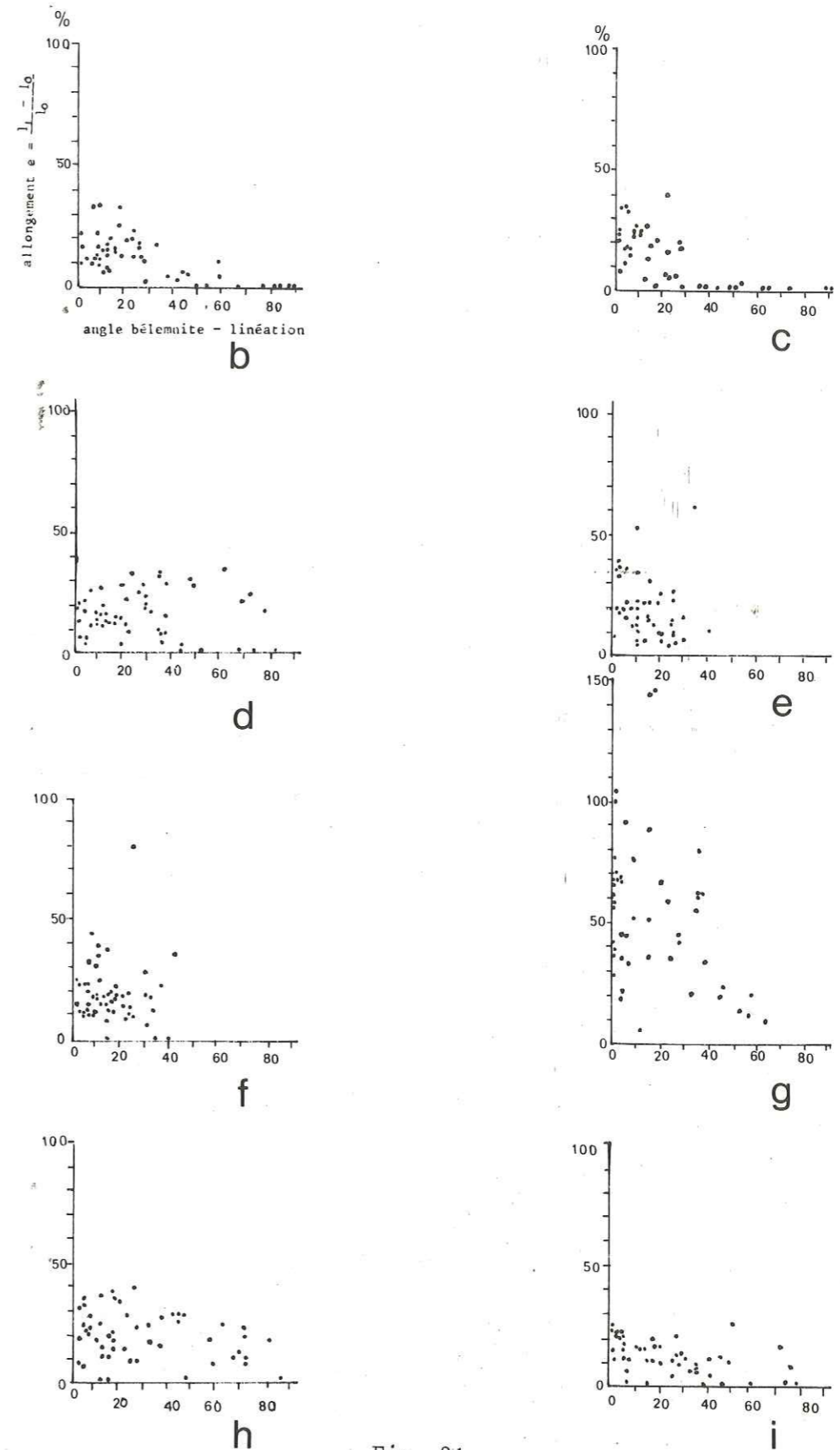


Fig. 21

La station g présente les valeurs d'extension les plus élevées de toute la région étudiée, de l'ordre de 145 %.

c - *Ellipse de H. Badoux et de H. Masson.*

La méthode de H. Badoux (1963), (fig. 22) permettant d'obtenir la courbe représentative de l'ellipse de déformation a été utilisée pour construire 8 graphiques. En abscisses, nous représentons le pourcentage d'extension mesuré parallèlement à la linéation (l'axe d du graphique correspond à la direction de la linéation d'intersection, à partir duquel est mesuré l'angle α').

Sur l'axe des ordonnées est reportée la valeur de l'extension mesurée perpendiculaire à la linéation.

Nous construisons ainsi une courbe enveloppe à partir de valeurs d'extension moyenne calculées pour un secteur angulaire donné ; par exemple, dans le diagramme g, ont été distingués des secteurs angulaires de 10° en 10° et des points A, B, C, D, E représentant les valeurs moyennes de l'extension.

D'une manière générale, dans les stations où nous avons mesuré l'allongement (1 à 7, sauf la station 6) nous constatons que la direction moyenne de l'extension maximale des belemnites coïncide avec la linéation d'intersection et que les valeurs de cette extension ne dépassent pas 15,6 %.

Dans un seul diagramme (g), la direction de la linéation et l'axe d'extension maximale de l'ellipse ne coïncident pas et font un angle de 20° . Nous n'aborderons pas ici les différentes hypothèses concernant l'origine de la linéation qui permettent, selon H. Masson, d'expliquer cette divergence ; mais en accord avec cet auteur, nous noterons qu'un observateur disposant d'un nombre suffisant de mesures peut donc, grâce à cette forme typique reconnaître sur un graphique, la situation d'obliquité, et mesurer l'angle α' , entre la linéation et la direction d'allongement maximum".

Pour construire cette ellipse, une fois déterminée la direction du grand axe de l'ellipse de déformation, plusieurs méthodes sont utilisables :

- la construction de Mohr, telle qu'elle est exposée dans l'ouvrage de J. Ramsay (1967, p. 79), ou les calculs proposés par J.G. Ramsay (1976).
- les calculs algébriques développés par H. Masson (1971, p. 173 à 175), (fig. 23), (H. Masson, p. 171).

Pour construire le diagramme g, nous avons appliqué les deux dernières méthodes, et nous avons obtenu des valeurs de demi-axes de l'ellipse : $a = 3,33$ et $b = 0,80$.

Nous avons alors des valeurs de $X = 2,3$, $Y = 1$ et $Z = 0,2$ pour $\theta = 20^\circ$

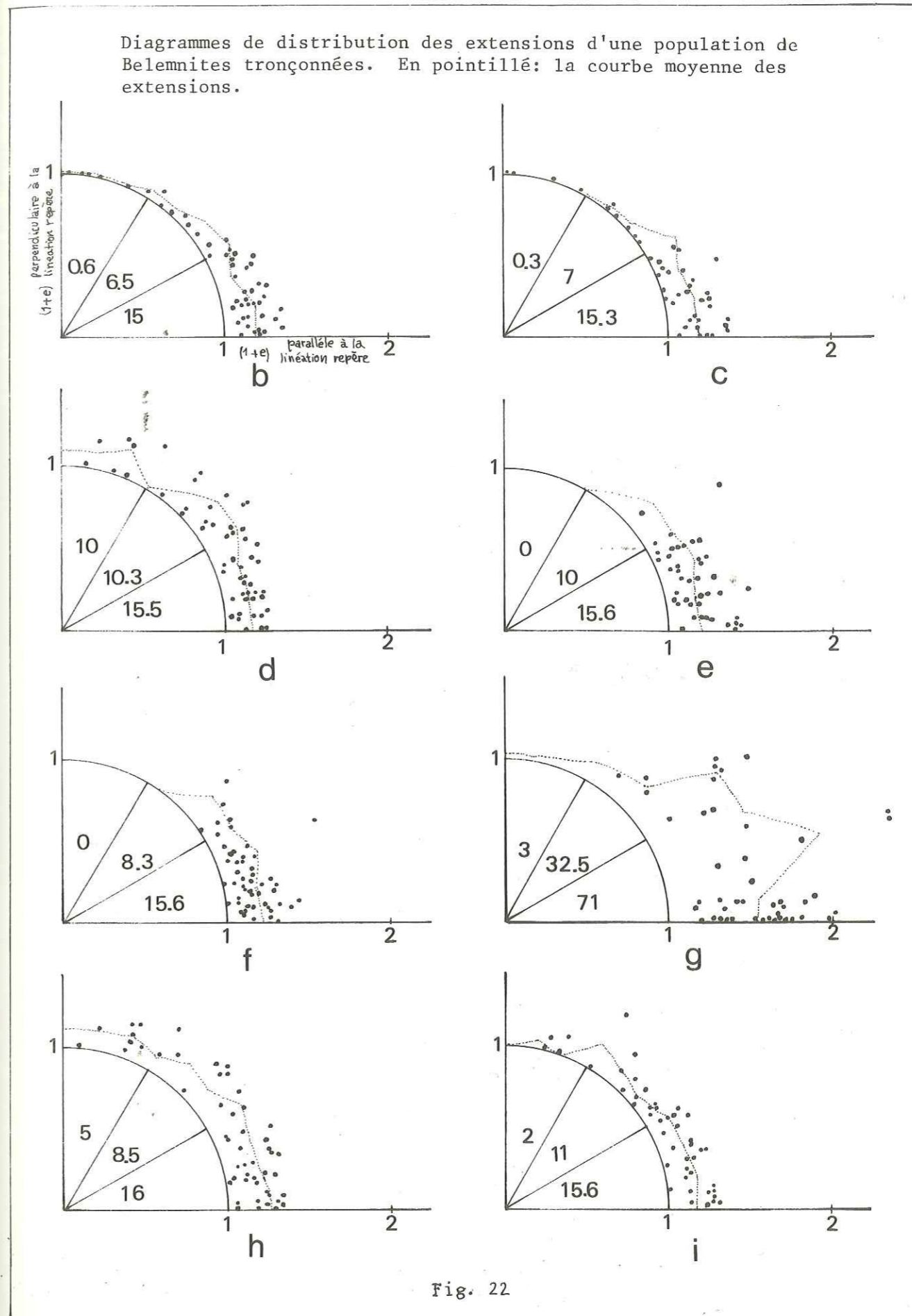


Fig. 22

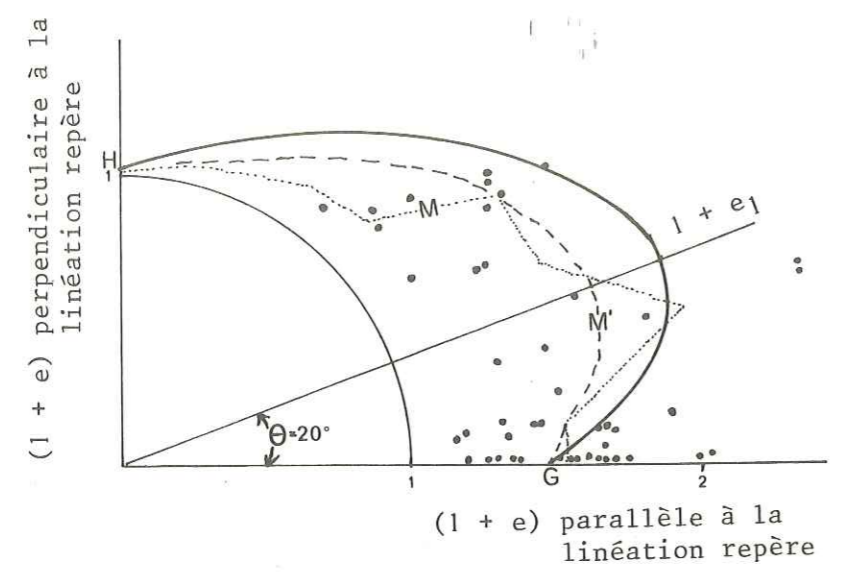


Diagramme de distribution des extensions d'une population de bélemnites tronçonnées (Station g) (d'après la méthode H. Badoux - H. Masson).

$$\lambda'_A = \lambda'_1 \cos^2 \theta' + \lambda'_2 \sin^2 \theta'$$

$$\lambda'_B = \lambda'_1 \cos^2 (p - \theta') + \lambda'_2 \sin^2 (p - \theta')$$

$$\lambda'_C = \lambda'_1 \cos^2 (q - \theta') + \lambda'_2 \sin^2 (q - \theta')$$

avec 3 inconnues $\lambda'_1 \lambda'_2 \theta'$

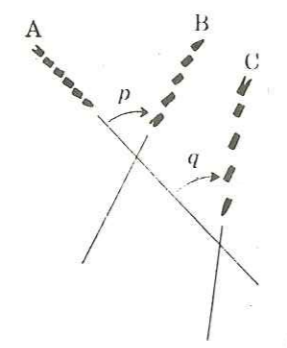
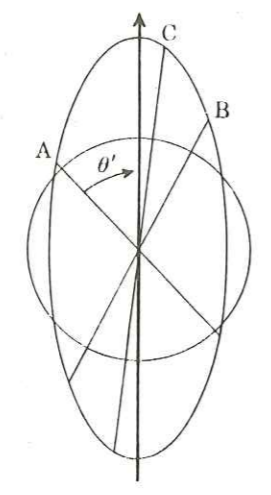


Fig. 23 - Technique pour déterminer l'ellipse de déformation à partir de trois Bélemnites tronçonnées. (D'après J.G. RAMSAY 1976.)

Nota : Il est nécessaire de déterminer avec précision la direction de l'axe majeur de l'ellipse, car une légère variation de θ entraîne une grande variation des valeurs de a et b (voir abaques de H. Masson). Ceci est particulièrement vrai dans le cas où les mesures sont faites dans le plan de schistosité.

3. - Mécanisme du tronçonnage des Bélemnites : origine et évolution

A partir des observations de terrain et des expériences de laboratoire sur le boudinage (G.A. Daubrée 1876 - H. Ramberg 1956, K.E. Strömberg 1973), on peut admettre que les Bélemnites se comportent généralement, dans la zone étudiée, comme des corps rigides qui, inclus dans une matrice ductile, présentent une déformation cassante (brittle déformation).

Schématiquement, trois cas peuvent se présenter :

a - La Bélemnite est soumise à une contrainte σ_1 perpendiculaire à son axe.

Dans ce cas, l'élongation résultante suivant l'axe, est due à la force de tension provoquée par l'écoulement symétrique du flux plastique dans les couches incompetentes, écoulement qui se produit du centre vers les extrémités libres (voir figure 24-25a).

Ceci est confirmé par les observations microscopiques faites par J. Lardner (1933) qui a noté dans la matrice des plans de glissement orientés, au contact de la Bélemnite. Cependant, la recristallisation mimétique sous contrainte de la matrice peut effacer complètement les surfaces de cisaillement et autres traces de mouvement de rotation relative entre les tronçons de Bélemnites.

b - La Bélemnite est disposée parallèlement à la contrainte σ_1 :

Etant donnée sa structure radiaire et fibreuse, la Bélemnite va se révéler (fig. 25b) très résistante ; elle présente uniquement des surfaces de dissolution, surtout à ses extrémités. La matrice ductile acquiert une texture orientée et la trajectoire des contraintes montre une déflexion à proximité de la Bélemnite, ainsi que le confirme l'orientation du σ_3 déduite des cristallisations secondaires autour des pyrites (figure 25b).

Cela se traduit par une déformation plus importante dans la matrice proche des extrémités des Bélemnites (zones 1 et 1') et presque nulle sur les flancs de la Bélemnite (zones 2 et 2').

Schéma hypothétique montrant les étapes successives du tronçonnage d'une Bélemnite et du comportement de la matrice. En pointillé: les trajectoires de σ_1 - en traits continus: trajectoires de σ_3 . (modifié à partir de H. RAMBERG 1955).

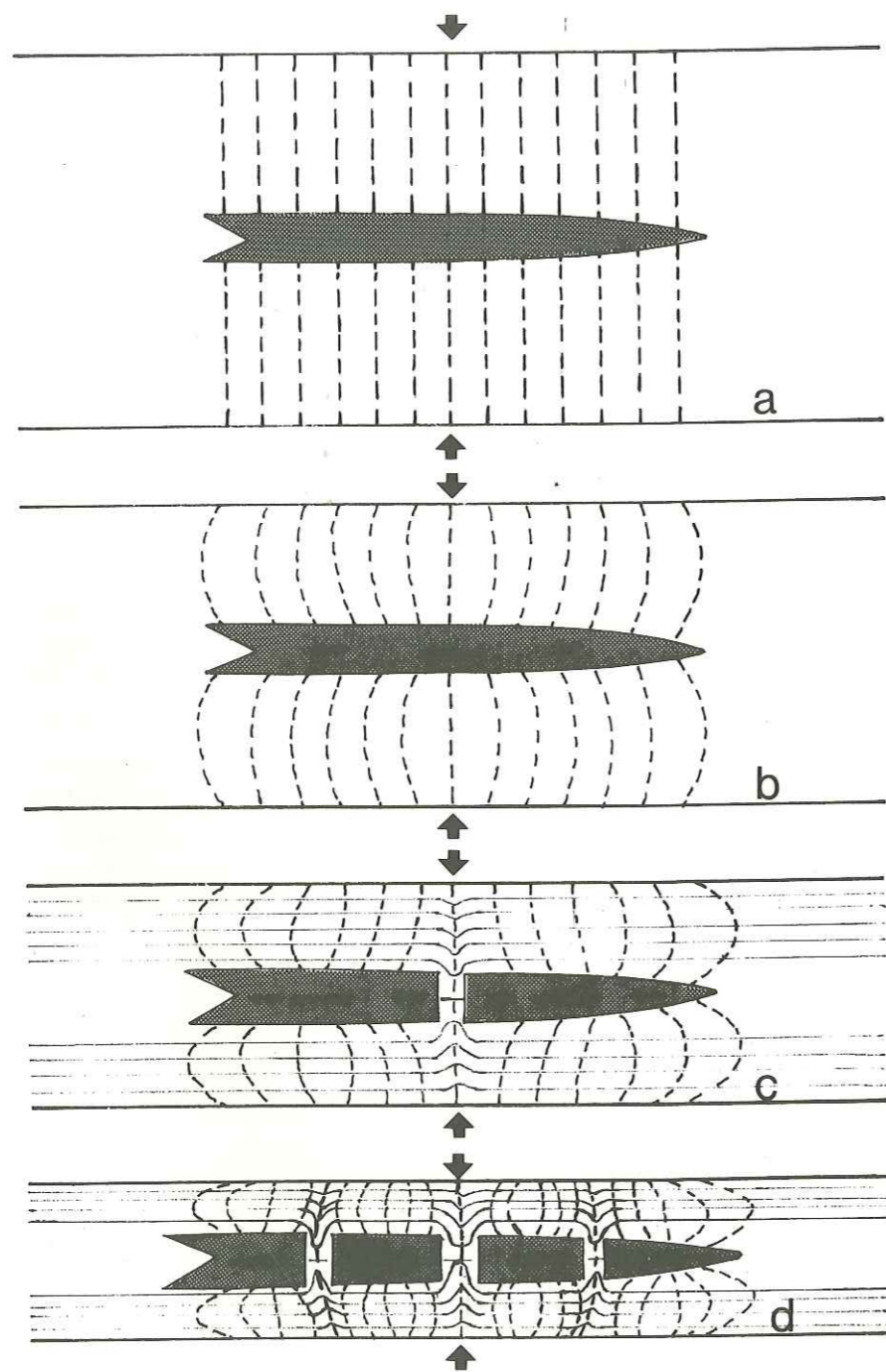


Fig. 24

Différents types de déformation subie par une Bélemnite suivant son orientation initiale par rapport au champ des contraintes. (En pointillé: les lignes de flux de la matrice).

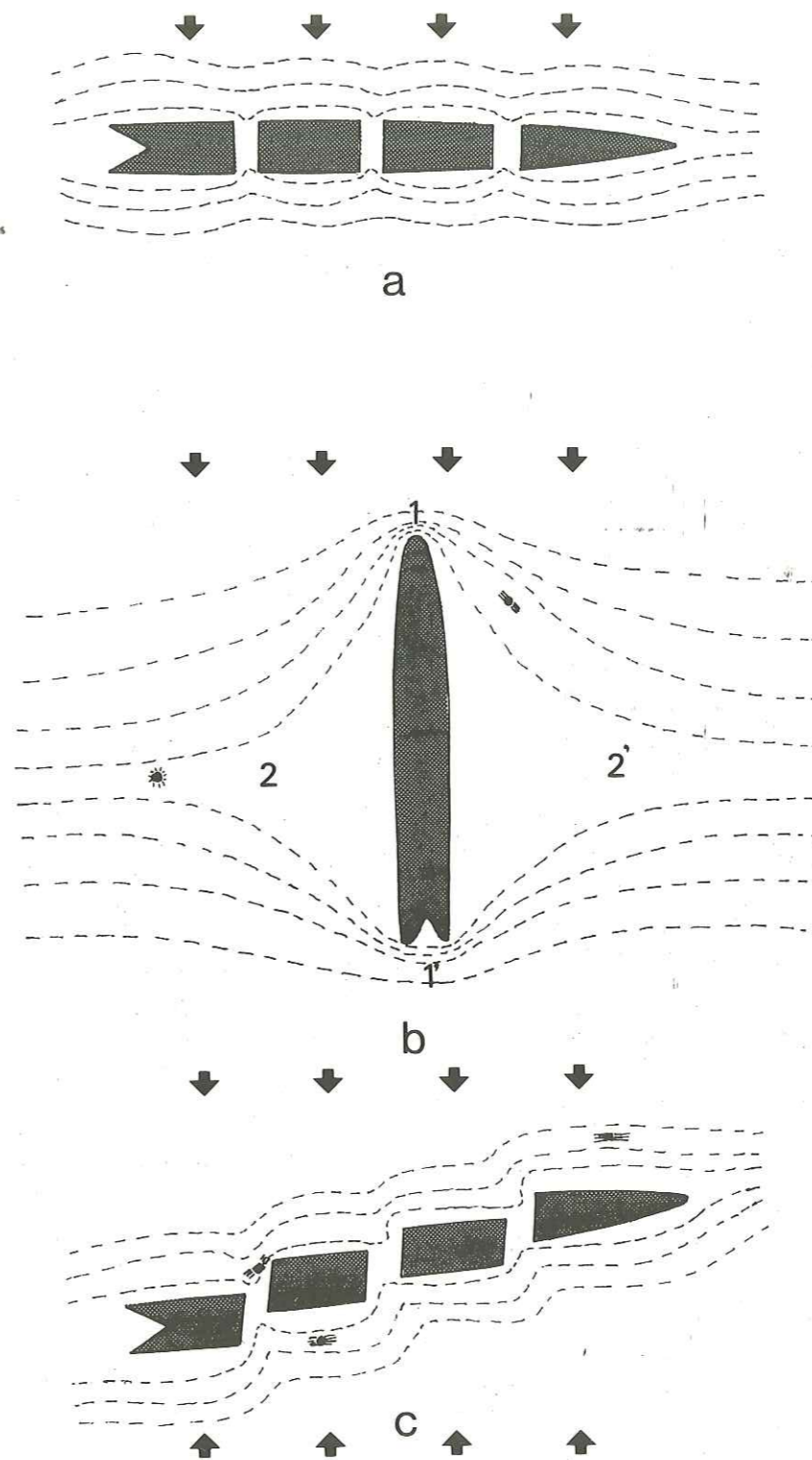


Fig. 25

c - La Belemnite est inclinée par rapport au champ des contraintes :

La Belemnite est alors soumise à une rotation rigide au cours de laquelle se produira la fracturation. Dans ce cas, on observe que l'axe de la Belemnite est décalé, que chaque tronçon va se réorienter jusqu'à retrouver une position d'équilibre par rapport au champ des contraintes et que le plan de fracture peut se produire obliquement par rapport à l'axe de la Belemnite (figure 25c). En plus de l'orientation des Belemnites par rapport aux champs des contraintes, plusieurs paramètres physiques interviennent dans les processus de fracturation.

L'importance de la force de tension, génératrice de la fracturation des Belemnites, dépend en effet de :

- la grandeur de la compression maximale,
- La vitesse de flux de la matrice,
- le coefficient de viscosité de la matrice,
- la force de friction entre la belemnite et la couche plastique,
- la surface de contact,
- l'épaisseur, c'est-à-dire le diamètre de la Belemnite.

Seuls les deux derniers facteurs peuvent être connus sur le terrain.

En accord avec les observations de H. Ramberg (1955) nous avons noté que le diamètre de la Belemnite (épaisseur de la couche compétente) a une influence sur la taille des tronçons : plus les Belemnites sont fines, plus la longueur des tronçons est réduite et réciproquement plus les Belemnites sont grosses, plus les tronçons sont de taille importante.

L'analyse mathématique de la fracturation des Belemnites peut être réalisée en appliquant la méthode de calcul sur le boudinage des roches compétentes présentée par H. Ramberg (1955). Pour cela, deux suppositions doivent être formulées :

- la déformation de la couche incompétente (matrice) doit être analysée comme un écoulement visqueux,
- la couche compétente (la Belemnite) est supposée se déformer de façon élastique avant la rupture ; cependant rappelons que la résistance à la tension exercée parallèlement à l'axe de la Belemnite est faible étant donnée sa structure (fibres radiales).

Dans l'ignorance de la plupart des paramètres définis auparavant, nous n'avons pu arriver dans la zone étudiée à calculer la force de tension nécessaire pour obtenir le tronçonnage des Belemnites ; nous pensons cependant que les calculs de H. Ramberg sont applicables à ce domaine en particulier à la déformation expérimentale des Belemnites telle que l'avait réalisée G.A. Daubrée, en 1876.

4. - Comportement de la matrice et cristallisations secondaires.

Dès l'apparition de la fracture, entre les tronçons de Belemnites entraînés de s'écarter, s'individualise une région de basse pression ; dans cette région la direction de la contrainte minimum est parallèle à l'axe de la Belemnite.

Dans un certain nombre de cas, la matrice a tendance à remplir l'intervalle entre les deux tronçons (pl. 7, photo n°2). Mais le plus souvent cette région est le siège de nouvelles cristallisations de minéraux qui occupent, au fur et à mesure de sa création, l'espace situé entre les tronçons (fig. 26).

Dans la zone étudiée, ces cristallisations présentent les caractéristiques générales suivantes :

- les cristallisations sont de différentes compositions (calcite et quartz) et l'interface entre ces cristallisations a généralement une forme dentelée (pl. 9, photo n° 4).

- la surface de contact entre la belemnite et les cristallisations est bien définie.

- le volume de la zone de cristallisation est en général inférieur à celui des tronçons, mais il peut parfois lui être largement supérieur (pl.7, photo 1).

- Dans certains cas, on observe une suture médiane soulignée par des inclusions minérales : elle correspond au transport de grains minéraux, empruntés aux parois de la fracture, par les cristaux les premiers formés. Donc, du point de vue chronologique, la zone centrale des cristallisations syncinématiques est la plus ancienne tandis que vers les parois se trouvent les cristallisations les plus récentes (voir figure 26).

Du point de vue physico-chimique, plusieurs questions peuvent être posées :

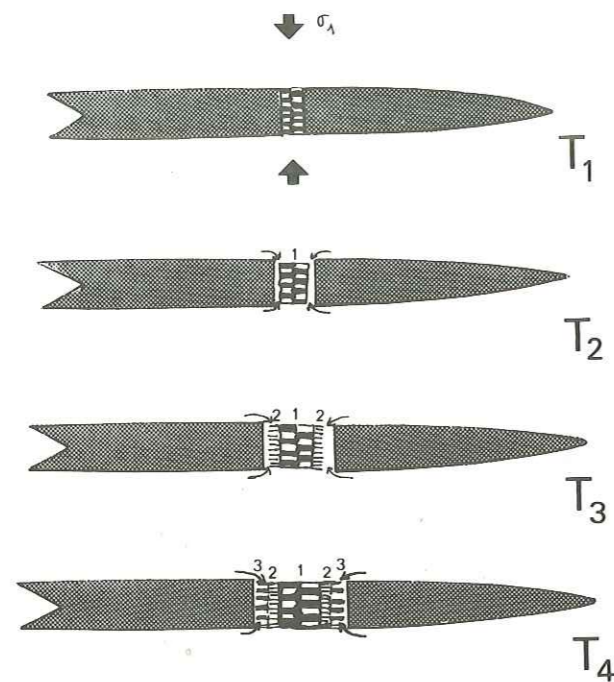
- . Comment s'effectue la cristallisation sous contrainte ?
- . Quels paramètres peuvent être définis à partir de l'étude des cristallisations syncinématiques ?
- . Quelle est la source d'où provient le matériel de ces cristallisations ?

A partir des travaux de J. Ladurner (1933), D. Durney (1972), M.R.W. Johnson (1967), J.S. Wickham (1973), D. Elliot (1972) et D. Durney, J. Ramsay (1973), des éléments de réponse peuvent être fournis :

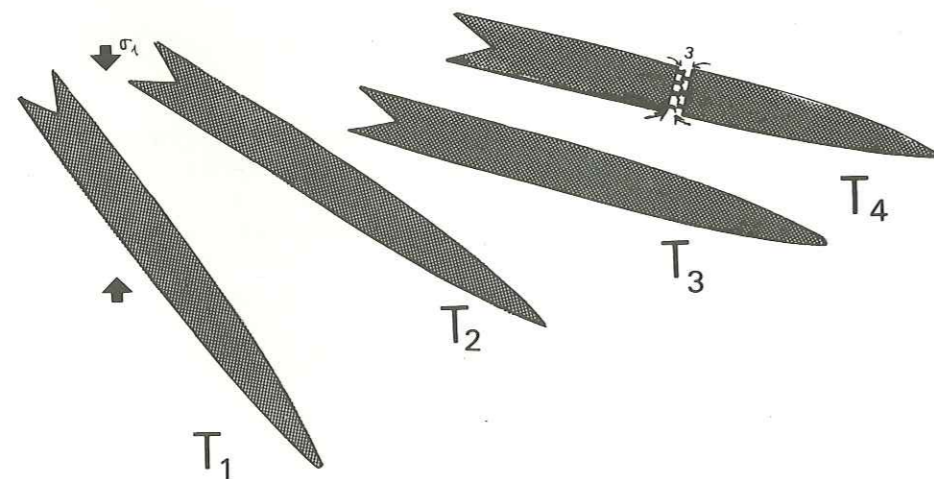
a) L'espace entre deux fragments de Belemnite est une zone de faible contrainte et constitue un site favorable à la nucléation et à la croissance des minéraux secondaires.

Ce phénomène débute par l'apparition de germes de cristaux qui répartis sur le plan de fracture avec une densité variée, croissent de façon isotrope dans ce plan. Cette croissance se poursuit jusqu'à ce que les cristallisations deviennent coalescentes. C'est seulement après que toute la surface de la cassure a été occupée que la croissance devient

Mécanisme et chronologie du remplissage par des cristallisations synchronématiques entre deux tronçons de Bélemnites.



a - Bélemnite perpendiculaire à σ_1



b - Bélemnite oblique à σ_1 (rotation, fracturation, remplissage).

Fig. 26

unidirectionnelle et qu'apparaissent les minéraux fibreux.

Le mécanisme de la compétition entre cristaux pour occuper un espace vide n'explique pas la croissance des cristaux orientés obliquement par rapport à la surface de la cassure ; elle n'explique pas non plus les courbures à 90° qui affectent les fibres monocristallines ne montrant aucune fracture visible.

Il se produit vraisemblablement un ajustement délicat des processus mécaniques et chimiques pendant la déformation progressive des Bélemnites ; si l'offre et la demande sont en équilibre, aucun vide ne persistera dans l'espace créé entre les deux tronçons de Bélemnite et les cristallisations synchronématiques rempliront cet espace au fur et à mesure de sa création.

b) Quel que soit le mécanisme de croissance envisagé, les fibres fournissent une image assez précise du chemin de la déformation ou des déplacements relatifs.

J.S. Wickham (1972, 1973) admet l'hypothèse suivant laquelle des fibres minérales se développent dans la direction de mouvement relatif entre les grains de quartz d'une roche soumise à la déformation, équivalents pour nous aux tronçons de Bélemnites.

La déformation finie calculée en utilisant les fibres cristallines comme chemins de déformation (trajectoire des mouvements, p. 32-33) est comparée à la déformation finie mesurée à partir des oolithes incluses dans la même lame mince ; on obtient ainsi des valeurs très voisines qui confirment l'hypothèse proposée.

D. Elliot (1972) a suggéré une méthode pour le calcul des composantes du chemin de déformation à partir des cristallisations secondaires appliquées aux Bélemnites étudiées par H. Badoux (1963).

Il lui fut possible de construire ainsi l'ellipse de déformation finie correspondant à chacun des deux épisodes de remplissage : quartz puis calcite. Les axes des deux ellipses obtenues sont parallèles ; si on les reporte sur un graphique ϵ_1/ϵ_2 , on constate que le chemin de déformation est linéaire. On en déduit que la déformation du Lias de la nappe de Morcles est coaxiale.

c) La source des minéraux de remplissage doit être dans la matrice ; le mécanisme de diffusion est vraisemblablement le responsable de la dissolution, de la migration et de la concentration des ions dans les zones de moindre pression.

Pendant la contrainte tectonique, les minéraux solubles inclus dans la matrice comme la calcite et le quartz sont dissous sous pression. Une migration se produit postérieurement des zones de pression élevée vers les zones de pression minimale. Cette migration tend à supprimer les hétérogénéités créées dans l'ensemble de la roche au cours de l'écartement des tronçons de Bélemnites.

Il n'est pas nécessaire de supposer l'existence de cavités ouvertes pour que s'effectue la recristallisation, celle-ci pouvant se réaliser dans la roche solide.

Les recristallisations syncinématiques entre les tronçons de Belemnites sont un exemple de recristallisation par diffusion en extension.

Il est possible d'obtenir des informations détaillées sur l'histoire thermique de ces recristallisations syncinématiques au cours de la déformation progressive et du métamorphisme régional. On étudie pour cela les températures d'homogénéisation d'inclusions fluides contenues dans ces cristallisations.

D. Durney (1974) a comparé les températures obtenues par cette méthode sur les Belemnites étirées des nappes helvétiques aux paragenèses du métamorphisme alpin ; d'après cet auteur, la cristallisation du quartz s'est effectuée à une température comprise entre 390° et 227°. Dans la région dauphinoise, J.P. Gratier et al. (1973) ont trouvé des résultats comparables ; dans le dôme de Remollon, à 120 kilomètres au Nord de la région étudiée, la température de cristallisation serait de l'ordre de 300° à 350°.

III. - SIMULATION MATHÉMATIQUE DE LA ROTATION ET DE LA FRACTURATION DES BELEMNITES.

1. - Principes généraux.

La simulation mathématique plane de la déformation d'un ensemble d'objets de forme allongée (rostres de Belemnites) a été réalisée de la façon suivante :

- chaque rostre est représenté par 12 "sommets" répartis sur son périmètre
- les rostres ont été répartis aux noeuds d'une grille (6x6) et suffisamment éloignés les uns des autres pour qu'il n'y ait pas "d'interactions" entre eux.
- la distribution angulaire initiale a été obtenue à partir d'une "table" de nombre au hasard, (sous programme "RANDU" de la bibliothèque I.B.M.)
- dans la simulation la détermination de la rotation et de la translation liées à une déformation donnée comporte 2 étapes pour chaque rostre.

Dans un premier temps, on calcule les coordonnées que prendraient les "sommets" du rostre si celui-ci se déformait comme la matrice. On détermine ainsi un "rostre théorique".

Dans la deuxième étape on détermine le meilleur recouvrement du rostre théorique par le rostre réel, en minimisant l'écart quadratique qui existe entre eux (on appelle écart quadratique la somme des carrés des distances séparant chaque sommet réel de son associé théorique).

Malgré cette minimisation, l'écart peut rester supérieur à un seuil fixé arbitrairement, on recourt alors à la fracturation. Celle-ci consiste à diviser le rostre suivant une droite telle qu'elle minimise au mieux l'écart quadratique entre les sommets du "rostre théorique" et les sommets des tronçons du rostre réel. Nota (par simplification, la droite de fracturation passe obligatoirement à égale distance de deux sommets. Aussi l'angle entre la droite de fracturation et l'axe du rostre n'a pas de signification. D'autre part, on a volontairement limité cette fracturation simulée à une seule division par rostre).

Cette fracturation est du point de vue géométrique la limite au delà de laquelle la distance entre le sommet de la matrice et le sommet correspondant de la Belemnite devient trop élevé ; du point de vue physique, cette fracturation est l'équivalent du seuil de fracturation des Belemnites qui est fonction de différents paramètres naturels (viscosité, etc...)

2. - Analyse des modèles d'écrasement et de cisaillement.

Dans l'analyse cinématique des modèles obtenus, deux points de vue différents seront tour à tour envisagés :

- le comportement individuel de chacun des rostres de Belemnites dans les états successifs de la déformation progressive.
- le comportement d'ensemble des objets par rapport à leur matrice.

a - Modèle d'écrasement progressif d'une population de Belemnites :

Suivant leur position initiale et leur évolution au cours de la déformation progressive, nous pouvons distinguer schématiquement plusieurs cas :

- Belemnites parallèles à l'axe x (future direction d'aplatissement). Depuis l'état initial T1 jusqu'à l'état final T4, les Belemnites restent parallèles à l'axe x.

Il se produit immédiatement une fracture, au temps T1, parallèle à l'axe y (contrainte σ_1). En même temps, il se produit une translation des segments sans rotation, qui se traduit dans la représentation par un écartement progressif des segments, proportionnel au taux de déformation. Une comparaison entre l'état initial et l'état final nous donne directement la valeur de l'élongation suivant l'axe x. Cette valeur mesurée sur la Belemnite est inférieure ou égale à celle de l'élongation subie par la matrice (ceci dépend de la viscosité relative). Exemples : Belemnites n°3 et 15 de la figure 27.

- Belemnites sub-perpendiculaires à l'axe x, $\alpha = 90^\circ$. Dans ce cas, les Belemnites restent sub-perpendiculaires et la rotation est faible ou nulle.

Il se produit surtout des recouvrements des deux segments de Belemnites suivant la direction y (la direction des contraintes). Ce raccourcissement progressif, perpendiculaire à l'axe des X, est égal ou inférieur à celui subi par la matrice. Exemples : Belemnites n° 20 et 7 de la figure 27.

- Belemnites obliques à l'axe des x. Suivant la valeur de l'angle α , (fig 27), deux types de déformation progressive sont observables (la valeur limite entre ces deux types de déformations, l'angle α_S , est fonction du seuil de fracturation choisi) :

α est faible (de 0° à α_S) : On a alors une fracturation oblique qui apparaît progressivement suivant la valeur de α ; exemples : Les Belemnites n° 8 et 9 (α compris entre 0° et 20°) se fracturent dès le temps T1, la Belemnite n° 18 (α compris entre 20° et α_S) se fracture au temps T2. Une fois qu'est apparue la fracturation, les deux segments subissent chacun une rotation et une translation propres ; les tronçons apparaissent alors décalés. Exemples : n° 8 et 9 de la figure 27.

α est fort (compris entre α_S et 90°) : Dans ce cas, le phénomène dominant est la rotation.

Si α est compris entre α_S et 70° , la rotation est importante et la fracturation est un phénomène tardif (temps T4). Exemple : les Belemnites n° 19 et 32 de la figure 27. Bien qu'à l'état final, ces Belemnites se présentent proches de la direction d'élongation maxima, c'est-à-dire sub-parallèles à l'axe X, on constate que la valeur de l'élongation est minime.

Si α est compris entre 70° et 90° , les Belemnites vont subir une rotation car les rotations ont été suffisantes pour minimiser l'écart quadratique qui n'atteint jamais le seuil. La rotation est la translation sont liées au taux de déformation. Exemple : Belemnites n° 4 et 5 de la figure 27 (Temps T4).

Conclusions sur le modèle d'écrasement :

Les Belemnites vont subir en fonction de leur orientation initiale une rotation angulaire qui sera suivant les cas dextre ou senestre; cette rotation tend à diminuer la valeur des angles initiaux α afin que le grand axe des Belemnites se rapproche de la direction d'aplatissement de l'ensemble matrice-Belemnites.

Du point de vue de la déformation longitudinale des Belemnites, on constate qu'à l'état final (temps T4), les Belemnites présentent de grandes variations d'élongation (de 0 à 56 %). C'est le cas observé dans la nature, où des objets linéaires, ayant une orientation finale identique et ayant subi la même contrainte, présentent des pourcentages d'allongement très différents.

Le modèle présenté permet de formuler une hypothèse pour expliquer le phénomène naturel (figure 26b) : exemples des Belemnites n° 3 et 15 à comparer aux Belemnites 19 et 32. Ce modèle confirme également les observations réalisées sur le terrain : l'orientation initiale des Belemnites provoque une variation de l'élongation observée sur un même affleurement d'une roche ayant subi une déformation homogène.

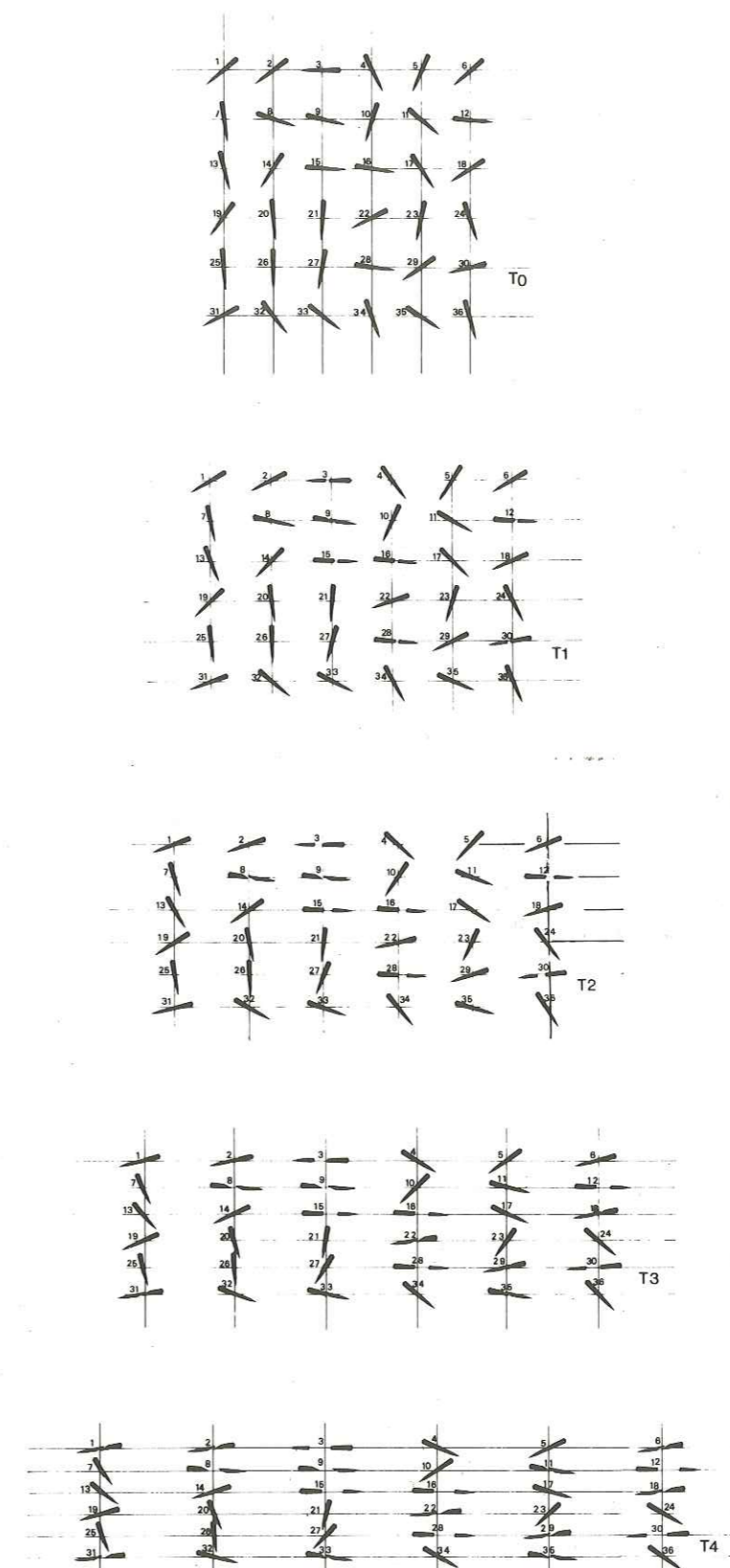


Fig. 27 - Modèle d'écrasement progressif d'une population de Bélemnites obtenu par simulation mathématique. Les lignes verticales et horizontales montrent la déformation de la matrice. (Explication: voir texte).

On obtiendra donc une meilleure mesure de la déformation vraie en utilisant les rostrés présentant les plus grands écartements entre les tronçons plutôt qu'en utilisant la moyenne des extensions.

La déformation de la matrice peut être évaluée en comparant la grille à l'état initial (formée de carrés dont les côtés sont $x = y$) à la grille obtenue après déformation. On constate que c'est une déformation homogène par écrasement caractérisée par les critères géométriques suivants :

- les lignes droites restent des droites après déformation,
- les lignes parallèles restent parallèles (les angles sont conservés),
- les surfaces sont conservées,
- les valeurs de l'élongation suivant x ou du raccourcissement suivant y sont constantes.

Le modèle nous confirme également une observation de terrain suivant laquelle les Belemnites ont tendance à se rapprocher du plan d'aplatissement maximal et à constituer une linéation d'étirement.

Ceci rejoint les conclusions formulées par H. Baudoux (1963) et H. Masson (1971) sur les effets de l'anisotropie induite par la déformation :

- si la distribution initiale des objets linéaires est isotrope, leur fréquence est identique dans toutes les directions (voir le cercle de distribution à l'état T_0 , figure 27).

- "cette isotropie se perd avec la déformation ; on sait en effet que la direction des objets tend à se rapprocher de celle de l'extension maximale, et d'autant plus que la distorsion est plus intense. Cette anisotropie induite par la déformation offre d'ailleurs un moyen de vérifier les résultats calculés par d'autres méthodes" ; dans le diagramme de la station g (figure 22), on constate que plus de 50% des Belemnites déformées sont situées à moins de 23° de la direction de la linéation régionale.

Par rapport à l'ellipse de déformation, une population de Belemnites se comporte donc comme les côtes des Ammonites dans un modèle d'écrasement (voir chapitre IV, p 15).

b - Modèle du cisaillement d'une population de Belemnites

Par opposition au modèle d'écrasement, nous constatons que l'élongation maximale se produit suivant une droite oblique par rapport aux axes x et y qui fait un angle, dit de cisaillement ψ avec l'axe y (figure 28). On peut alors définir la valeur du cisaillement en fonction d'une valeur appelée "l'unité de cisaillement" mesurée sur l'axe des ordonnées y, suivant la formule :

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

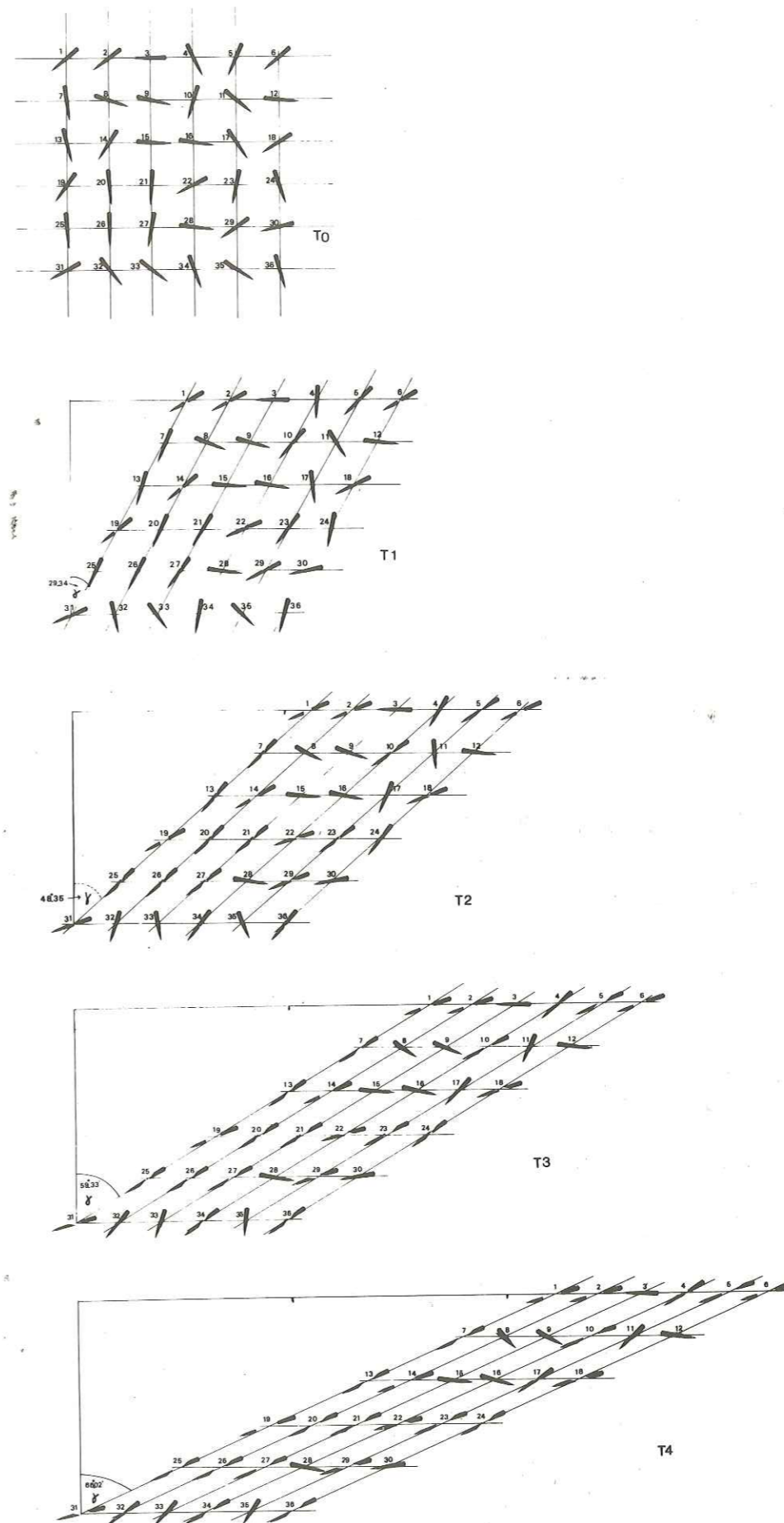


Fig. 28 - Modèle de cisaillement progressif d'une population de Bélemnites obtenu par simulation mathématique. (Explication: voir texte).

Au stade initial T_0 , on a :

$$\psi = 0 \text{ et donc } \operatorname{tg} \psi = 1 \quad \gamma = \text{unité.}$$

est matérialisée dans ce modèle par la distance entre la Belemnite n°1 et la Belemnite n° 31.

Les quatre états représentés T_1 à T_4 peuvent être définis en fonction de :

- T_1 correspond à $\operatorname{tg} \gamma = 0.56$ pour un angle ψ de $29^\circ 34'$
- T_2 correspond à $\operatorname{tg} \gamma = 1.12$ et un angle ψ de $48^\circ 35'$
- T_3 correspond à $\operatorname{tg} \gamma = 1.69$ et un angle ψ de $59^\circ 33'$
- T_4 correspond à $\operatorname{tg} \gamma = 2.25$ et un angle ψ de $66^\circ 02'$.

En ce qui concerne la déformation progressive des objets, nous observons plusieurs types d'évolution :

- Les Belemnites qui sont parallèles à la direction de cisaillement

(ici parallèle à l'axe x) présentent comme unique déformation une translation et une petite rotation suivant les plans de glissement. Cette translation progressive, de T_0 à T_4 est proportionnelle à γ . Exemples des Belemnites n°3, 12, 15, 16, 28 et 30.

- Les Belemnites qui sont perpendiculaires à la direction de cisaillement (et à l'axe y) au temps T_0 , vont subir trois types de déformations :

- . dès le temps T_1 , se produit une fracturation,
- . les deux segments au cours du cisaillement continuent à tourner et s'écartent progressivement : au stade final T_4 , les deux segments ont leurs axes respectifs décalés. Par rapport aux axes de coordonnées, l'ensemble des deux segments a subi une translation parallèle à l'axe x et proportionnelle à γ .
- . Par rapport au modèle d'écrasement, nous constatons que les Belemnites qui étaient perpendiculaires, ne restent jamais perpendiculaires mais au contraire subissent une rotation continue. Exemples n° 20, 21, 25, etc....

- Les Belemnites qui sont proches de la direction de raccourcissement axial et obliques par rapport à la direction de glissement ($-\alpha$).

Ces Belemnites se caractérisent par un recouvrement qui se produit dès le temps T_1 ; en même temps, elles subissent une rotation dextre qui les rapproche du plan d'extension. On remarque alors que les Belemnites passent du domaine de raccourcissement au domaine en extension : Exemples n° 4 et 32 d'abord raccourcis eu temps T_1 , puis fracturés et soumis à l'extension. Exemples n° 33 et 35 initialement raccourcis puis allongés mais qui ne sont pas fracturés car ils n'atteignent pas leur longueur initiale.

- Les Belemnites qui sont proches de la direction d'allongement et obliques par rapport au plan de glissement mais dans une direction opposée aux précédentes ($+\alpha$) :

Elles subissent une extension maxima suivant un plan de fracture perpendiculaire à l'axe de la Belemnite. Les deux segments s'écartent progressivement tout en maintenant leurs axes alignés. La rotation des deux segments de Belemnites s'effectue à la même vitesse que la rotation de l'axe principal de l'ellipse de déformation finie.

La matrice présente une déformation homogène que l'on peut apprécier à partir de la déformation de la grille ; cette déformation est rotationnelle et présente un glissement différentiel qui est nul sur l'axe x et maximum (égal à γ) pour $y = 1$.

CONCLUSIONS

Si nous comparons les états finals du modèle d'écrasement et du modèle de cisaillement, nous notons que :

Il y a davantage de Belemnites fracturées dans le cisaillement que dans l'écrasement : 125 % pour 120%.

Dans les deux cas, la valeur de l'extension maximale mesurée dans le plan d'aplatissement (équivalent à la schistosité) est du même ordre de grandeur ; elle ne peut donc servir de critère pour faire la distinction entre les deux modèles.

Par contre, à partir des Belemnites perpendiculaires au plan d'aplatissement maximal, nous pourrions différencier ces deux modèles : en effet, dans le domaine de l'écrasement, la Belemnite reste perpendiculaire au plan d'aplatissement et la schistosité présentera une réfraction symétrique.

Dans le cisaillement, les Belemnites subissent une rotation continue qui se traduira par une asymétrie dans la réfraction de la schistosité.

Dans le cas du cisaillement, une Belemnite qui se trouve au cours de la déformation progressive parallèle au plan d'aplatissement, va poursuivre sa rotation au-delà du plan de schistosité. Dans les mêmes conditions, les Belemnites soumises à un écrasement resteront indéfiniment dans le plan de schistosité, qui correspond à leur position d'équilibre.

Les Belemnites nous permettent donc théoriquement de faire la différence entre le cisaillement, la déformation rotationnelle, et l'écrasement non rotationnel.

Pl. 6 - Photo n°1 - Bélemnite non déformée montrant dans la partie inférieure de la photo l'alvéole en section.

Photo n°2 - Bélemnite perpendiculaire au plan de schistosité affectée par la dissolution ("pressure solution").

Photos 3,4 - Bélemnites obliques par rapport au plan de schistosité (station b).

Pl. 7 - Photos 1, 2 - Bélemnites parallèles au plan de schistosité montrant des fracturations, des cristallisations secondaires de calcite et une extension de 140 % (station g).

Pl. 8 - Photo n°1 - Section longitudinale d'une Bélemnite montrant les cristallisations primaires en baguettes (calcite) perpendiculaires à l'axe et les cristallisations secondaires (calcite + quartz) de teinte plus claire.

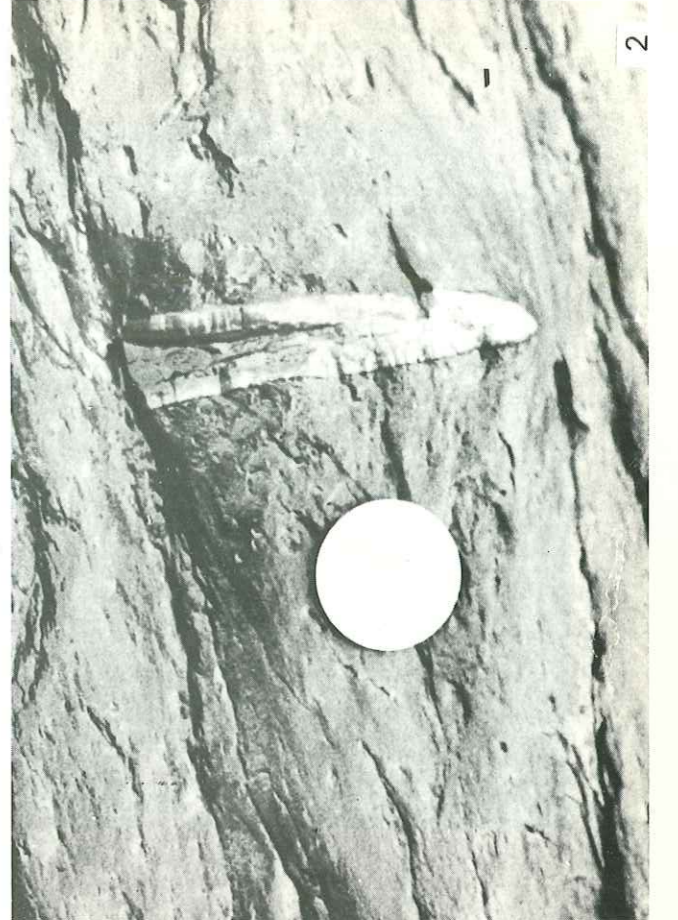
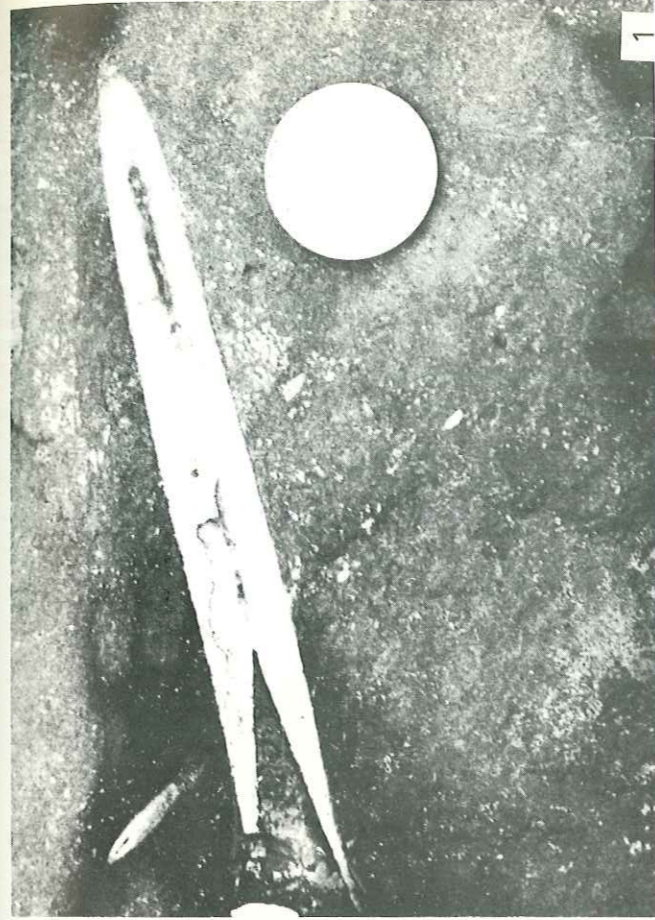
Photo n°2 - Section microscopique de l'alvéole.

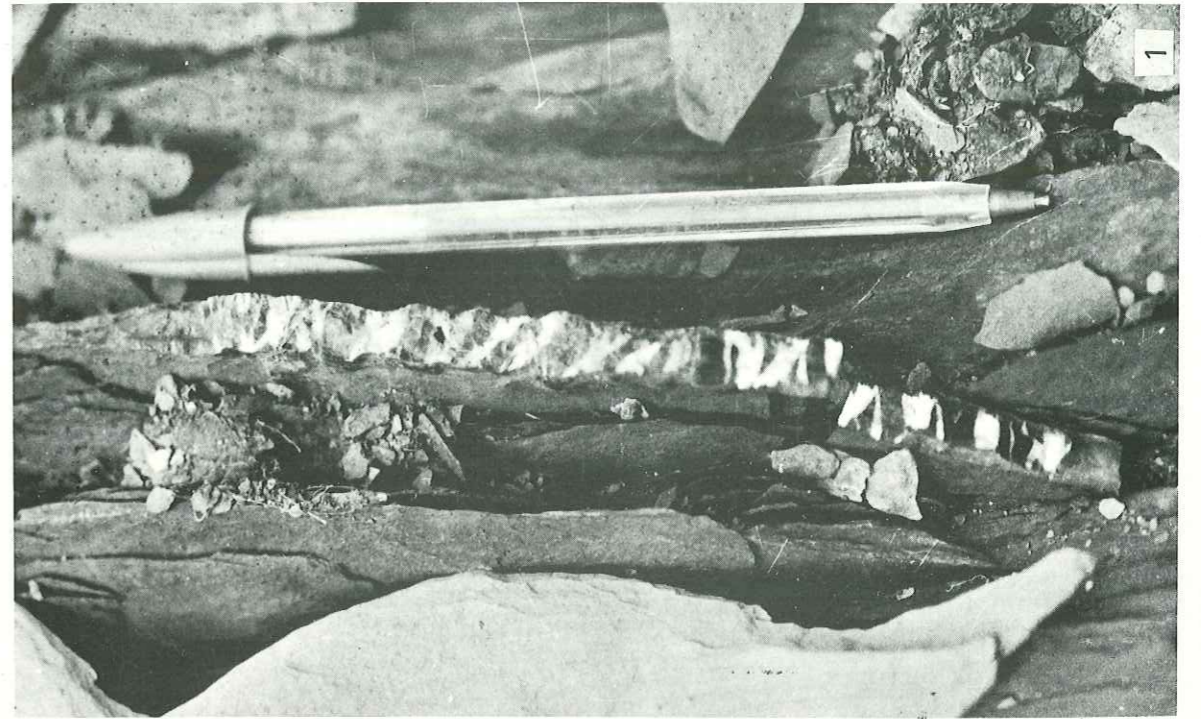
Photo n°3 - Section microscopique perpendiculaire à l'axe de la Bélemnite montrant les cristallisations primaires de calcite (fibres radiales) et la croix d'extinction en lumière polarisée.

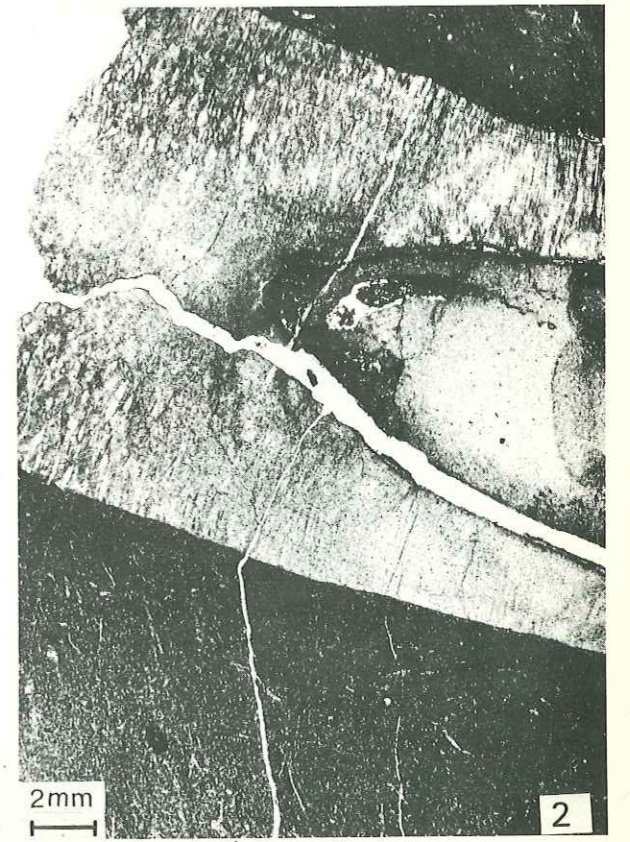
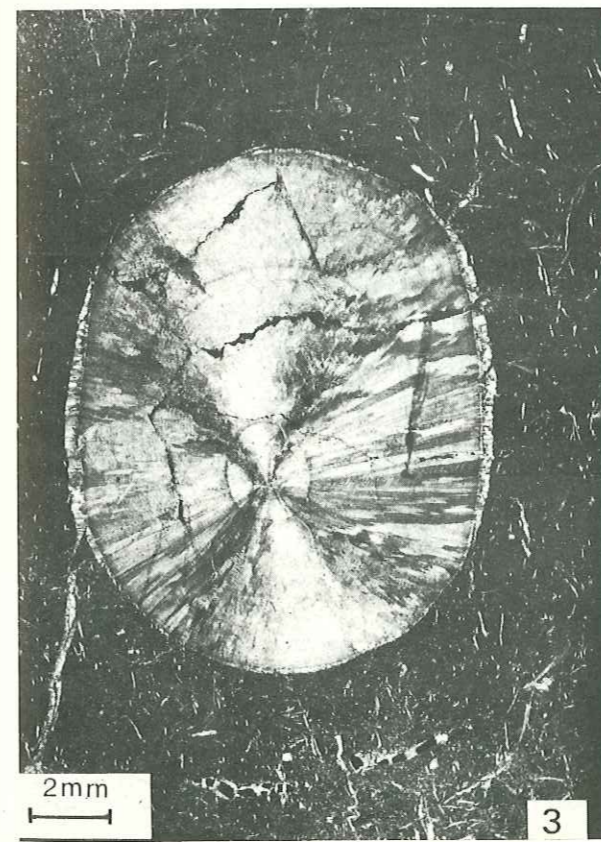
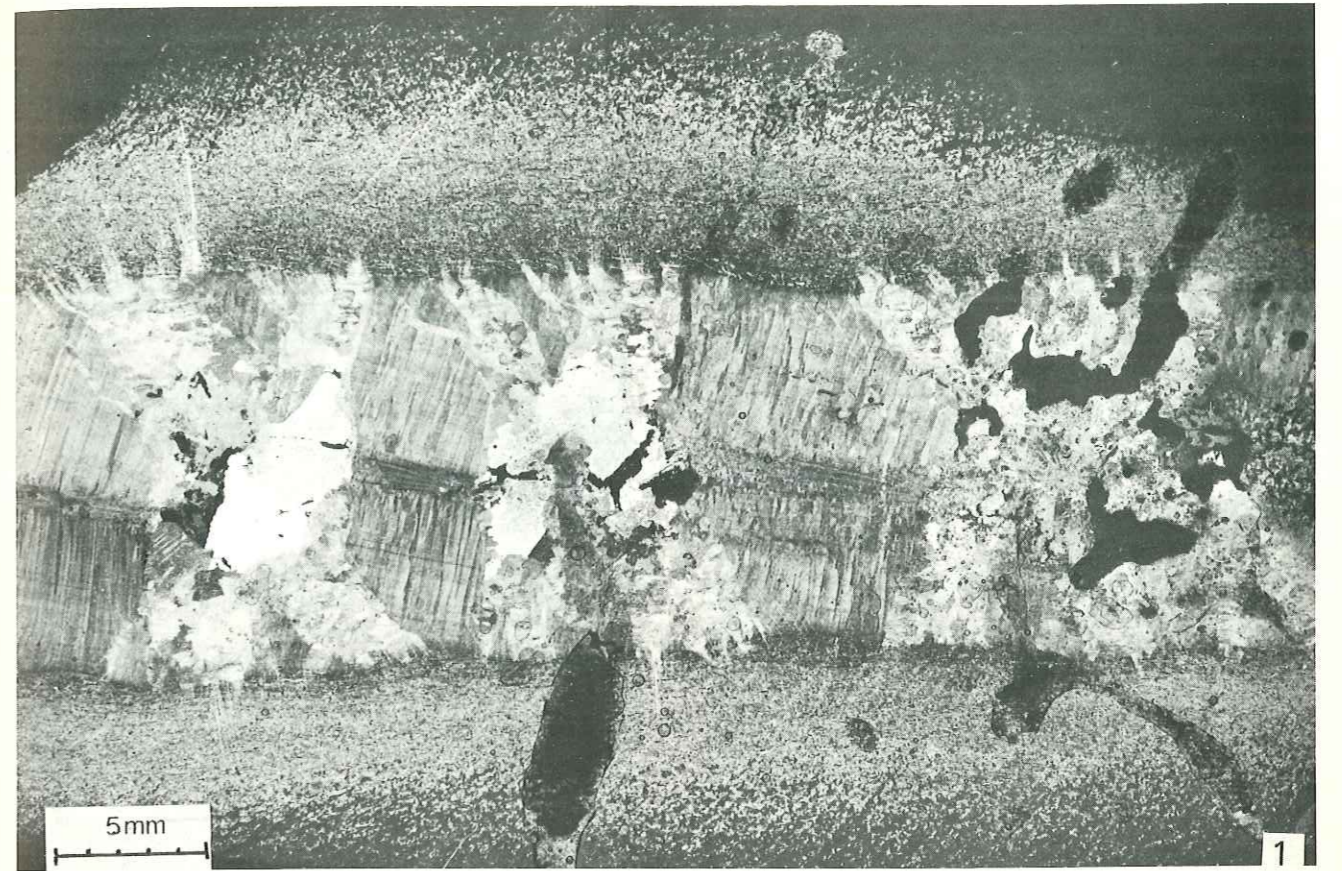
Pl. 9 - Photo n°1 - Cristallisations primaires de calcite montrant des macles mécaniques - plans horizontaux parallèles. Sur la droite de la photo, on peut observer la schistosité soulignée par l'allongement des minéraux phylliteux, oblique à la limite de la Bélemnite.

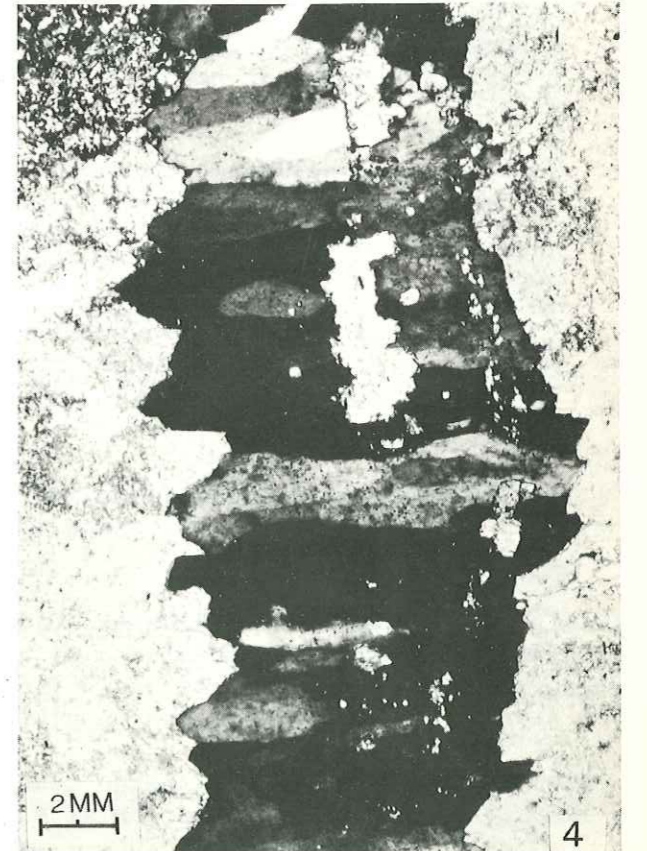
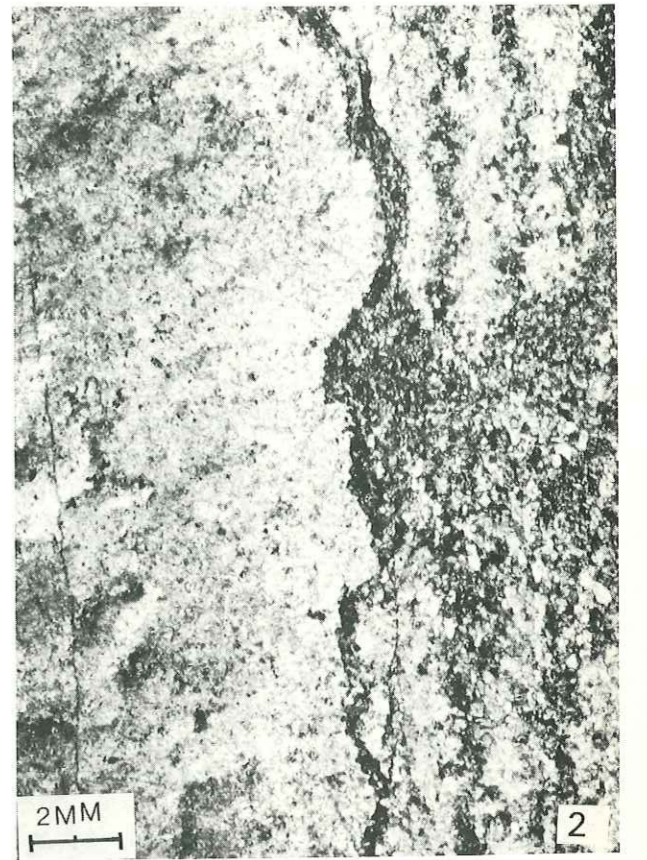
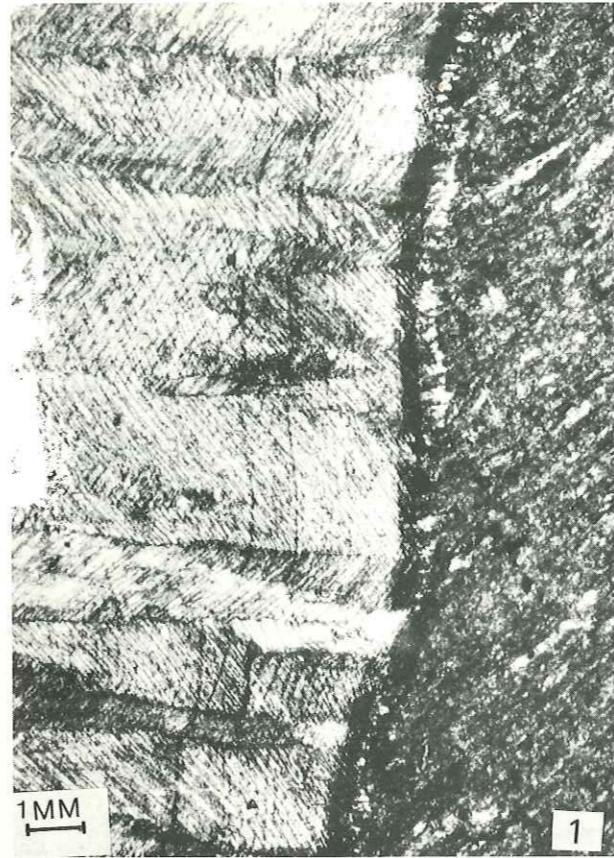
Photo n°2 - Stylolites affectant les cristallisations primaires.

Photo 3, 4 - Cristallisations secondaires fibreuses de quartz (sombre) dans la partie centrale et calcite (claire) - Noter l'allure dentelée du contact.









VI. - LES FILONS : MARQUEURS PLANAIRES DE LA DEFORMATION PROGRESSIVE.

Introduction et historique des travaux.

Par opposition aux Ammonites et Belemnites dont on peut connaître avec une précision suffisante la forme originelle, les filons présentent pour une étude quantitative l'inconvénient d'avoir une forme et une origine imprévisibles. On est pour cela obligé de formuler un certain nombre d'hypothèses sur le mécanisme de formation des filons étudiés ainsi que sur la chronologie des filons par rapport au contexte structural.

Les études de terrain sur les filons ont généralement été réalisées dans des zones de métamorphisme élevé C.E. Wegmann 1932, A.G. Sylvester and J.M. Chistie 1968, J. Watterson 1968, J. Talbot 1970 et Debat 1974. Ces travaux ont porté sur le mécanisme et la quantification de la déformation des filons dans un domaine déformé de façon homogène.

Les travaux expérimentaux reproduisant les conditions de la déformation homogène, lors d'une compression, ont été effectués par H. Ramberg (1955, 1959), S.K. Ghosh (1966), M.S. Paterson et L.E. Weiss (1968)...

Les filons dans les terrains de métamorphisme élevé sont généralement considérés comme des produits de ségrégation ou comme des produits liés à des intrusions magmatiques.

Dans les roches à faible degré de métamorphisme (anchizone) comme dans la zone étudiée, les filons peuvent avoir pour origine la mise en solution par pression "tectonique" des minéraux solubles de la matrice, pendant les événements orogéniques.

Dans la région de Digne, les filons se présentent souvent parallèles à la stratification et dans ce cas, on peut admettre que ces filons sont des objets planaires qui ont une signification structurale similaire à la stratification.

Mais étant données leurs différences de composition, de viscosité, d'épaisseur... par rapport aux roches encaissantes, les filons ont un comportement tectonique différent.

Ils vont enregistrer, avec beaucoup plus de détails, l'évolution progressive du plissement c'est-à-dire successivement la rotation, la flexion et l'aplatissement du matériel soumis à la déformation. C'est seulement à ce dernier stade que se produiront le plissement et le boudinage des filons.

Le matériel des filons (cristallisations) enregistre les différents états de la déformation infinitésimale alors que la morphologie des filons fournit des informations sur la déformation finie.

Selon que l'on admet une origine syncinématique (Phase II) ou plus ancienne pour les filons de la région étudiée, leur signification dans l'histoire de la déformation en sera différente.

L'étude de cette déformation pourra se faire suivant trois points de vue différents :

- L'analyse des variations de la morphologie des filons permettant la quantification de la déformation minimale subie par l'ensemble roches-filons.

- L'étude de la pétrofabrication et du mécanisme de formation des cristallisations syncinématiques primaires et secondaires.

- Les expériences de laboratoire et la simulation mathématique.

A. - DESCRIPTION DES FILONS ETUDIÉS.

Comme nous l'avons déjà indiqué, les ardoises du Lias schisteux et du Bajocien-Bathonien sont traversées par de nombreux filons ; c'est à partir de La Javie vers le Nord, Nord-Est que leur fréquence augmente, en particulier dans le flanc sud du dôme de Saint-Pierre et dans la charnière et le flanc inverse de l'anticlinal de Beaujeu (Figure n°29).

Donnons tout d'abord un aperçu de leurs principales caractéristiques physico-chimiques et de leurs caractéristiques structurales.

1.- Composition.

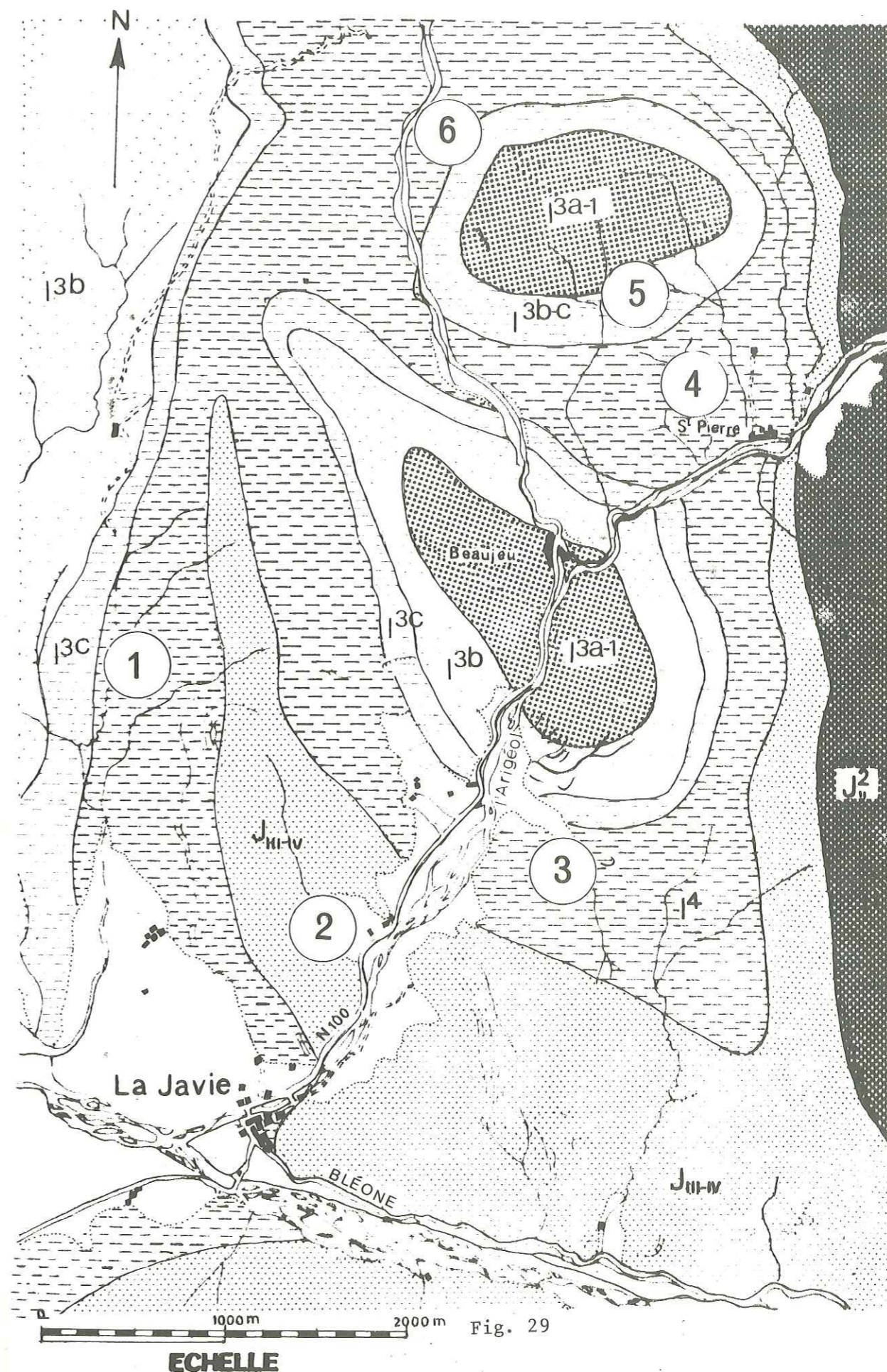
Sur la centaine de filons étudiés, la majorité est constituée de calcite. Un certain nombre d'entre eux présentent des inclusions importantes de pyrite et rarement des inclusions charbonneuses. Enfin, le filon est parfois formé en partie de quartz.

D'une manière générale, on peut admettre que le matériel des filons est originaire de la matrice et nous discuterons plus loin le mécanisme de formation de ces filons.

2.- Orientation et disposition structurale.

Nous avons mesuré les directions et les plongements des axes des plis et des boudins qui affectent les filons de la région dans 6 stations (voir carte de position, figure 16) qui correspondent à un nombre total de 155 linéations mesurées.

Carte de localisation des stations de mesure des filons et des diagrammes correspondants (Figures 30 à 32).



Dans un premier stade, nous représentons sur des histogrammes (Figure 30) les directions des filons plissés* et des filons boudinés en fonction de leur fréquences ; ceci pour une station considérée, correspond à une surface d'observation de 6 00 m².

On constate que les filons plissés de la station n° 3 se présentent suivant une distribution régulière et une direction comprise entre 020° N et 180° N ; on note un maxima dans la direction 130°-140°.

Pour les filons boudinés, on remarque une orientation préférentielle comprise entre 140°-150°. Ces filons sont parallèles à la schistosité ou font un angle faible avec celle-ci. Dans la station n° 4, les filons sont plissés et présentent une distribution plus groupée que dans la station n° 3, suivant une direction 90°-100°. Dans cette station, il n'existe pas de filons boudinés.

Dans la station n° 5, les deux types de filons sont généralement représentés :

- les filons plissés présentent des directions préférentielles 090°-100°,
- les filons boudinés sont concentrés suivant une direction 130°-140°.

Nous avons également représenté sur des diagrammes stéréographiques les directions d'axes de plis et de boudins affectant les filons ainsi que la valeur de leur pitch (Figure 31). On note que ces différentes linéations sont groupées soit suivant un seul maxima (de direction comprise entre 115° et 127° pour les stations n° 1, 3, 4 et 6) soit suivant une droite de même direction avec des plongements opposés (station n° 5 et 2). Ce dernier cas met en évidence l'existence de phases superposées, dans le dôme de Saint-Pierre.

3.- Variations morphologiques liées à la déformation.

On peut distinguer trois classes de filons montrant une déformation morphologique différente suivant leur orientation par rapport au champ de contrainte :

El parallèle au filon : les filons sont plissés (Pl. 10, photos 1 et 2),

El oblique au filon : les filons sont plissés puis boudinés (Pl. 10, photo 4),

El perpendiculaire au filon : les filons sont boudinés ou présentent des structures en pinch and swell (Pl. 11, photos 3 et 4).

* Ces filons sont également appelés ptygmatisés dans les zones à faciès métamorphiques élevés (migmatites).

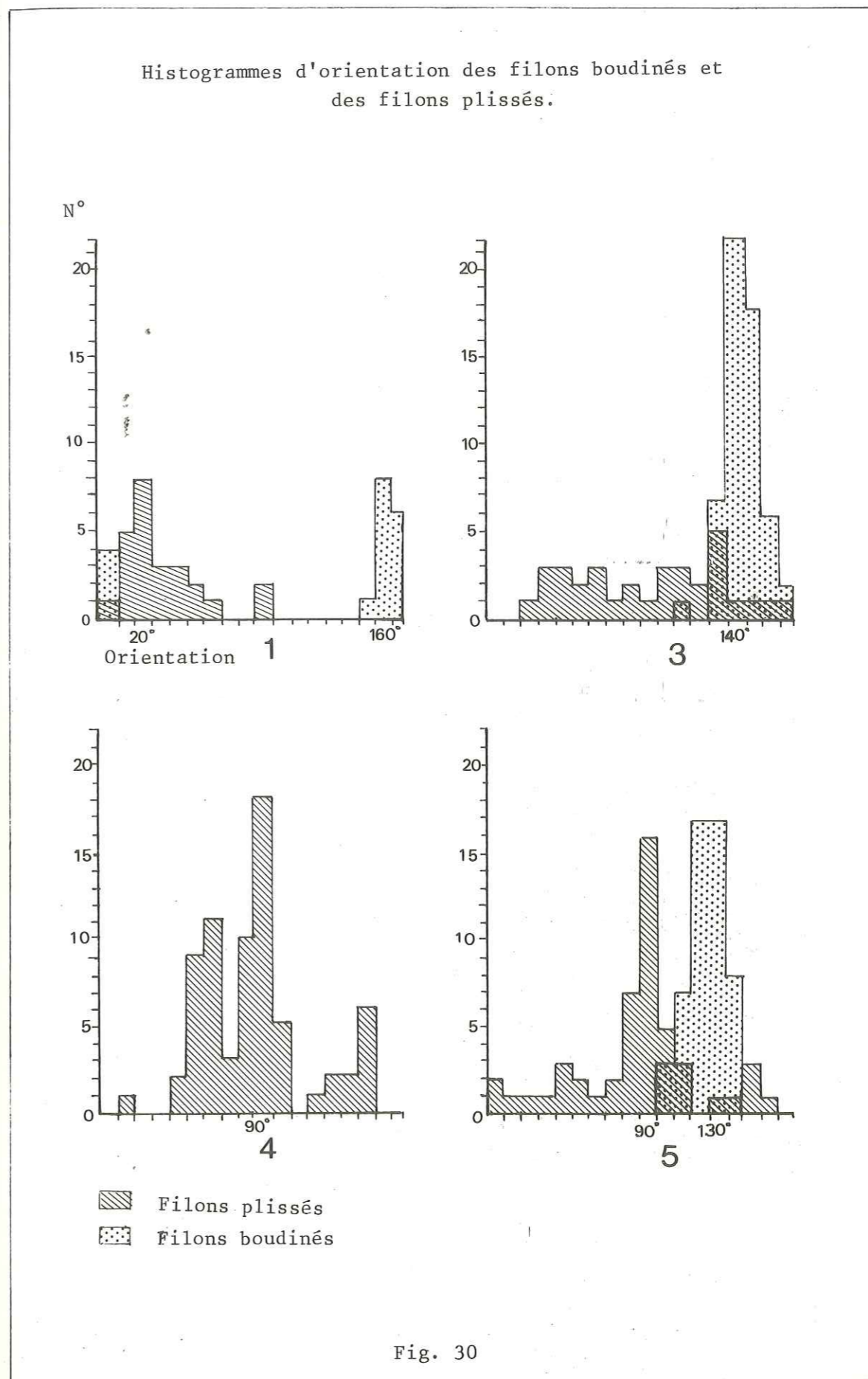
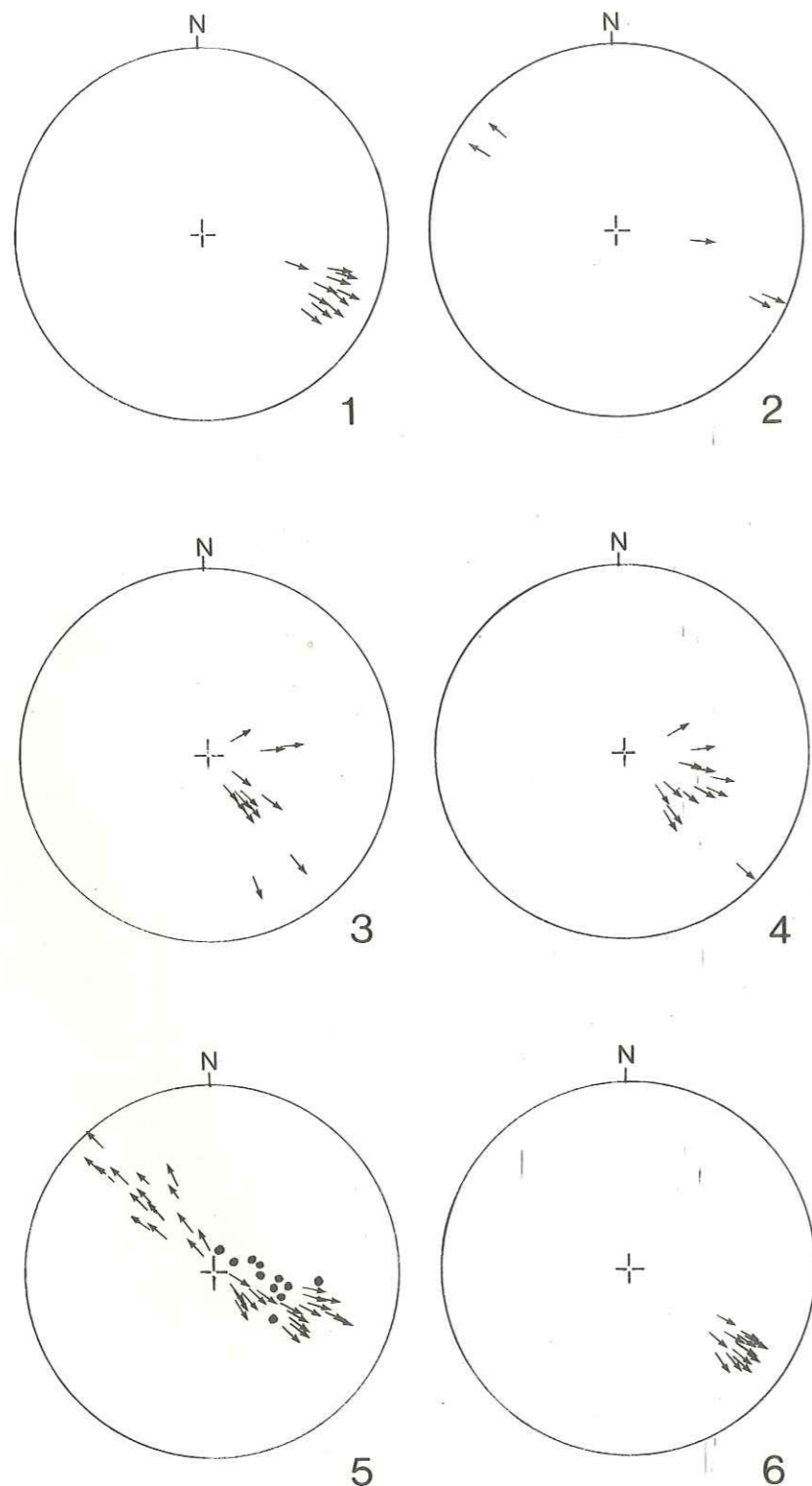


Fig. 30

Diagrammes stéréographiques de l'orientation des axes de plis et des boudins affectant les filons.



→ Axes des filons plissés
 • Axes des boudins

Fig. 31

Nous avons constaté que le plan axial des filons plissés coïncide approximativement avec le plan de schistosité.

Les filons boudinés sont presque toujours parallèles au plan de schistosité. Quand les filons sont obliques par rapport au plan de schistosité, on observe une rotation des boudins ou des plis boudinés.

a) Filons plissés.

Dans le flanc inverse du pli anticlinal de Beaujeu (Ravin de la Combe), nous avons pu observer une centaine de filons. Dans la charnière, on a surtout rencontré des filons plissés (plis symétriques) et affectés par des plans de dissolution (Pressure-solution) (Pl. 10, photos 1-2).

Les axes de plis sont parallèles au plan de schistosité. Nous pensons que la dissolution a joué un rôle important pendant la déformation de ces filons. On voit en effet au microscope que les plans de schistosité sont soulignés par du matériel résiduel insoluble, de couleur obscure ; ces plans affectent également la matrice et le filon (Pl. 15, photo 1).

Le plan axial des plis est subvertical et proche du plan de schistosité. L'angle que fait le plan de schistosité avec le plan axial des microplis du filon est fonction de l'hétérogénéité de la déformation.

Ces plis sont dus à une déformation non homogène par suite de la résistance offerte par les filons à la déformation alors que la matrice se déformait de façon homogène.

Le degré de symétrie du filon plissé et celui de la matrice qui sont généralement différents sont liés par des relations complexes étant donnée l'inhomogénéité de la déformation génératrice des plis, c'est-à-dire qu'en l'absence de filons, on ne pourrait pas mettre en évidence ce plissement.

Les filons plissés fournissent les mêmes informations géométriques que les microplis par rapport aux mégastructures :

- Dans la charnière de l'anticlinal de Beaujeu, les microplis sont de symétrie M (Ramsay 1967, p. 351).

- Dans les flancs du pli, les microplis sont asymétriques avec un flanc court et un flanc long (Planche X, photos 3 et 4).

- Dans le flanc normal, les microplis sont de symétrie S et correspondent à une rotation dextre. Sur un diagramme stéréographique (Station 3) leurs pôles sont situés au NE du plan XY.

- Dans le flanc inverse, les microplis sont de symétrie Z et sont liés à une rotation senestre. Sur le diagramme de la (Station 1) leurs pôles sont situés au SW du plan XY.

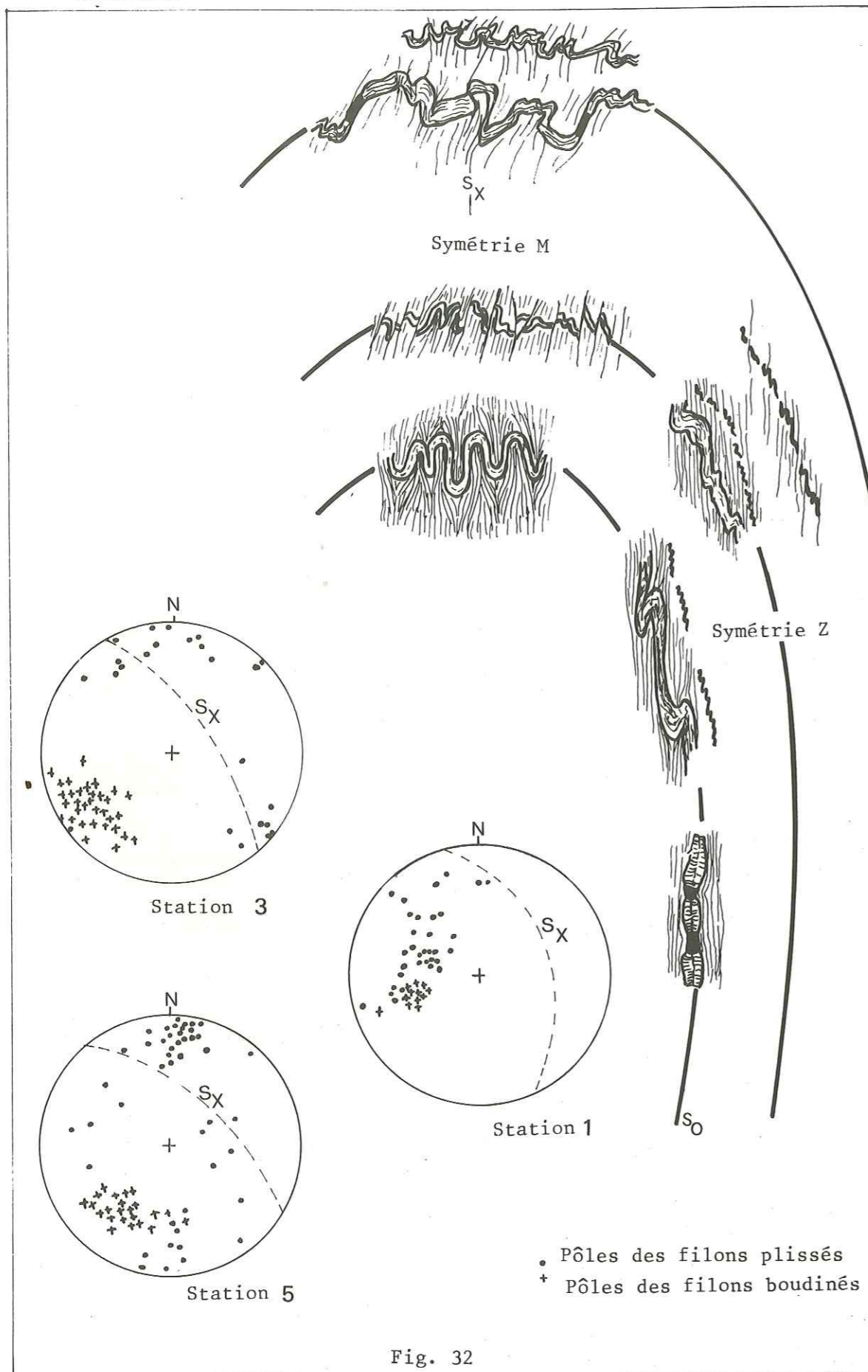


Fig. 32

Quand on s'approche du champ en extension, on constate que l'asymétrie des microplis augmente et que le rapport flanc long sur flanc court augmente également.

Dans une mégastucture, l'apparition de ces microplis est liée à la différence de compétence entre matrice et filons et à l'instabilité qui donne naissance au "Buckling" (Biot 1961).

Dans les filons monocristallins microplissés les plans de clivage de la calcite ont facilité la formation des plis ; l'analyse microscopique de ce type de filons sera développée plus loin.

b) Filons boudinés et filons en "pinch and swell".

Les filons peuvent être considérés comme des objets planaires en trois dimensions ; à cause de l'érosion, ces plans se présentent le plus souvent en section sur le terrain. Dans quelques cas seulement, nous avons pu observer les filons boudinés en trois dimensions.

- Description en sections :

Les boudins sont de forme rectangulaire, carrée ou oblongue, séparés soit par des zones rétrécies soit par des zones limitées par des fractures et remplies par des cristallisations secondaires. Entre ces deux types extrêmes existent tous les intermédiaires (Pl. 11).

- Boudins rectangulaires ou carrés (Photos n° 1, 2, pl. 11) :

Les filons se sont fracturés suivant des plans nets et perpendiculaires au filon ; les tronçons se sont éloignés progressivement les uns des autres. En section, l'évolution de ces objets planaires est semblable à celle des objets linéaires déjà décrits (Belemnites).

Les dimensions de ces boudins, dans la région étudiée, sont de 5 à 28 mm d'épaisseur et de 7 à 39 mm de longueur (voir graphique fig. 33). Les intervalles entre les tronçons (Photos n° 6-7-8, pl. 11 et 12) sont remplis par des cristallisations syncinématiques de quartz ou de calcite, de forme fibreuses, dont la taille peut être supérieure à celle des tronçons. Ces zones peuvent présenter une allure biconcave quand la matrice a eu tendance à remplir l'espace entre deux tronçons.

Dans le cas de la photo n° 2 de la planche 12, on constate que les tronçons sont alignés et que la déformation s'est peut être produite sans rotation. Par contre dans la photo n° 3, pl. 12, les tronçons sont disposés en échelons. Cette disposition peut être due soit à une déformation rotationnelle, soit à une orientation oblique des filons par rapport aux champs des contraintes.

Dans le détail, on observe que l'interface boudin-cristallisations secondaires peut être parfois affectée par une déformation ductile.

Graphique montrant la relation entre l'épaisseur des filons plissés (en ordonnées) et la longueur d'onde des microplis (en abscisses).

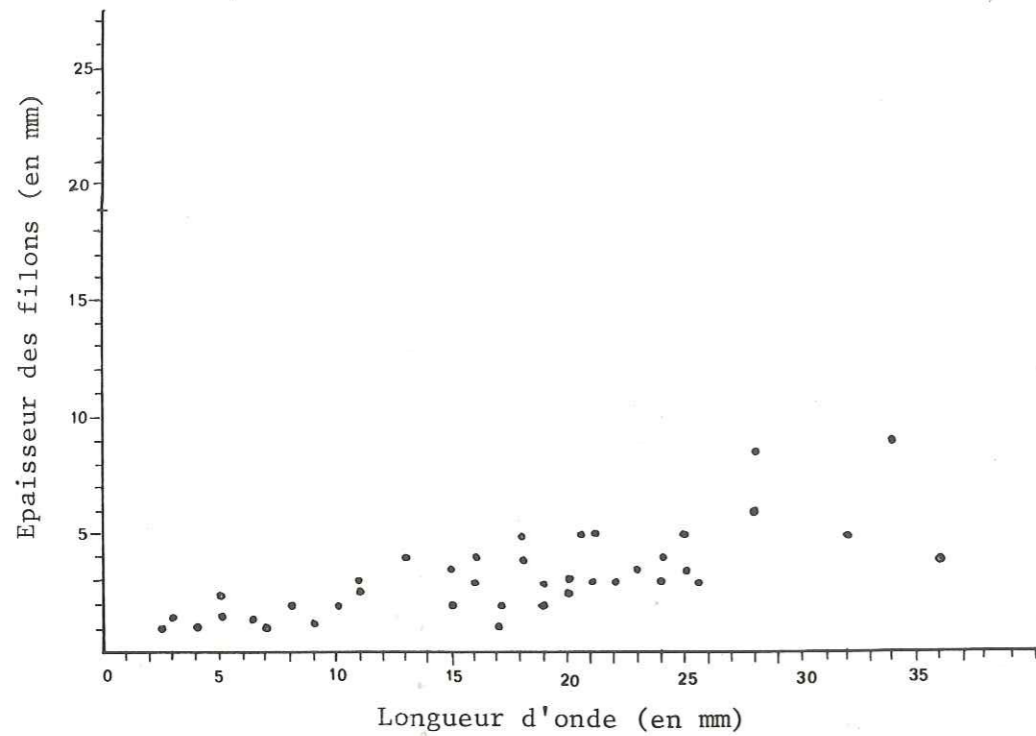


Fig. 33 a -

Graphique montrant la relation entre l'épaisseur des filons boudinés (en ordonnées) et la longueur des boudins (en abscisses).

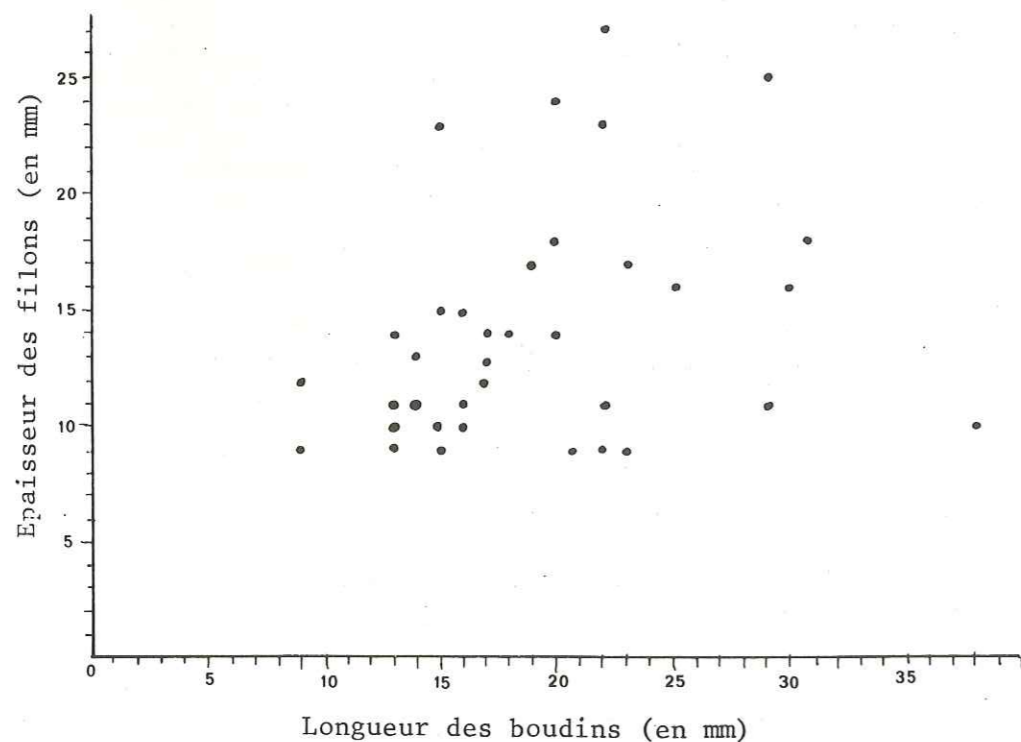


Fig. 33 b -

- "Pinch and swell" (Pl. 11, 12, photo n° 4) :

Cette structure est caractérisée par un rétrécissement du filon ("neck" en anglais) dans les zones où l'étirement est maxima sans aboutir en général à la séparation complète des tronçons ; ces rétrécissements sont disposés à intervalles réguliers. Si la rupture se produit, elle donnera naissance à des tronçons en forme de lentilles.

- Description en trois dimensions :

Parmi les différentes formes de boudins rencontrées sur le terrain, nous décrirons successivement les deux les plus caractéristiques :

- boudins en forme de cylindre,
- boudins en tablette de chocolat.

. Boudins en forme de cylindre : disposés parallèlement, ils sont séparés par une zone de cristallisations secondaires généralement fibreuses, perpendiculaires à l'axe des boudins. S'il s'est produit un mouvement différentiel oblique par rapport aux axes des boudins, les cristallisations présentent une forme sigmoïde (Pl. 13, photo n° 1).

. Boudins en forme de tablette de chocolat : on peut les assimiler du point de vue théorique à un double boudinage, dont les axes seraient perpendiculaires.

Ces boudins se présentent sous forme d'un assemblage de petits parallélogrammes (entre 2 et 4 cm de côté) qui peuvent parfois avoir une forme carrée (Pl. 13, photos n° 2-3 et 4). Les zones de séparation entre ces boudins présentent des cristallisations fibreuses qui sont respectivement perpendiculaires à chaque côté de ces parallélogrammes.

En plus des différents types morphologiques décrits précédemment, tous les types intermédiaires peuvent être observés dans la région d'étude :

- plis de filons boudinés en cylindres ou en tablettes (Pl. 14),
- cisaillements postérieurs affectant les plis et les boudins qui rendent plus complexe l'interprétation de ces structures (Pl. 14).

4.- Observations microscopiques sur la structure des filons déformés.

Sur le terrain et au microscope, on peut observer deux types de cristallisations différentes suivant leur couleur, leur composition, leur texture et leur orientation :

- les cristallisations primaires syncinématiques qui constituent le matériel du filon originel.
- les cristallisations secondaires syncinématiques, contemporaines de la déformation.

a) Cristallisations primaires.

Elles sont le plus souvent de forme fibreuse et composées de calcite. D'après D.W. Durney et J.G. Ramsay (1973), les différents types de croissance des fibres peuvent être définis suivant la forme géométrique des fibres, leur composition et le mécanisme de croissance, croissance syntaxiale, antitaxiale et composite.

Dans la région étudiée, plusieurs types de filons peuvent être décrits :

- Des filons à croissance antitaxiale : ils sont composés de cristaux de calcite fibreuse dont le 1er site de croissance se trouve près de la suture médiane qui a évolué ensuite en surface de dissolution stylolithique. Dans le centre du filon, les fibres sont subperpendiculaires aux murs tandis qu'au contact de ceux-ci, elles sont obliques par rapport à ceux-ci.

L'allure courbe ou sigmoïde de ces cristallisations est une preuve de la variation de la direction de la déformation infinitésimale de la rotation relative par rapport aux champs des contraintes. Ces sigmoïdes sont disposés symétriquement par rapport à la suture médiane.

Les fibres sont de couleur plus claire au contact du mur qu'au centre ; notons cependant que d'une manière générale, dans ce type de filon, les fibres ont incorporé au cours de la croissance des fragments de la roche encaissante pour donner ainsi une couleur gris foncé aux filons (Pl. 15).

La dissolution a affecté les filons en produisant une surface stylolithique à l'emplacement de la suture médiane ; ce phénomène de dissolution a entraîné le transport du matériel insoluble et sa concentration dans les pics stylolithiques les rendant ainsi nettement visibles. Des surfaces stylolithiques sont parfois présentes entre des fibres adjacentes.

Les limites de zones de croissance successives sont parallèles aux murs et leur disposition nous fournit des informations sur le régime de la déformation. Comme le montre la figure 34, on peut ainsi distinguer trois limites successives d'ouverture du filon.

- Des filons mono-cristallins : les fibres de calcite ne présentent pas de suture médiane ; en lumière polarisée, on observe une extinction des fibres qui est fonction de leur orientation. Comme on le note clairement sur les photos n° 1, pl. 16, les fibres sont disposées perpendiculairement aux murs du filon. Pendant le plissement, se produisent des mouvements différentiels suivant les plans de clivage mécanique de la calcite, on distingue deux surfaces de clivage qui suivant leur orientation, auront un jeu dominant ou égal (voir figure 35). Le résultat est que dans un filon microplissé, on distingue :

- des plans de glissement disposés en éventail,
- des plans de glissement incurvés.

Schéma d'un filon à croissance antitaxiale montrant trois étapes successives d'ouverture. - Fig. 34 -

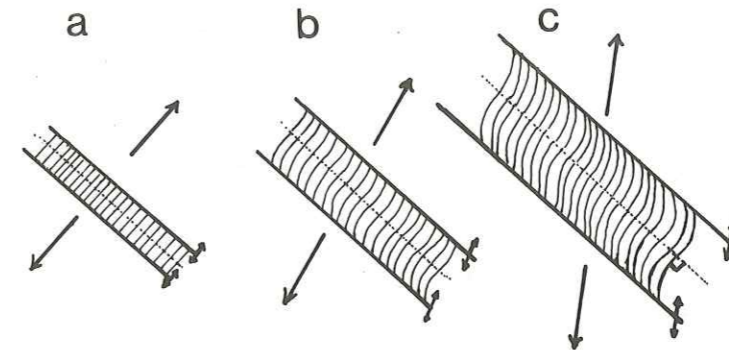


Schéma du plissement progressif d'un filon de calcite montrant le comportement des plans de clivage de la calcite suivant leur orientation initiale.

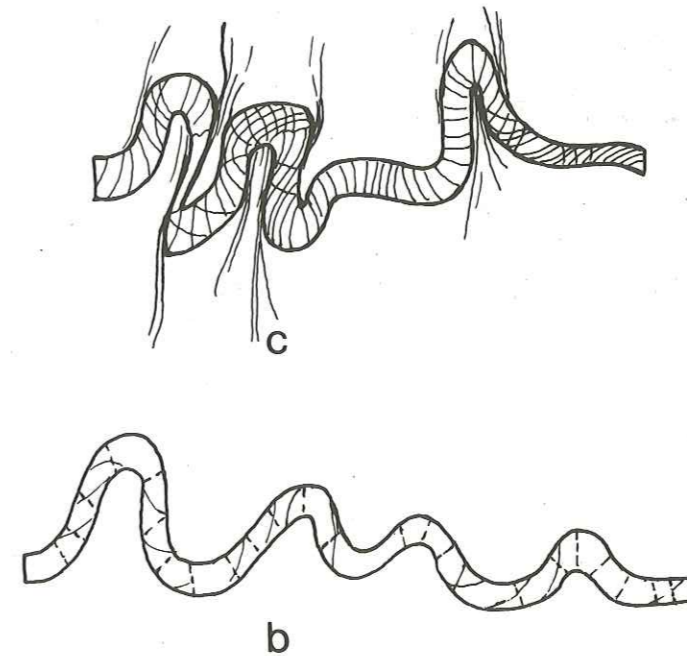


Fig. 35

Dans les flancs des plis, les fibres ont été dissoutes donnant l'impression que les flancs des plis ont été étirés. Cette dissolution entraînant un départ du matériel du filon (calcite) s'est effectuée suivant des plans coïncidant approximativement avec les plans de schistosité ; ces plans se poursuivent dans la matrice ce qui tendrait à prouver que la dissolution s'est produite à partir de points de résistance maxima, situés à l'interface matrice/filon. Ces plans de dissolution se poursuivent dans la matrice mais ils deviennent plus diffus au fur et à mesure que l'on s'éloigne du filon.

Cas particuliers.

Filons formés d'agrégats de calcite holocristalline : On remarque dans le micropli anticlinal que les grains de calcite ont été déformés suivant deux processus :

- déformation interne du grain qui se traduit par des glissements le long des plans de clivage de la calcite ; ces plans sont eux-mêmes plissés et affectés par du kinck,

- déformation d'ensemble du matériel du filon sous forme de joints stylolithiques ; on distingue des joints stylolithiques plissés et des joints postérieurs.

Filons de calcite avec des inclusions abondantes de pyrite cristallisée (Pl. 16, photo n° 3). Le filon est formé par plusieurs couches d'agrégats de calcite microcristalline. La pyrite incluse dans ce filon a été légèrement déformée et les cristaux sont souvent tronçonnés. Autour de ces pyrites, s'est produite la croissance de cristallisations syncinématiques de calcite qui se distinguent nettement de la calcite du filon par son habitus fibreux. Ces fibres sont sigmoïdes et présentent même parfois des courbures à angle droit.

Dans ce cas, la pyrite est incluse dans le filon mais d'une manière générale, la pyrite microcristalline se concentre dans la matrice au contact du filon.

Filons de calcite à stylolites (Pl. 17) : ces filons sont composés d'agrégats microcristallins de calcite ; trois générations de surfaces stylolithiques affectent ces agrégats et présentent chacune un aspect très différent :

- les stylolites I sont disposés obliquement par rapport aux parois du filon ; ils sont très rapprochés et les pics stylolithiques sont de faible amplitude. Les surfaces sont soulignées par des matériaux insolubles et des micro-cristaux cubiques de pyrite.

- les stylolites II sont disposés parallèlement aux parois du filon. Ils recoupent les précédents et sont plus espacés que ceux-ci. Parfois, les pics stylolithiques ont été rabotés par des glissements différentiels le long de ces plans. Ceci est particulièrement visible sur le flanc du micropli anticlinal de la photo n° 4, Pl. 17.

- les stylolites III, plus rares et perpendiculaires aux murs du filon ont pris naissance au cours de la formation de ces microplis. Le rejou en plans de glissement des stylolites II se serait produit au même moment.

Suivant l'évolution que subira le filon par rapport à l'ellipsoïde de déformation (filon plissé, boudiné ou en pinch and swell), les surfaces stylolithiques I et II auront des orientations et des morphologies différentes (Figure n° 36).

Dans une dernière étape, apparaissent des fentes remplies de quartz et de calcite, recoupant toutes les microstructures précédemment décrites ; ces fentes correspondent au passage d'un régime en compression à un régime en distension.

L'évolution ainsi décrite d'une manière très schématique varie en fonction de la situation du filon par rapport aux structures majeures (Plis), à la schistosité et aux caractéristiques physicochimiques du filon.

b) Cristallisations secondaires syncinématiques.

Leurs conditions d'apparition, leurs caractéristiques et leur évolution ont été décrites dans le cas des filons boudinés.

Du point de vue microscopique, on peut les comparer à celles observées dans un mince niveau calcaire microboudiné ; les boudins sont séparés par des zones de cristallisations secondaires qui sont d'autant plus rapprochées que ce niveau est mince. Les contacts entre ces zones et les boudins sont nettement individualisés tandis que leurs extrémités ont des contours diffus.

Les observations réalisées au microscope à balayage sont les suivantes (Pl. 18, photos n° 1 et 2) :

- la cristallisation est fibreuse et la croissance est du type antitaxial,
- les fibres sont limpides et présentent une allure légèrement sigmoïde,
- trois épisodes de croissance peuvent être différenciés correspondant à trois bandes de cristallisations d'orientations différentes.
- au centre de la zone de cristallisation est nettement visible une suture médiane qui est la région où se sont formées les fibres les plus anciennes. Cette suture constitue un plan de symétrie pour les fibres, les fibres centrales étant subperpendiculaires à cette ligne tandis que les fibres les plus externes sont obliques par rapport aux murs.

5.- Caractéristiques physico-chimiques des filons et paramètres de la déformation.

Les facteurs qui contrôlent le style des filons plissés, boudinés et en "pinch and swell" lorsqu'ils sont inclus dans une matrice plus ductile, sont :

Déformation progressive d'un filon

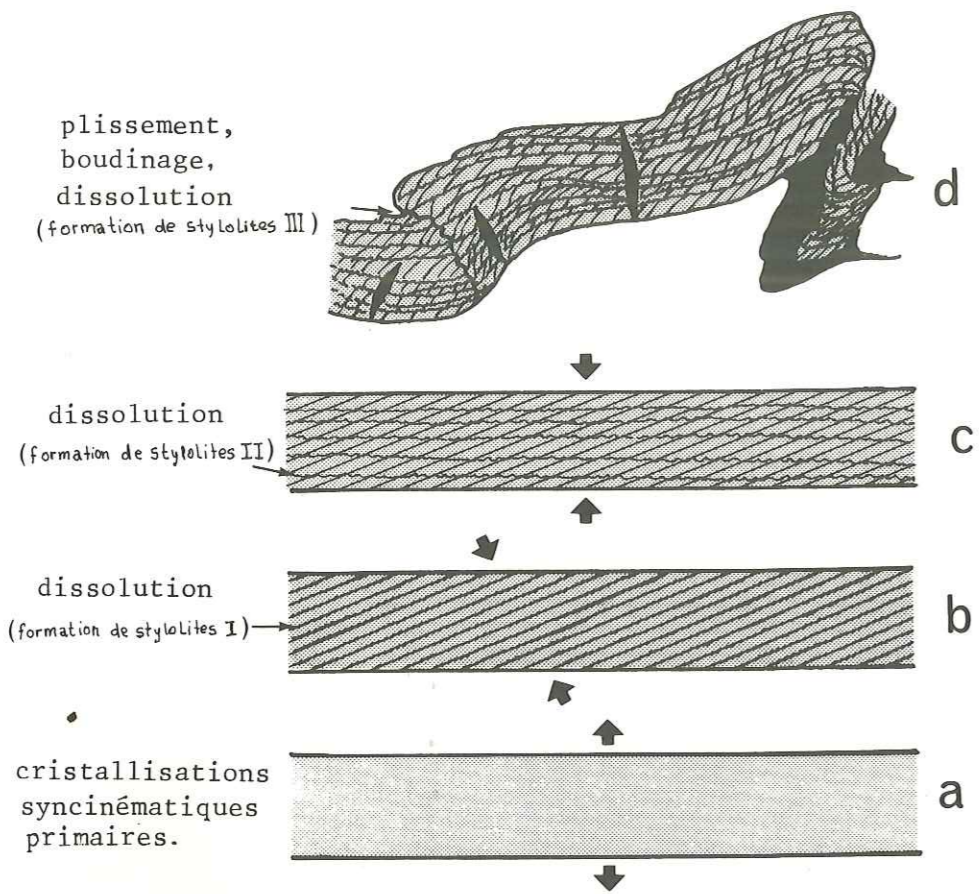


Fig. 36

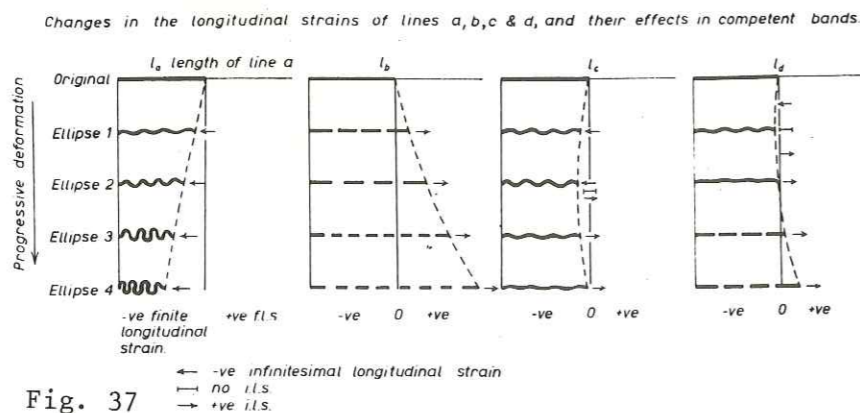
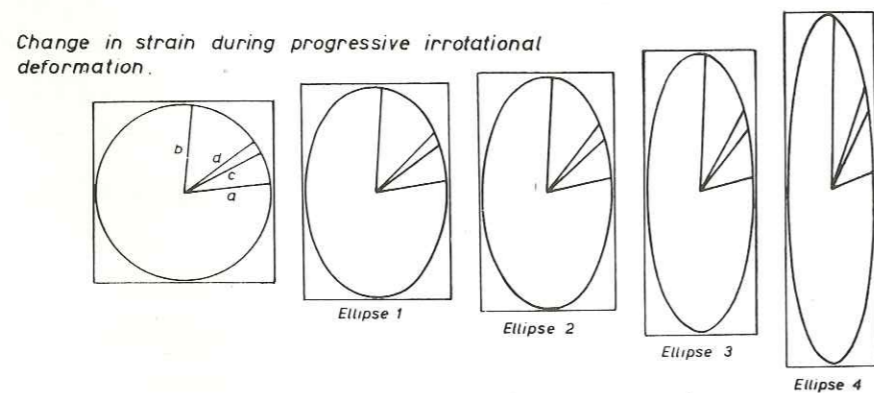


Fig. 37

Changement de longueur des lignes résultant d'une déformation progressive par aplatissement, en relation avec l'ellipse de déformation (d'après J.G. RAMSAY 1967).

- la ductilité relative du filon et de la matrice qui est fonction de leur composition et de leur viscosité relative,
- les dimensions du filon par rapport à la roche encaissante,
- l'intensité et la durée de la contrainte,
- les conditions de pression et température,
- le contexte structural.

Pour connaître le taux de raccourcissement dans le cas des filons plissés, on calcule leur longueur initiale en mesurant la longueur de la ligne médiane du filon ; la longueur maxima observée est de l'ordre de la dizaine de mètres.

Dans la région étudiée, ces mesures ont été faites sur des filons symétriques là où les plans de schistosité sont perpendiculaires aux filons. Nous avons aussi mesuré l'arc et la ligne de base des microplis et obtenu ainsi le pourcentage de raccourcissement, parallèlement à Z. Ce raccourcissement est compris entre 50 et 70 %.

Ces mesures ont été faites en négligeant le rôle de la dissolution sous contrainte (Pressure-solution) qui est particulièrement net dans les flancs de ces microplis.

Nous n'avons pas tenu compte non plus du raccourcissement lié au jeu des fractures souvent observables sur les flancs des microplis.

La longueur d'ondes de ces microplis peut être calculée, si l'on connaît le rapport de viscosité entre la matrice et le filon, en mesurant l'épaisseur du filon et en appliquant la formule suivante (J. Ramsay, p. 110, 1967) :

$$W_i = 2 \pi t \frac{\mu_1}{6 \mu_2} \sqrt[3]{3}$$

où W_i : est la longueur d'onde
 $\frac{\mu_1}{\mu_2}$: est le rapport de viscosité
 t : est l'épaisseur

Si nous portons en abscisse les longueurs d'ondes et en ordonnée les épaisseurs des filons microplissés, nous constatons une variation d'épaisseur des filons comprise entre 30 et 3 millimètres pour une variation de longueur d'ondes comprise entre 3 et 137 millimètres : la courbe moyenne obtenue montre que plus les filons sont épais, plus la longueur d'ondes est grande (Figure 33).

Dans le cas du boudinage des filons, nos observations confirment les conclusions formulées sur un plan général par K.E. Stromgard (1973) ; rappelons en effet quelles sont les conditions d'apparition du boudinage et les paramètres les plus importants tels que les a définis cet auteur en les appliquant aux filons :

- l'apparition du boudinage est favorisée par un contraste élevé de compétence entre la roche encaissante et le filon, par la grande épaisseur de la couche incompétente par rapport aux couches compétentes et par un degré élevé de déformation globale qui entraîne un rapport faible des contraintes principales appliquées P1/P3.

- les boudins qui ont une forme rectangulaire ont été formés par fracturation dans une ambiance où la dépression de confinement est élevée. Dans la région étudiée, les quelques cas de boudins rhomboïdaux observés peuvent mieux s'expliquer par la présence de discontinuités préexistantes (diaclasses) que par une baisse de la pression de confinement.

- la taille des boudins est soit du même ordre que l'épaisseur des filons, soit deux fois plus grande.

- l'orientation optique des minéraux syncinématiques peut fournir des informations sur la répartition des directions de contraintes. De même que pour les "pressure-shadows", la présence de cristallisations secondaires entre les boudins paraît restreinte à des régions de métamorphisme de faible degré où la pression de confinement a été relativement basse.

- quand la différence de compétence entre la matrice et le filon est peu élevée, on constate qu'il y a une épaisseur critique au-delà de laquelle les filons seront affectés par du "pinch and swell" ; pour des valeurs des épaisseurs plus élevées, les filons subissent uniquement une extension uniforme.

Réciproquement, plus la ductilité du filon est proche de celle de la matrice, plus grande sera l'épaisseur critique au-delà de laquelle apparaît le "pinch and swell".

- Si la différence de compétence est très faible, les filons présentent une structure en "pinch and swell" sans séparation de boudins.

Dans tous ces cas, l'épaisseur du filon joue un rôle déterminant dans l'apparition en boudinage. Celle-ci se produit quand la direction d'extension est parallèle au plan du filon mais nous avons souvent constaté que dans la région étudiée, les filons boudinés avaient également subi une rotation.

Ceci est en effet prouvé par les expériences réalisées par H. Ramberg (1955) et J.G. Ramsay (1967) qui montre que les filons boudinés vont subir une rotation quand ils occupent une position asymétrique par rapport à l'ellipsoïde de déformation.

Pl. 10 - Photos 1, 2 - Filons plissés affectés par des plans de dissolution (station 3) à symétrie M.

Photos 3, 4 - Filons plissés à symétrie Z.
Dans le cercle de la photo 4, filons plissés puis boudinés au cours d'une déformation progressive.

Pl. 11 - Photo 1, 2 - Filons boudinés avec les cristallisations secondaires de calcite, de teinte plus claire (station 3).

Photo n° 3 - Filons de calcite à inclusions charbonneuses.

Photo n° 4 - Filons boudinés et en "pinch and swell",

Pl. 12 - Filons en sections montrant :

Photo n° 1 - des cristallisations primaires de calcite fibreuse sigmoïdes avec une ligne de suture médiane.

Photo n° 2 - des tronçons de filon (sombre) séparés par des zones de cristallisations secondaires (clair).

Photo n° 3 - des tronçons disposés en échelons par suite de rotation.

Photo n° 4 - "pinch and swell" et stylolites.

Pl. 13 - Photo 1,2 - Vues de la surface du filon (station 3) montrant une zone de cisaillement (photo 1) ou des boudins en forme de "tablette de chocolat" (photo 2).

Photos 3,4 - Sections montrant la croissance des cristallisations secondaires fibreuses suivant deux directions orthogonales.

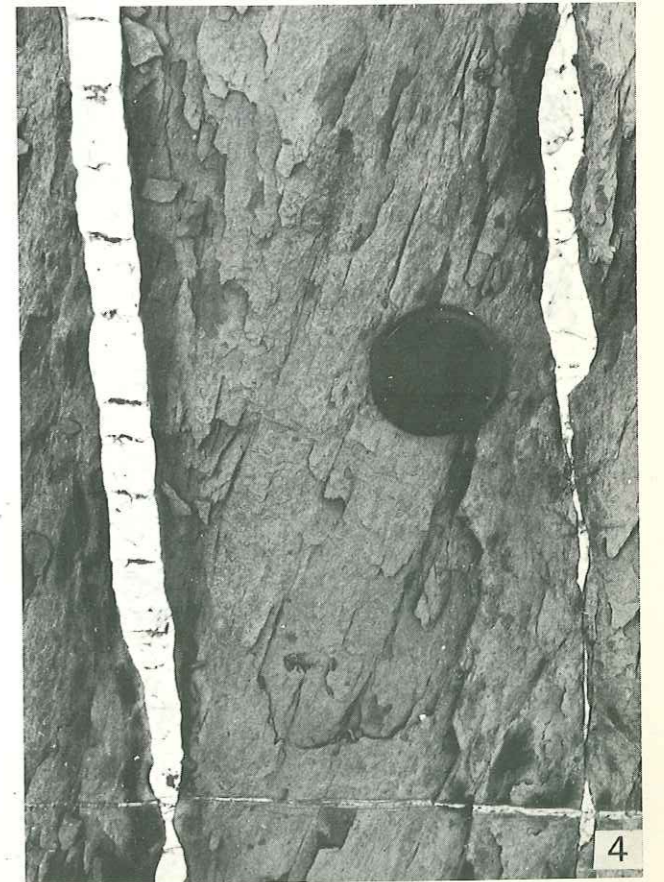
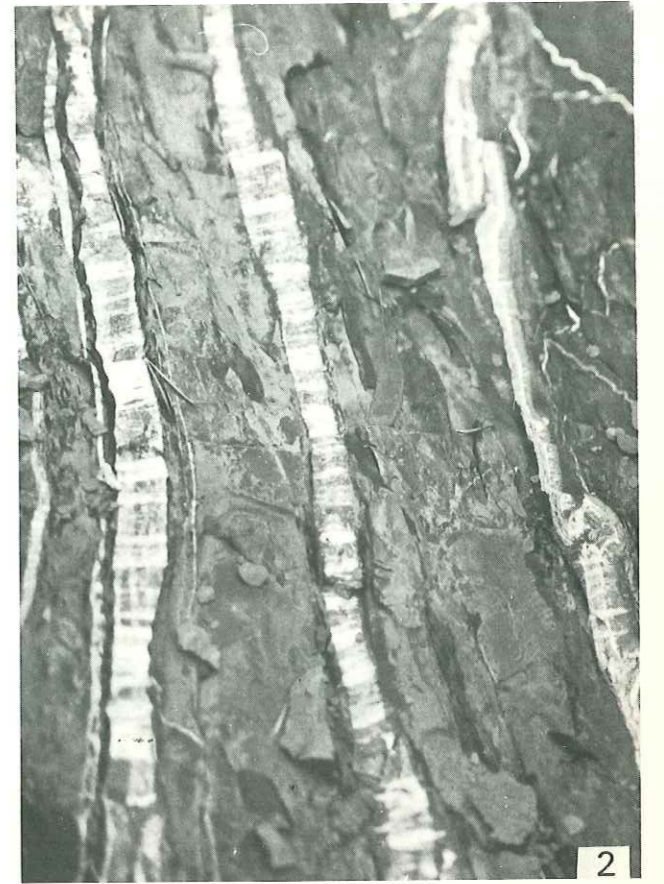
Pl. 14 - Filons plissés, boudinés.

Pl. 15 - Section d'un filon à croissance antitaxiale :

a - une surface stylolitique médiane recoupe les fibres sigmoïdes primaires.

b - cristallisations secondaires liées au boudinage du filon.



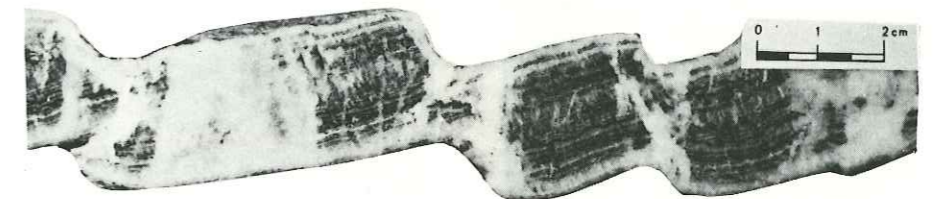




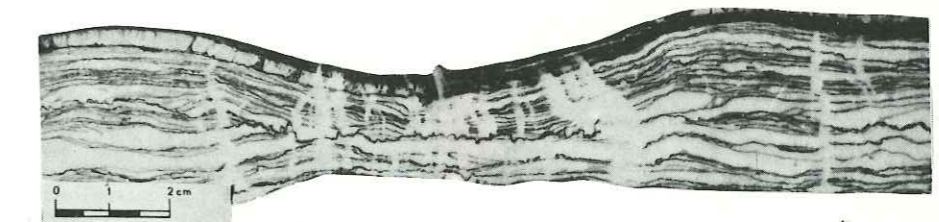
1



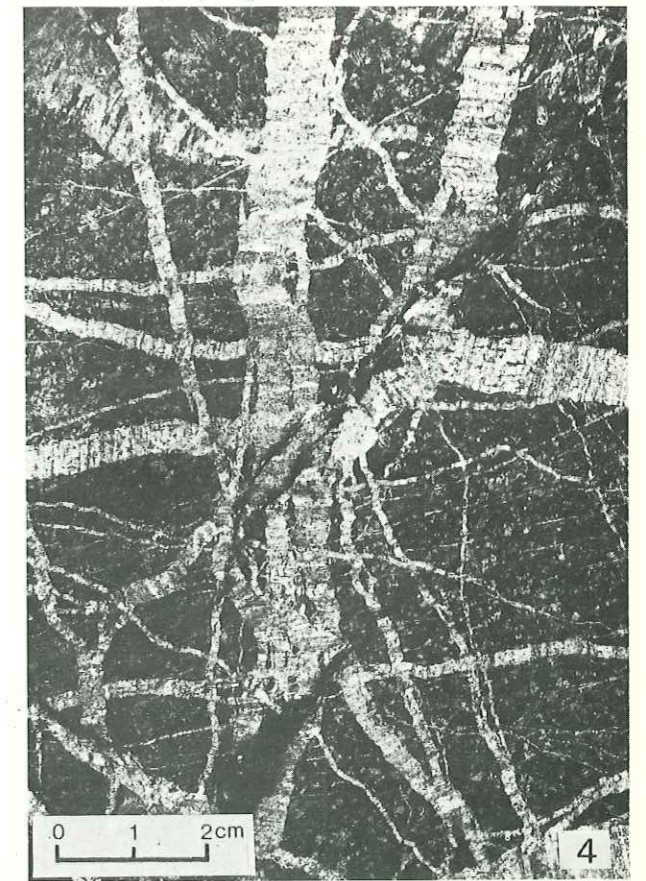
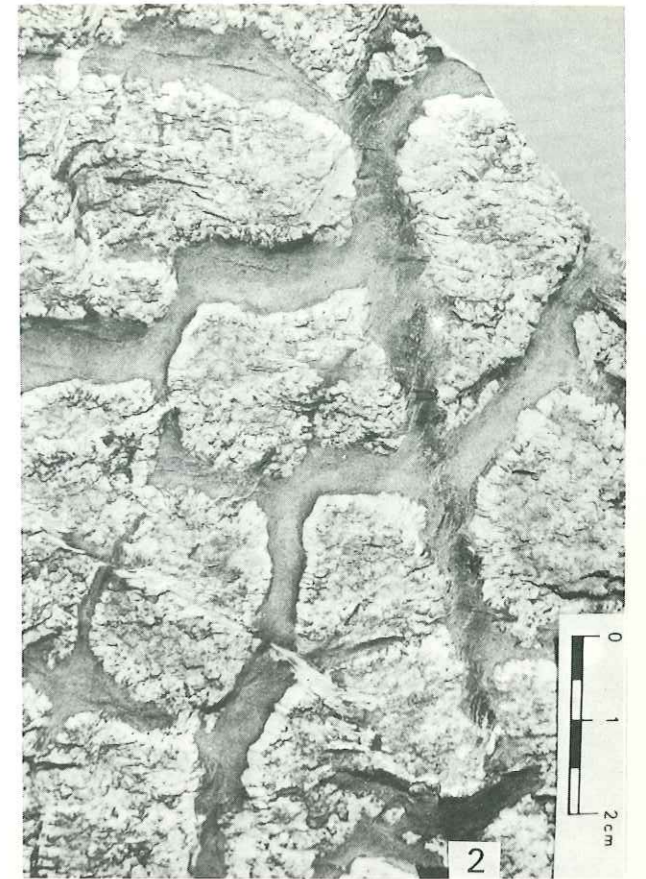
2

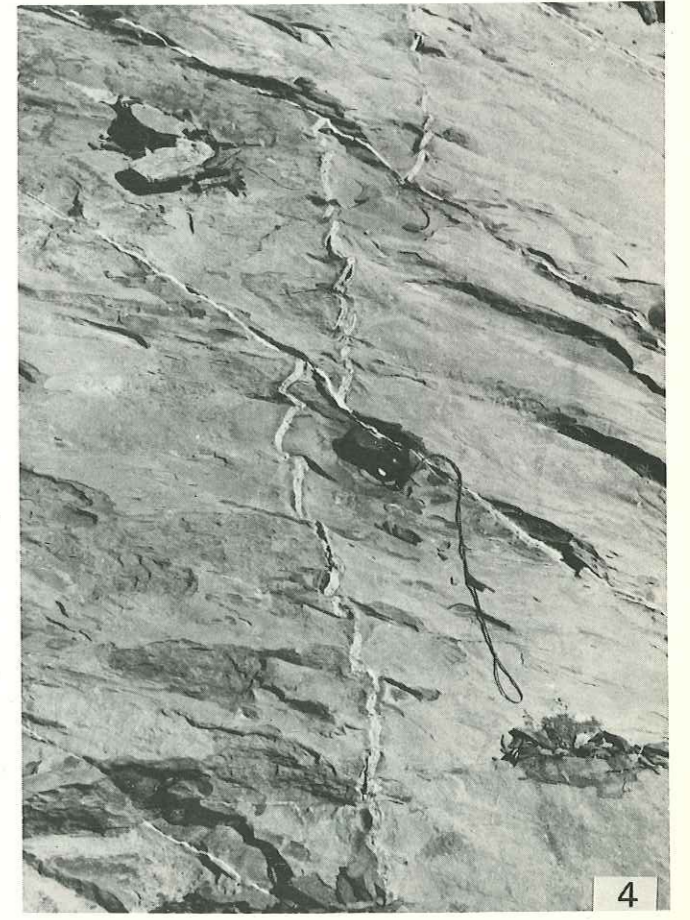
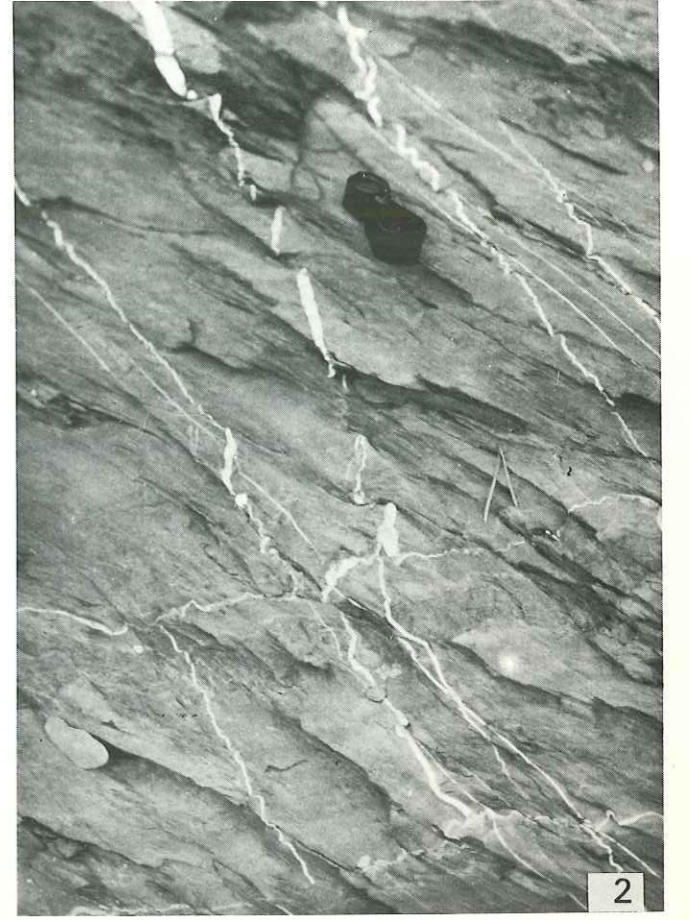


3



4







Pl. 16 - Photo n° 1 - Filon monocristallin plissé affecté par des plans de dissolution.

Photo n° 2 - Section microscopique montrant la charnière d'un filon de calcite et la schistosité qui affecte la matrice et le filon.

Photo n° 3 - Filon de calcite à inclusions de pyrite, plissé.

Pl. 17 - Filons plissés en section.

Photo n° 1 - Croissance antitaxiale et stylolites.

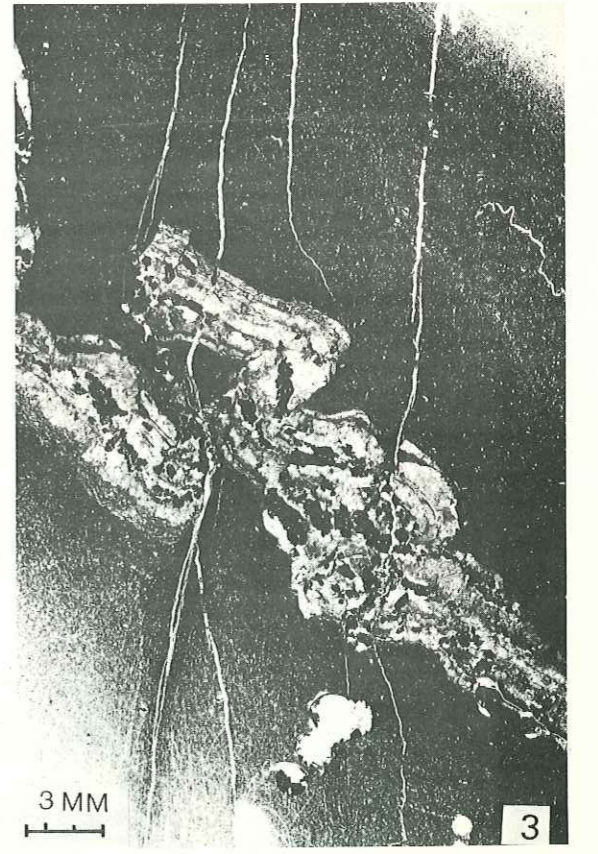
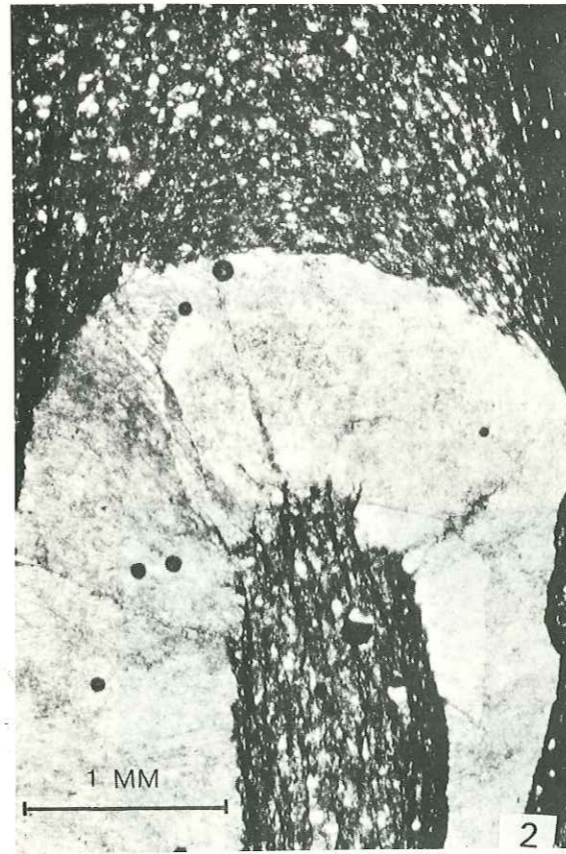
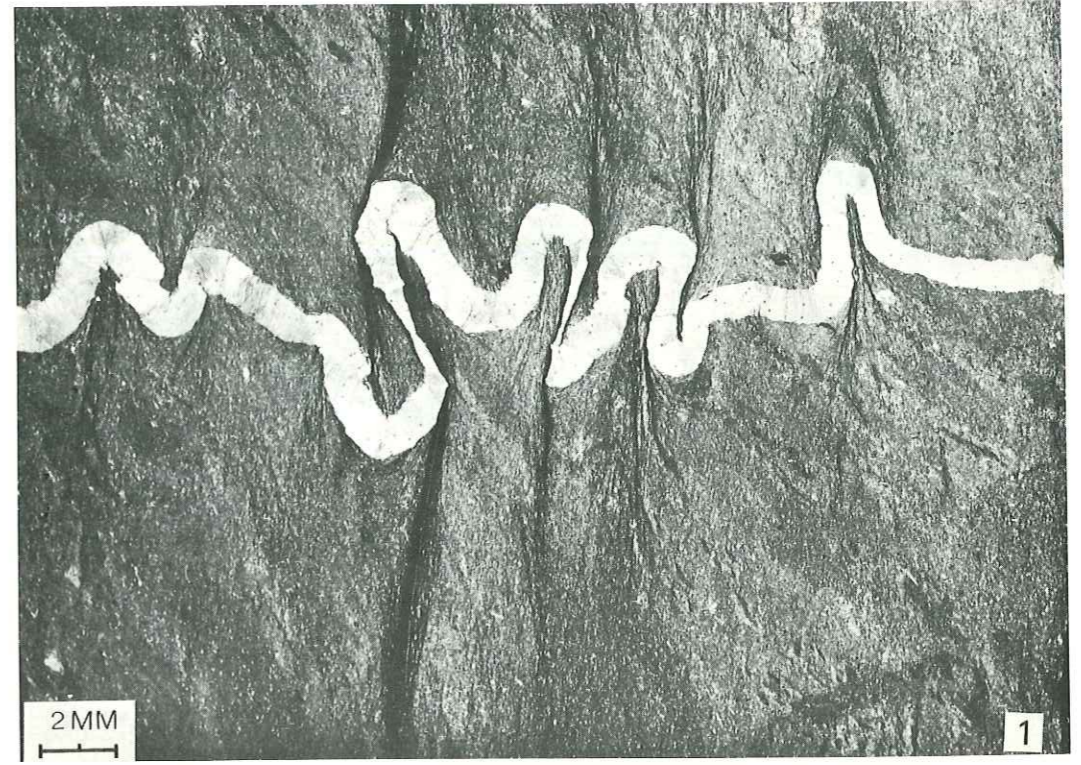
Photo n° 3 - Filon plissé-boudiné.

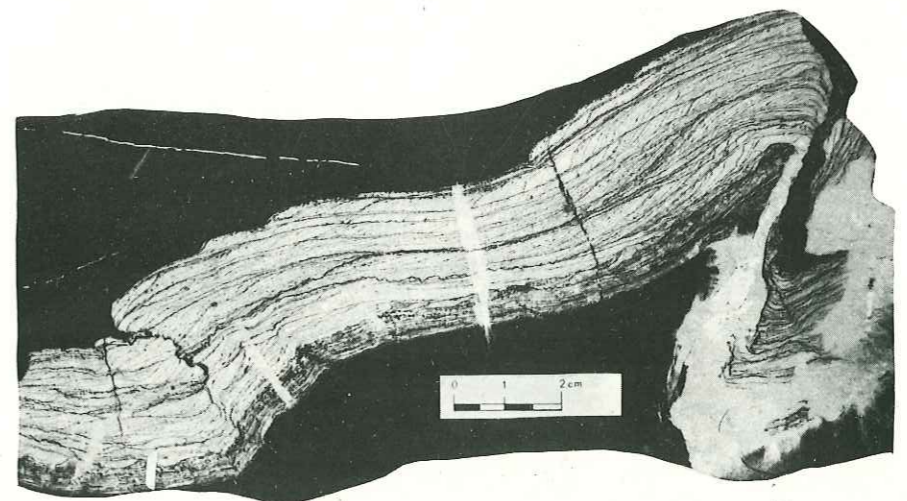
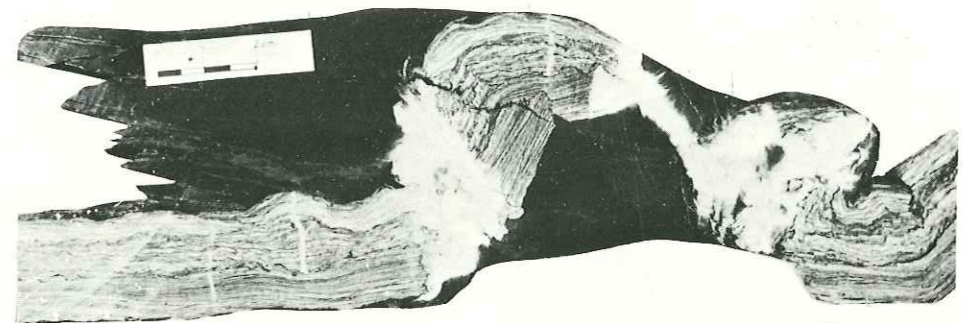
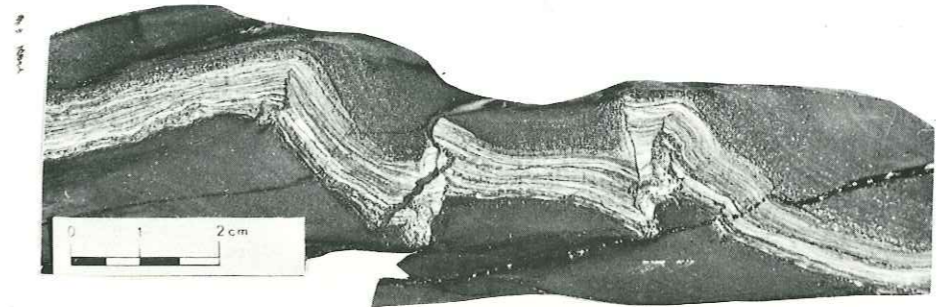
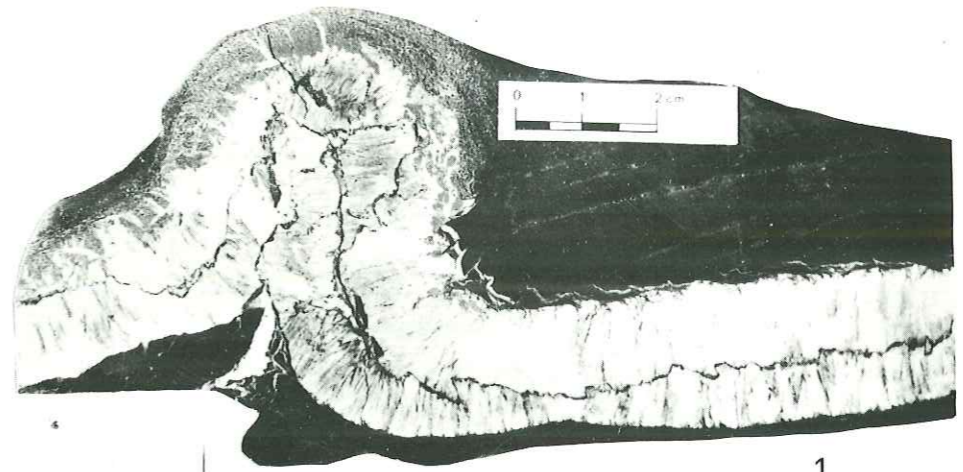
Photo n° 4 - Filon plissé - boudiné avec trois générations de stylolites.

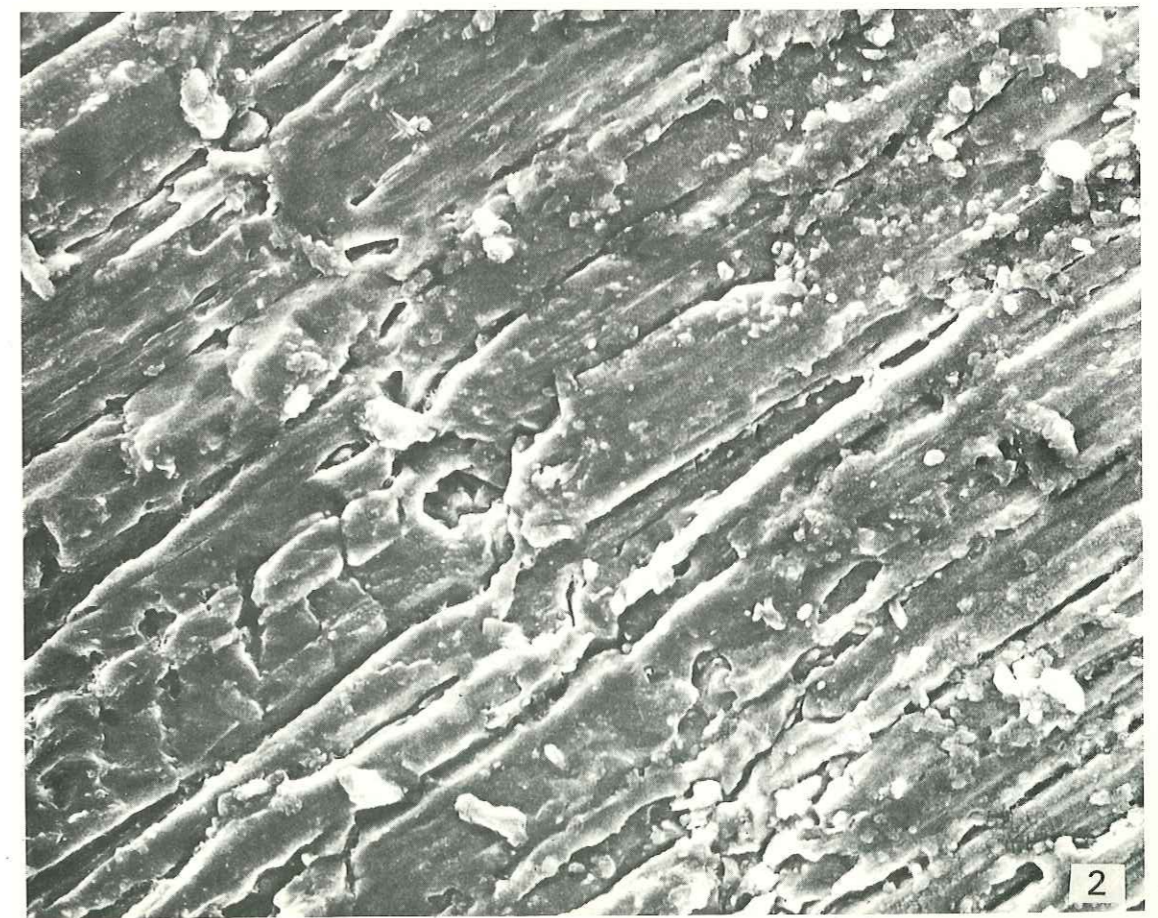
Pl. 18 - Vues au microscope électronique à balayage d'une section de filon à croissance antitaxiale :

Photo n° 1 - fibres légèrement sigmoïdes de calcite avec ligne de suture médiane. (grossissement x 66).

Photo n° 2 - détail de la ligne de suture (grossissement x 660).







B. - DEFINITION DE L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION FINIE ET INFINITESIMALE A PARTIR DES FILONS.

Ainsi que nous l'avons déjà indiqué, les filons se sont probablement formés au cours de la phase II, parallèlement au plan de stratification. Les filons nous fourniront ainsi un reflet de la déformation progressive qui a donné naissance aux plis de phase II.

1.- Introduction et historique.

Ainsi que le montre J.G. Ramsay (1967, p. 115-117), les processus de plissement et de boudinage dans une déformation progressive suivent en général une séquence complexe.

Les caractéristiques des déformations des filons vont varier d'un endroit à l'autre dans le pli et ces différences seront liées au champ de raccourcissement et d'allongement de l'ellipsoïde de déformation finie et de déformation infinitésimale.

On peut définir dans l'ellipse de déformation finie quatre zones (Figure 37) :

- a = zone de contraction continue où un filon sera plissé de façon continue, l'amplitude des plis augmente proportionnellement au raccourcissement du filon,
- b = zone d'extension continue où un filon sera boudiné et les boudins s'éloignent les uns des autres de façon continue,
- c = zone où le filon commence par se raccourcir en formant des plis jusqu'à atteindre une position statique (le filon est alors parallèle à la ligne de non déformation infinitésimale) ; puis se produit une extension qui amène le filon à se déplisser ou à se boudiner sans toutefois retrouver sa longueur initiale. On observe alors des plis boudinés (Pl. 10, photo 4) et même des charnières isolées.
- d = zone où le filon commence par se plisser, traverse la ligne de non déformation longitudinale infinitésimale et est ensuite soumis à une extension ; ce filon peut alors dépasser sa longueur initiale, en se boudinant.

Si on veut analyser la déformation du filon en trois dimensions, en terme d'ellipsoïde de déformation par rapport aux mégastructures, on constate que :

- . à l'échelle du pli, la déformation du filon doit être considérée comme inhomogène,

- . les axes longs des boudins peuvent se présenter parallèles, perpendiculaires ou obliques par rapport à l'axe du pli,
- . un double boudinage est caractéristique d'une déformation par aplatissement.

D'après D.J. Sanderson (1974), il est possible de définir des modèles de développement de structures en extension, du type boudinage, en relation avec le plissement quand l'axe du pli B est parallèle à l'axe Y de l'ellipsoïde de déformation. Cet auteur précise les conditions théoriques nécessaires au développement du boudinage.

- le boudinage se développe avec le grand axe des boudins subperpendiculaire à l'élongation quadratique maximum (λ' max.) dans le plan de la couche compétente (filon),
- cette élongation max. doit être de plus en accord avec l'élongation finie λ' max. > 1.

Si nous représentons sur une projection stéréographique (figure n° 32) les pôles des filons boudinés et plissés, on constate que dans la région, le cas le plus souvent observé est celui où les axes des boudins sont perpendiculaires à l'axe du pli.

Quand le filon est sub-parallèle au plan XY, les axes longs des boudins sont le plus fréquemment parallèles aux axes des plis.

Ce dernier cas, plus rare, peut représenter une étape tardive de la déformation après que le filon ait tourné au cours de la déformation progressive; cela correspond à une rotation du filon qui traverse la section circulaire de l'ellipsoïde de déformation infinitésimale.

Le boudinage en tablette de chocolat est souvent observable dans le flanc inverse de l'anticlinal de Beaujeu; cette structure est un boudinage dans deux directions différentes, en général perpendiculaires l'une à l'autre.

Ce double boudinage implique une déformation par aplatissement ($K < 1$); dans ce cas, les axes X et Y seront des directions d'élongation finie.

2.- Méthodologie.

Pour quantifier la déformation à partir des filons déformés, nous avons essayé deux méthodes l'une qui correspond à une approche empirique et l'autre qui est l'application de la méthode de C.J. Talbot (1970) :

- méthode "empirique" : parmi les différents filons boudinés ou plissés, nous choisissons les filons qui sont compris dans le plan de schistosité qui nous fournit la direction approximative du plan XY. Nous avons constaté que dans ce plan peuvent se produire deux directions de boudinage suivant X et suivant Y. Nous mesurons la longueur totale du filon boudiné et reconstituons comme pour les Belemnites la longueur "initiale". Nous avons ainsi la valeur de l'élongation :

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

Si nous choisissons ensuite de mesurer cette déformation sur des filons perpendiculaires au plan de schistosité, nous aurons pour ces filons plissés la valeur du raccourcissement suivant l'axe Z; pour cela, nous comparons la longueur du filon plissé et sa longueur "initiale" en le dépliant.

Les directions des axes de l'ellipsoïde de déformation étant connues (méthode graphique, etc...) nous pourrions avoir une idée approximative de la forme de l'ellipsoïde compte tenu de ces valeurs mesurées.

Dans la région, nous avons ainsi obtenu :

- dans la charnière de l'anticlinal de Beaujeu :

X	≈ 60 - 70 % d'allongement	
Y	≈ 30 - 40 % d'allongement	pour 5 filons à X Y
Z	= 50 - 60 % de raccourcissement	

- dôme de Saint-Pierre :

X	≈ 100 % d'allongement
Y	≈ 30 - 40 % d'allongement
Z	≈ 50 - 70 % de raccourcissement

Ces résultats nous montrent que l'ellipsoïde résultant a une forme oblate qui est en accord avec les données obtenues à partir des Ammonites déformées.

- méthode de C.J. Talbot (1970) : le principe technique de cette méthode est de déterminer l'orientation des lignes de non déformation longitudinale finie ($\lambda=1$) pour avoir ainsi la forme et l'orientation de la surface de non déformation finie longitudinale contenue dans l'ellipsoïde de déformation.

Pour cela, nous avons mesuré la direction et le plongement d'une centaine de filons par station sur des surfaces d'affleurement de grande extension (de l'ordre du kilomètre carré). Nous avons reporté les pôles de ces plans sur des diagrammes stéréographiques.

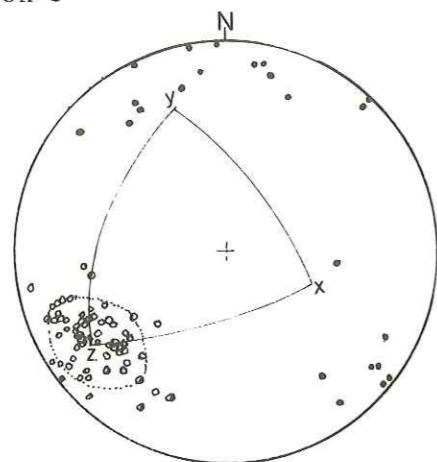
Nous constatons que les pôles des filons boudinés sont concentrés dans une zone limitée et de forme elliptique (Figure n° 38). Les pôles des filons plissés sont par contre dispersés de part et d'autre de la trace du plan XY. Les pôles des filons plissés-boudinés sont eux dispersés à proximité de la zone des filons boudinés.

Nous construisons graphiquement la trace du plan XY (schistosité) ainsi que la position de l'axe Z.

Nous mesurons dans le plan ZX et dans le plan ZY, la valeur des angles apicaux correspondant au cône formé par les lignes de non déformation longitudinale finie :

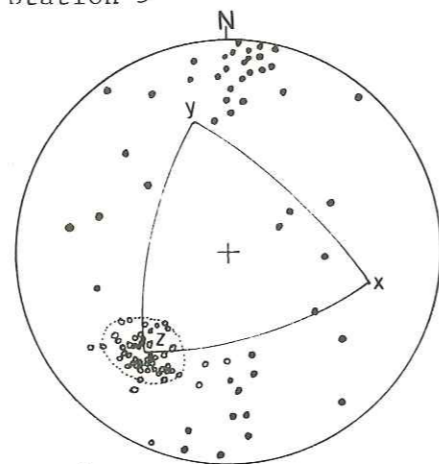
angle ψ_{ZX}
 ψ_{YZ}

Station 3



$\psi_{XZ} = 20^\circ$
 $\psi_{YZ} = 16^\circ$

Station 5



$\psi_{XZ} = 16^\circ$
 $\psi_{YZ} = 13^\circ$

- pôles de filons boudinés
- pôles de filons plissés
- ◐ pôles de filons plissés-boudinés

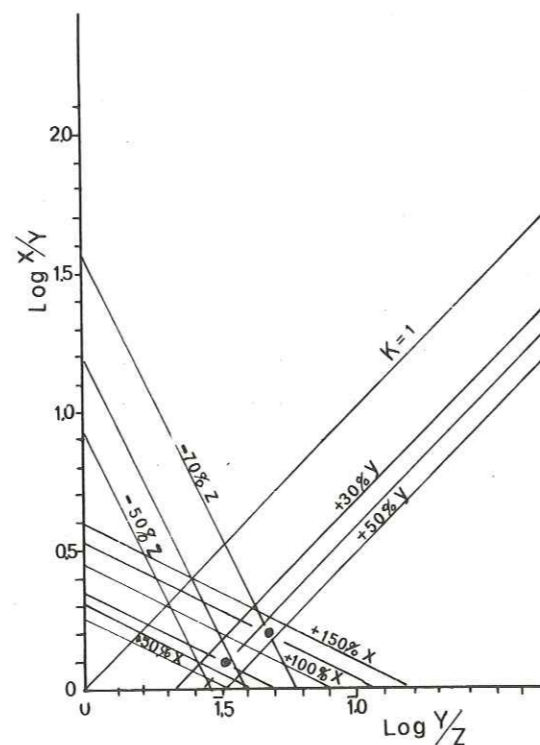
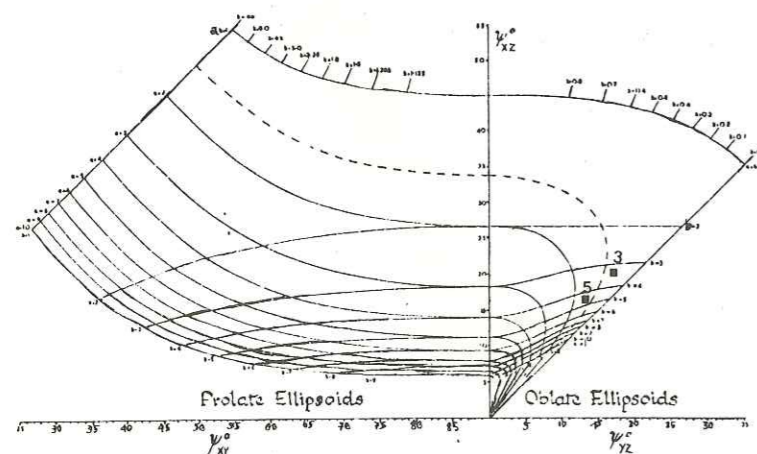


Fig. 38 - Méthode de C.J. TALBOT (1970) appliquée aux filons:

- a) Diagrammes stéréographiques des pôles de filons plissés et boudinés
- b) Abaques des angles apicaux ψ_{ZX} , ψ_{YZ} , ψ_{XY}
- c) Diagramme de Flinn (valeurs de X, Y, Z en %)

On applique ensuite la formule définissant la forme de l'ellipsoïde de type oblate (Flinn 1962, formule 8c) :

$$\cos^2 \psi_{YZ} = \frac{a^{-2/3} b^{2/3} - b^2}{1 - b^2}$$

Sachant que

$$b^2 = \frac{-A \pm \sqrt{A^2 + 4 \left(\frac{n}{1-n}\right)^3}}{2} \quad 1/2$$

et que $A = \frac{(1-n)^2 (1+2n) + \left(\frac{n}{m} - 1\right)}{(1-n)^3}$

$n = \cos^2 \psi_{YZ}$

$m = \cos^2 \psi_{XZ}$

on aura ainsi la valeur de $1/a = \frac{(b^2 (1-n) + n)^{3/2}}{b}$

On peut également avoir les valeurs de a et b en reportant, sur les abaques définies par C.J. Talbot, les valeurs des angles ZY et ZX. Pour la région étudiée, nous avons obtenu les résultats suivants :

- Combe de l'anticlinal de Beaujeu $a = 1,2$ pour $\psi_{ZX} = 20^\circ$
 $b = 3,35$ $\psi_{YZ} = 16^\circ$

On a alors $X = a \cdot b = 1,69$ soit 69 % d'allongement suivant X
 $Y = a \cdot b = 1,40$ soit 40 % d'allongement suivant Y
 $Z = a \cdot b = 0,41$ soit 59 % de raccourcissement suivant Z

- Dôme de Saint-Pierre $a = 1,56$ pour $\psi_{ZX} = 16^\circ$
 $b = 4,75$ $\psi_{YZ} = 13^\circ$

$X = 2,27$ soit 127 %
 $Y = 1,44$ 44 %
 $Z = 0,30$ - 70 %

.....
Comparaison des deux méthodes et limites d'utilisation de la méthode de C.J. Talbot.

La méthode empirique nous permet d'avoir assez rapidement une idée de la forme de l'ellipsoïde ainsi qu'une fourchette d'estimation du taux de raccourcissement, soit 50 à 70 % pour la région étudiée. A partir des filons boudinés, on a rapidement une idée du taux d'allongement 60 % à 100 %

suivant l'axe X, et 40 à 30 % suivant l'axe Y. Les déterminations à partir de la méthode de C.J. Talbot sont sur le plan théorique beaucoup plus rigoureuses mais cette méthode présente des limites d'application beaucoup plus strictes. Nous rappellerons ces limites telles que les définit C.J. Talbot (p. 67-69).

- La déformation doit être homogène.

- L'orientation originelle des filons doit être au hasard et les filons doivent être suffisamment nombreux pour avoir une variété suffisante d'orientation.

Dans la région étudiée, compte tenu de l'échelle des observations réalisées (kilométrique), la déformation ne peut pas être considérée comme vraiment homogène et donc l'application de la méthode de C.J. Talbot peut être sujette à caution.

De plus l'orientation initiale des filons de cette zone n'étant pas quelconque (filon parallèle à la stratification), on atteint également une limite d'application de cette méthode ; cependant, on peut considérer en première approximation que le plissement concentrique a pu donner une plus grande variété d'orientation avant que la déformation par aplatissement n'affecte le pli de façon homogène.

Citons également d'autres limites d'application :

Le moment d'apparition du filon dans le domaine déformé. Si le filon se forme avant la déformation, il enregistrera la déformation totale et peut donc être considéré comme une sous-fabrique héritée. Si des générations successives de filons naissent pendant la déformation ils se révéleront être très utiles pour reconstituer les ellipsoïdes successifs de déformation infinitésimale sur le chemin de la déformation pour arriver à la déformation totale ; on parle alors de sous-fabriques imposées (Flinn 1965). Dans la région, il y aurait une seule génération de filon dont le moment d'apparition reste à préciser ; suivant la chronologie des filons adoptés, les hypothèses proposées, l'interprétation de l'ellipsoïde obtenu en sera différente.

Une des limitations importantes de cette méthode est d'admettre que la déformation se soit produite sans changement de volume. Si cela n'est pas le cas, il devient alors nécessaire d'effectuer des calculs de correction tenant compte de la perte de volume tels que les a récemment définis J.G. Ramsay (1976), p. 17 à 18.

En conclusion, nous pensons que l'on doit utiliser avec prudence les filons tectoniques comme marqueurs planaires permettant de quantifier la déformation.

C. - HYPOTHESES SUR L'ORIGINE ET L'EVOLUTION STRUCTURALE DES FILONS.

Les filons sont donc des structures tridimensionnelles, observables à différentes échelles (décamétrique à millimétrique), formées par cristallisation syncinématique, déformées par flexion (plis), par étirement (boudinage et "pinch and swell") ou par dissolution (stylolithes).

Plusieurs questions peuvent être posées sur la genèse, la chronologie et le rôle des filons en tant que marqueurs planaires de la déformation :

- *Quel est le contexte structural dans lequel apparaissent les filons du Lias schisteux des Alpes ?*

D'après les observations réalisées, il semble que la localisation de ces filons soit liée à des régions de déformation relativement intense : zone à schistosité de flux et d'anchimétamorphisme ce qui confirmerait que les filons apparaissent au cours de la même phase responsable de la schistosité c'est-à-dire la phase II.

En général, les filons sont en relation avec les structures majeures, par exemple dans la région de Gap (A. Siddans, à paraître) et d'une manière générale dans la zone à schistosité des Alpes externes. Nous les considérons donc comme des filons d'origine tectonique.

- *Quels sont les processus physico-chimiques responsables de la formation des filons ?*

Nous pensons qu'il n'est pas nécessaire de faire appel au transport hydrothermal des solutions minérales pour former ces filons. En effet, il semble que les nombreux filons tectoniques de la région de La Javie se soient formés par transport de masse diffusionnelle également appelée "pressure solution" ou dissolution sous contrainte. La dissolution dépend de la lithologie ; dans la zone, la composition des ardoises du Lias schisteux présentant un pourcentage important de carbonates (13 %) explique que se soit la calcite qui ait migré de façon préférentielle lors de la contrainte.

La cristallisation sous contrainte intervient ensuite dans un domaine de température vraisemblablement voisin de celui défini à partir de méthodes expérimentales par R. Kerrich (1976-1977) autour de 300°. On obtient ainsi les cristallisations syncinématiques primaires constitutives du matériel du filon.

Du point de vue des pressions, on peut admettre que la pression de confinement était relativement basse, c'est-à-dire que le rapport P_1/P_3 était faible avec une pression lithostatique P_3 élevée pour une contrainte tectonique donnée P_1 . Cela revient à dire que dans les Alpes externes la mise en place des nappes a pu provoquer la surcharge nécessaire pour augmenter la pression lithostatique et donner ainsi une pression de confinement relativement basse.

- *A quel moment se sont produits les filons par rapport à la chronologie structurale de la région ?*

Dans une déformation progressive telle que nous l'admettons pour la deuxième phase du plissement dans cette partie des Alpes, les filons apparaissent lors de l'épisode de flexion et se déforment (plissement et boudinage) dans l'épisode d'aplatissement du pli en cours de crétation ; ces filons sont donc considérés, à double titre comme syntectoniques, en tant que matériel et en tant que déformation.

Dans la déformation progressive des Ammonites et Belemnites, la superposition de deux états successifs tels que raccourcissement puis l'allongement ne peut être mise en évidence à partir de l'état final de la déformation.

Par contre, les filons présentent l'avantage de montrer comment un marqueur planaire peut passer d'un champ de raccourcissement, en se plissant, à un champ d'allongement en se boudinant, donnant ainsi une image de la déformation progressive de l'ensemble roche-filon (Pl. 10, voir photo n° 4).

La déformation des filons est synchrone de l'apparition de la schistosité ; elle s'accompagne de cristallisations secondaires syncinématiques.

L'évolution structurale des filons tectoniques, nés au début de la phase II (base du Miocène, autour de 22 M.A.) est donc liée au continuum tectonique de cette phase qui a duré jusqu'au Pontien (10 M.A.).

VII. - CRISTALLISATIONS SYNCINEMATIQUES DANS LES ZONES ABRITEES. PRESSURE-SHADOWS

MARQUEURS DE LA DEFORMATION INFINITESIMALE.

Lorsqu'une roche contient des particules rigides comme de la pyrite, de la magnétite ou des fragments de fossiles (Ammonites pyriteuses, Belemnites) et se déforme de façon plastique, lors d'une contrainte tectonique, on observe que les lignes de flux produites dans la matrice sont perturbées à proximité de ces particules rigides.

Une zone de moindre pression s'individualise, perpendiculairement aux contraintes, aux extrémités de la particule.

C'est dans cette région que cristalliseront avec un habitus fibreux différents types de minéraux : calcite, quartz... Ces cristallisations nous fourniront des informations sur les caractéristiques de la déformation (ellipsoïde de déformation finie et infinitésimale) ainsi qu'une image des états successifs sur le chemin d'une déformation progressive. Il sera ainsi possible de savoir si la déformation a été rotationnelle ou non et de quantifier la déformation incrémentale.

A. - DESCRIPTION DES CRISTALLISATIONS SYNCINEMATIQUES AUTOUR DES OBJETS PYRITEUX DE LA ZONE ETUDIEE.

Dans le Lias et le Bajocien-Bathonien, une grande variété d'objets pyriteux présentent à leur périphérie des cristallisations de calcite fibreuse syncinématique. Parmi ces objets, nous décrirons successivement :

a) Les Ammonites pyriteuses :

Dans ces Ammonites, incluses dans les marnes du Bajocien-Bathonien (Pl. 1, photo n° 1 à 4), nous observons que les fissures perpendiculaires à la spirale ainsi que les extrémités de l'Ammonite sont le siège de cristallisations de calcite prouvant que l'Ammonite a subi un étirement dans une direction perpendiculaire au plan des fissures. La croissance des fibres de calcite, dans ces fissures est du type antitaxiale.

b) Les objets pyriteux de forme allongée :

Ces objets peuvent correspondre à des pistes de vers remplies par de la pyrite microcristalline d'origine bactérienne (Pl. 19).

Ils ont une forme subcylindrique, allongée de un à 10 centimètres de longueur et de 1 à 10 mm d'épaisseur.

Ces tubes de pyrite ont été tronçonnés perpendiculairement à leur axe et des cristallisations de calcite fibreuse remplissent les intervalles entre les tronçons ; du point de vue de la déformation, ces tubes ont la même signification que les Belemnites tronçonnées ; seul varie le rapport de viscosité avec la matrice.

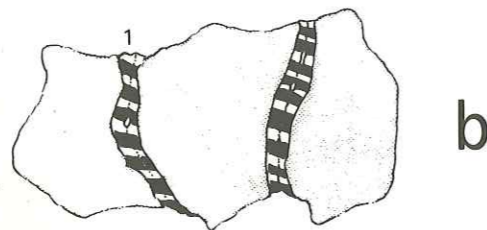
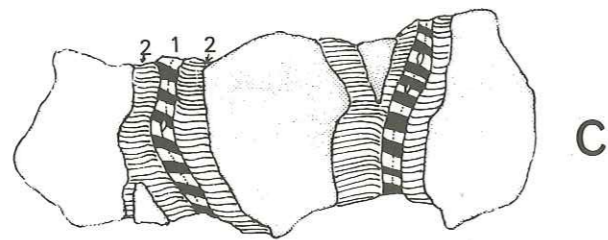
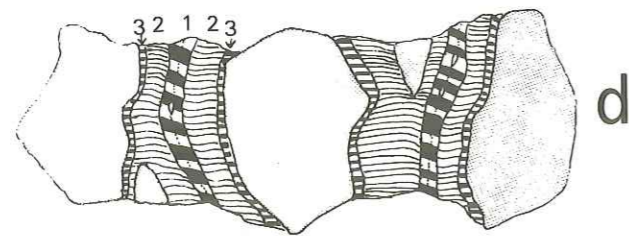
La croissance progressive des fibres s'effectue à partir des deux surfaces de contact pyrite-cristallisation et elle est du type antitaxiale ; la ligne de suture médiane est marquée par des inclusions de matière provenant des tronçons pyriteux. Cette ligne présente des ondulations parallèles aux irrégularités des fractures limitant les tronçons.

Il est possible de reconstituer les incréments de déformation à partir des variations d'orientation des fibres de calcite (Figure 39) pendant une déformation progressive ; dans le cas des tubes pyriteux, nous avons ainsi observé trois générations de fibres de calcite, prouvant que l'extension s'est faite avec des orientations variables dans un même plan ; les tronçons sont alors alignés.

Par contre, nous avons observé des tubes pyriteux présentant des tronçons décalés, séparés par des cristallisations d'allure sigmoïde (Pl. 19, Photo n° 2). Dans ce cas, le tronçonnage et l'écartement se sont produits sur un tube pyriteux disposé, avant déformation, obliquement par rapport au champ d'aplatissement.

c) Les agrégats de pyrite parallèles à la stratification :

Les agrégats de pyrite de forme irrégulière inclus dans les roches marno-calcaires ont été déformés suivant le modèle du boudinage de tablette en chocolat (voir chapitre Filons). Des fibres de calcite sont disposées perpendiculairement à chacune des faces des polyèdres de pyrite (Pl. 20, photos n° 1 et 2).



Etapas successives de la formation des cristallisations syncinématiques au cours de la déformation progressive d'un tube de pyrite.

Fig. 39

Ces agrégats sont entourés de cristaux de pyrite éohédrale également accompagnés de cristallisations syncinématiques de calcite.

Nota : Dans le chapitre consacré aux filons, nous avons décrit le cas de filons pyriteux parallèles à la stratification mais plissés.

d) Pyrites cubiques ou éohédrales :

Elles se présentent dans la matrice soit sous forme de nombreux cristaux isolés de forme cubique, d'une taille de 5 mm environ, soit sous forme d'agrégats cristallins présentant des macles pénétratives (Pl. 21).

Les observations réalisées au microscope électronique à balayage et optique sont les suivantes :

- les cristaux de calcite au contact de la pyrite ont leurs fibres orientées perpendiculairement aux faces du cristal de pyrite tandis que les cristaux de calcite plus externes sont perpendiculaires à la limite de la matrice. Entre ces deux zones, les différentes orientations correspondent aux différents épisodes de mouvement du cube de pyrite par rapport à la matrice ou à des orientations différentes du champ de contraintes (Pl. 22). La croissance des fibres et leur chronologie relative ont été étudiées par O. Mügge 1930 - 1928 ; cet auteur en déduit que la croissance des fibres se fait à partir de l'interface pyrite matrice. La direction de croissance des fibres est contrôlée par la direction de la face cristalline de la pyrite ; dans ce cas, il est évident que ces fibres ne peuvent être employées pour déterminer l'extension infinitésimale.

Pour connaître cette direction d'extension, on peut employer la direction définie par la ligne de séparation entre deux zones de cristallisations de direction différente correspondant à deux faces cristallines adjacentes (Pl. 23).

e) Les pyrites concrétionnaires ou "framboidal pyrite".

Les concrétions de pyrite présentent une configuration presque sphérique et sont formées d'un agrégat de pyrite microcristalline. Dans certains cas, à la périphérie de ces concrétions, des cristaux à faces cubiques apparaissent. La taille de ces concrétions varie de quelques microns à un centimètre (Pl. 21).

Les fibres sont formées de calcite et disposées de part et d'autre de ces concrétions ; elles présentent des courbures sigmoïdes et constituent un instrument très utile pour définir la direction et la valeur de l'extension infinitésimale.

Comme le soulignent D. Durney et J. Ramsay (1973) l'allure courbe des fibres sigmoïdes n'est pas due au roulement des concrétions de pyrite dans un plan parallèle à un couple de cisaillement ; ces hélices observées dans le plan XY n'indiquent pas en effet une direction de mouvement cisailant

mais uniquement les directions d'extension subies par la matrice au contact du corps rigide. Ceci est en accord avec les idées exprimées par Hills (1963) selon lesquelles les cristallisations syntectoniques en zones abritées doivent leur formation essentiellement à l'extension de la matrice parallèlement au plan de schistosité.

Les fibres les plus externes sont en continuité optique avec les grains de la matrice prouvant que dans la plupart des cas la croissance est du type antitaxiale.

Dans la photo Pl. 24, nous pouvons observer trois générations de cristallisations avec des orientations différentes (l'utilisation de ces cristallisations pour quantifier la déformation infinitésimale sera développée plus loin).

B. - ESTIMATION DES INCREMENTS DE DEFORMATION.

1.- Historique des travaux.

Les études de base sur l'utilisation de ces cristallisations syntectoniques en zones abritées pour l'analyse cinématique de la déformation ont été réalisées par O. Mügge (1928 - 1930). Plusieurs autres travaux ont porté sur ce thème, parmi lesquels nous pouvons citer J.S. Wickham et D. Elliot (1970), P. Choukroune (1971), D. Elliot (1972), J.S. Wickham (1973) et D. Durney et J. Ramsay (1973). P. Choukroune (1971) assimile la forme des cristallisations secondaires autour des cristaux de pyrite à la forme géométrique approximative de l'ellipsoïde de déformation finie. L'observation des cristallisations sur le terrain nous donne une idée de l'orientation des axes de l'ellipsoïde et de sa forme ; les cristallisations secondaires nous fournissent une image des états successifs de la déformation infinitésimale. En particulier les cristallisations sigmoïdes donnent des renseignements sur les changements de position de l'objet par rapport aux axes de déformation. D. Elliott (1972) donne un exemple de l'utilisation des cristallisations de quartz autour de cristaux de magnétite pour définir le chemin de déformation. Cet auteur en déduit que la plupart de ces chemins de déformation correspondent à des déformations non coaxiales.

J.S. Wickham (1973) a développé de façon détaillée les calculs théoriques et les méthodes de mesure applicables à la déformation infinitésimale.

D. Durney et J. Ramsay (1973) montrent que la croissance des cristallisations enregistre avec une grande sensibilité la déformation incrémentale. Ils ont développé une méthode pour déterminer les valeurs des axes de cette déformation et l'ont appliquée dans les nappes helvétiques de la chaîne des Alpes :

- Les données obtenues sur la déformation progressive, à partir de l'étude en lame mince de ces structures en extension autour des pyrites, sont en accord avec celles obtenues à partir du micro-boudinage, du boudinage et de la déformation des Crinoïdes.

- Dans le flanc inverse de la racine de la nappe de Wildhorn, l'extension finie (X) mesurée à partir des plus grandes cristallisations syntectoniques autour de pyrite est de 17,0 soit supérieure à 1 600 %. L'extension la plus faible a été mesurée dans le front de la nappe.

- Comme résultat important, on doit noter que ces auteurs ont déterminé une extension sub-parallèle à la chaîne des Alpes helvétiques, attribuée à un étirement longitudinal dans la virgation des zones externes de la chaîne alpine.

- Une chronologie des différentes extensions au cours de l'orogénèse alpine a été établie montrant une variation de la déformation dans le temps et dans l'espace, pour une même unité structurale considérée.

2.- Méthodologie et résultats.

Des méthodes ont été mises au point pour déterminer l'orientation et les valeurs des axes de l'ellipse de déformation incrémentale à partir des directions et la taille des fibres cristallines ; ces techniques sont surtout applicables aux cristallisations autour des pyrites framboïdales ; définies par D. Durney et J. Ramsay (1973), ces méthodes sont aussi utilisables pour déterminer les valeurs de l'extension à partir des fibres cristallines décrites dans le cas du boudinage, les Crinoïdes et les Belemnites déformées. Dans le cas des pyrites framboïdales, on suppose que les fibres sont parallèles aux extensions principales infinitésimales (x). On mesure la longueur des cordes dessinées par les fibres cristallines courbes, successivement de 10° en 10° ; on a ainsi la valeur de l'extension infinitésimale pour une portion de corde donnée η suivant la formule :

$$e_1 = \frac{\text{Longueur de corde } \eta}{\sum_0^{\eta-1} \text{longueur de corde } i \cos i + \text{rayon de la Pyrite}}$$

où 0 est l'angle entre la portion de corde initiale et la portion η considérée (Figure n° 40a).

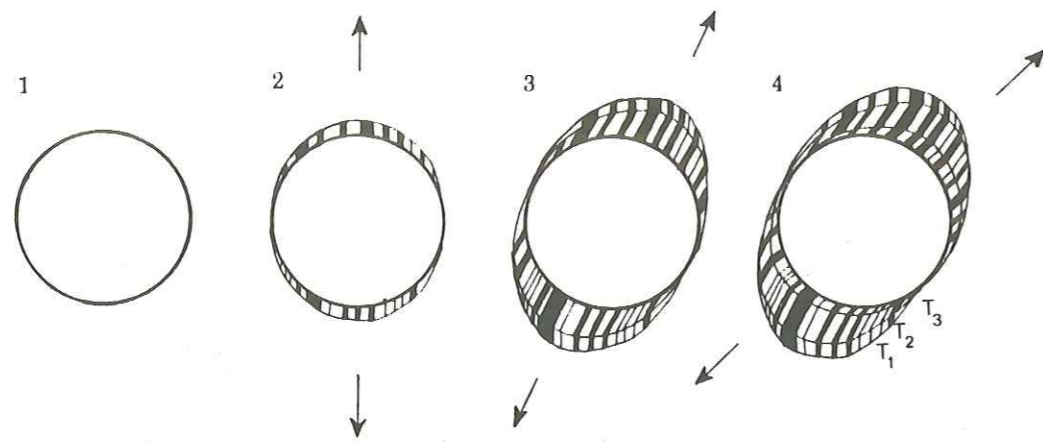
On reporte ensuite ces valeurs de l'extension sur un diagramme (Figure 40b) en fonction de l'orientation des fibres ; pour l'exemple considéré, on constate qu'il y a trois générations de croissance avec des orientations différentes :

- T1 = 25°
- T2 = 32°
- T3 = 3°

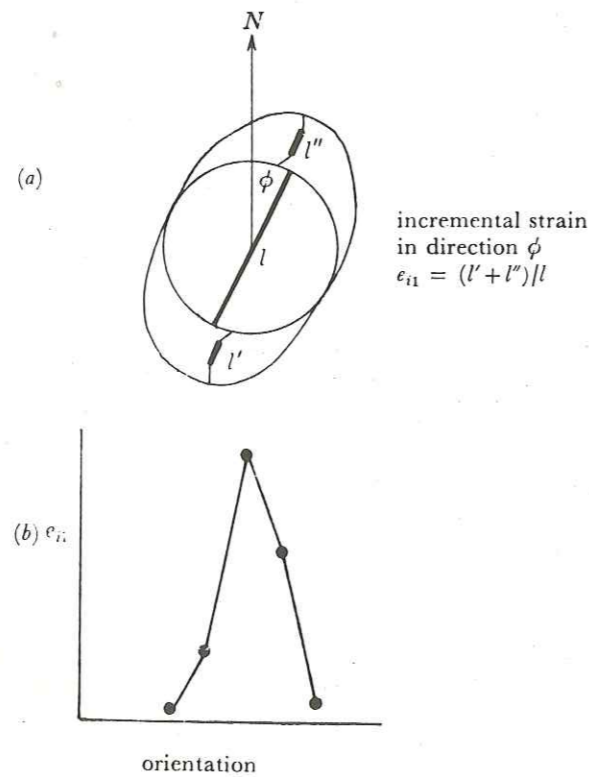
Photo n° , Pl. 24.

Ces orientations ont été mesurées par rapport à la direction de la schistosité.

L'extension la plus ancienne (T0 à T1) s'est faite du Sud vers le Nord, puis l'orientation varie fortement vers Est-Nord-Est (T1 à T2) ; dans un dernier épisode, cette extension s'est faite vers le Nord-Ouest (T2 à T3).



a - Formes et orientations des fibres cristallines croissant dans les zones abritées autour de pyrite "framboïdal" voir Pl. 24 (d'après J.G. Ramsay 1976)



b - Méthode de calcul des incréments de la déformation à partir de la mesure des fibres cristallines (d'après J.G. Ramsay 1976)

Fig. 40

Cette dernière direction d'extension coïncide approximativement avec la direction des axes de plis de phase II ; ceci tendrait à prouver que l'extension s'est réalisée à la fin de cette phase parallèlement à l'axe b des plis.

En appliquant la méthode définie par P. Choukroune (1971) de la forme à partir des queues de cristallisations, autour des pyrites, nous en déduisons, pour la région du Pli de Beaujeu que l'ellipsoïde de déformation est du type aplatissement ou déformation plane (voir Figure 41).

Nous avons fait des mesures statistiques de la direction de croissance maximale des cristallisations ; cette direction qui correspond à une linéation minérale indique un plongement de 45° vers 340° . Elle est parallèle à la direction (a) du pli, c'est-à-dire perpendiculaire à l'axe b du pli. Les rotations déduites à partir des cristallisations sont variables :

- dans la charnière anticlinale de Beaujeu, les cristallisations présentent très peu de rotation qui correspond à la recherche d'une position d'équilibre. Dans ce cas, les cristallisations reflètent uniquement une rotation rigide des particules pyriteuses dont le sens est fonction de l'orientation initiale de ces particules (Photo n° 1, Pl. 21),

- dans le flanc normal, la croissance des fibres est limitée et les rotations varient de 10° à 20° , dans le sens senestre.

- dans le flanc inverse, les mesures réalisées montrent que les rotations sont supérieures à 30° .

Il s'agit bien entendu d'une interprétation à partir de quelques exemples qui doit être considérée comme une hypothèse de travail ; sa confirmation nécessiterait une étude systématique des différents marqueurs (micro-boudinage des filons, des strates, des fossiles, de forme allongée...).

C. - ORIGINE ET MECANISME DE FORMATION DES CRISTALLISATIONS SYNCINEMATIQUES DANS LES ZONES ABRITEES.

Les relations entre un cristal et une solution sont régies par la notion d'équilibre réversible ou équilibre d'énergie libre de Gibbs. Cette théorie a été appliquée par D. Durney (1972) pour expliquer la dissolution, le transport et la recristallisation de substances minérales dans les "zones abritées" ou halos d'étirement.

Lorsqu'une substance soluble est soumise à une contrainte, il se produit une dissolution de celle-ci dans le plan perpendiculaire au déviateur de contrainte et au fur et à mesure la substance dissoute migre vers la zone de faible contrainte où se produira la cristallisation secondaire. Le processus est donc une dissolution, une migration et une croissance de cristaux, communément appelée "transfert de solution" ; elle tend à supprimer les hétérogénéités.

Fig. 41 - Les relations entre les différents modèles de déformation par aplatissement et la forme de la zone abritée (en noir, l'objet anté-tectonique représenté par une section carrée). D'après Choukroune 1971

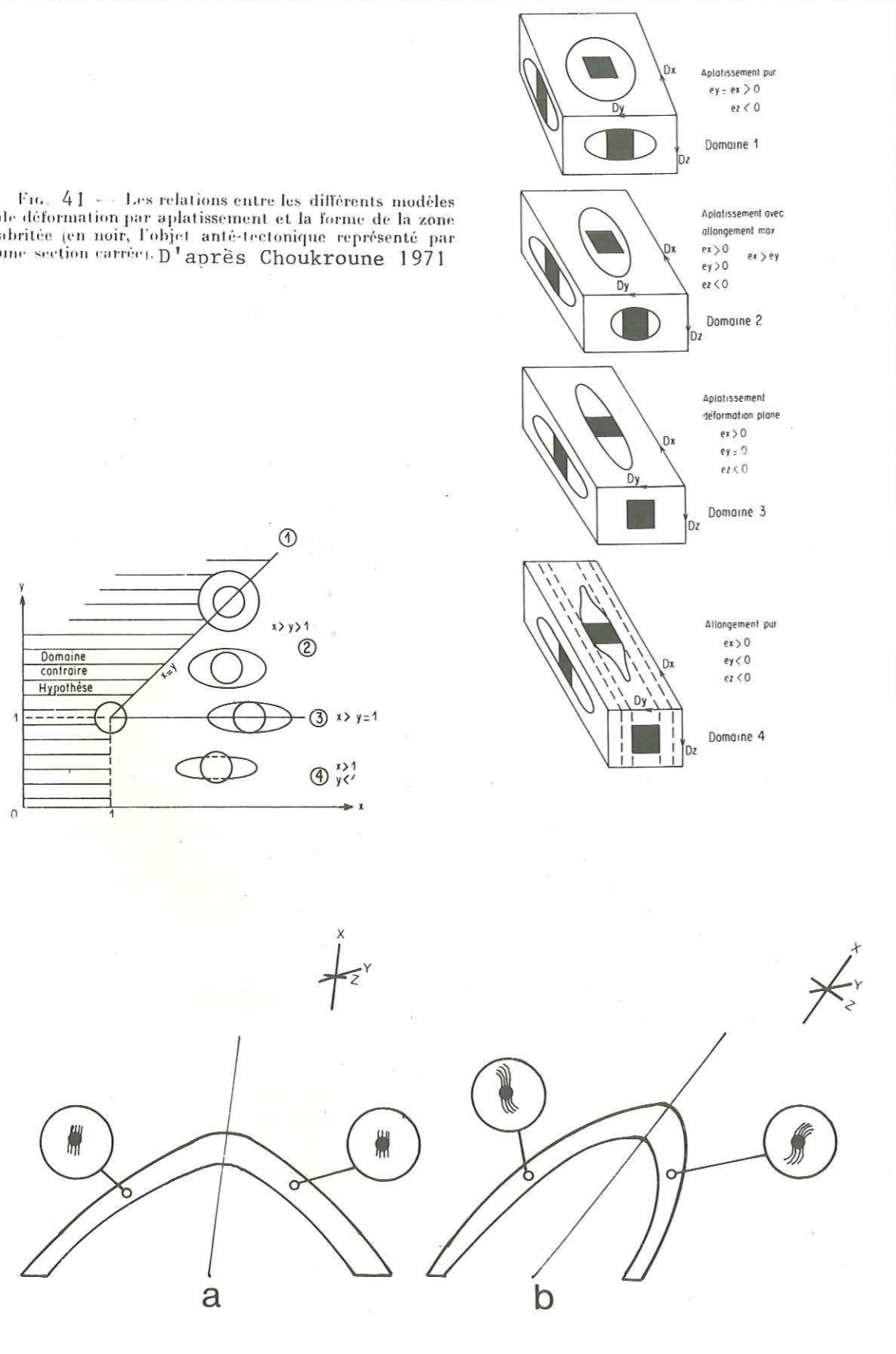


Fig. 42 - Cristallisations synchronématiques autour de pyrites montrant la rotation dans un pli.

Pl. 19 - Sections microscopiques de tubes de pyrite tronçonnés :

Photo n° 1 - Trois étapes de cristallisation secondaire de calcite fibreuse.

Photo n° 2 - Cristallisations synchronématiques sigmoïdes (tube oblique au champ des contraintes).

Pl. 20 - Sections microscopiques montrant l'allure de cristallisations synchronématiques :

Photo n° 1 - dans un filon de calcite boudiné.

Photo n° 2 - dans un agrégat de pyrite parallèle à la stratification. La croissance des fibres s'est faite perpendiculairement aux faciès du polyèdre de pyrite.

Pl. 21 - Cristallisations synchronématiques autour de pyrites cubiques (photo n° 1) et "framboïdal" (photo 3-4).
Noter l'allure sigmoïde des cristallisations indiquant que les particules de pyrite ont subi une rotation.

Pl. 22 à 25 - Vues au microscope électronique à balayage de cristallisations synchronématiques dans les zones abritées autour de pyrite:

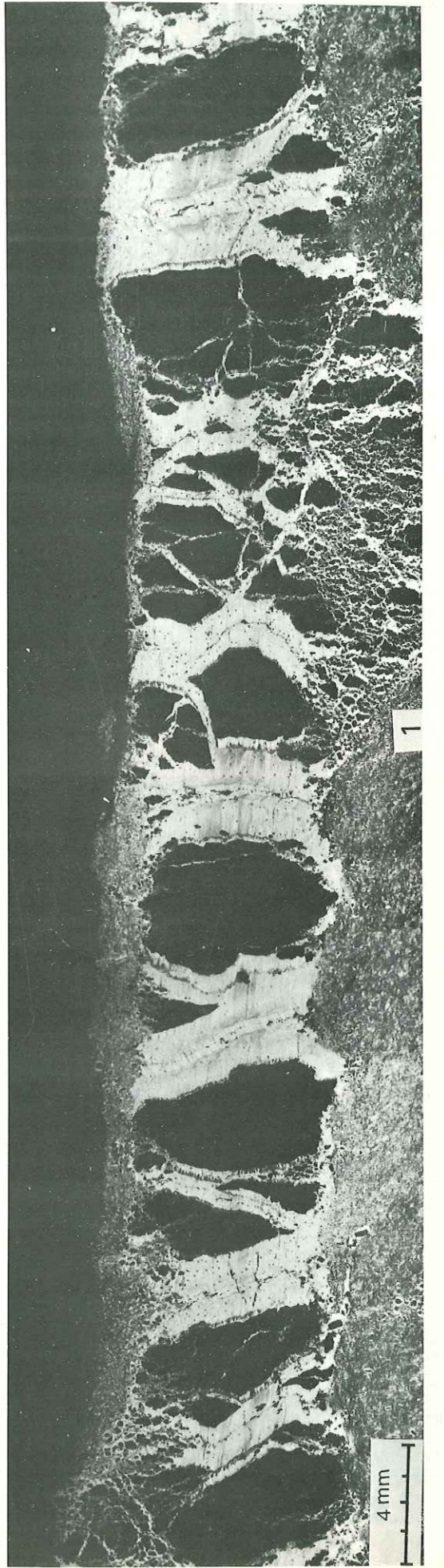
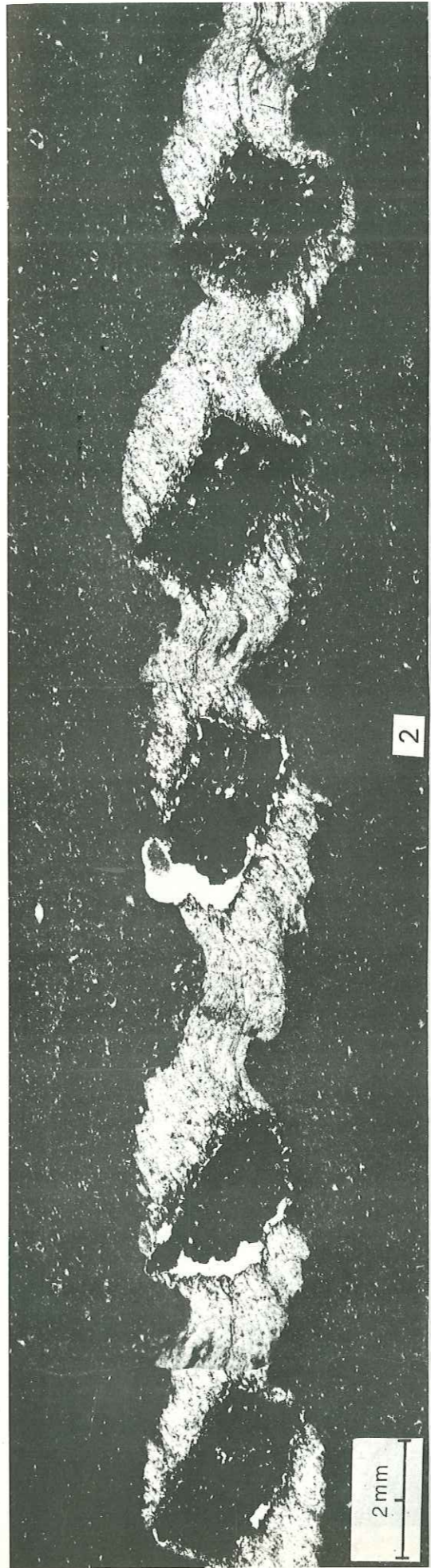
Pl. 22 - Pyrite cubique avec des cristallisations disposées dans une coupe perpendiculaire au plan de schistosité (grossissement x 110).

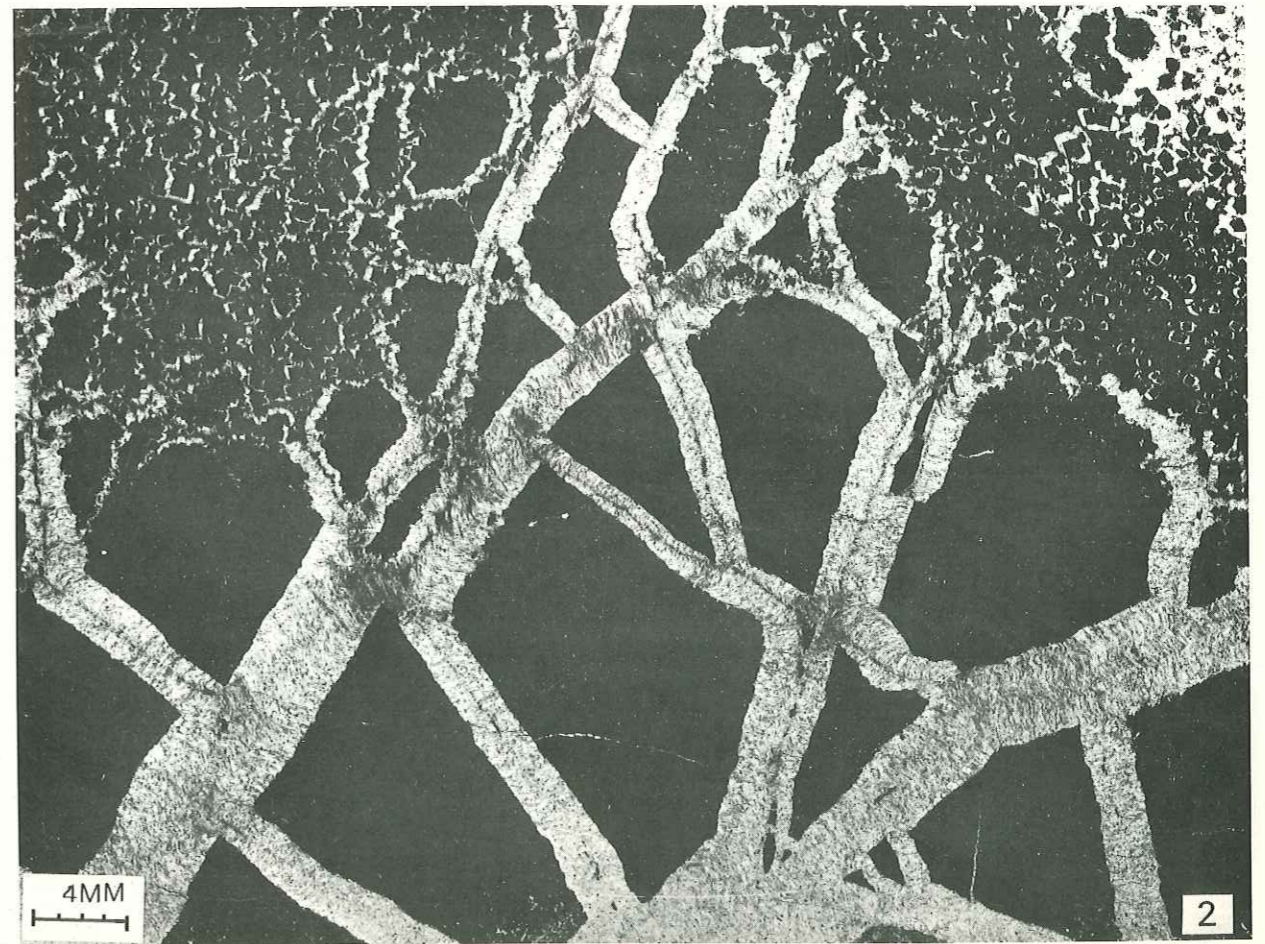
Pl. 23 - Pyrite cubique avec des cristallisations fibreuses de calcite observées dans un plan parallèle à la schistosité (grossissement x 72).

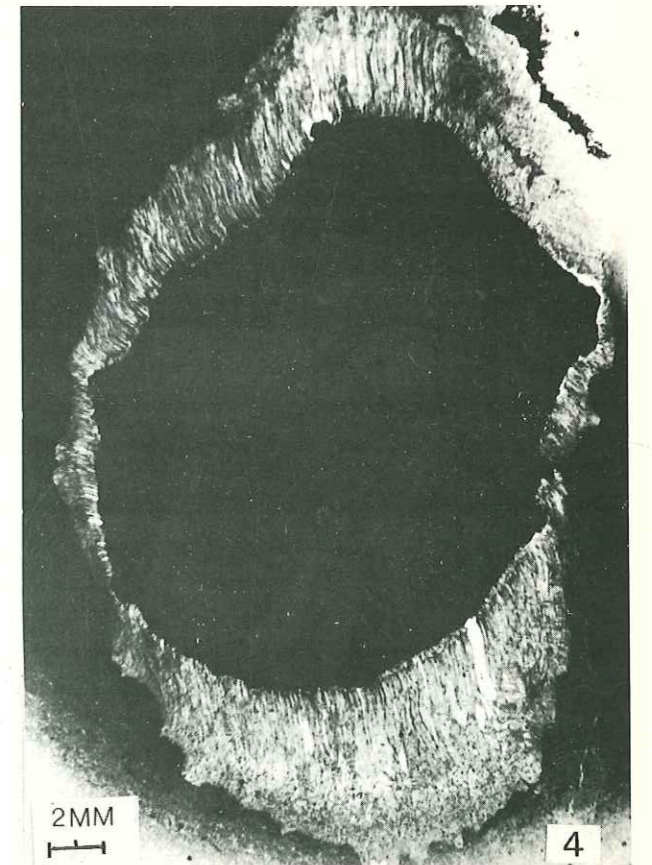
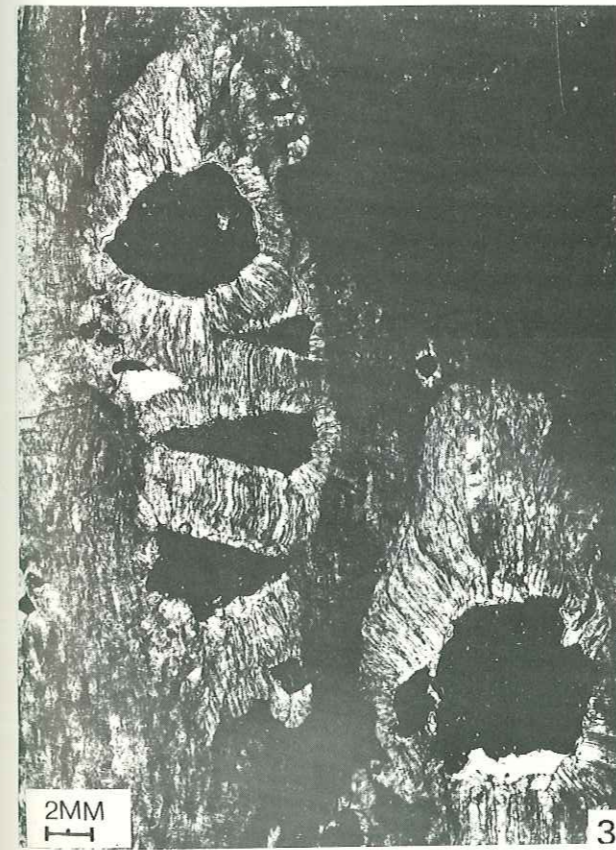
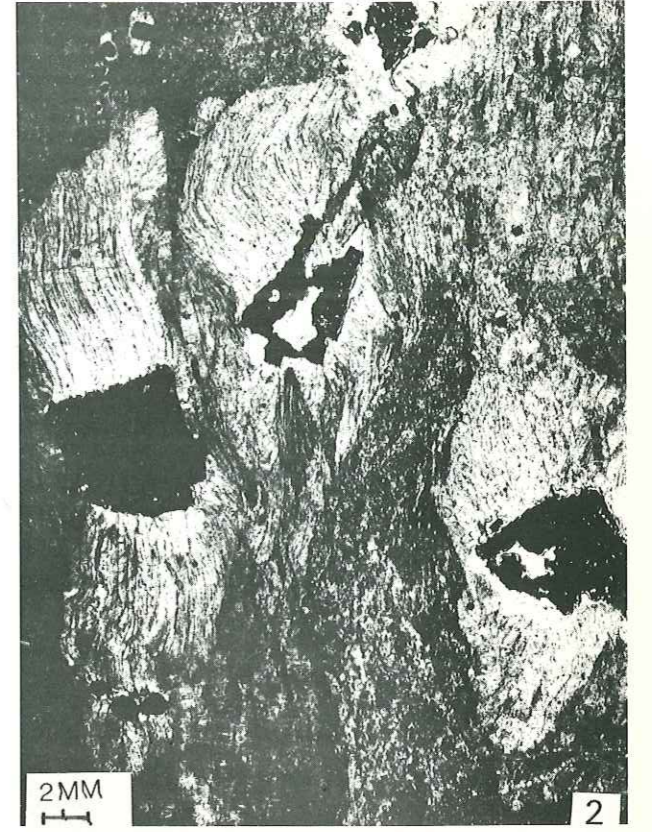
Pl. 24 - Photo montrant trois générations de cristallisations synchronématiques avec des orientations différentes utilisées pour mesurer les extensions et déterminer la déformation incrémentale (grossissement x 40).

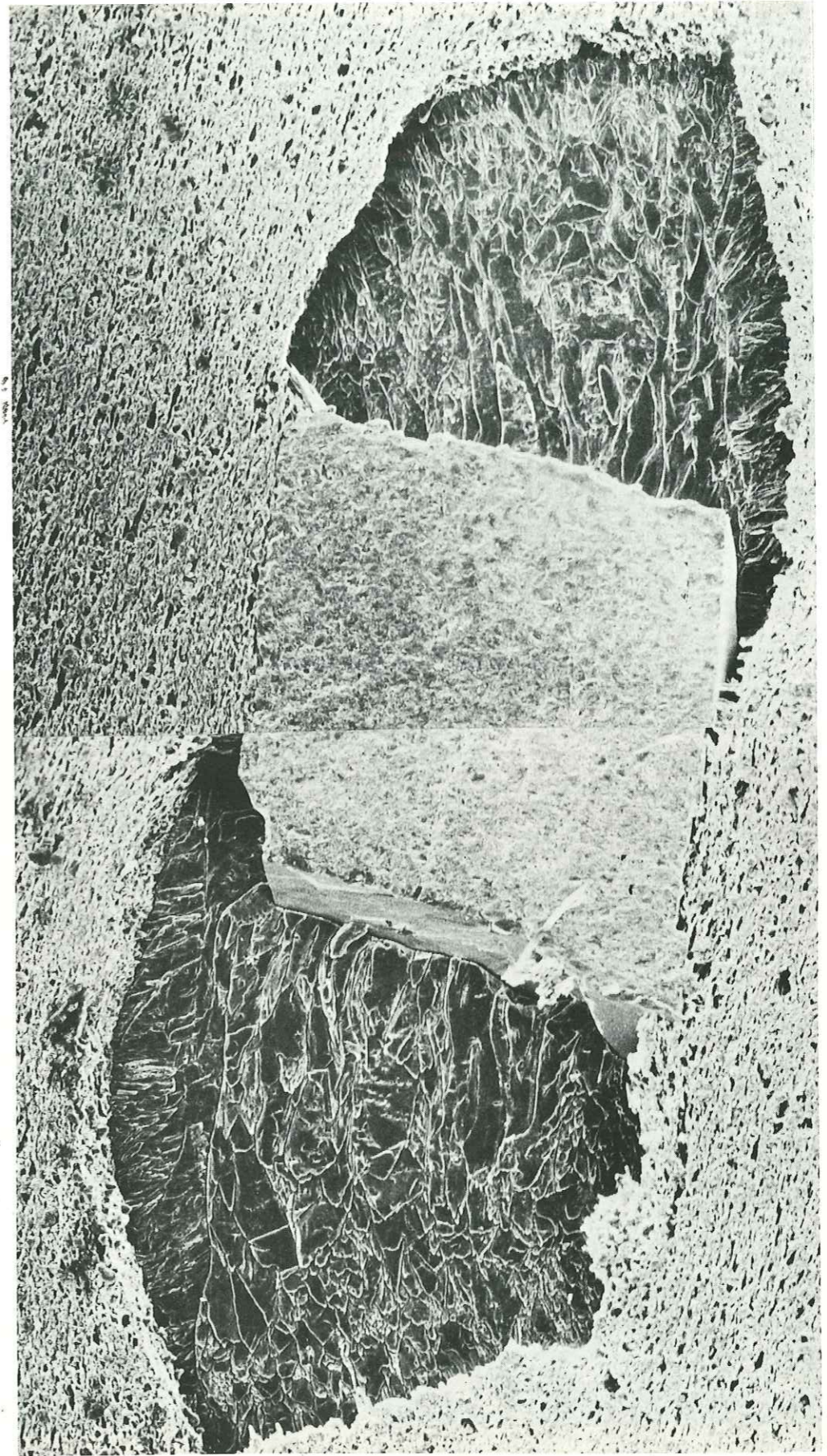
Pl. 25 - "Pressure shadows" en section parallèle au plan de schistosité montrant une rotation (grossissement x 78) (photo 1).

Photo n° 2 - Détail de l'interface pyrite-cristallisation où les fibres de calcite prennent naissance perpendiculairement aux faces du cristal de pyrite (grossissement x 180).











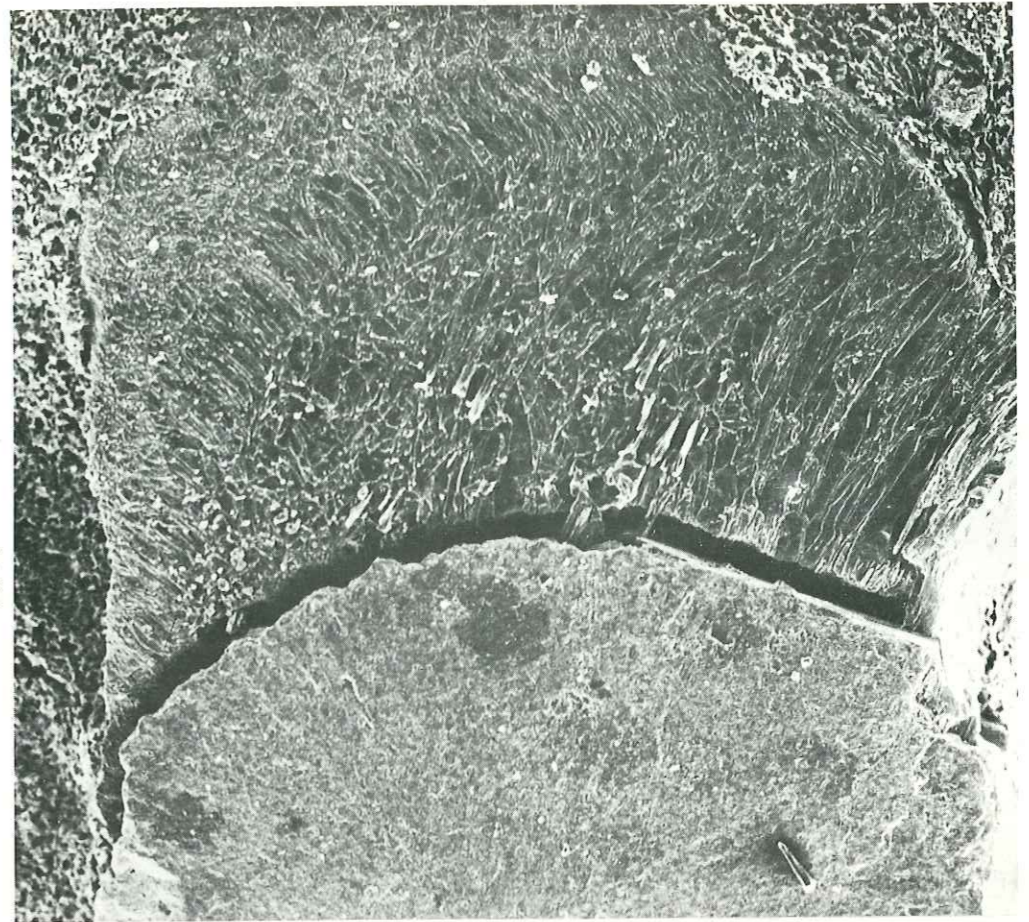
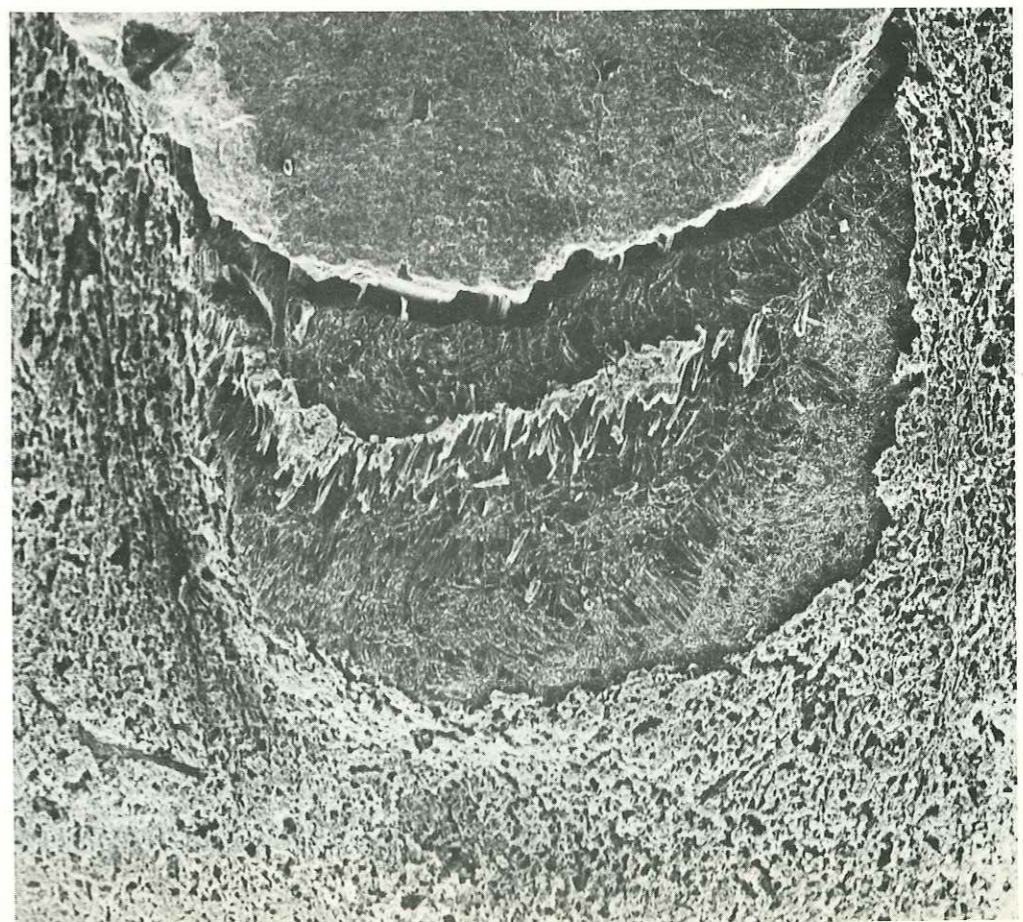
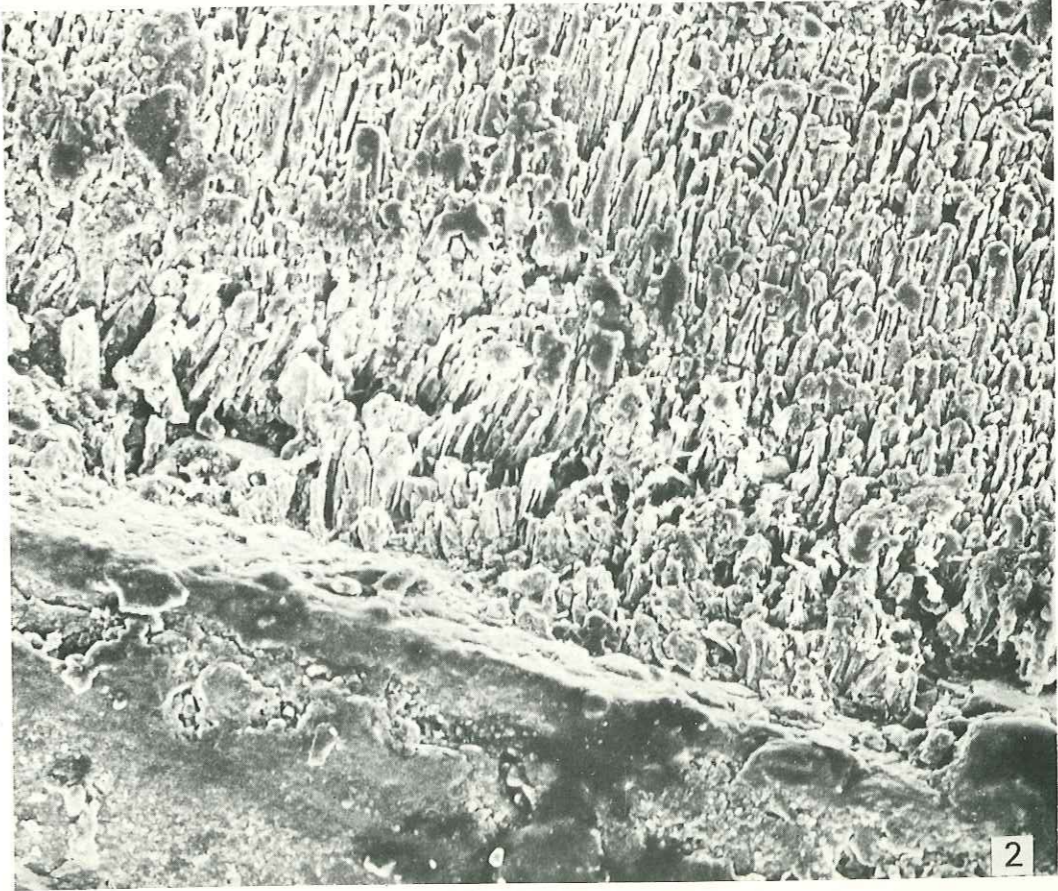
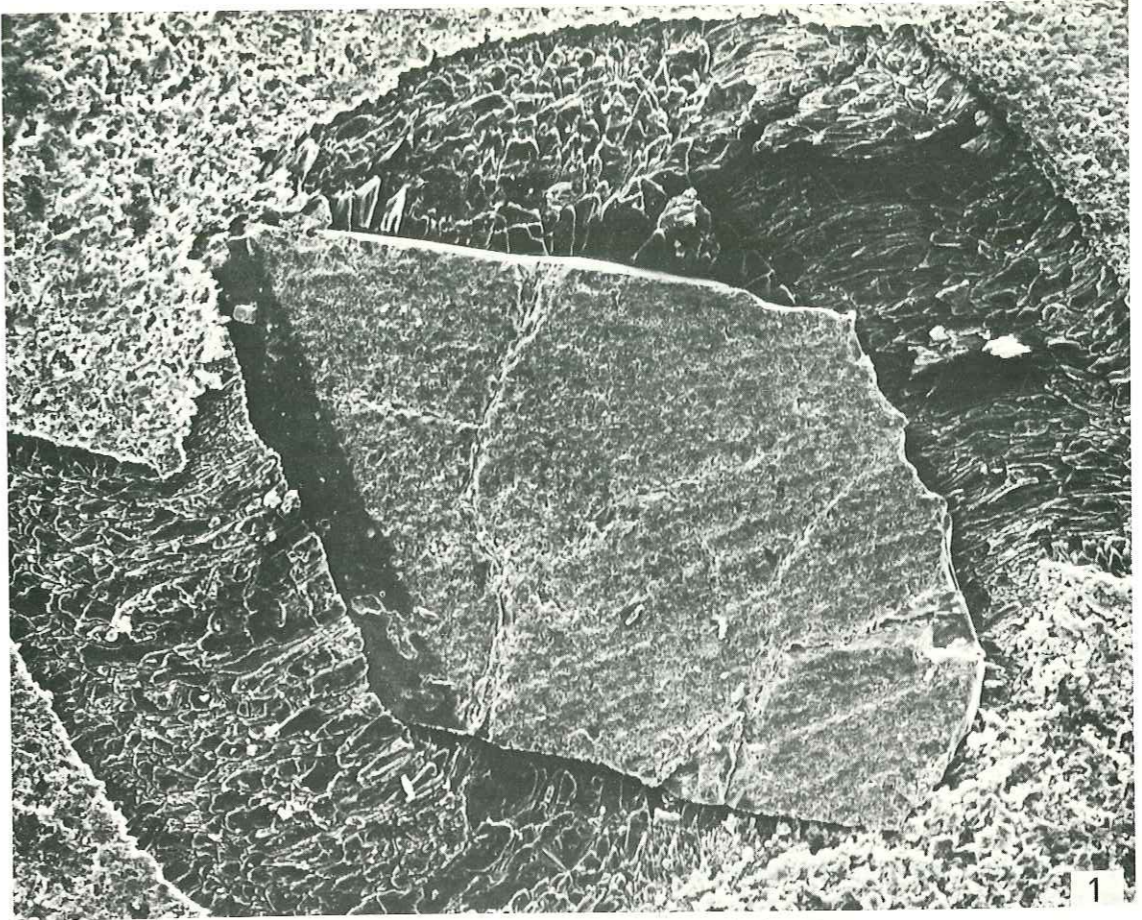


Fig. 1





Ces réactions physico-chimiques sont définies par la formule suivante :

$$\frac{\partial \mu}{\partial x} \Big|_{T,p} dx_1 \approx v_1 d\sigma - \bar{v}_1 (F) dp \quad (1)$$

Dans le cas d'agrégats cristallins sous contrainte, on peut l'écrire ainsi :

$$\frac{\partial \mu}{\partial x} \Big|_{T,p} dx = v_1 d\sigma_A' + v_1 d\bar{\sigma}_A - v_2 dp \quad (2)$$

où σ_A est la moyenne des contraintes principales exercées sur le cristal :

$$\frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}$$

et σ_A est le déviateur des contraintes ($\sigma - \sigma_A$).

"On voit donc qu'il se produira une différence de solubilité entre les différentes faces d'un même cristal, à cause des différences de déviateurs de contraintes, ou entre cristaux différents soumis à des contraintes moyennes différentes".

Les variations de pression de fluide peuvent modifier ces équilibres.

L'équilibre de la fraction molaire de soluté, x (fonction de la concentration ou de la solubilité), augmente avec la contrainte normale sur le cristal et diminue avec la pression de fluide.

Dans le cas de particules rigides insolubles, comme la pyrite ou la magnétite dans les conditions physico-chimiques (Pression et température) rencontrées en géologie, ces phénomènes de transfert en solution affecteront uniquement les produits solubles de la matrice soumis à la contrainte, par exemple dans la région étudiée, la calcite contenue dans les marno-calcaires jurassiques.

Cette dissolution interviendra quand x sera inférieur à x_{eq} , c'est-à-dire que la diffusion se produit dans la région où la valeur de x est élevée entraînant le départ de soluté de cette région vers la zone où x est faible.

Dans les faces des cristaux disposées perpendiculairement à σ_3 , où σ_A est faible et peu élevé (voir équation n° 2), se produira une augmentation de x par suite de la croissance des cristaux dans cette zone, ce qui traduit donc un retour à l'état en équilibre.

L'existence de cavités ouvertes dans la matrice n'est donc pas nécessaire pour que s'effectue la cristallisation des substances dissoutes ; cela peut se produire dans la roche à l'état solide.

Il y a des cas où les cristallisations peuvent se développer dans une direction opposée à σ_3 , par suite de la supersaturation dans les régions adjacentes.

La direction de croissance est cependant généralement parallèle à l'axe σ_3 , puisque c'est dans cette direction que sera réalisé le travail minimum, satisfaisant ainsi l'équation n° 1, pour $W' \approx 0$.

Tout cela explique pourquoi les cristallisations en zones abritées sont de forme fibreuse et ont poussé parallèlement à l'axe d'extension.

Le cas de certaines fibres courbes sigmoïdes est ainsi explicable par des changements de l'orientation de la contrainte pendant la croissance des cristaux.

VIII. - ANALYSE MICROTTECTONIQUE ET INTERPRETATION DES PLISSEMENTS SUPERPOSES

DANS LA ZONE EXTERNE MERIDIONALE DES ALPES.

L'intégration des données microtectoniques (linéations, schistosités et microplis) avec les résultats acquis à partir des différents marqueurs rencontrés dans la région de La Javie a pour but d'analyser la déformation à différentes échelles et d'en comprendre le mécanisme dans un domaine de plissements superposés.

A. - LINEATIONS.

E. Cloos (1946), G. Wilson (1961) et F.J. Turner et L.E. Weiss (1963) (p. 101-104) ont défini la terminologie et décrit et analysé les différents types de linéations.

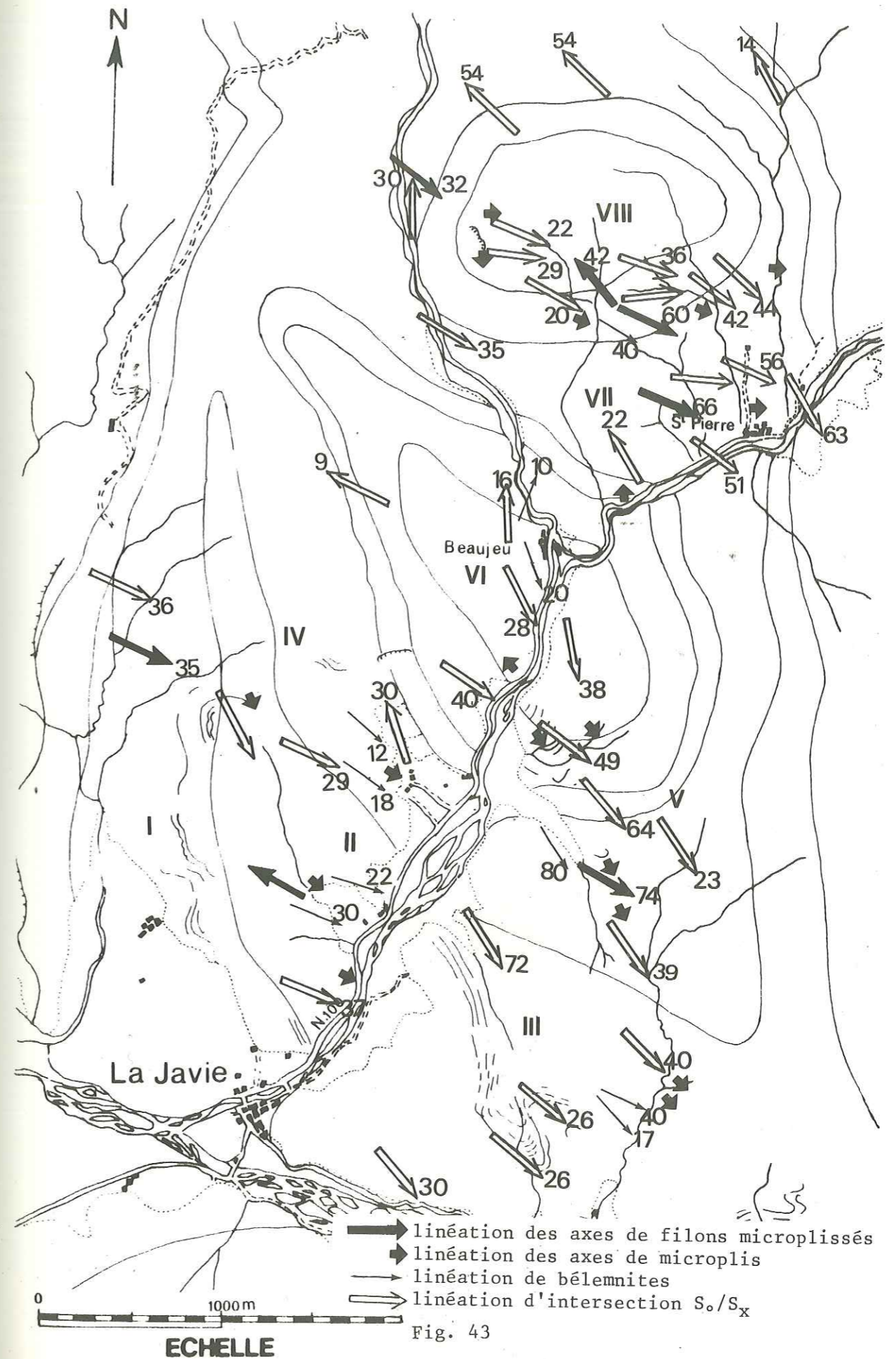
Si l'on reprend la définition géométrique donnée par E. Cloos (1946), nous appellerons linéation "I", toutes structures linéaires pénétratives d'origine tectonique, qui peuvent être dues à des phénomènes différents : intersection de plans, plissement (axes de microplis), étirement (axes de boudins), rotation (parallélisme linéaire d'objets ante-tectonique), croissance minérale (minéraux néoformés et pressure-shadows).

Ainsi dans la région étudiée, nous avons effectué des mesures statistiques sur ces différents types de linéations (voir carte, figure n° 43).

1.- Linéation d'intersection (Fig. 44a, pl. 26, photo 1).

Elle correspond à l'intersection de deux plans : plan de stratification et plan de schistosité ou deux plans de schistosité.

Carte des différentes linéations mesurées.



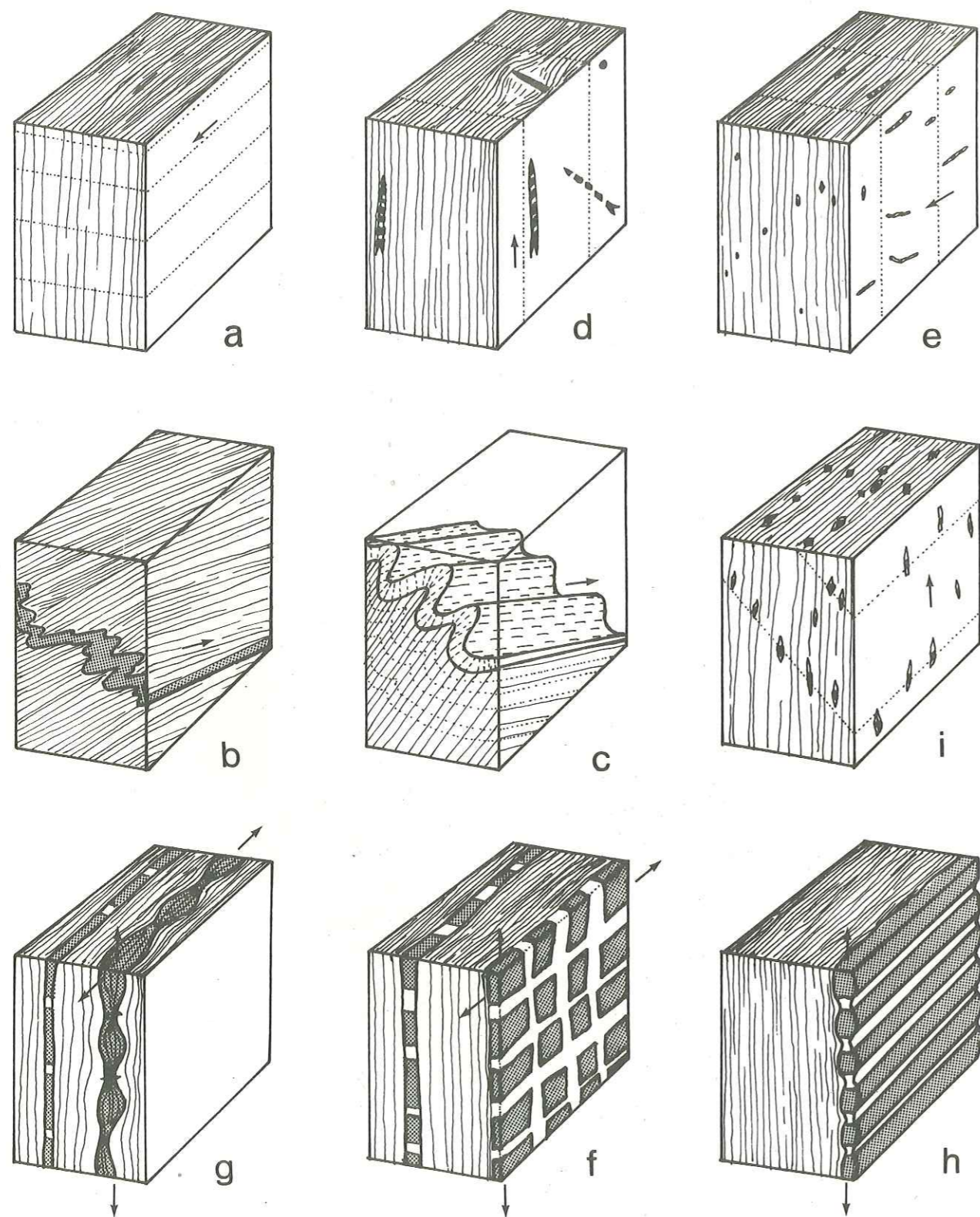


Fig. 44 - Blocs diagrammes des différents types de linéation
(Explications: voir texte)

Les diagrammes présentés portent sur 400 mesures de linéation effectuées dans 8 stations, situées sur l'anticlinal de Beaujeu et sur le dôme de Saint-Pierre (Fig. 45).

On constate sur ces diagrammes que les linéations sont groupées, soit suivant un maxima dans le cadran S.E., soit suivant deux maxima N.O. et S.E. Les linéations sont proches d'une direction 140° et plongent d'une trentaine de degrés vers le N.O. ou vers le S.E.

On peut interpréter cette répartition des linéations comme le résultat de deux plissements superposés dont le plus ancien a une direction approximative comprise entre 060° et 070° ; cette direction est en accord avec des micro-plis et des structures d'échelle régionale de la phase I.

2.- Linéation d'axes de microplis (Fig. n° 44b et c, pl. 26, photo 2).

Les axes des plis peuvent être considérés comme des structures linéaires pénétratives résultant d'un réarrangement ordonné de la matière lors d'une déformation tectonique.

Dans la région considérée, nous avons mesuré les axes de microplis affectant les couches sédimentaires et également les axes des filons microplissés (cf. chapitre : Filons syntectoniques). Sur les diagrammes représentatifs de ces mesures (Figure 31), nous remarquons que ces linéations sont alignées le long d'une guirlande de direction comprise entre 100° et 140° N. Les plongements de ces axes sont variables suivant leurs positions par rapport aux grandes structures.

3.- Linéation formée par des objets anté-tectoniques étirés.

a) Linéaires (Belemnites, tubes de pyrite) Figure 44d et 44e.

Dans le chapitre Belemnites, p. 8, nous avons présenté les diagrammes stéréographiques et les diagrammes de densité où l'on constate :

- la concentration maximale des Belemnites coïncide avec la direction de la linéation d'intersection (Figure 16-19). Cela est dû à la rotation qui a affecté au cours de la déformation les rostrés de Belemnites leur donnant ainsi une orientation préférentielle.

- l'élongation subie par les Belemnites s'effectue avec un taux maxima dans la même direction que la linéation d'intersection, pour constituer une linéation d'étirement. Le même phénomène est observable pour les tubes pyriteux déformés.

En général, la linéation fournie par les Belemnites est parallèle aux axes des plis.

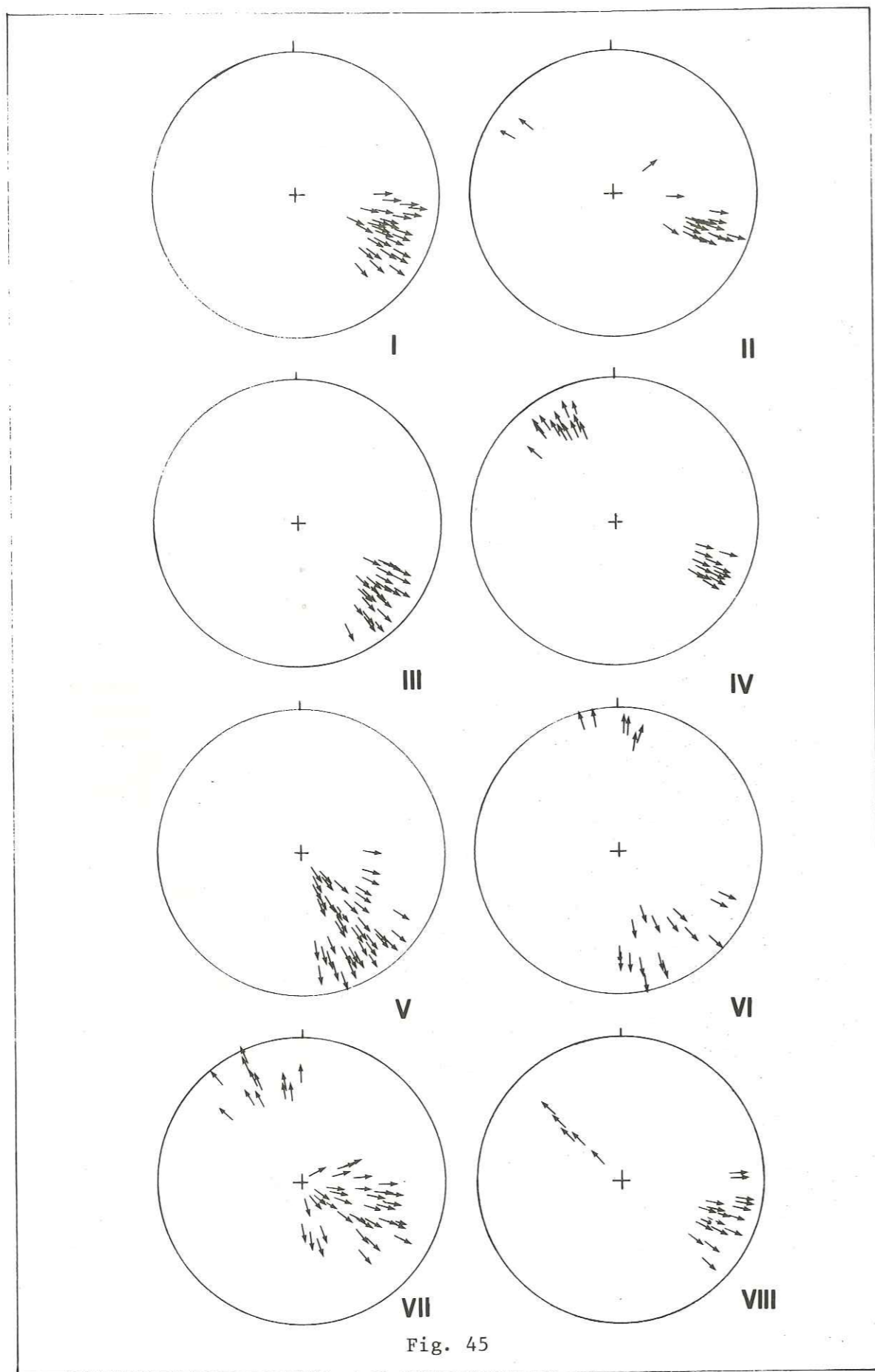


Fig. 45

b) Planaires (Filons boudinés et en pinch and swell) Figure 44f, g et h.

Qu'il s'agisse de minces niveaux calcaires interstratifiés dans des marnes ou des filons de calcite syntectoniques parallèles à la stratification, lorsqu'ils sont parallèles à la schistosité, le boudinage se manifeste sous des aspects différents que nous avons déjà décrits (voir chapitre Filons syntectoniques). Ces objets planaires, après étirement nous fournissent une linéation qui peut avoir une signification différente :

- les axes de boudins en forme de cylindre sont perpendiculaires à la direction d'étirement et suivant les cas parallèles à l'axe a ou b, ou même obliques à ces axes.

- Dans le flanc inverse de l'anticlinal de Beaujeu, la plupart des filons boudinés sont segmentés suivant deux directions (tablettes de chocolat), correspondant à deux linéations presque perpendiculaires. Ces directions peuvent coïncider respectivement avec l'axe a et b des plis, mais dans la région, cela est difficile à préciser étant donné que ces boudins sont surtout visibles en section.

4.- Linéation d'alignement de minéraux néoformés, Figure 44i.

Dans la région d'étude ce type de linéation est limité aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées autour d'agrégats pyriteux (voir chapitre correspondant p. 94). La linéation fournie par l'étude statistique de ces cristallisations indique l'axe x de l'ellipsoïde de déformation finie. Dans l'anticlinal de Beaujeu, la direction de l'axe x est perpendiculaire à l'axe b du pli.

Il existe des relations entre la géométrie de la linéation, l'orientation préférentielle des composants de la roche (fabrique) et la direction de mouvement de la matière.

Après avoir décrit les caractéristiques géométriques des linéations, nous constatons que comme dans le cas général, dans la région de La Javie, la linéation d'intersection est parallèle à l'axe b du pli et la linéation fournie par les cristallisations syncinématiques (Pressure shadows) est disposée perpendiculairement à l'axe b.

Par contre, on constate que la linéation fournie par les Belemnites est parallèle à l'axe b du pli. Pourquoi cette disposition, alors que la direction d'extension maxima est perpendiculaire à b ?

Deux explications peuvent être envisagées :

• quand des objets, situés dans le plan de stratification, ont une forme allongée, leur réorientation se fera préférentiellement à l'axe y, au cours d'une déformation coaxiale où y est orienté parallèlement à l'axe des plis et x perpendiculairement.

. dans une région de plissement superposé, étant donné l'existence de plongements variables du plan de stratification avant la formation du pli II, il peut arriver que ce plan soit parallèle à l'axe x ; dans ce cas, les Belemnites les plus étirées seront parallèles à x et à l'axe b ; cette explication a un domaine d'application plus limité que la précédente.

B. - SCHISTOSITE.

D'après le dictionnaire international de tectonique de J.G. Dennis (1967, p. 130-131), nous pouvons admettre que le terme français de schistosité défini pour la première fois par G. Daubrée (1879) recouvre indifféremment les termes anglais de "slaty cleavage" et de "foliation". Nous verrons que dans notre zone, différents types de schistosité, au sens large du terme, peuvent être décrits.

1.- Différents types de schistosité et leur répartition régionale.

Le Lias schisteux, entre Digne et Verdaches, montre progressivement une déformation plus intense quand on se dirige vers le nord-est. Près de Digne, il se présente sans schistosité évidente mais affecté par de nombreuses diaclases (Pl. 27, photo n° 1).

Dans la zone du Brusquet, 10 kilomètres au nord de Digne, apparaît une schistosité de fracture montrant l'aspect de "crayons" ; cette schistosité, sur le terrain, ne présente pas de plan net, rendant difficile la mesure du pendage (Pl. 27, photo n° 2).

Sur l'échantillon, on observe des microlithons de 1 centimètre d'épaisseur et à la loupe, on n'observe pas d'orientation préférentielle.

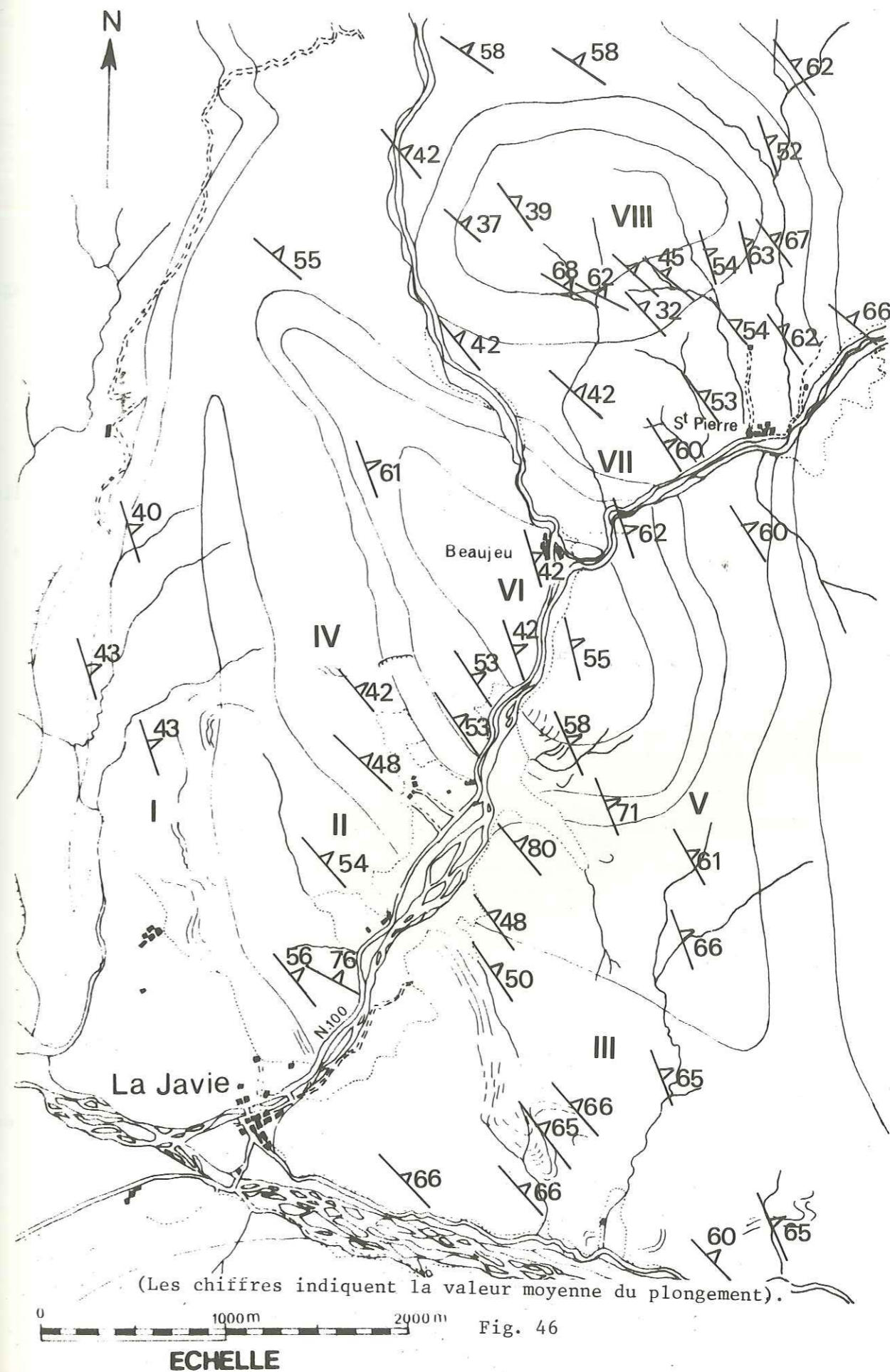
Plus au nord, dans la région de La Javie, une schistosité de flux du type ardoisier ("slaty cleavage") affecte l'ensemble de la roche (Pl. 27, photo n° 3). Cette schistosité est caractérisée par des surfaces planaires continues, disposées à des distances respectives allant du centimètre au millimètre.

A la loupe, on observe une orientation préférentielle des minéraux suivant ces plans, qui est caractéristique d'une déformation pénétrative.

Le Lias calcaire, dans la région de Beaujeu-Saint-Pierre, est affecté par une schistosité qui présente un aspect différent, car elle est soulignée par des surfaces de dissolution (Pl. 27, photo n° 4).

Nota : Une schistosité de crénulation est développée dans la partie N.E. de la zone étudiée (Saint-Pierre) ; elle recoupe la schistosité de flux précédemment décrite.

La carte de répartition de la schistosité (Figure n° 46) montre une grande homogénéité : toute la région est traversée par la schistosité S2 suivant une direction comprise entre 115° et 165° ; le pendage vers le N.E. varie entre 30° et 80° avec une moyenne proche de 55°.



0 1000m 2000m Fig. 46
ECHELLE

Nous avons mesuré la direction et le pendage de cette schistosité dans 8 stations avec 100 mesures en moyenne par station. Si nous reportons ces valeurs sur des diagrammes de Schmidt nous constatons que les pôles sont bien groupés dans le cadran S.O. (Figure n° 47).

D'autres observations sur la schistosité peuvent être réalisées dans la région : réfraction de la schistosité, éventail des schistosités, remplissage de calcite parallèle au plan de schistosité :

- La réfraction de schistosité correspond à un changement de direction et de pendage quand celle-ci traverse des couches de compétence différente (Pl. 28, photo n° 1 et 2) ; ceci est confirmé par les mesures statistiques du diagramme n° 1, figure 47.

- La schistosité se présente en général parallèle au plan axial, quand le pli est essentiellement formé par des couches marneuses ; par contre, dans les alternances de couches calcaires et marneuses, on observe des éventails de schistosité, convergents ou divergents, ainsi que des points neutres.

- Dans une alternance de couches de compétence différente, où se manifeste une réfraction de schistosité, les couches les plus compétentes présentent des remplissages de calcite qui soulignent cette schistosité (Pl. 28, photo n° 3 et 4).

Après que la schistosité se soit formée, mais au cours de la même phase, des glissements ont pu se produire le long des plans de schistosité, créant ainsi des vides dans les couches les plus compétentes ; la dissolution préférentielle dans les couches les moins compétentes entraînera alors une migration et la cristallisation de calcite dans ces vides.

2.- Description microscopique.

Nous avons réalisé cette étude sur des échantillons prélevés dans la zone de déformation maximum, c'est-à-dire les ardoises du Lias schisteux du Dôme de Saint-Pierre et du flanc inverse de l'anticlinal de Beaujeu. Cet examen réalisé au microscope électronique à balayage montre que la schistosité est due à la réorientation et à la recristallisation mimétique de minéraux argileux suivant des plans parallèles :

- sur une coupe perpendiculaire à la schistosité (Pl. 29, photo n° 1) on note une alternance de zones où les minéraux argileux présentent une orientation préférentielle et de zones où ces minéraux sont diversement orientés.

- sur une coupe parallèle à la schistosité (Pl. 29, photo n° 2), les argiles se présentent subparallèles au plan d'observation, sous forme de lentilles irrégulières, isolées ou groupées en agrégats, sans montrer une linéation d'étirement ou longrain.

Pour des sections perpendiculaires à la schistosité, sur les échantillons les plus déformés, on constate que tous les minéraux argileux sont orientés en feuillets parallèles à la schistosité, effaçant la texture initiale sédimentaire (Pl. 30).

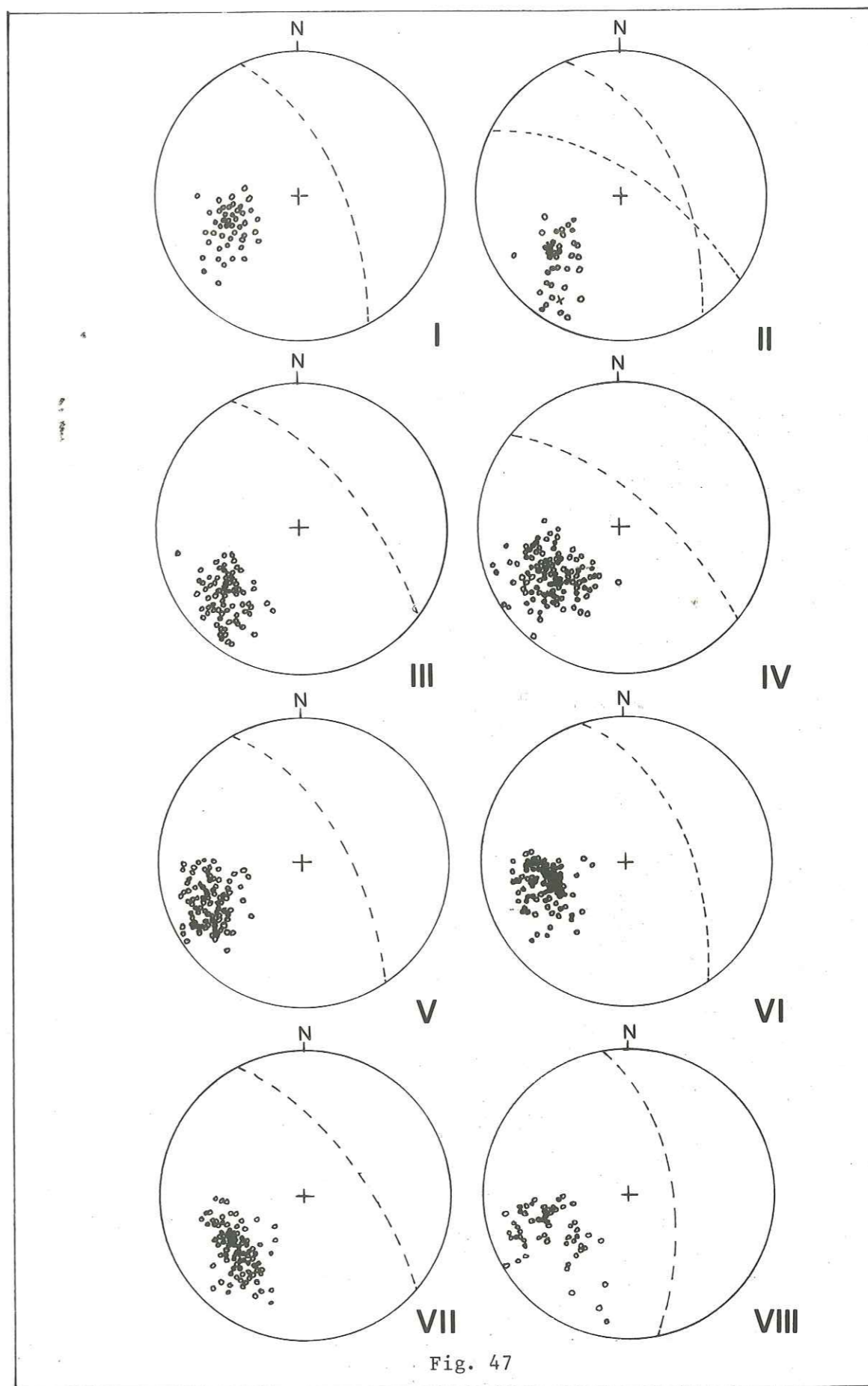


Fig. 47

Dans la planche 31, figure un exemple de schistosité de crénulation qui se superpose aux schistosités précédemment décrites ; elle se caractérise par le fait que les feuilletts d'argiles sont régulièrement plissés avec une longueur d'onde millimétrique. A un plus fort grossissement (Pl. 31, photo n° 2), ce microplissement est plutôt associé à des glissements des minéraux argileux les uns sur les autres qu'à l'existence de microfractures nettement exprimées.

La région de Digne-La Javie se révèle propice à l'étude de l'origine et du développement progressif de la schistosité.

En effet, le passage d'une zone sans schistosité à une zone de schistosité de flux est un phénomène observable à différentes échelles.

A l'échelle microscopique, le principal phénomène observable est le passage progressif d'une orientation des minéraux argileux parallèles à la stratification à orientation préférentielle suivant le plan de schistosité ; ce passage dans des roches du type ardoisier peut se réaliser de diverses façons suivant l'orientation de ces minéraux par rapport au champ de contraintes.

Les argiles parallèles à σ_1 vont se plisser en forme de kink, et une microfracture peut se manifester dans la charnière du kink.

Une recristallisation mimétique des minéraux argileux peut se produire dans cette zone charnière et les minéraux néoformés seront disposés perpendiculairement à σ_1 .

Enfin, quand les minéraux sont obliques par rapport à σ_1 , ils se réorientent par rotation rigide jusqu'à une position d'équilibre.

Le résultat final est que certains minéraux seront disposés en bandes parallèles au plan de schistosité tandis que les autres sont diversement orientés suivant le degré de rotation qu'ils ont subi (Pl. 29, photo 1).

A partir d'études réalisées au microscope électronique, R.J. Knipe et S.H. White (1976) ont proposé deux mécanismes pour expliquer la formation de la schistosité de flux :

- la recristallisation syntectonique et la rotation mécanique,
- un processus de diffusion à l'état solide est également envisagé pour expliquer la recristallisation syntectonique.

Si l'on examine les conditions d'apparition de la schistosité de fracture, on peut admettre soit les interprétations de N.J. Price et P.L. Hancock (1972) basée sur le mécanisme de fracturation hydraulique soit l'interprétation proposée par N.J. Price (1959) sur la libération post-tectonique d'énergie élastique.

Dans la région étudiée, pour expliquer la schistosité de fracture (A.W.B. Siddans, à paraître) pense que la seconde hypothèse est préférable à la première.

Pl. 26 - Photo n° 1 - Linéation d'intersection formée par le plan de stratification et le plan de schistosité, plan dans lequel se trouve le marteau.

Photo n° 2 - Linéation d'axes de micro-plis affectant un filon (indiquée par le stylo).

Pl. 27 - Différents types de schistosité de la région de Digne - La Javie.

Photo n° 1 - Diaclases (5 km au N. de Digne).

Photo n° 2 - Schistosité de fracture - chemin de Digne à Draix.

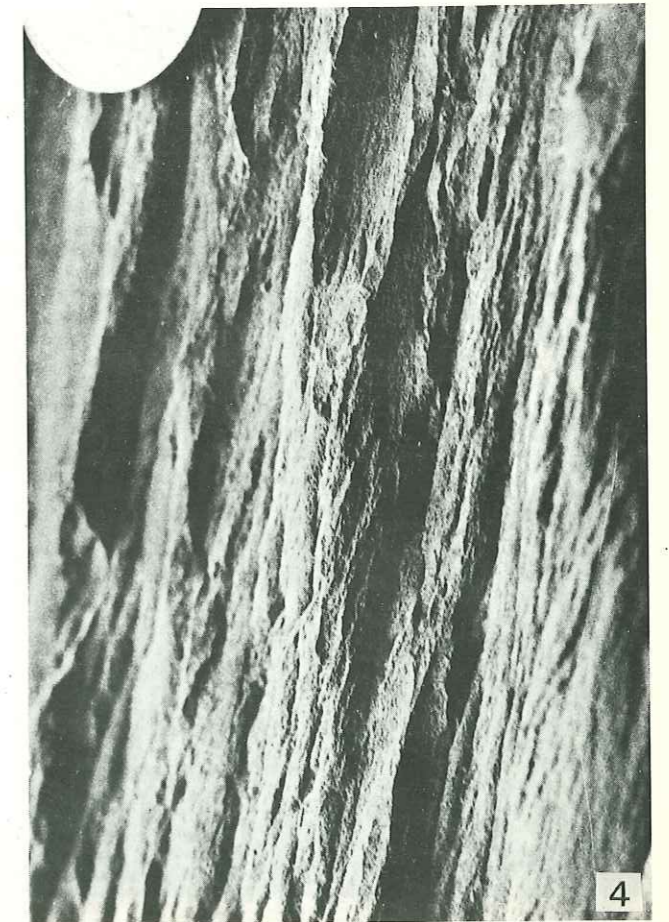
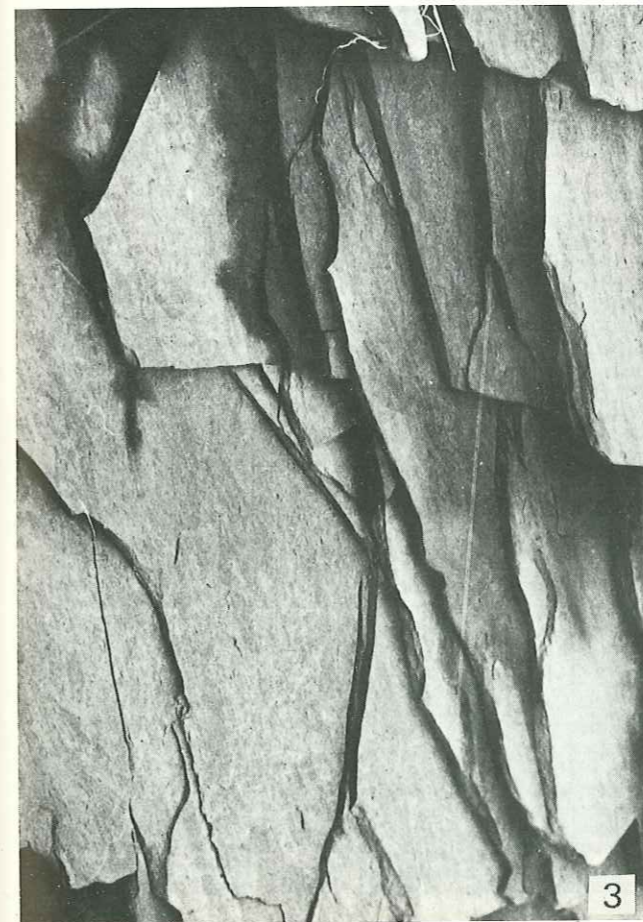
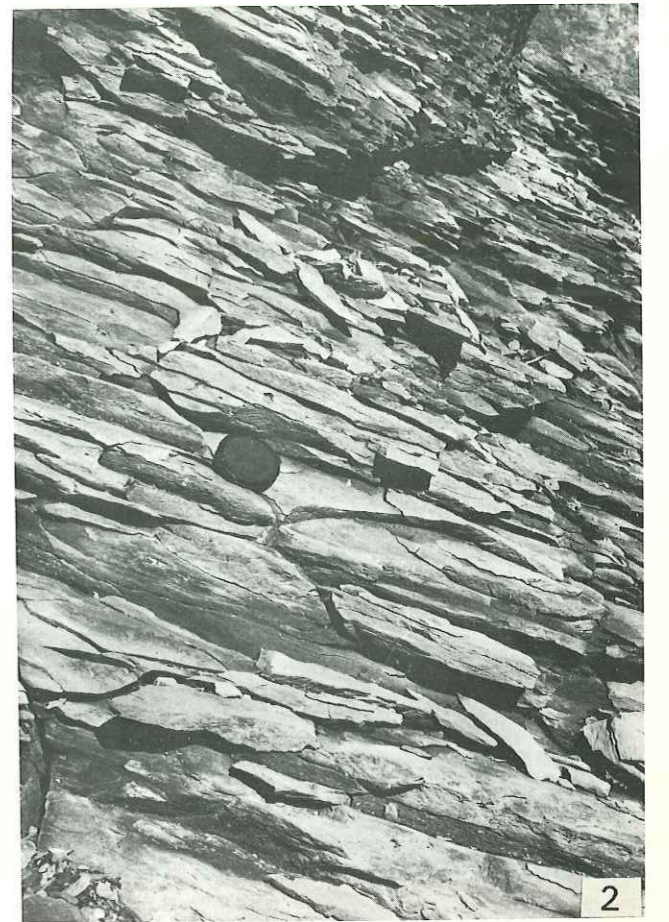
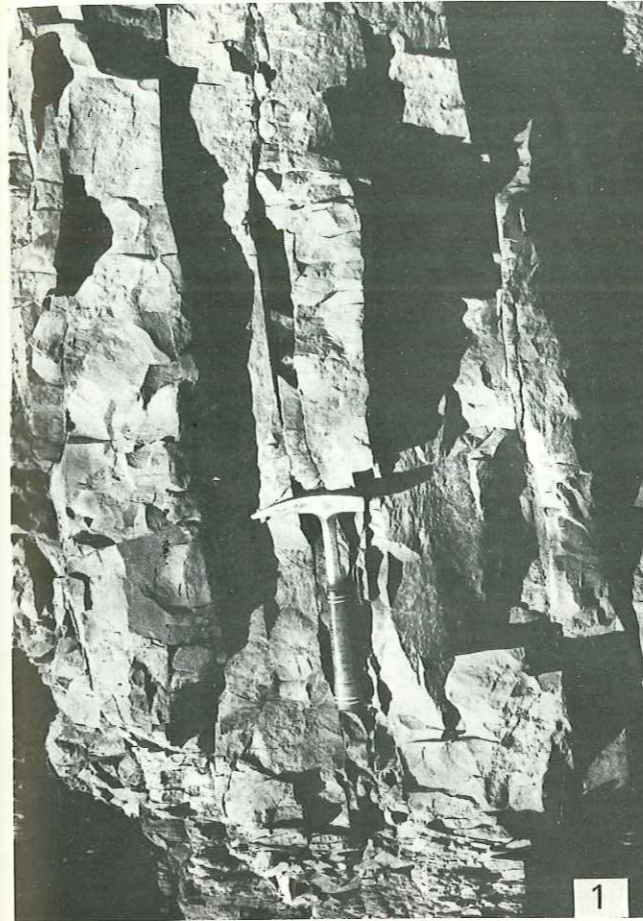
Photo n° 3 - Schistosité du type ardoisier, pénétrative (station II) de direction 140-54° NE.

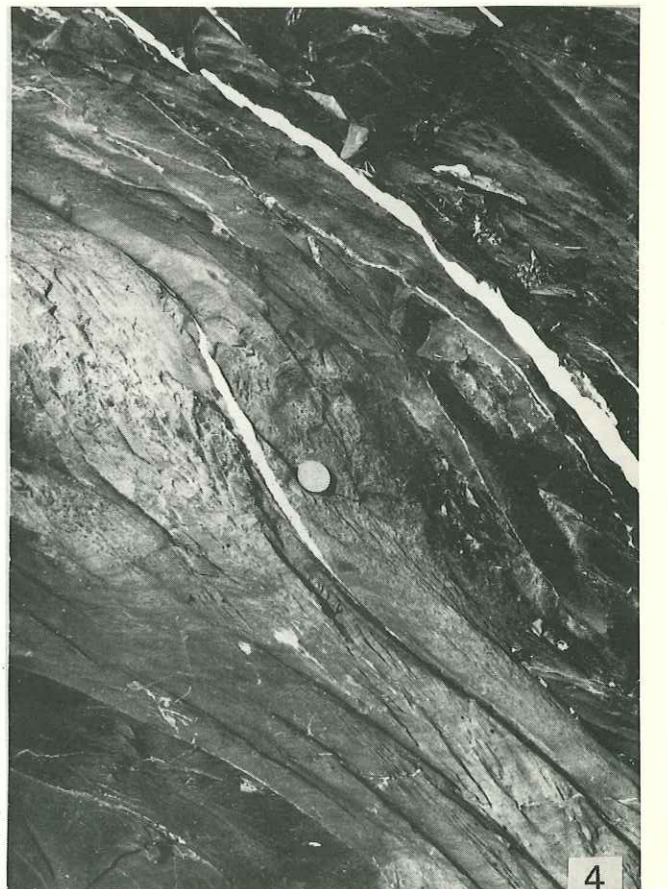
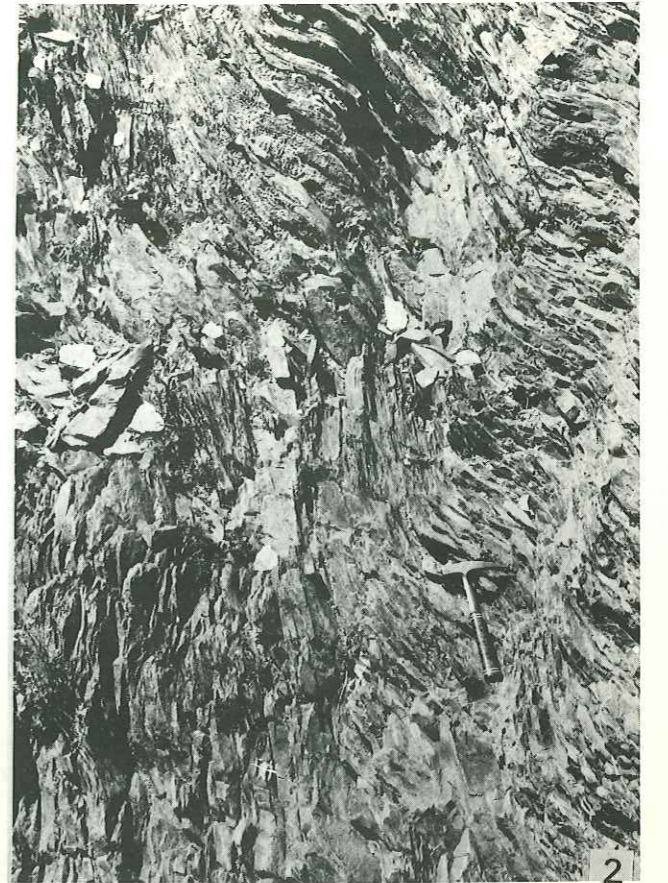
Photo n° 4 - Schistosité affectant le Lias calcaire (région de Beaujeu St Pierre) soulignée par des surfaces de dissolution.

Pl. 28 - Photos 1, 2 - Réfraction de la schistosité dans une alternance d'ardoises et de calcaire (stations II - IV).

Photos 3, 4 - Remplissage de calcite parallèle au plan de schistosité et soulignant la réfraction de celle-ci.







Pl. 29, 30, 31 - Observations au microscope électronique à balayage des différents types de schistosité sur des préparations obtenues par simple fracturation de l'échantillon.

Pl. 29 - Photo n° 1 - Coupe perpendiculaire au plan de schistosité (grossissement x 152).

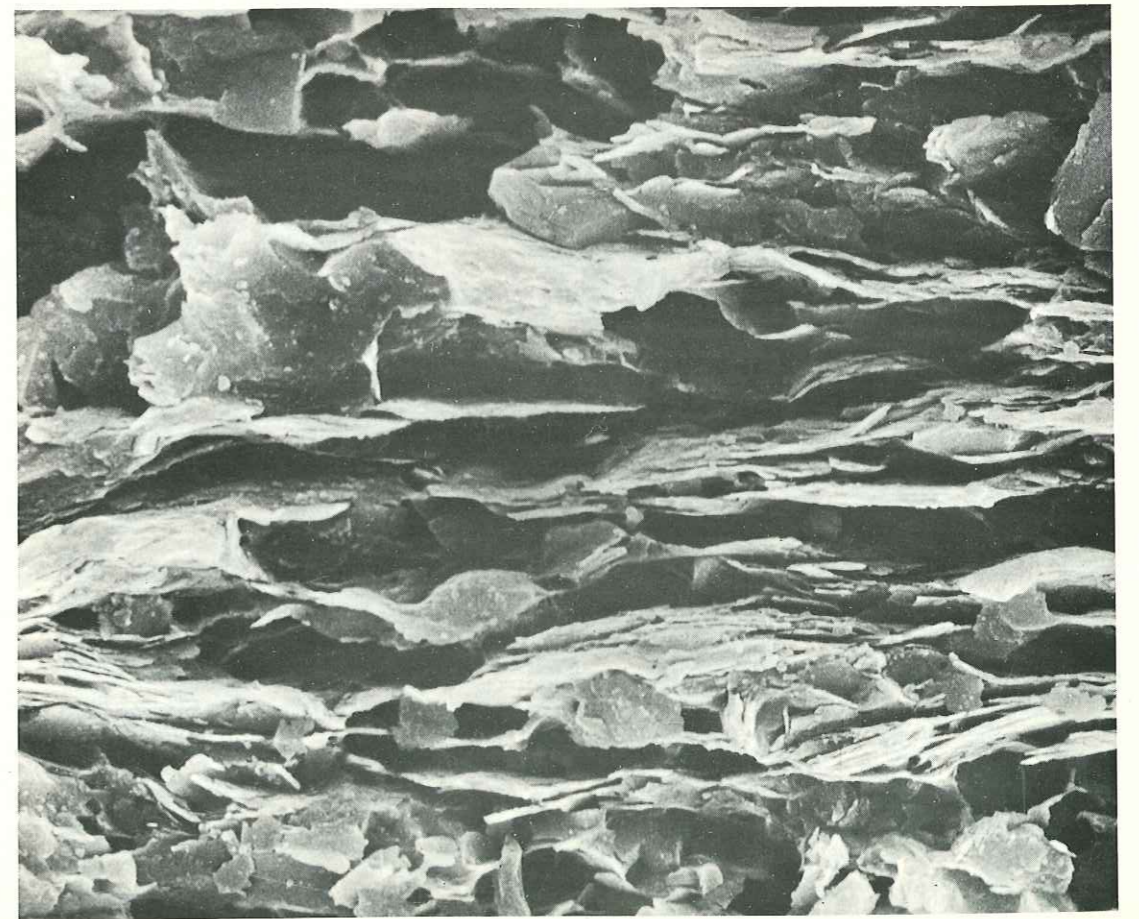
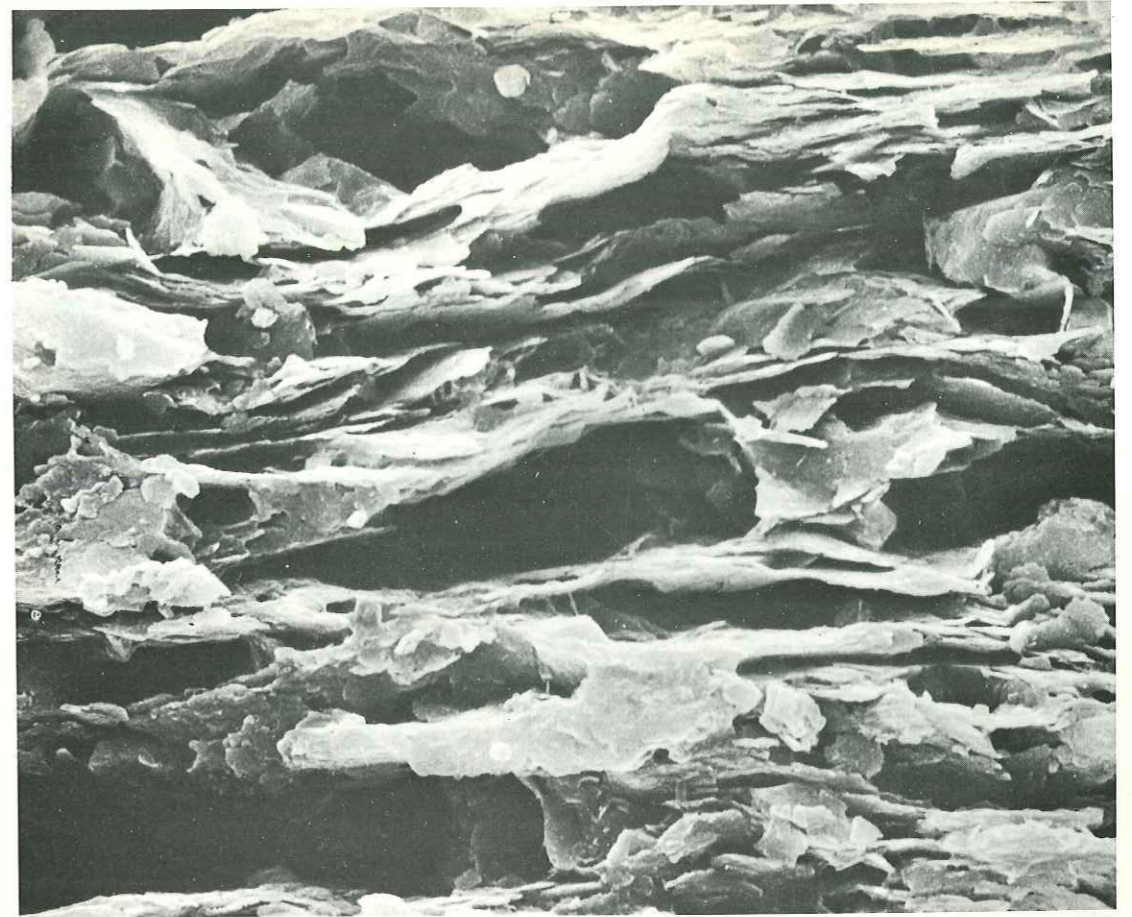
Photo n° 2 - Coupe parallèle au plan de schistosité (grossissement x 102).

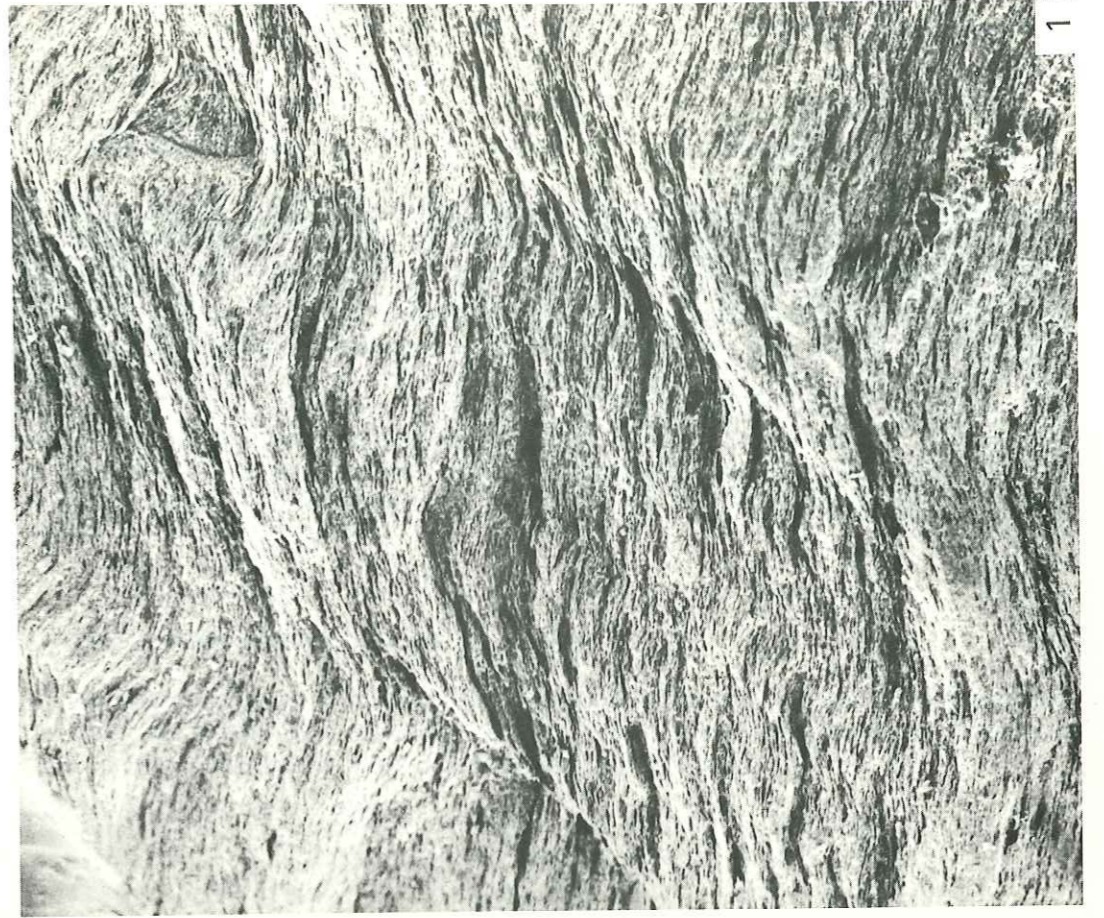
Pl. 30 - Coupes perpendiculaires au plan de schistosité montrant une orientation des minéraux argileux disposés en feuillets, nettement plus marquée que dans la photo 1 de la Pl. 29 (grossissement x 3 000).

Pl. 31 - Photo n° 1 - Schistosité de crénulation (S_2') oblique par rapport à la schistosité de flux (S_2) verticale. (grossissement x 102).

Photo n° 2 - Détail du microplissement de S_2 par S_2' . (grossissement x 400).







C. - PLIS ET MICROPLIS.

Les plis de la région de Digne constituent un exemple caractéristique de la superposition de deux phases tectoniques de direction presque perpendiculaire ; c'est une des raisons pour laquelle de nombreux auteurs ont étudié cette partie des Alpes en détail, et nous citerons en particulier (J. Goguel 1939, Latreille et al. 1962), Debats et al. 1972, ainsi que J.F. Gamond 1972).

Parmi les plis et les microplis de la région de La Javie que nous avons étudiés, nous décrirons les deux structures qui nous semblent les plus caractéristiques : le pli anticlinal de Beaujeu et le Dôme de Saint-Pierre (Fig. 48a).

1.- Deux structures caractéristiques.

- le pli anticlinal de Beaujeu (Figure 49) a été étudié sur une coupe transversale de direction N.E.-S.O., le long de la vallée de l'Arigeole, ainsi que parallèlement à son plan axial (Stations A, B et C).

Le coeur de la structure est formé par le Lias calcaire tandis que sur ses flancs affleurent les marnes du Lias schisteux (Pl. 32). La différence de compétence se traduit par une disharmonie dans le plissement.

Ce pli asymétrique d'échelle kilométrique (5 kilomètres de long et 2 de large) a une direction cartographique proche de 135° - 140° et présente un déversement vers le Sud-Ouest (Figure 50).

L'allure générale du pli (direction et déversement) est caractéristique de la phase II ainsi que la schistosité de plan axial qui a une direction de 140° N, et un plongement moyen de 55° à 60° N.E.

A ses deux extrémités, le pli devient conique et sa forme géométrique est caractérisée par une cumination qui nous démontre l'existence de plis antérieurs.

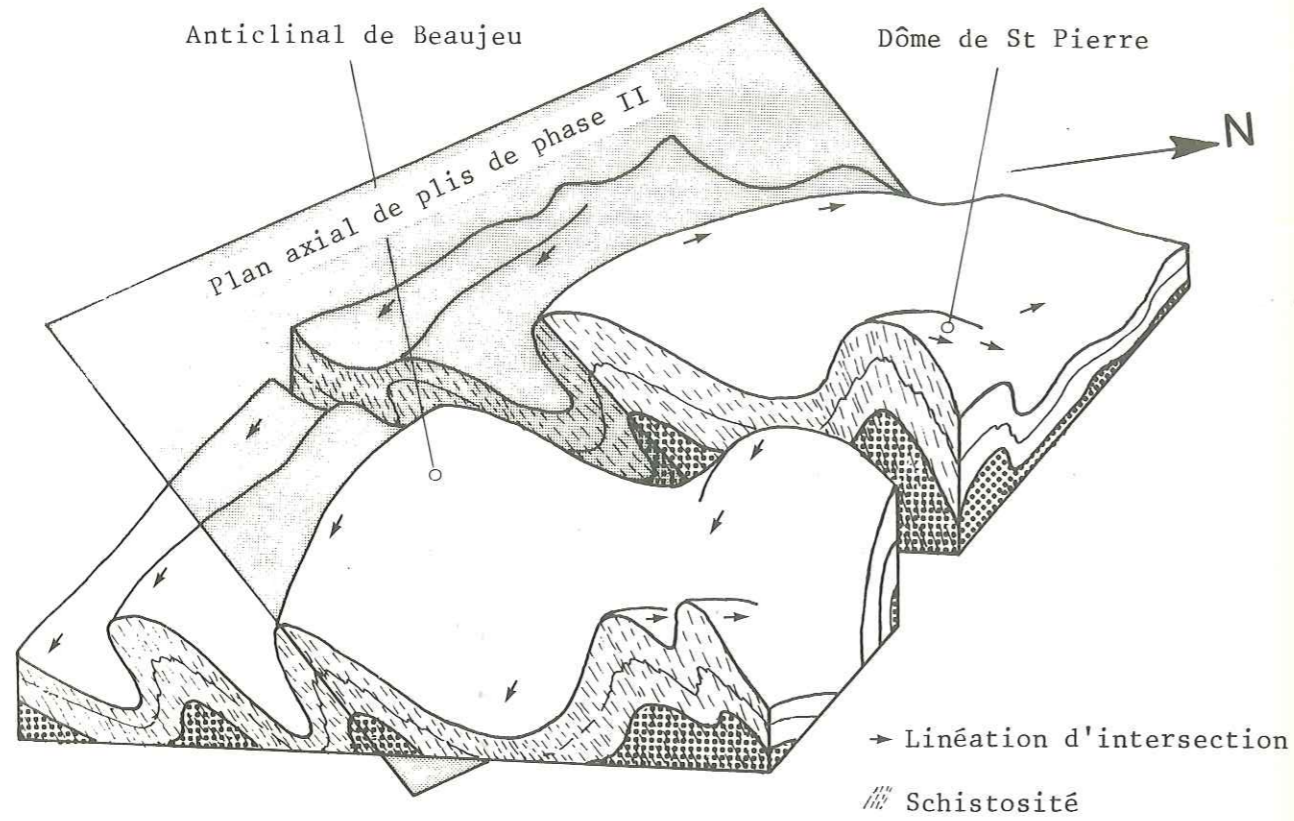
Ceci est confirmé par l'interprétation de la linéation d'intersection qui présente dans les différentes stations de mesures des plongements variables vers le S.E. (Figure 49 A, B et C).

Il ne nous est cependant pas possible de reconstituer l'allure des plis de phase I à partir de ces seules données.

Dans le détail, plusieurs autres observations peuvent être faites :

- les objets anté-tectoniques (Belemnites, Ammonites), les structures sédimentaires (Septaria) et les cristallisations syncinématiques sont des marqueurs qui ont subi un étirement significatif suivant leur orientation par rapport aux axes cinématiques du pli. Par exemple, les Belemnites et Septaria sont étirées suivant l'axe b et les cristallisations syncinématiques autour des pyrites se font parallèlement à l'axe a.

a - Bloc diagramme du pli anticlinal de Beaujeu et du Dôme de St Pierre.



b - Coupe montrant le style de plissement de la phase II

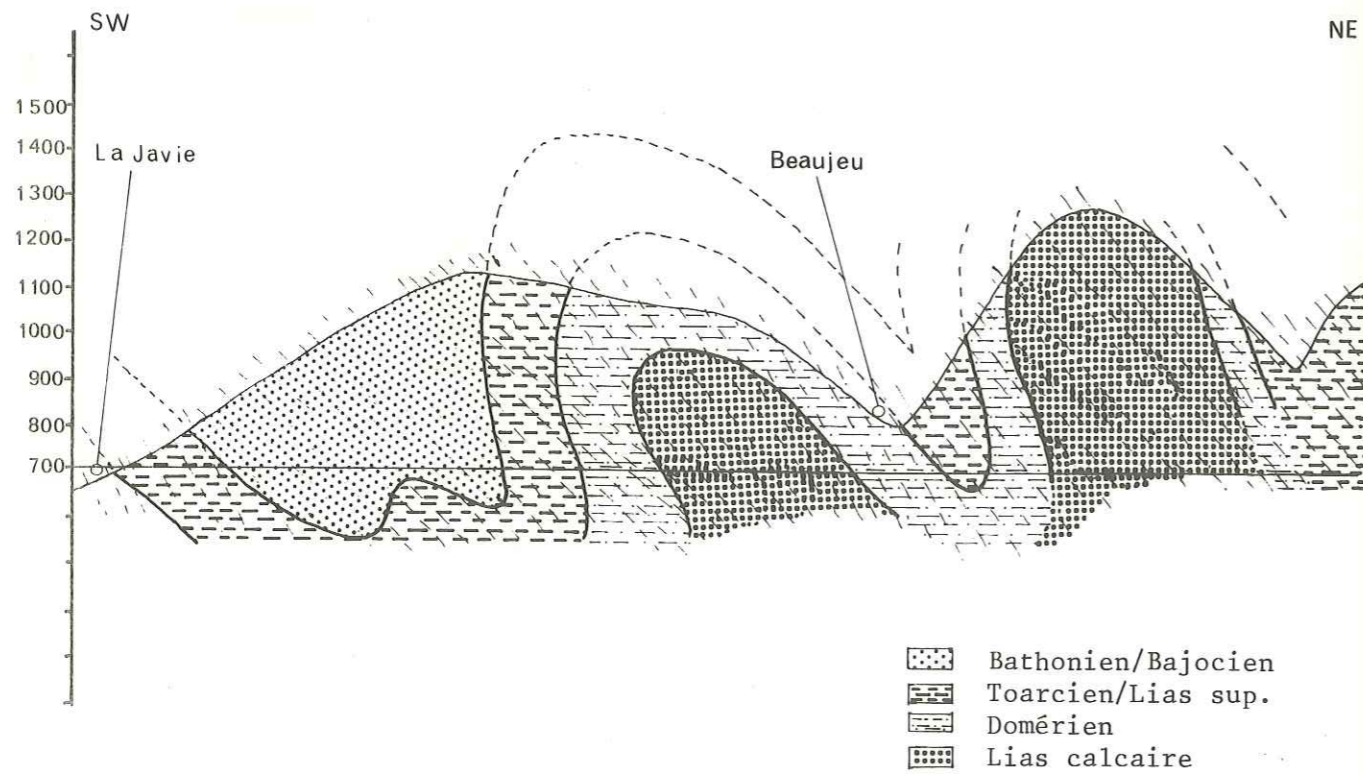


Fig. 48

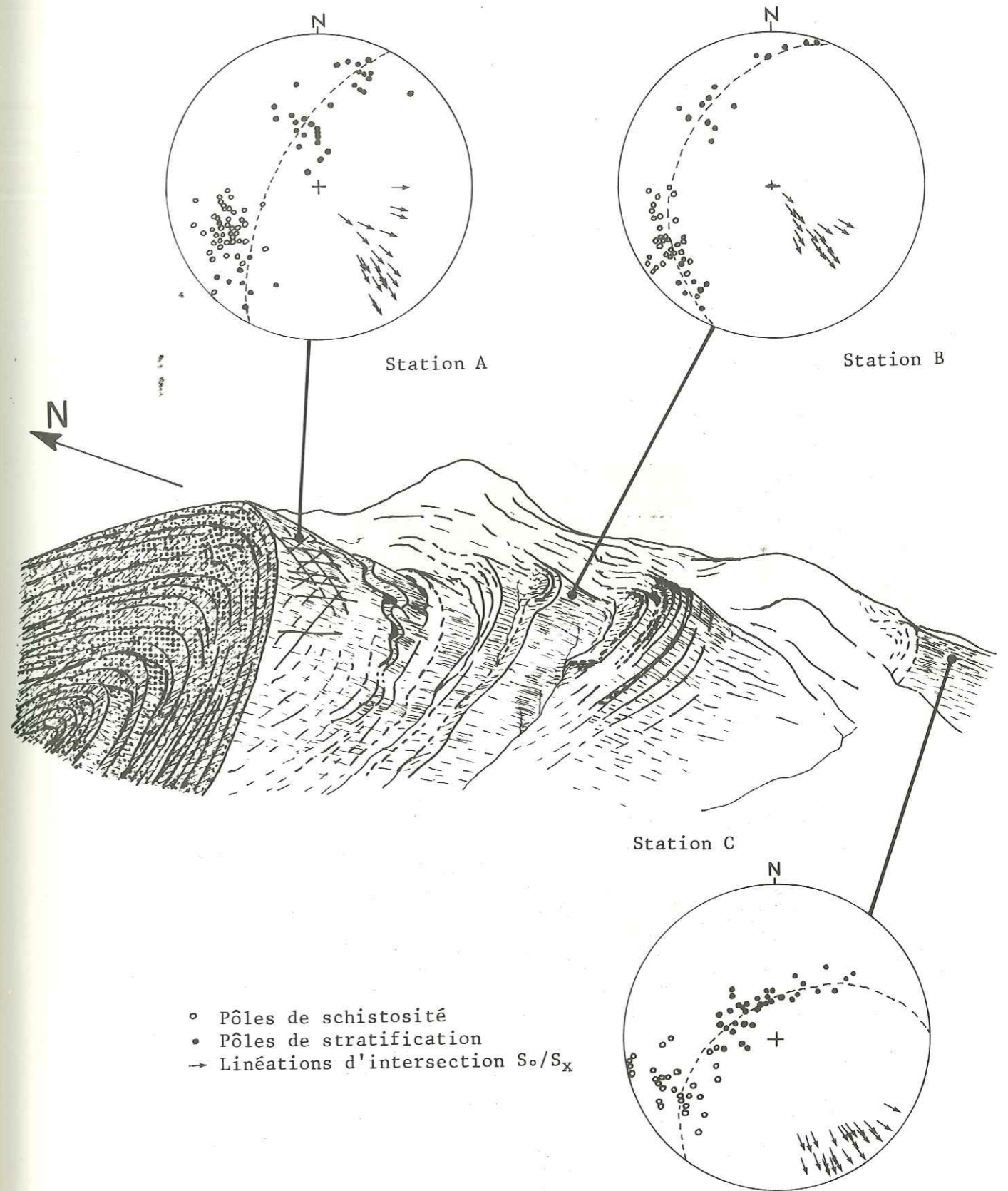
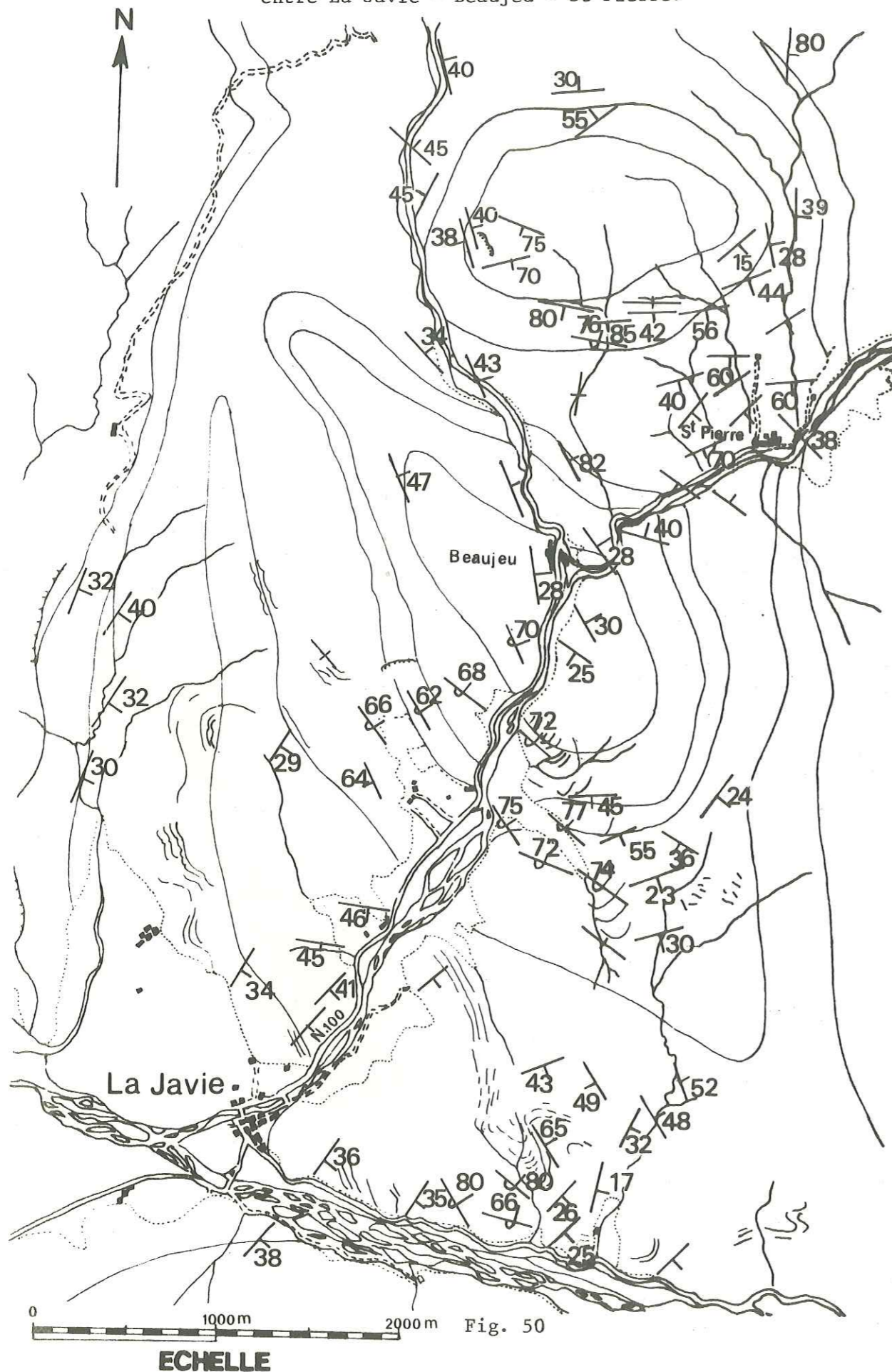


Fig. 49 - Différents types de micro-structures observées dans le pli anticlinal de Beaujeu. Diagramme stéréographique des stations A, B, C

entre La Javie - Beaujeu - St Pierre.



- un double boudinage en tablette de chocolat se manifeste uniquement dans le flanc inverse de l'anticlinal et souligne deux axes d'étirement de la matière.

- la direction de la contrainte maximum déduite des fentes en échelon est comprise entre 049° N et 062° N et est en accord avec la direction du pli 140° , c'est-à-dire avec la phase II.

- le Dôme de Saint-Pierre, situé à 2 kilomètres au nord de l'anticlinal de Beaujeu, est une structure elliptique dont le noyau est formé par les calcaires du Lias et la périphérie par les marnes du Lias schisteux ; son plus grand diamètre est de 1,5 kilomètres et sa culmination correspond à un dénivelé de 300 mètres (Pl. 33). Elle correspond à un cône asymétrique avec un angle apical de 40° . Il est le résultat de la superposition de deux phases de plissement.

- il existe de rares plis-témoins de la phase I, tel le pli anticlinal d'échelle décamétrique, de direction 070° , situé sur la bordure ouest du dôme, observable sur la partie nord de la photo de la planche 33.

- sur le pourtour du dôme souligné par le niveau-repère que constitue le Domérien, on constate que la direction ainsi que le plongement de la stratification et de la linéation d'intersection varient régulièrement ; cependant, dans une coupe N.S., on note un déversement préférentiel du dôme vers le Sud, allant jusqu'au renversement des séries (Figure n° 48b).

- en général, ce dôme a une structure simple et présente de nombreux microplis de direction 070° à 170° (Figure 51).

- la schistosité associée au plissement de la phase II varie en direction entre 120° - 160° N et plonge de 30° à 60° vers l'Est. Elle recoupe obliquement les plis de phase I.

Les marqueurs tectoniques, comme les Ammonites et les Belemnites nous indiquent que la déformation est moins importante que dans le flanc inverse de l'anticlinal de Beaujeu. Dans la partie sud du dôme de Saint-Pierre, on note la présence de nombreux filons qui sont boudinés ou plissés.

La mesure dans six stations (Fig. 52) de 300 diaclases permet de distinguer deux familles avec une orientation préférentielle :

030° - 040° N
 125° - 140° N

Une interprétation plus rigoureuse de ces diaclases par rapport à la chronologie des différentes phases de déformation est pour le moment difficile à présenter.

A partir des fentes en échelon, on obtient une direction résultante de la contrainte principale variable entre 025° et 048° (Figure 52) ce qui montre l'influence des structures antérieures dans l'origine de ces fentes en échelon (Pl. 35).

- A - Diagramme stéréographique du Dôme de St Pierre.
 B - Bloc diagramme des plis de phase I.
 C - Superposition orthogonale des plis de phase II.

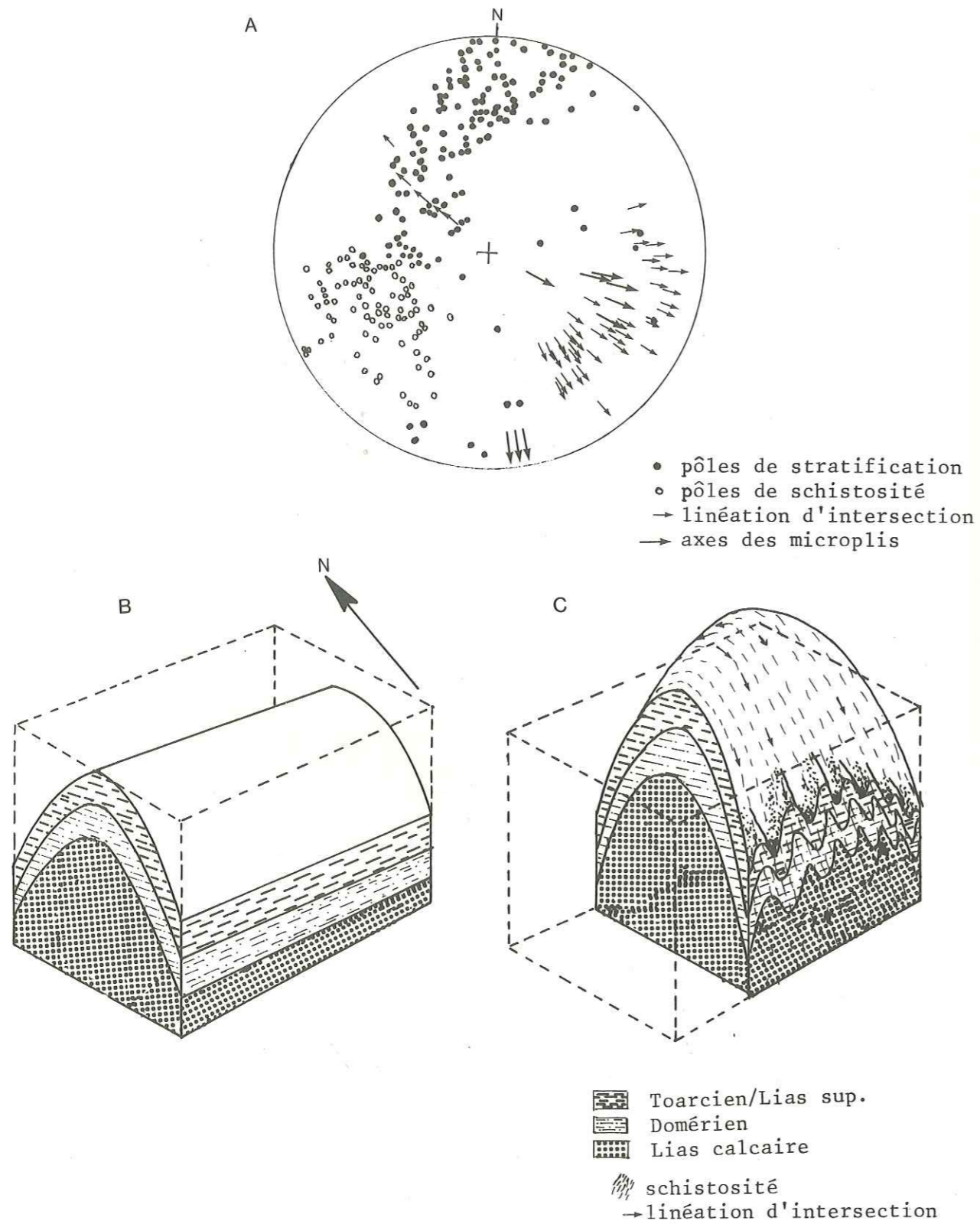


Fig. 51

Direction de la contrainte principale σ_1 déduite des fentes en échelon et diagramme d'orientation des diaclases.

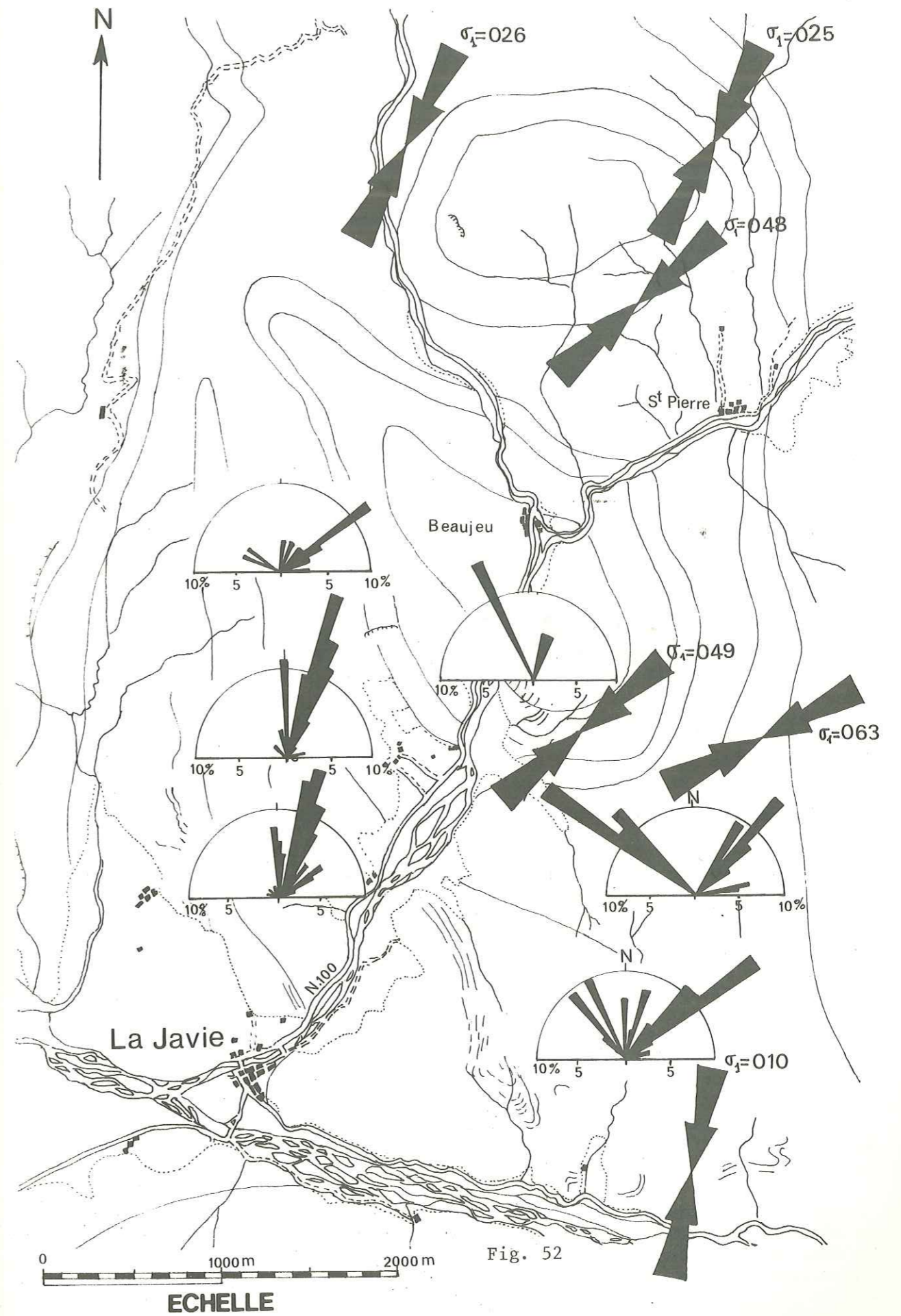


Fig. 52

Cette dispersion dans la direction de σ_1 est encore plus nette quand on examine la distribution statistique des microplis sur un diagramme stéréographique (Figure 51). On peut l'expliquer en admettant soit que les microplis de phase I ont subi une rotation au cours de la phase II, soit que les microplis II se soient formés sur des plans d'orientation variable.

Le dôme de Saint-Pierre est donc un exemple de structure en forme de cône comparable à celle décrite par J. Ramsay (1962) dans la région de Monarch (Ecosse).

L'étude de la linéation d'intersection dans ce type de structure montre qu'il y a des variations angulaires dépendant de la taille du cône.

Pour définir avec précision l'orientation initiale des structures de phase I, D. Elliott (1965-1968) propose la construction de cartes d'isogones de linéations ; dans les structures en forme de dôme, il est nécessaire d'effectuer des mesures dans de nombreuses stations pour avoir un résultat fiable.

2. - Schéma de superposition.

Pour décrire la superposition d'un ensemble de plis sur un autre, il est nécessaire de connaître le mécanisme ayant produit le développement de chacun de ces plis.

Dans la région les plis I sont du type concentrique produit par flexion tandis que les plis II seraient du type semblable formés par aplatissement. La nature de la géométrie des structures produites par la combinaison de deux plissements successifs dépend des paramètres suivants (J.G. Ramsay, 1962) :

- forme des plis I et inclinaison du plan axial,
- orientation de la direction du mouvement de cisaillement de la phase II (direction a) dans le plan de cisaillement (plan a, b) et les relations de ces directions avec les plis I,
- l'intensité du mouvement de cisaillement de phase II,
- le taux d'aplatissement qui accompagne la formation des plis II,
- l'orientation de la surface d'affleurement.

Parmi les trois schémas d'interférence dus à la superposition de plissement tels que les a définis J.G. Ramsay (1967), le schéma du "type 1) serait celui qui se rapproche le plus du type de superposition observé dans la région (Figure 53a). Ce type 1 est caractérisé par une orientation de la direction de flux de la phase II (a_2) qui est proche de l'orientation des surfaces axiales des plis I (α peut avoir n'importe quelles valeurs différentes de 0 et $\beta > 70^\circ$) (Figure 53b).

Le résultat de ce type de superposition est la formation d'une structure en dôme à l'endroit où deux axes anticlinaux s'entrecroisent ; c'est le cas du dôme de Saint-Pierre. Quand il y a deux axes synclinaux, il se forme une cuvette, comme par exemple dans la région de La Robine.

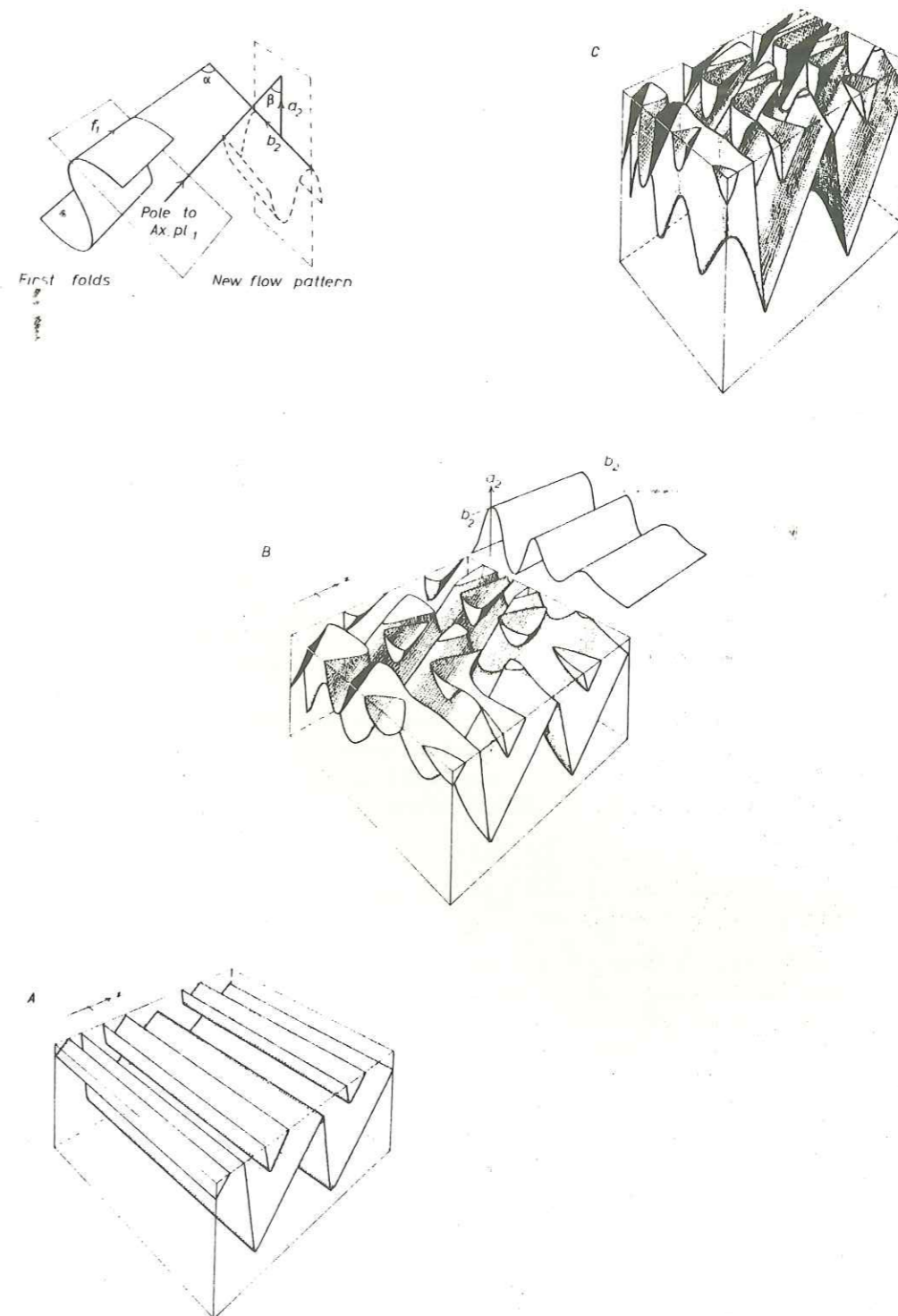


Fig. 53 - Schéma d'interférence due à la superposition de deux plissements de direction orthogonale (type 1) (d'après J.G. RAMSAY 1967).

3. - Développement progressif d'un pli et mécanisme de plissement
(Figure n° 54).

Il est généralement admis qu'un pli pour se former passe par trois stades distincts : le stade initial (A) correspond à un gauchissement élastique ("buckling") ; le stade (B) correspond à un gauchissement non-élastique qui se produit quand les limites d'élasticité de la roche sont dépassées. Cette phase se termine avec le serrage complet du pli. Enfin, le stade (C) est la phase d'aplatissement général du matériel soumis à la déformation (N. Price, 1974). D'après cet auteur, la vitesse de déformation au cours de ces phases est variable ; par exemple, la vitesse pour le stade (B) est de l'ordre de 10^{-7} /sec. tandis que pour le stade (C), cette vitesse est moins élevée, voisine de 10^{-20} /sec.

Cette évolution progressive se produit sous l'influence de plusieurs mécanismes physico-chimiques qui agissent à des degrés variables en intensité et au cours du temps : flexion, aplatissement, rotation et dissolution sous contrainte.

La distribution de la déformation est variable à l'intérieur du pli et elle varie également dans le temps. Cette variation peut être appréciée quand il existe une quantité suffisante de marqueurs tectoniques appropriés (oolithes, fossiles...). On constate ainsi que pour une même forme de pli, on peut avoir des distributions des déformations différentes.

Dans la région étudiée, le pli anticlinal de Beaujeu et le Dôme de Saint-Pierre s'ils présentent des marqueurs tectoniques qui permettent la quantification de la déformation n'offrent cependant pas suffisamment de marqueurs appropriés pour étudier la distribution de la déformation et ses variations à l'intérieur des structures.

Nous pouvons cependant avoir une idée du modèle auquel ces plis se rapprochent le plus :

- le pli anticlinal de Beaujeu de phase II se serait formé par flexion et aplatissement. Les arguments qui permettent de formuler ces hypothèses sont que le flanc inverse de l'anticlinal présente une déformation maxima (56 % de raccourcissement), que la charnière et le flanc normal (32 %) sont moins déformés. L'étirement perpendiculaire à l'axe du pli est observable. Les ellipsoïdes de déformation finie, dans toutes les parties du pli, sont de forme oblate et les valeurs des axes tombent dans le champ d'aplatissement.

La déformation et le style de plissement sont contrôlés par la différence de viscosité ou de compétence entre le Lias calcaire et le Lias schisteux ; ce paramètre ainsi que la forte épaisseur du Lias calcaire (500 mètres) ont fortement influencé la déformation. Les modèles analogiques présentés par J.H. Dietrich (1970) montrent ainsi que la variation de la forme du pli est liée au contraste de viscosité et aux variations d'épaisseur, pour une même contrainte (Figure 55).

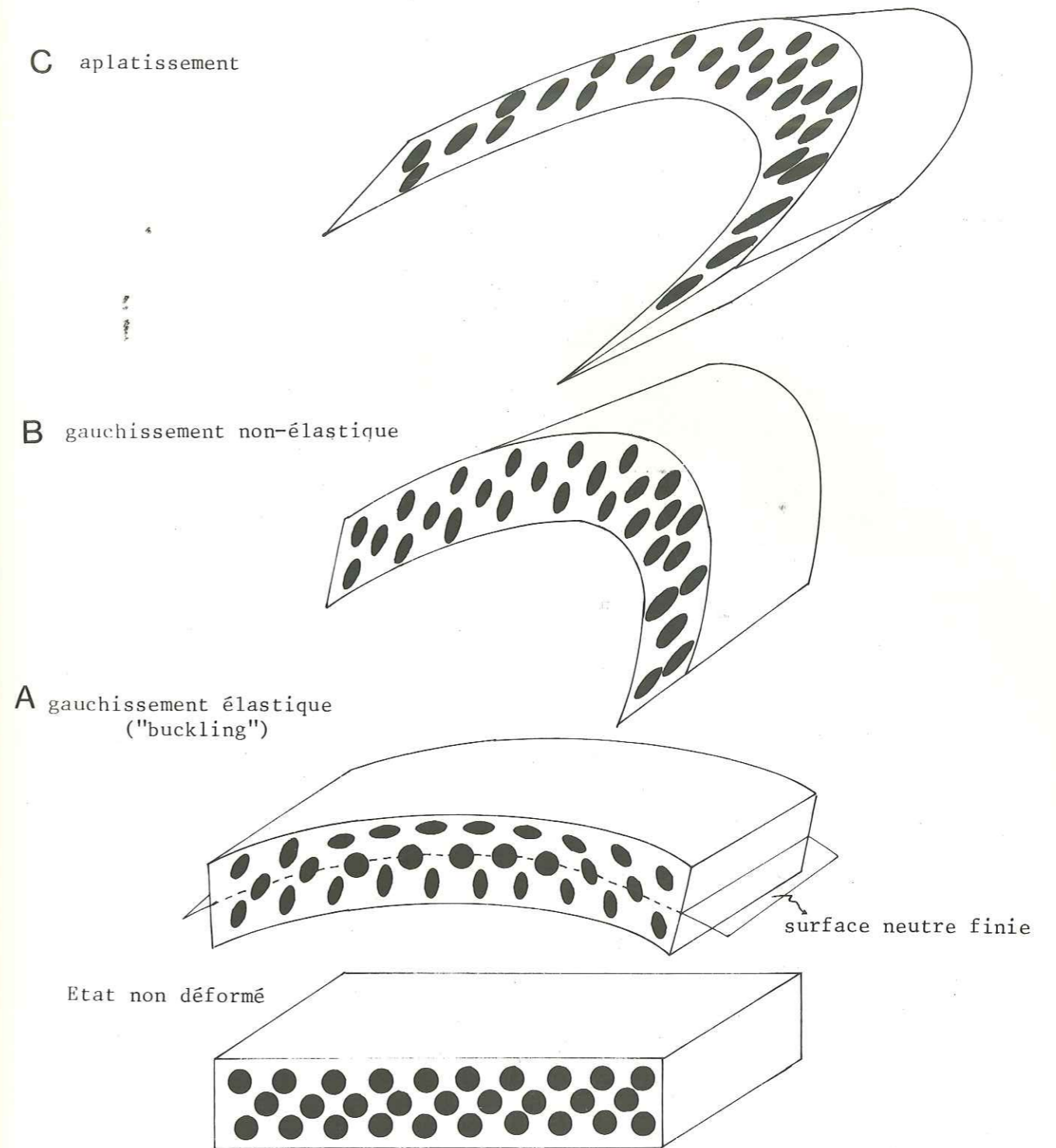
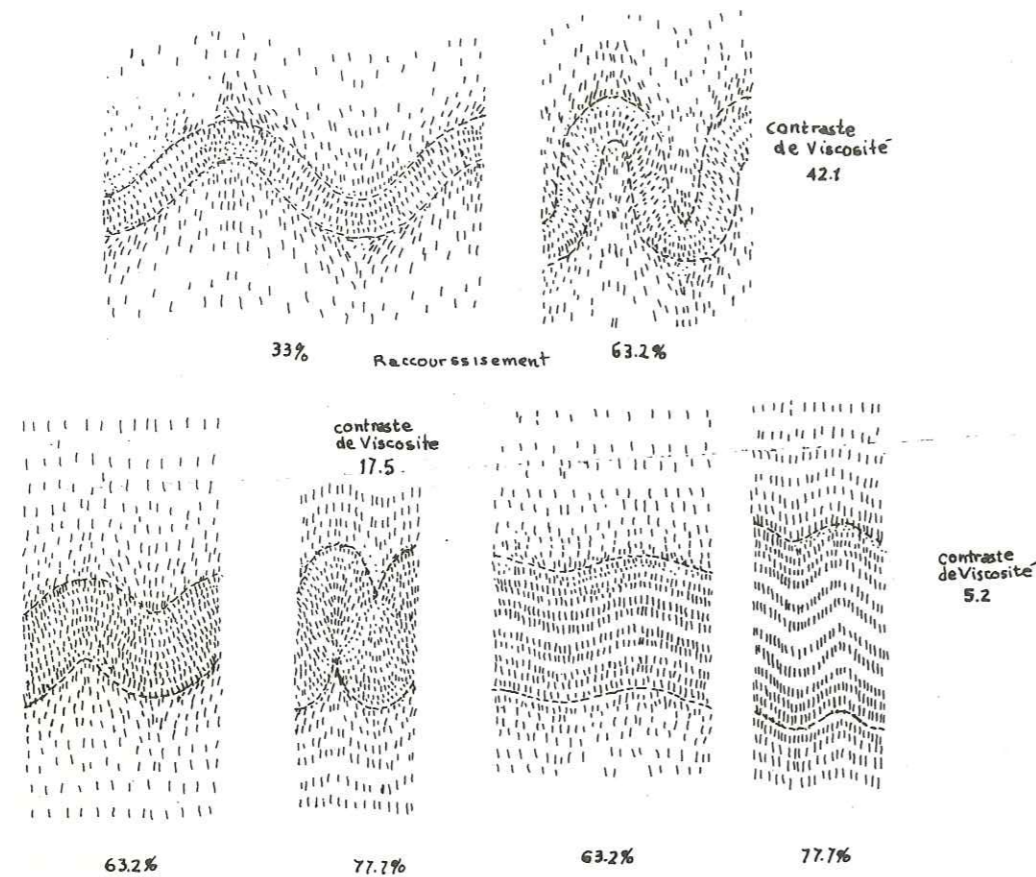


Fig. 54 - Schéma théorique du développement progressif d'un pli.

Modèles analogiques montrant les variations de la forme du pli en fonction de l'épaisseur et du contraste de viscosité (d'après DIETERICH 1970).



Modèle analogique montrant la distribution théorique de la contrainte principale σ_1 après un raccourcissement de 40%. (d'après DIETERICH et CARTER 1969).

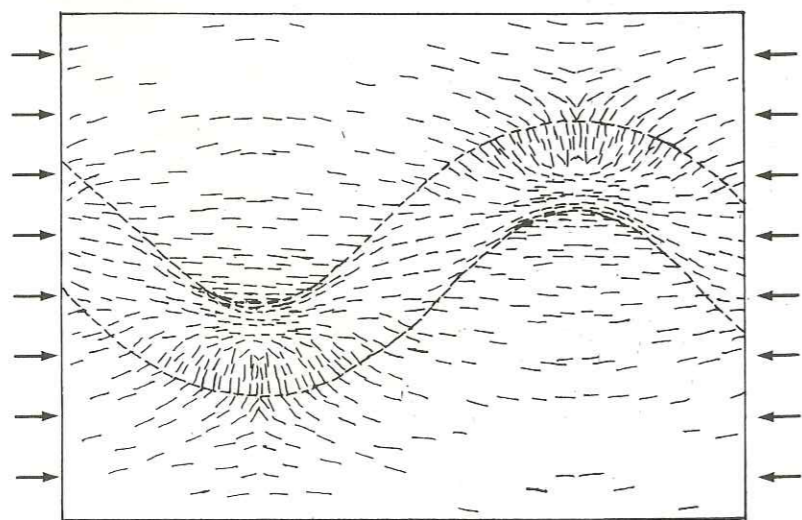


Fig. 55

Dans le Dôme de Saint-Pierre, au moment où se produit la formation des plis de phase II, existe une zone de plus forte résistance au plissement due à l'existence d'un pli kilométrique de phase I, disposé perpendiculairement aux futurs plis II.

Le fait que, malgré cette disposition, la déformation associée aux plis de phase II atteint le stade (C) où apparaît la schistosité, prouve donc que la contrainte a été assez élevée.

Nous constatons ainsi que le pourcentage de raccourcissement dans le Dôme de Saint-Pierre est du même ordre de grandeur (40 %) que dans les zones avoisinantes.

En conclusion, sur le mécanisme du plissement et son évolution dans la région de La Javie, plusieurs remarques peuvent être faites :

- au cours de la phase I caractérisée par des plis concentriques, les matériaux soumis à la déformation ont dépassé le seuil d'élasticité pour atteindre le stade (B) du plissement,

- au cours de la phase II, on constate que le matériel a eu un comportement plus ductile pour atteindre le stade (C) où se manifeste l'aplatissement.

Après cette évolution, les roches ont surtout eu un comportement mécanique de type cassant, marqué par le grand nombre de failles à faible rejet, et de fentes remplies de calcite.

Pl. 32 - Vue panoramique du pli anticlinal de Beaujeu, de phase II, prise de la rive droite de l'Arigeole.

Pl. 33 - Vue panoramique de Dôme de Saint-Pierre (Nord) prise du haut de la "Serre Grosse".
Au deuxième plan, vers le Sud, se situe la structure complexe de Baus.

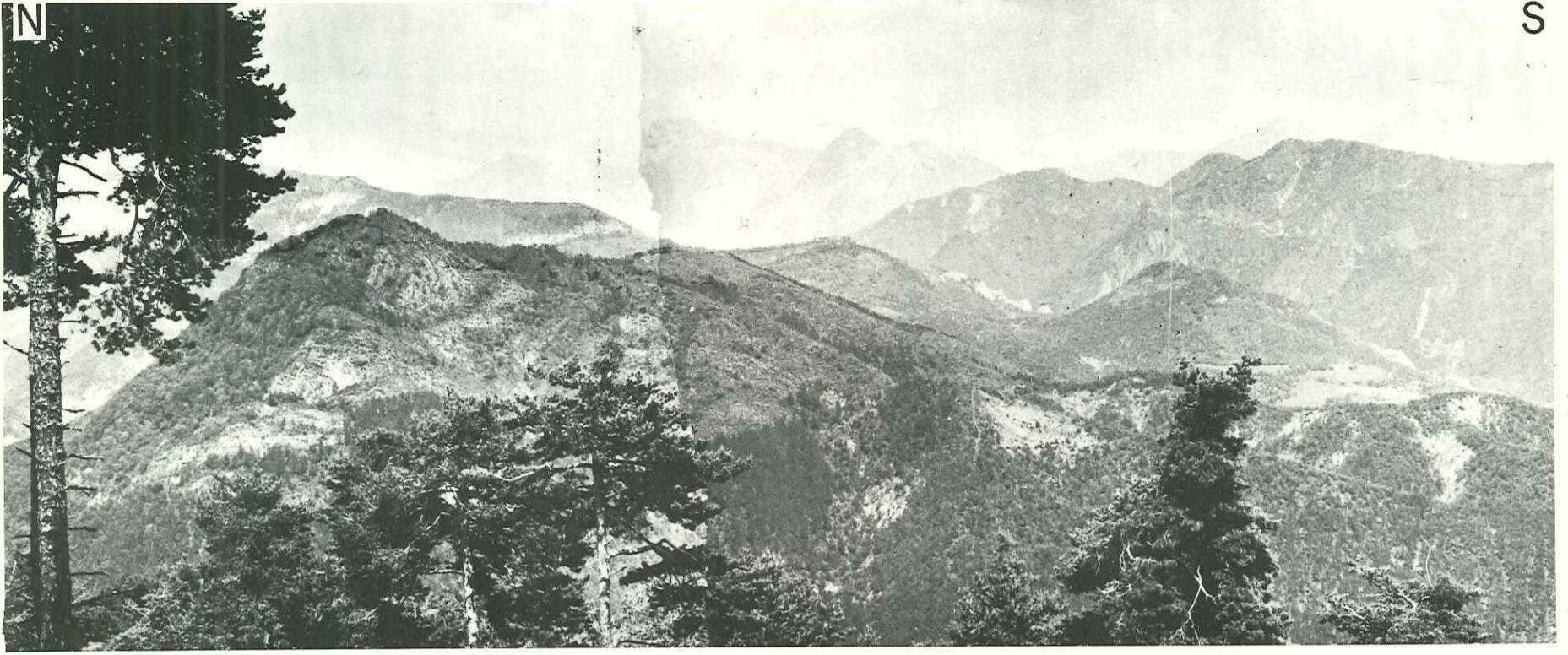
Pl. 34 - Photo 1, 2 - Microplis affectant les marno-calcaires du Bajocien-Bathonien avec une schistosité en éventail.

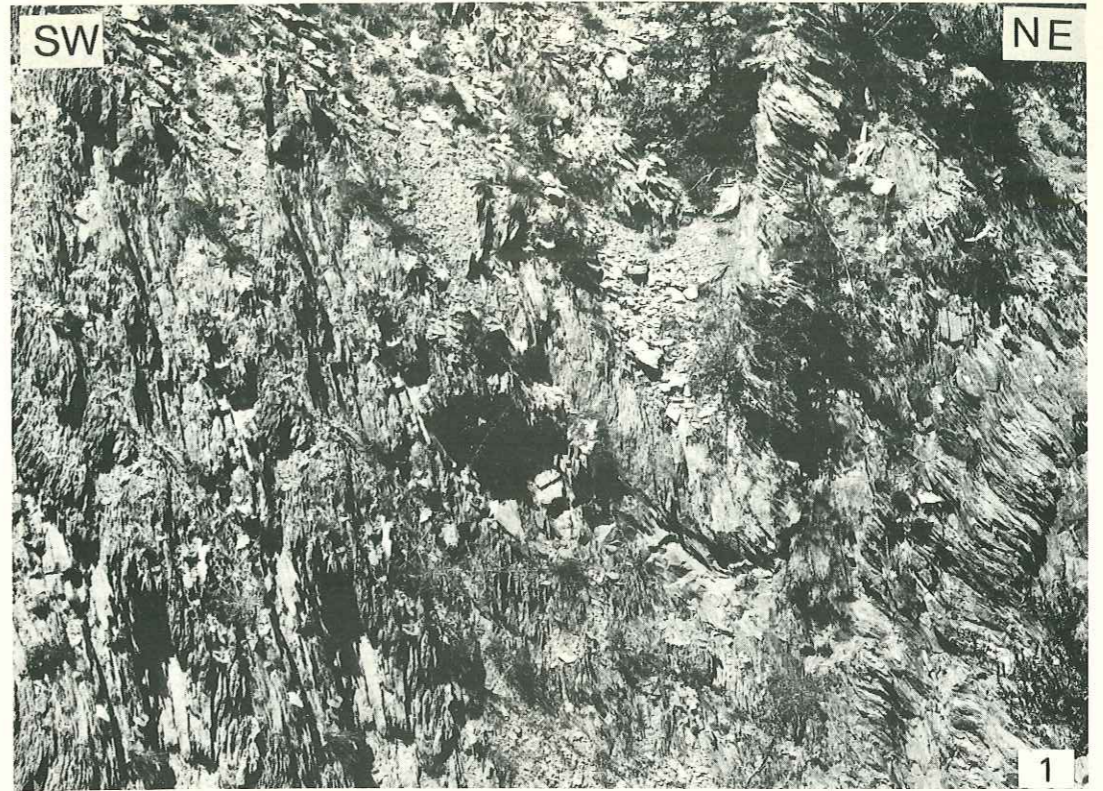
Pl. 35 - Fentes en échelons affectant le Lias calcaire.

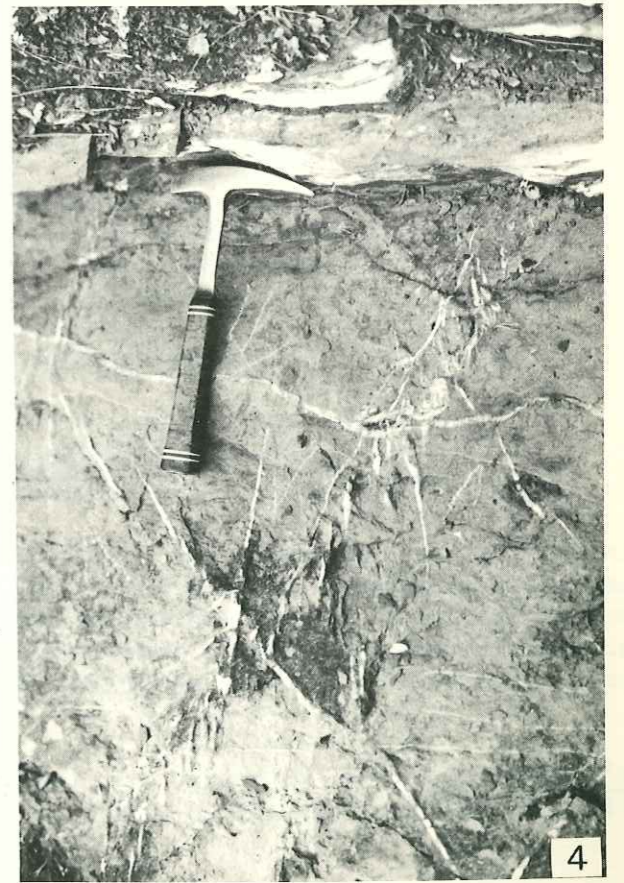
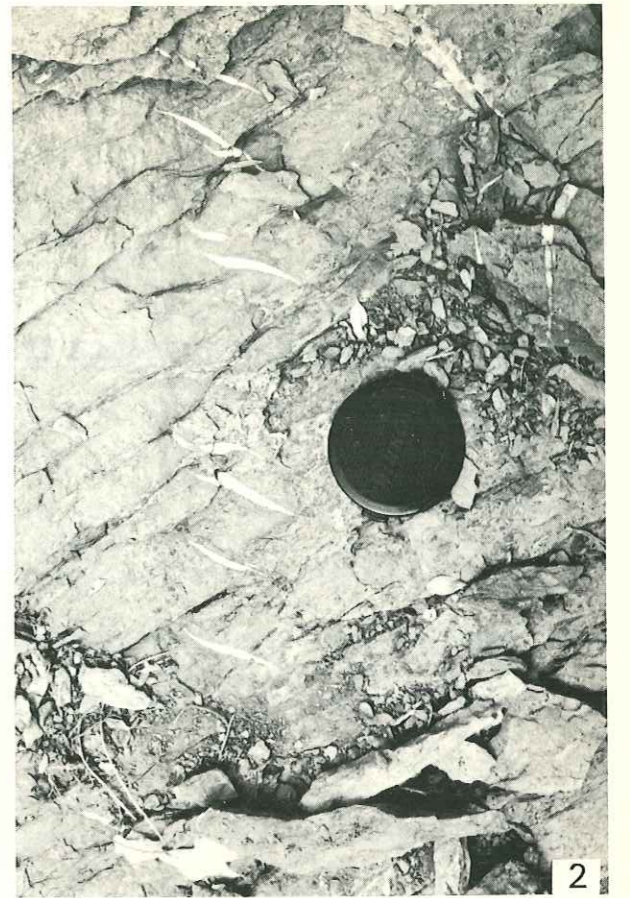
NE

SW









CONCLUSIONS

A. - ELLIPSOÏDE DE DÉFORMATION ET DIRECTION DE MOUVEMENTS DANS UNE ZONE PLISSÉE.

Ni les axes de plis, ni les plans axiaux ne sont en relation avec les axes de l'ellipsoïde de déformation finie. Quand ils sont parallèles à un de ces axes pendant ou après la déformation, c'est pure coïncidence.

Les axes de plis et les plans axiaux sont ainsi inutiles comme indicateurs de direction d'un mouvement ou de direction de flux dans les roches. Ces conclusions exposées par D.F. Flinn (1962) sont vérifiées dans la zone que nous avons étudiée.

La détermination de la forme et l'orientation de l'ellipsoïde de déformation doivent être faites à partir de l'étude des structures formées pendant cette déformation.

Les structures que nous avons utilisées peuvent être divisées en trois classes suivant leurs relations avec l'ellipsoïde de déformation :

- les structures qui donnent une indication directe de la forme et de l'orientation de l'ellipsoïde de déformation tels que les fossiles (Ammonites et Belemnites) ou les cristallisations syntectoniques autour des particules rigides (Pressure-shadows).

- Les structures comme les boudinages, dont les axes peuvent être parallèles aux axes de symétrie de l'ellipsoïde de déformation. Dans le cas de micro-plis (de filons ou de strates), leur utilisation est limitée au cas où leurs axes se trouvent par hasard parallèles aux axes de l'ellipsoïde.

- les structures parallèles au plan de symétrie et aux axes de l'ellipsoïde de déformation :

- . la schistosité approximativement parallèle au plan XY,
- . La linéation d'étirement parallèle à l'axe X (cristallisations).

La forme, l'orientation de l'ellipsoïde de la déformation et l'intensité de la déformation sont caractéristiques d'un domaine de déformation ; les études réalisées sur différents types de chaîne montrent ainsi que la forme de l'ellipsoïde, les valeurs des axes et leur orientation sont différents suivant le type de chaîne considérée (E. Cloos, 1947, 1972, et D.S. Wood, 1973, 1974) :

Les schémas de déformation montrent une variation qui va du champ d'aplatissement pur, par exemple dans la chaîne calédonienne du Pays de Galles,

la chaîne taconique du Vermont (U.S.A.) et dans les Nappes helvétiques de la chaîne alpine, au champ de constriction pure comme dans les zones de cisaillement de la chaîne précambrienne de l'Ouest du Groenland (A. Escher et al. 1975) ou dans les zones charriées du Moine (N.O. de l'Ecosse, D.S. Wood, 1973).

Dans le domaine de la déformation par constriction, le pourcentage de l'allongement (valeur de l'axe x de l'ellipsoïde) peut dépasser 1 000 % par exemple 1.100 % dans la nappe de Moine. Ce type de déformation pourrait être lié au mécanisme de cisaillement simple à l'échelle crustale. La déformation par aplatissement semble être la plus répandue dans les chaînes de montagne.

Ce type de déformation est caractérisé par un raccourcissement qui peut atteindre 75 % suivant l'axe Z et une extension concomitante de 250 % suivant l'axe x, correspondant ainsi à un ellipsoïde de forme oblate. Il est le plus souvent associé à des structures verticales ou légèrement déversées, au dessus du front de schistosité, et dans la partie basale des structures de glissement par gravité (nappe de Morcles).

Dans la zone des Alpes externes, la forme de l'ellipsoïde de déformation déduite de nos résultats (tableau n°) ainsi que des travaux de B.K. Tan (1976), de A.B. Siddans (à paraître) obtenue respectivement à partir des Ammonites et des oolites, est du type oblat avec des valeurs des axes variables :

.Région de Windgällen, Canton de Uri, Suisse (B.K.Tan 1976)
 x compris entre 59 et 211 %
 y compris entre 3 et 64 %
 Z compris entre 47 et 79 %
 pour une valeur de $K > 0,95$

. Dans la région de Gap, le raccourcissement mesuré sur les Ammonites déformées du Lias schisteux et les Terres noires est compris entre 20 % et 75 %, pour des valeurs de K inférieures à 0.6 (A.W.B. Siddans, à paraître).

En conclusion, c'est la forme de l'ellipsoïde et non la valeur des axes qui est le critère déterminant pour définir un type de chaîne.

La valeur des axes à l'intérieur d'une même chaîne est toujours variable mais ces variations enregistrées sur un diagramme de Flinn sont toujours groupées dans un champ de déformation d'aplatissement, de déformation plane ou de constriction.

La moyenne du champ de déformation est représentative de la déformation et donc du type de chaîne naturelle, où l'aplatissement et le cisaillement interviennent. Dans une déformation progressive, les directions des axes de l'ellipsoïde de déformation infinitésimale peuvent varier ; en général, la rotation de cet ellipsoïde au cours de la déformation semble s'effectuer autour de l'axe y.

Tableau V

Mar- queurs	Stations	Paramètres de la déformation finie					Mécanismes de déformation	Observations
		X	Y	Z	k	% de R		
Ammonites	5	1.60:1.35:047			0.15	53%	Aplatissement et dissolution sous contrainte (pression solution). Surfaces de dissolution (stylolites).	Augmentation de la déformation vers le Nord-Est.
	6	1.28:1.1:072			0.35	28%		
	7	1.33:1.1:067			0.38	33%		
	8	1.60:1.1:058			0.58	42%		
Bélemnites	g	2.30:1.0:042			0.96	58%	Rotation, fracturation et cristallisations synchronématiques entre les tronçons de Bélemnites.	Allongement maximal dans le flanc inverse de l'anticlinal de Beaujeu. Linéation apparente parallèle à l'axe b du pli.
Filons	3	1.69:1.40:041			0.15	59%	Filons plissés: flexion, dissolution sous contrainte (stylolites). Filons boudinés: rotation, fracturation, dissolution sous contrainte, cristallisations synchronématiques entre les tronçons du filon.	Filons plissés puis boudinés. Boudinage en tablette de chocolat perpendiculaire et parallèle à l'axe du pli.
	5	2.27:1.44:030			0.29	70%		
Pressure-shadows	Pli de Beaujeu	Forme de l'ellipsoïde de déformation de type aplatissement ou déformation plane.					Cristallisation sous contrainte.	Linéation minérale plongeant de 45° vers 340° parallèle à la direction (a) du pli.

pourcentage de Raccourcissement $(1.0 - Z) \times 100$
 pourcentage d'allongement $(X - 1.0) \times 100$
 valeur $k = a/b$ $a = \ln (X/Y)$ $b = \ln (Y/Z)$

La connaissance de la direction peut être déduite de la direction des axes de l'ellipsoïde de déformation finie ; ainsi l'axe x nous fournira la direction d'étirement maxima de la matière, c'est-à-dire la direction de transport tectonique. Dans la région de La Javie, nous avons pu à partir des différents marqueurs, et en particulier des cristallisations syncinématiques autour des pyrites, définir une direction approximative de mouvement de 45° vers 340°N. Notons que dans cette région, cette direction coïncide avec l'axe (a) des plis, mais il faut également constater qu'un certain transport tectonique s'est également effectué suivant (b). Il est évident que cette direction est seulement valable pour la zone considérée, car dans une chaîne qui présente des virgations ou une allure courbe, cette direction de transport tectonique peut être variable. Seules, des mesures détaillées des ellipsoïdes de déformation effectuées dans des zones réparties dans l'ensemble de la virgation peuvent permettre des conclusions cohérentes sur les directions réelles de mouvement de la matière à l'échelle des plaques ainsi que les directions de contraintes.

B. - DIRECTION DES CONTRAINTES

Dans les matériaux idéalement élastiques (solide de Hook) ou idéalement visqueux (liquide de Newton), isotropes, les directions principales de déformation et de contrainte sont toujours parallèles ; par contre, en géologie, dans des corps anisotropes comme les strates de roches, ces directions sont rarement parallèles.

Dans le cas général, la comparaison entre les distributions de la déformation et de la contrainte montre que les axes principaux coïncident rarement : l'histoire de la déformation en chaque point du pli est compliquée à cause du changement continu au cours du temps, des états de la déformation et de la contrainte. Les fabriques développées dans les couches plissées reflètent alors cette histoire complexe de la déformation.

A l'échelle régionale, une idée de la variation du champ des contraintes dans le temps peut cependant être suggérée à partir de l'étude des structures comme les plis, la schistosité ou les linéations. Pour la région considérée, les variations de la direction de la contrainte principale pourraient être les suivantes :

phase pyrénéo-provençale	direction	160° N	38 m.a.
phase alpine principale	direction	050° N	22 à 5 m.a.
évolution récente	direction	000° (NS)	5 à 0 m.a.

On doit donc constater une rotation importante du champ des contraintes dans le sens senestre qui, dans le contexte de la virgation des Alpes externes, peut soit résulter de conditions locales, soit des mouvements de la plaque européenne.

C. - MECANISMES DE DEFORMATION

Les différents marqueurs de la déformation que nous avons étudiés ainsi que les microstructures comme la schistosité nous montrent que l'état actuellement observable de la déformation est le résultat de plusieurs mécanismes distincts.

Par exemple, les Ammonites dont la composition est identique à la matrice sont déformées de façon homogène avec celle-ci, par aplatissement : cette déformation correspond à la rotation, dissolution et recristallisation des minéraux constitutifs de l'ensemble Ammonite-matrice.

Dans les Ammonites de composition calcaire, l'importance de la dissolution sous contrainte (pressure-solution) est mise en évidence par les nombreuses surfaces de dissolution (stylolites) qui affectent ces Ammonites.

Les Belemnites étirées ainsi que les filons boudinés sont un exemple de l'action combinée des phénomènes de rotation, fracturation et dissolution sous contrainte ; ce dernier phénomène, caractérisé par des cristallisations syncinématiques, peut devenir dominant comme dans le cas des filons tectoniques et des cristallisations dans les zones abritées autour des pyrites.

Les modèles mathématiques peuvent mettre en relief le rôle de certains mécanismes comme la rotation ou la fracturation au cours de la déformation progressive. Dans les filons plissés et dans les microplis se manifestent essentiellement les mécanismes de flexion, glissement et dissolution.

la schistosité associée à la genèse de ces structures correspond à la fois à la dissolution des minéraux solubles qui facilite la réorientation des minéraux argileux ainsi qu'à une recristallisation d'anciens phyllosilicates et à une cristallisation mimétique de nouveaux minéraux argileux.

Parmi les différents mécanismes que nous avons décrits pour comprendre la déformation dans cette partie des Alpes, la dissolution sous contrainte nous semble avoir joué un rôle très important dans les différents moments de l'histoire de cette déformation.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBAS M., 1974.- Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales étude minéralogique et géochimique. Thèse Strasbourg.
- ARTRU Ph., DUNOYER de SEGONZAC G., COMBAZ A. and GIRAUD A., 1969.- Variations d'origine sédimentaire et évolution diagénétique des caractères palynologiques et géochimiques des terres noires jurassiques de l'arc Alpin (France, Sud-Est). Bull. Cent. Rech. Pau SNPA, 3 : 357-376.
- BADOUX H., 1963.- Les belemnites tronçonnées de Leytron (Valais). Bull. Lab. Géol. Minéral. Géophys. Mus. Géol. Univ. Laus., 138 : 1-7.
- 1965.- Déformation du Lias inférieur de la nappe du Wildhorn à Drôme (Valais). Eclogue geol. Helv. 58/2, 999-1001.
- BEAUDOIN B., GIGOT P., HACCARD D., 1970.- Flysch et molasse, approche sédimentologique. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XII, 1970, n° 4, p. 664-672.
- BIOT M.A., 1961.- Theory of folding of stratified visco-clastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Bull. Geol. Soc. Ame., 72, pp. 1595-1670.
- BLAKE J.F., 1878.- On the measurements of the curves formed by cephalopods and other mollusks. Philos. Mag. 5 (6) : 241-262.
- CAUCHY A.L., 1828.- Exercices de mathématiques. IIe série - Tome VIII.
- CLOOS E., 1946.- Lineation. Geol. Soc. Am. Memoir, 18, 122 pp.
- 1947(a).- Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. Geol. Soc. Am. Bull. 58 : 843-918.
- 1947(b).- Boudinage. Trans. Am. Geophys. Union, 28 : 626-632.
- 1971(c).- Microtectonics along the western edge of the Blue Ridge, Maryland and Virginia. John Hopkins Univ. Studies in Geol., 20, 234 S., Baltimore.
- CHOUKROUNE P., 1971.- Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux recristallisations syncinématiques dans les zones abritées. Bull. Soc. Géol. France, 7, XIII, 3-4, pp. 257-273.
- DAUBREE G.A., 1876.- Expériences sur la schistosité des roches et sur les déformations des fossiles corrélative de ce phénomène. C.R. Acad. Sci, 82 : 529-553.

DEBELMAS J., LEMOINE M., 1964.- La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Extrait de "l'Information Scientifique". N° 1.

DEBELMAS J., 1974.- Géologie de la France, Vol. II, doin Editeurs.

DEBATS J.M., GAMOND J.F., LAGABRIELLE R., TAPPONNIER P., 1972.- Un exemple de superposition de deux phases de plissement dans les chaînes sub-alpines de la région de Digne. Géologie Alpine, t. 48, p. 179-185.

DEBAT P., 1974.- Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Thèse Sciences, Toulouse, 468 p.

DENNIS J.G., 1967.- International tectonic dictionary. Am. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, 196 pp.

DIETERICH J.H., 1970.- Computer experiments on mechanics of finite amplitude folds. Canadian J. Earth Sci. 7, pp. 467-476.

DUNOYER de SEGONZAC G., ARTRU Ph., FERRERO J., 1966.- Sur une transformation des minéraux argileux dans les "terres noires" du bassin de la Durance : Influence de l'Orogénie Alpine. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 262.

DUNOYER de SEGONZAC G., ABBAS M., 1976.- Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des alpes sud-occidentales. Sci. Géol. Bull., 29, 1, p. 3-20.

DURNEY D.W., 1972.- Solution-transfer an important geological deformation mechanism. Nature 235 : 315-317.

DURNEY D.W. et RAMSAY J.G., 1973.- Incremental strains measured by syntectonic crystal growths gravity and tectonics, J. Wiley and Sons, pp. 67-69.

ELLIOT D., 1965.- The quantitative mapping of directional minor structures. J. of Geol. 73, p. 865-879.

ELLIOT D., 1968.- Interpretation of fold geometry from lineation isogonic maps. J. of Geol. 76, p. 171-190.

ELLIOT D., 1972.- Deformation paths in structural geology. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, pp. 2621-2638.

ESCHER A., ESCHER J.C. & WATTERSON J., 1975.- The reorientation of the Kangâmiut dyke swarm, West Greenland. Can. J. Earth. Sci. 12, 158-173.

ETCHECOPAR A., 1974.- Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Thèse Univ. de Nantes, France, 135 pp.

FLINN D., 1962.- On folding during three dimentional progressive deformation. Q.J. Geol. Soc. London, 118, pp. 385-433.

FLINN D., 1965.- On the symmetry principle and the deformation ellipsoïd. Geol. Mag. 102, pp. 36-45.

GAMOND J.F., 1972.- Les plis coniques, analyse théorique et implications mécaniques. Thèse 3eme cycle, Grenoble.

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 (3) 211-234.

GHOSH S.K., 1966.- Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. Tectonophysics 3, pp. 169-185.

GIGOT P., GRANJACQUET C., HACCARD D., 1974.- Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. Bull. Soc. Geol. Fr. (7) XVI, n° 2.

GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D., 1974.- Age et modalités des déformations Néogènes dans la région de Digne-Barles (Alpes de Haute-Provence). Réunion annuelle des Sciences de la Terre.

GRATIER J.P., LEJEUNE B. and VERGNE J.L., 1973.- Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèses Univ. Grenoble, 3e cycle.

GOGUEL J., 1939.- Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance Bull. de la Carte Géol. de France, tome XLI, n° 202.

HAUG E., 1891.- Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. Thèse Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 197 p.

HILLS E.S., 1963.- Elements of Structural Geology. 1st. ed. Methuen and Co., London, 483 pp.

HIRSINGER V., 1976.- Numerical strain analysis using polar coordinate transformations, mathematical geology, vol. 8, n° 2.

HEIM A., 1878.- Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, 2 B. Schwabe, Basel, 85 pp.

- HEIM A., 1921.- Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipzig, 1018 pp.
- HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F., 1976.- An outline of structural geology. J. Wiley & Sons, New York. 571.
- JANNETTAZ E., 1884.- Mémoire sur le clivage des roches. Bull. Soc. Géol. France (3), XII, pp. 211-236.
- JEFFERY G.B., 1922.- The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. Proc. Roy. Soc. (London) A, 102 : 161-179.
- JOHNSON M.R.W., 1967.- Belemnite deformation at Fernigen, Switzerland. Geol. Mag. 104, 268-273.
- KERRICH R., BECKINSALE R.D. and DURHAM J.J., 1976.- The transition between deformation regimes dominated by intercrystalline diffusion and intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. Tectonophysics, 38 : 241-257.
- KNIPE R.J., WHITE S.H., 1976.- Microstructural development of slaty cleavage. In. Developments in Electron Microscopy and Analysis. Ed. J. Venables. Academic Press. 521-524.
- KNIPE R.J. and WHITE S.H., 1977.- Microstructural variation of an axial plane cleavage around a fold, a H.V.E.M. study. Tectonophysics - Volume 39- N° 1-3.
- LADURNER J., 1933.- Zur Kenntnis des Gefüges gestreckter Belemniten. Min. Petr. Mitt. Vol. 44, pp. 479-494.
- LANGHEINRICH G., 1967.- Die Bestimmung der tektonischen Gesteinsdeformation mit Hilfe deformierter Ammoniten : mit zwei Beispielen aus den Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) Oberbayerns und Tirols. Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abh., 128 : 275-293.
- LANGHEINRICH G., 1968.- Entzerrung von tektonisch deformierten Goniatiten aus dem Breusch-Tal (Vogesen) und Bestimmung ihres Deformationsgrades. Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh., 4 : 200-204.
- LANGHEINRICH G., 1976.- Verformungsanalyse in Rhenoharzynikum. Geotekt. Forsch 51, I-II, 1, 127, Juin.
- LATREILLE M., VUILLERMOZ C., 1962.- Données nouvelles sur la géologie de la région de Prads-La Javie (C.R.A.Sc., t. 254, p. 3388).
- LEMOINE M., 1972.- Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes sub-alpines méridionales des Alpes occidentales françaises. Geol. Rundschau 61, N° 3, p. 975-1010.
- MASSON H., 1971.- Sur les mesures de la déformation dans les roches à linéation (échantillonnage de polarité mixte). Bull. de la Soc. Vaudoise des Sciences Naturelles, N° 337, Vol. 71, p. 1 à 23.
- MEANS W.D., 1976.- Stress and strain. Basic concepts of continuum mechanics for geologists. Springer-Verlag, 339 p.
- MOSELY H., 1838.- On the geometrical form of turbinated and discoid shells. Philos. Trans. R. Soc. Lond., 1 : 351-370.
- MUGGE O., 1928.- Über die Entstehung faseriger Minerale und ihrer Aggregationsformen. Neues Jahrb. Mineral. Beibl. 58 A : 303-348.
- MUGGE O., 1930.- Bewegungen von Porphyroblasten in Phylliten und ihre Messung. Neues Jahrb. Mineral. Beibl. 61 A : 469-510.
- PATERSON M.S. and WEISS L.E., 1968.- Folding and boudinage of quartz-rich layers in experimentally deformed phyllite. Geol. Soc. Am. Bull. 79 : 795-812.
- PRICE N.J., 1966.- Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock. Pergamon Press, Oxford, 176 pp.
- PRICE N.J., 1959.- Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag., v. 96, p. 149-167.
- PRICE N.J. and HANCOCK P.K., 1972.- Development of fracture cleavage and indred structures. Rep. 24th Int. Geol. Congr., part. 3, p. 584-592.
- PHILIP H. et TAPPONNIER P., 1976.- Tectonique actuelle et sismicité en Provence : essai d'interprétation cinématique. (Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords), p. 121.
- RAMBERG H., 1955.- Natural and experimental boudinage and pinch and swell structures. J. Geol. 63 : 512-526.
- RAMBERG H., 1959.- Evolution of pygmatic folding. Norges. Geol. Tidsskr., 39 : pp. 99-152.
- RAMSAY J.G., 1962(a).- Interference patterns produced by the superposition of folds of "similar" type. J. Geol. 60, pp. 466-481.
- 1962(b).- The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. J. Geol. 70, pp. 309-327.
- 1967.- Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New-York, 568 pp.
- RAMSAY J.G. and D.S. WOOD, 1973.- The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonophysics, 16, pp. 263-277.
- RAMSAY J.G., 1976.- Displacement and strain. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 283, 3-25.

- REED L.J. and TRYGGVASON E., 1974.- Preferred orientations of rigid particles in a viscous matrix deformed by pure shear and simple shear. *Tectonophysics*, 24 : 85-98.
- SANDERSON D.J., 1974.- Patterns of Boudinage and Apparent stretching lineation developed in folded rocks. *Journal of Geology*, vol. 82, p. 651-661.
- SANDERSON D.J., 1976.- The determination of compactional strains using quasi-cylindrical objects. *Tectonophysics*, 30 : T25-T32.
- SIDDANS A.W.B. (à paraître).- The development of slaty cleavage in a part of the French Alps.
- SMIRNOV V., 1969.- Cours de mathématiques supérieures. Tome I. Editions MIR-MOSCOU.
- STROMGARD K.E., 1973.- Stress distribution during formation of boudinage and pressure-shadows. *Tectonophysics*, 16 (1973). 215-248.
- SYLVESTER A.G. and CHRISTIE J.M., 1968.- The origin of crossed-girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. *J. Geol.* 76, pp. 571-580.
- TALBOT C.J., 1970.- The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins. *Tectonophysics*, 9, pp. 47-76.
- TAN B.K., 1973.- Determinations of strain ellipses from deformed ammonoids. *Tectonophysics* 16, 89-101.
- TAN B.K., 1976.- Oolite deformation in Windgällen, Canton Uri, Switzerland. *Tectonophysics*, 31 : 157-174.
- THOMPSON D.W., 1942.- On Growth and Form. University Press, Cambridge, 1116 pp.
- TURNER F.J. and WEISS L.E., 1963.- Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New-York, 545 pp.
- TURNER F.J. & WEISS L.E., 1963.- Structural analysis of metamorphic tectonites. 545 S., McGraw-Hill, New York.
- VERHOOGEN J., TURNER F.J., WEISS L.E. & WAHRHAFTIG C., 1970.- The earth. An introduction to physical geology. 748 S., Holt, Rinehart & Winston, Inc., New-York.
- WATTERSON J., 1968.- Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, Southwest Greenland. *Gron. Geol. Unders. Bull.* 78 p.
- WEGMANN C.E., 1932.- Note sur le Boudinage. *Soc. Geol. de France Bull.*, pp. 471-491.
- WICKHAM J.S. & ELLIOTT D., 1970.- Rotation and strain history in folded carbonates, Front Royal area, northern Virginia. *Trans. Am. Geophys. Union* 51, 422.

- WICKHAM J.S., 1973.- An estimate of strain increments in a naturally deformed carbonate rock. *Amer. J. Sci.* 273, 23-47.
- WILSON G., 1961.- The tectonic significance of small scale structures. *Ann. Soc. Geol. de Belgique*, 84 : 424-548.
- WOOD D.S., 1973.- Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. *Roy. Soc. London. Philos. Trans.*, A274, pp. 373-382.
- WOOD D.S., 1974.- Current views of the development of slaty cleavage. *Earth and Planet. Sci. Rev.* 2 : 369-401.

LISTE des PROFESSEURS

Président : J. ROUZAUD

Vice-Président : B. CHARLES

Doyens Honoraires à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc :

- P. MATHIAS
- B. CHARLES
- A. CASADEVALL

Président Honoraire : P. DUMONTET

Professeurs Honoraires de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc :

R. JACQUES	G. DENIZOT	P. CHATELAIN
M. CASTERAS	J. GRANIER	A.M. VERGNOUX
E. TURRIERE	Ch. BOUHET	E. KAHANE
C. CAUQUIL	J. SALVINIEN	P. VIELES
	M. MOUSSERON	Ch. SAUVAGE

Secrétaire Général : E. SIAU

Professeurs titulaires :

- M. J.P. ROIG Physique
- M. J. AVIAS Géologie
- M. J.J. MOREAU Mécanique rationnelle
- M. B. CHARLES Mathématiques pures
- M. R. JOUTY Physique
- M. R. LEGENDRE Zoologie
- M. I. ASSENMACHER Physiologie Animale
- M. Ch. ROUMIEU Analyse supérieure
- M. J. ROBIN Physique
- M. B. PISTOULET Physique
- M. A. POTIER Chimie Minérale

- M. R. LAFONT	Physique
- M. R. JACQUIER	Chimie
- M. J. FALGUEIRETTES	Minéralogie
- M. J. REGNIER	Chimie
- Mme J. CHARLES	Mathématiques
- M. J. ROUZAUD	Chimie
- M. P. CAILLON	Physique
- M. H. CHRISTOL (E.N.S.C.M.)	Chimie
- M. H. ANDRILLAT	Astronomie
- Mme G. VERNET	Biologie Animale
- M. L. CECCHI	Physique
- M. L. EUZET	Zoologie
- M. C. DELOUPY	Physique
- M. M. MATTAUER	Géologie
- M. M. SAVELLI	Physique
- M. R. MARTY	Psychophysiologie
- M. A. BONNET	Botanique
- M. G. LAMATY	Chimie
- Mme S. ROBIN	Physique
- M. R. CORRIU	Chimie
- Mme N. PARIS	Physiologie Végétale
- M. J. ZARZYCKI	Sciences des Matériaux
- M. M. MAURIN	Chimie Minérale
- M. L. THALER	Paléontologie
- M. S. GROMB	Chimie Physique
- M. J.V. ZANCHETTA	Chimie Générale
- M. P. SABATIER	Mathématiques
- M. F. SHUE	Chimie Organique
- M. E. GROUBERT	Physique
- M. Ch. CASTAING	Mathématiques
- M. M. ROUZEYRE	Physique
- M. F. PROUST	Géologie
- M. J.M. MORETTI	Biochimie
- M. J. PARIS	Biologie Animale
- M. A. GROTHENDIECK	Mathématiques
- M. C. DURANTE	Physique

- M. G. BOUGNOT	Physique
- M. G. LECOY	E.E.A.
- M. R. GAUFRES	Chimie
- M. J.D. BAYLE	Physiologie Animale
- M. J.L. IMBACH	Chimie
- M. J.P. FILLARD	E.E.A.

Professeurs sans chaire :

- M. G. TOURNE	Chimie
- M. P. DEMANGEON	Géologie
- M. J. REMY	Géologie
- Mme H. GUASTALLA	Biologie Physico-chimique
- M. LENEL	Biologie Animale
- M. A. BASSOMPIERRE	Physique
- M. N. ROBY	Mathématiques
- M. R. JONARD	Botanique
- M. R. CANO (I.U.T.)	Mesures Physiques
- M. P. MOLINO	Mathématiques
- M. J. LEGRAND	Physiologie Animale
- M. J. D'AUZAC	Physiologie Végétale
- M. G. BOUIX	Zoologie
- M. M. AMANIEU (Sciences et Techniques)	Hydrologie et mariculture
- M. M. DENIZOT	Biologie Végétale
- M. B. BRUN	Chimie Physique
- M. L. GIRAL	Chimie Organique
- M. J.P. QUIGNARD	Zoologie
- M. Ph. VIALLEFONT	Chimie
- M. A. RAIBAUT	Zoologie
- M. J. GARCIA (I.U.T. Nîmes)	Génie Mécanique
- M. P. LOUIS	Géophysique Appliquée
- M. Cl. BOCQUILLON	Hydrologie
- M. A. DONNADIEU	Physique
- M. M. LEFRANC	Mathématiques
- M. G. MASCHERPA	Chimie
- M. C. GOUT	Physique

- M. J.P. TRILLES Biologie Appliquée
- M. F. HALLE Biologie Végétale
- M. G. BORDURE Génie Electrique
- M. J.P. NOUGIER Electronique
- M. M. GODRON Ecologie Végétale
- M. L. LASSABATERE E.E.A.

Professeurs Associés

- M. E. AKUTOWICZ Mathématiques
- M. A. MICALI Mathématiques
- M. H. BILGER Physique
- M. J. APSIMON (E.N.S.C.M.) Chimie
- M. K. ROTHE Mathématiques

Maîtres de Conférences

- M. G. LOUPIAS Mathématiques
- M. R. HAKIM Mathématiques
- M. F. LAPSCHER Mathématiques
- M. J. CROUZET (Sciences et Techniques) Biochimie Appliquée
- M. A. COMMEYRAS Chimie Organique
- Mlle M. LEVY (I.U.T.) Chimie
- M. J. LAGARRIGUE (I.U.T.) Biologie Appliquée
- M. Cl. DROGUE (Sciences et Techniques) Hydrogéologie
- M. P. GENESTE (E.N.S.C.M.) Chimie Physique Appliquée
- M. J. CHEFTEL (Sciences et Techniques) Biochimie appliquée à l'alimentation
- M. Y. PIETRASANTA (E.N.S.C.M.) Chimie Appliquée
- M. M. AVEROUS (I.U.T. Nîmes) Génie électrique
- M. B. LEMAIRE (Sciences et Techniques) Mathématiques Appliquées - Informatique
- M. H. MATHIEU E.E.A.
- M. M. VALADIER Mathématiques
- M. J.L. ROBERT (I.U.T. Nîmes) Génie électrique
- M. O. MAISONNEUVE (I.U.T.) Informatique
- M. R. BRUNEL Physique
- M. M. CADENE Physique
- M. P. DELORD Physique
- M. A. PAVIA Chimie

- M. J.P. BARD Géologie
- M. P. JOUANNA (I.U.T. Nîmes) Génie Civil
- M. R. BEN AIM Génie Chimique et Traitement des eaux
- M. P. BESANCON Physiologie de la nutrition appliquée à l'alimentation
- M. Y. NOUAZE Mathématiques
- M. J. PETRISSANS Chimie
- M. J.Y. GAL Chimie analytique appliquée
- M. Ph. JEANTEUR Biochimie
- M. C. BENOIT Physique
- M. H. GIBERT (Sciences et Techniques) Génie alimentaire
- M. A. LIEGEOIS Automatique
- M. L. COT (E.N.S.C.M.) Chimie
- M. B. TARODO DE LA FUENTE Biochimie appliquée et Techniques des matières alimentaires
- M. Y. ESCOUFIER Informatique
- M. A. SANS Psychophysiologie
- M. G. DURAND Chimie
- M. B. FILLIATRE Informatique et Gestion
- M. J.J. MACHEIX Physiologie Végétale
- M. P. HINZELIN Génie Civil
- M. Cl. BOKSENBAUM Informatique
- M. J. FERRIE Informatique

Maîtres de Conférences Associés

- M. M. PETRICH Mathématiques
- M. R. OLDEMAN Botanique

Chargés d'enseignement

Néant

Chargé des fonctions de Maître de Conférences

- M. G. SAUMADE (I.U.T.) G.E.A. (Economie des entreprises)

Chargés de cours

- M. M. MOUTON (I.U.T.) Economie et Gestion
- M. Ph. FOUCOU (I.U.T.) Sciences Economiques