



Etude du poinçonnement d'une série stratifiée par le déplacement d'une écaille chevauchante : exemples expérimentaux et naturels

Jean Luc Bonnet

► To cite this version:

Jean Luc Bonnet. Etude du poinçonnement d'une série stratifiée par le déplacement d'une écaille chevauchante : exemples expérimentaux et naturels. Tectonique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT: . tel-00683558

HAL Id: tel-00683558

<https://theses.hal.science/tel-00683558>

Submitted on 29 Mar 2012

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.

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

par

Jean-Luc BONNET

S U J E T

**Etude du poinçonnement
d'une série stratifiée par le déplacement
d'une écaille chevauchante.**

Exemples expérimentaux et naturels.

Soutenue le 19 Avril 1983 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER

Professeur U.S.M.G.

Président

R. ENAY

Professeur Université de Lyon

Examinateurs

J.-F. GAMOND

Attaché de Recherche C.N.R.S.

P. VIALON

Professeur U.S.M.G.

Rapporteur

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

par

Jean-Luc BONNET

S U J E T

**Etude du poinçonnement
d'une série stratifiée par le déplacement
d'une écaille chevauchante.
Exemples expérimentaux et naturels.**

Soutenue le 19 Avril 1983 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER Professeur U.S.M.G.

Président

R. ENAY Professeur Université de Lyon

Examinateurs

J.-F. GAMOND Attaché de Recherche C.N.R.S.

P. VIALON Professeur U.S.M.G. Rapporteur

" Nos idées ne sont que des instruments intellectuels qui nous servent à pénétrer les phénomènes.

Il faut les changer quand elles ont rempli leur rôle. Comme on change de bistouri quand il a servi trop longtemps."

Claude BERNARD

A mes Parents

A Pascale ...

AVANT PROPOS

De nombreuses personnes ont participé, de près ou de loin, à ce travail, et je les remercie d'avoir bien voulu m'écouter et me conseiller. J'espère que le résultat aura justifié leur peine. Je ne peux mentionner toutes les personnes concernées, mais je dois des remerciements tout particuliers à certaines d'entre elles :

- Monsieur P. VIALON pour la confiance qu'il m'a témoignée en m'intégrant à son équipe, et pour m'avoir aidé et conseillé tout au long de ce travail ;
- Monsieur G. PERRIER qui a bien voulu accepter de présider ce jury ;
- Monsieur R. ENAY pour l'accueil qu'il a su me réservé à Lyon et pour ses conseils relatifs à l'étude du Jura ;
- Messieurs J.F. GAMOND et J.P. GRATIER à qui je dois un grand merci pour leur disponibilité et leur bonne humeur jamais mises en défaut.

Mes remerciements vont aussi à tous mes collègues de 3e Cycle, et plus particulièrement à F. ODONNE pour m'avoir initié aux techniques de la modélisation analogique, ainsi qu'à G. MENARD et L. JENATTON pour l'amitié dont ils ont su m'entourer.

Je ne saurais oublier R. GUIGUET et Y. GARNIER qui ont toujours su résoudre avec diligence les différents problèmes techniques que m'a posé la modélisation.

Enfin, je tiens à exprimer ma gratitude à Monsieur D.A. RIGASSI pour les longs entretiens qu'il a bien voulu m'accorder, ainsi qu'aux membres du B.R.G.M. de Besançon pour leur accueil lors de ma visite.

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
<u>PREMIERE PARTIE : JUSTIFICATION DE L'ETUDE - GENERALITES</u>	1
I - LE POINCONNEMENT : ASPECTS MECANIQUES ET GEOLOGIQUES	2
I.1 - Aspects mécaniques	2
I.2 - Aspects géologiques	5
II - APPLICATION AUX PROBLEMES ALPINS	11
II.1 - Les grands chevauchements crustaux	11
II.2 - Les hypothèses actuelles	13
III - BUTS POURSUIVIS ET IDEES DIRECTRICES	16
III.1 - Les différences de déformation entre front et flancs d'un poinçon	16
III.2 - Structures probables	22
- Au front	
- Aux flancs	
III.3 - Démarche suivie - Plan du travail	25
III.3.1 - Les études de terrain	26
III.3.2 - La modélisation analogique	26
<u>DEUXIEME PARTIE : LA MODELISATION ANALOGIQUE DU POINCONNEMENT ...</u>	28
I - MATERIEL ET MATERIAUX	30
I.1 - Préparation des expériences	31
- Fabrication des feuilles	31
- Le socle	31
- Le poinçon	32
- Mise en place	32
a) Poinçonnement dans le plan des couches = poinçon "tangential"	32
b) Poinçonnement perpendiculaire au plan des couches = poinçon "gravitaire"	34
I.2 - Déroulement des expériences	35
I.3 - Dépouillement des modèles	35
- La triangulation	35
- Photographie des coupes	37
- Mesure du taux de déformation interne	38
- Mesure du rapport H/l	38

	<u>Pages</u>
II - RESULTATS SYNTHETIQUES	40
II.1 - Données brutes	40
II.1.1 - Cartographie des crêtes de plis dans un plan X - Y	41
II.1.2 - Restitution en plan des orientations et des valeurs des déplacements	44
II.1.3 - Cartographie des directions et des valeurs de l'étirement parallèle aux axes des plis ...	44
II.1.4 - Déversement des plans axiaux	47
II.1.5 - Fruite des plans axiaux en fonction de la distance d au poinçon	50
II.1.6 - Mesures du rapport H/l	53
II.1.7 - Valeur de H/l en fonction de la distance au poinçon	53
II.1.8 - Rapport entre la hauteur des plis et leur distance au poinçon	58
II.1.9 - Mesure du raccourcissement dû aux plis	61
II.2 - Interprétation	64
II.2.1 - Evolution du plissement. Comparaisons entre les deux modèles	64
II.2.1.1. Déversements des plis	64
II.2.1.2. Evolution de la forme des plis ..	66
II.2.1.3. Mesures de la déformation finie globale	69
II.2.2 - Combinaison des mouvements gravitaire et tangentiel	73
II.2.2.1. Déversement des plis	73
II.2.2.2. Orientation des axes de la déformation finie	74
II.2.2.3. Amplitude du plissement	75
II.2.2.4. Glissement couche sur couche	75
III - CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION	78
TROISIEME PARTIE : LES ETUDES DE TERRAIN	81
A - LES SCHISTES LUSTRES DU FRONT PENNIQUE	82
I - INTRODUCTION	82
Le cadre géographique et géologique	

	<u>Pages</u>
II - DESCRIPTION DES STRUCTURES	85
II.1 - Les objets de première génération	85
II.1.1 - La schistosité S1	85
II.1.2 - Les plis P1	89
II.1.3 - Linéation d'étirement-glissement Lx	93
II.1.4 - Le glissement sur S1	99
II.2 - Les objets de deuxième génération	102
II.2.1 - La schistosité S2	102
II.2.2 - Les plis P2	103
II.3 - Synthèse des observations : proposition d'un modèle.	109
II.4 - Interprétation dans la structure régionale	110
II.4.1 - Poinçonnage horizontal par les massifs cristallins de l'Aar et du Mont Blanc	111
II.4.2 - Fourreau géant	114
II.4.3 - Surrection tardive des massifs cristallins de l'Aar et du Mont Blanc	115
III - CONCLUSION SUR LES SCHISTES LUSTRES	118
B - LE JURA	120
I - INTRODUCTION	120
I.1 - Cadre géographique	120
I.2 - Cadre géologique et rappels structuraux	120
I.2.1 - Cadre géologique	120
I.2.2 - Rappels structuraux	122
I.3 - Historique - Choix du terrain	124
II - OBJETS STRUCTURAUX ETUDES	126
II.1 - Méthode de travail	126
II.2 - Présentation des structures utilisées	127
II.2.1 - Les fractures	127
II.2.2 - Les stylolithes	128
II.2.3 - Les fentes de tension	128
II.2.4 - Les stries	129
II.3 - Résultats	130
II.3.1 - Fractures et fentes de tension	130
II.3.2 - Pics stylolithiques	133
II.3.3 - Stries de glissement	133

	<u>Pages</u>	
II.3.4 - L'étirement parallèle aux axes des plis ...	136	PREMIERE PARTIE
II.3.5 - Le raccourcissement	136	
II.4 - Résultats des modélisations numériques bidimensionnelles du chevauchement Jurassien	138	
III - INTERPRETATION	144	JUSTIFICATION DE L'ETUDE - GENERALITES
III.1 - Les grands décrochements de socle	144	
III.2 - Le poinçonnement	146	
IV - CONCLUSION SUR LE JURA	147	I - LE POINCONNEMENT : ASPECTS MECANIQUES ET GEOLOGIQUES
<u>QUATRIEME PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES</u>	150	
I - COMPARAISONS ENTRE MODELES EXPERIMENTAUX ET TERRAIN	151	
II - CONCLUSIONS	157	II - APPLICATION AUX PROBLEMES ALPINS
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	161	
BIBLIOGRAPHIE	164	III - BUTS POURSUIVIS ET IDEES DIRECTRICES

INTRODUCTION - JUSTIFICATION DE L'ETUDE - GENERALITES

I - LE POINCONNEMENT

Le poinçonnement peut se définir, avec Boudon (1976), comme "la conséquence du mouvement relatif d'un objet (géologique) bien délimité, qualifié de "dur" (le poinçon) vers et dans un autre objet géologique plus étendu et plus "mou" (le massif)".

Défini en ces termes, le concept de poinçonnement a été largement utilisé ces dernières années, pour expliquer des déformations géologiques qui affectent des volumes de toutes dimensions.

Toutefois, ce terme est emprunté au langage des métallurgistes qui façonnent des objets par poinçonnement ou à celui des mécaniciens des sols et des structures qui disent parfois qu'une fondation superficielle a "poinçonné".

Ces emplois de la notion de poinçonnement ne sont finalement pas très différents mais c'est naturellement le seul problème géologique qui nous intéresse ici. Cependant, alors qu'en général, les effets du poinçonnement sont examinés dans un seul plan, celui d'une coupe ou celui d'une carte, nous tenterons ici d'en saisir les modalités dans l'espace et de prendre en compte les plissements (dans leurs aspects en plan et en coupe) dont les relations avec ce mécanisme ont été très peu étudiées jusqu'ici.

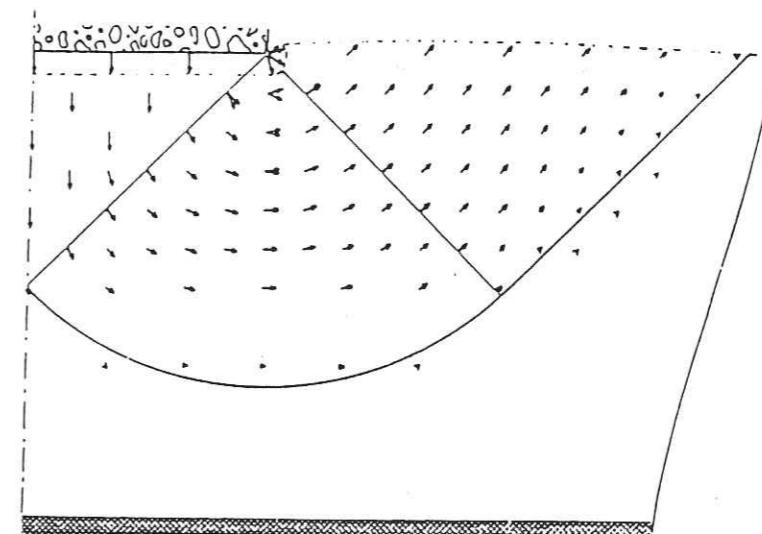
I.1 - Aspects mécaniques du poinçonnement

Depuis longtemps, les mécaniciens des sols qui étudient le tassement des fondations se sont préoccupés du phénomène de poinçonnement et de ses conséquences sur la stabilité des ouvrages. Des études récentes ont porté sur l'examen de cas particuliers, pouvant constituer des exemples types de poinçonnement.

Dans la mesure où les résultats acquis sont transposables aux problèmes géologiques ils ont été pris en compte pour orienter la présente étude.

C'est ainsi que Matichard (1981) a étudié les "applications du géotextile au renforcement des chaussées provisoires". Dans ce cas particulier, le poinçon est représenté par les multiples passages des roues de véhicules. De même, Bottero (1981) a étudié le "tassement et la force portante des fondations superficielles reposant sur un sol multicouche".

Ces deux études, en apparence très différentes, ont pourtant toutes deux conduit à une modélisation numérique ou analogique du poinçonnement. Dans les deux cas, le poinçon s'enfonce verticalement, de haut en bas, dans un "massif" constitué d'un assemblage plus ou moins complexe de couches aux propriétés différentes. Ce "massif" est limité de toute part, excepté vers la surface, en dehors de la zone où la charge est appliquée. Le matériau a dès lors tendance à se déplacer selon des directions qui dessinent un éventail sous la charge et à produire un bourrelet en surface, de part et d'autre de celle-ci, conduisant à une inversion dans les directions de déplacement (Fig. 1 et 2).



→ = Vecteur de déplacement

Figure 1 : Orientation des vecteurs déplacements du sol sous l'effet d'un poinçonnement d'une fondation superficielle
(d'après Bottero, 1981)

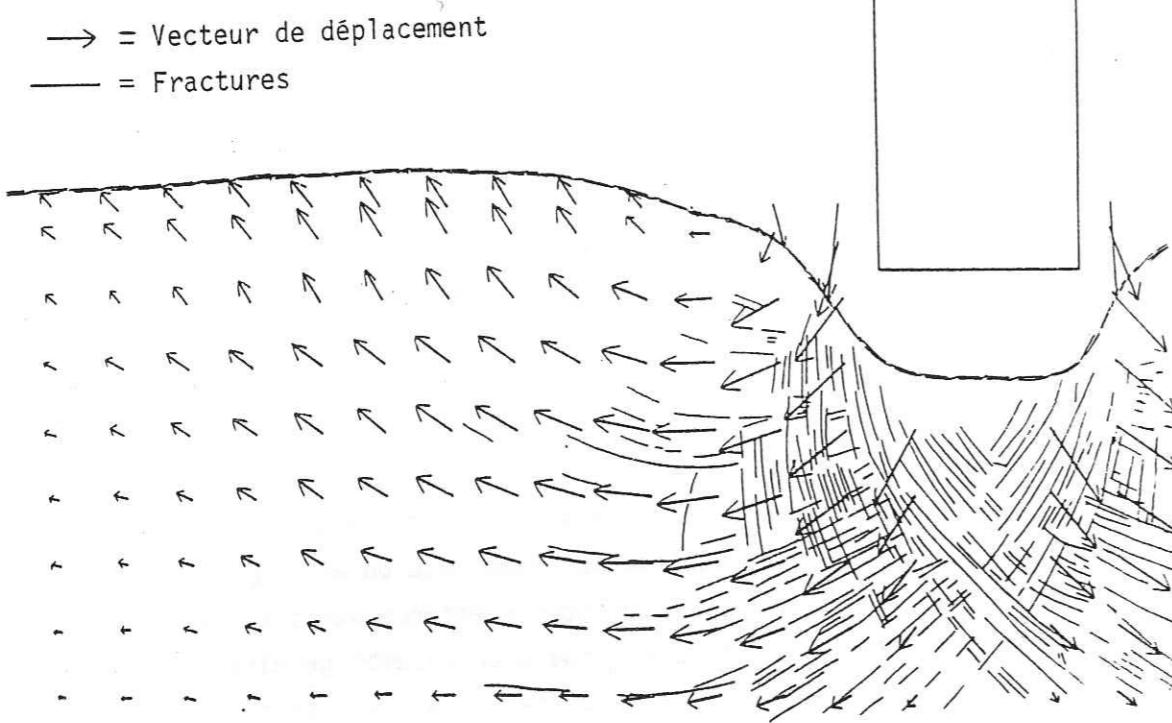


Figure 2 : Orientation des vecteurs déplacement sous l'effet d'un poinçonnement et fracturation associée (d'après Matichard 1981)

La modélisation analogique de Matichard est très intéressante car elle aboutit à une fracturation du "massif". En outre, cette modélisation permet de plus grandes déformations que les modélisations numériques. Directement sous la charge, les directions de déplacement correspondent à la bissectrice du réseau de fractures conjuguées : c'est le front du poinçon. Latéralement, le déplacement tend à se paralléliser à l'une ou à l'autre des familles du réseau de fractures conjuguées : c'est ce que nous appelerons flancs du poinçon (Fig. 3)

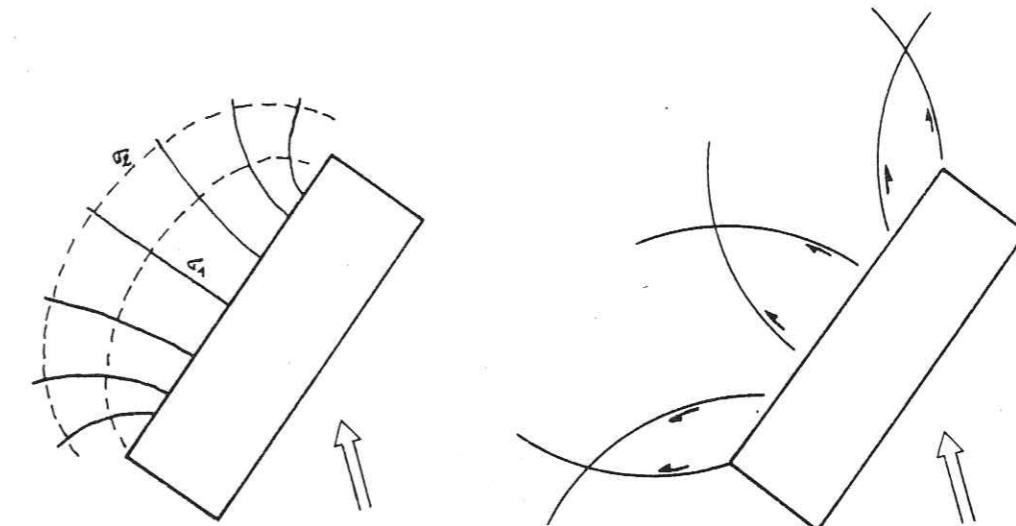


Figure 4 a) : Schéma idéalisé de la répartition des contraintes dans le Jura d'après Laubscher - 1972

Figure 4 b) : Schéma idéalisé de la disposition des fractures conjuguées dans le Jura d'après Kiraly - 1973

Ce modèle de déformation a été également invoqué cartographiquement par Gratier et al pour expliquer les structures de la couverture autour des Massifs de Belledonne-Pelvoux qui joueraient eux aussi le rôle de poinçons (1973).

Quant au dispositif en coupe, c'est surtout Boudon (1976) qui a traité la question : sur des bases plus théoriques, il a étudié l'influence du mouvement vertical d'une masse rigide de socle sur sa couverture plus "molle". Pour ce faire, il a conçu un modèle numérique bidimensionnel et appliqué les résultats obtenus à des exemples de terrain. On retrouve dans les modèles de Boudon l'éventail des directions de déplacement bien connu des mécaniciens. Cependant, les conditions aux limites du modèle ont changé car la surface libre est ici à l'opposé de la surface poinçonnée ce qui entraîne que l'on ne retrouve plus l'inversion des directions de déplacement ni le bourrelet latéral défini aux abords d'une

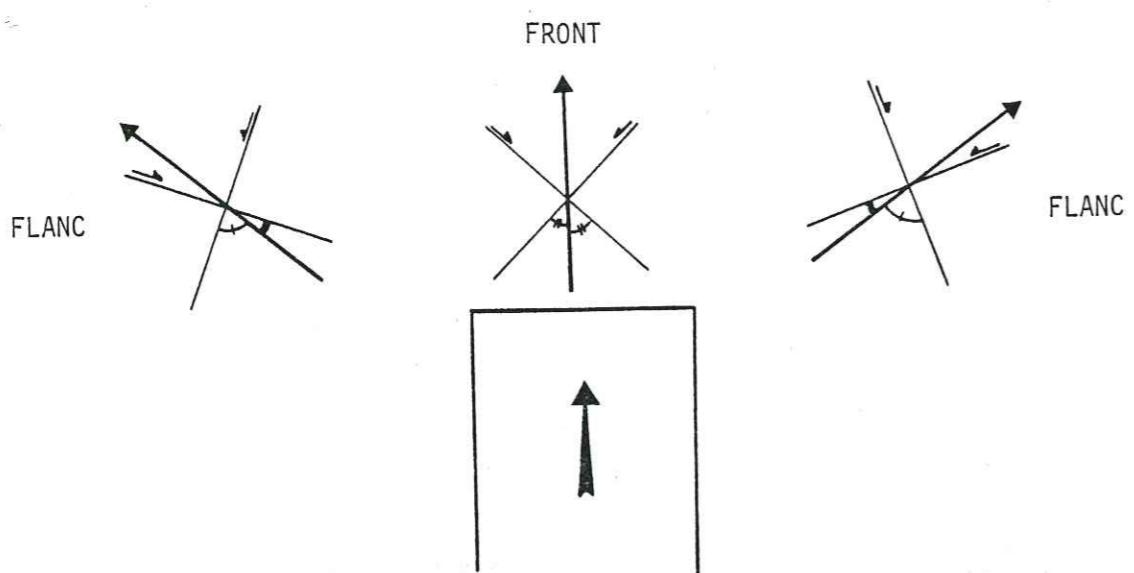


Figure 3 : Evolution de l'orientation des vecteurs déplacement par rapport au réseau de fractures associé, au front et sur les flancs d'un massif poinçonné

Les orientations et la répartition des fractures conjuguées obtenues par Matichard sont en accord avec les résultats de l'étude théorique de Hill (1950), qui, en appliquant au poinçonnement la théorie de la plasticité avait montré qu'un réseau de fractures conjuguées devait apparaître à toutes échelles.

I.2 - Aspects géologiques du poinçonnement

La répartition des déplacements et des réseaux de fractures liés au champ de contraintes induit par le poinçonnement, a été très souvent étudiée sur des exemples géologiques. Mais les auteurs se sont surtout intéressés à l'aspect cartographique du problème. Ainsi Laubscher, après Pavoni, a interprété la disposition en arc du Jura par l'action d'un "piston" constitué par le bassin molassique Suisse. Dans cette hypothèse, les grands décrochements Jurassiens sont comparés (bien qu'à une toute autre échelle) aux réseaux de fractures associées au poinçonnement (Fig. 4 a) et b).

fondation (Fig. 5). Cette étude prend également en compte des variations de raideur dans les différentes couches qui composent la couverture poinçonnée. Les principaux résultats obtenus peuvent se résumer comme suit :

- Amortissement des déformations quand on s'éloigne du poinçon.
- Structure en éventail des champs de déplacement (Fig. 5).
- Rotation du tenseur des contraintes et présence d'un "puits" de contrainte (atténuation locale) au droit du pied du poinçon en $x = 300-400$ et $y = 50$ (voir Fig. 6).
- Déformations de la couverture surtout influencées par le volume du poinçon plus que par sa forme, dont les détails sont très vite amortis.
- Amortissement des sollicitations par une couche dite "molle" seulement dans le cas où elle est surmontée par une couche plus "raide" jouant le rôle de butoir.
- Diminution rapide des valeurs de contrainte en s'éloignant du poinçon. Les contraintes peuvent même localement changer de signe à partir d'une certaine distance du poinçon.

Cette étude de Boudon permettait l'analyse de coupes où la charge et l'influence du poinçonnement vertical diminuaient progressivement vers le haut. Avec l'étude de Tapponnier (1978) on retrouve les préoccupations de Laubscher et Pavoni puisque ce sont les dispositifs cartographiques d'un poinçonnement horizontal qui sont examinés. Mais on passe aussi à des objets géologiques de plus grandes tailles car Tapponnier s'intéresse à des mouvements de plaques lithosphériques. Son approche théorique comme ses observations géologiques sur la collision de l'Inde et de l'Asie confirment et précisent les résultats antérieurs. Tapponnier montre en particulier que les chevauchements prédominent aux abords du poinçon (ici l'Inde) puis laissent progressivement la place à un système de failles normales qui leur sont perpendiculaires. L'explication en

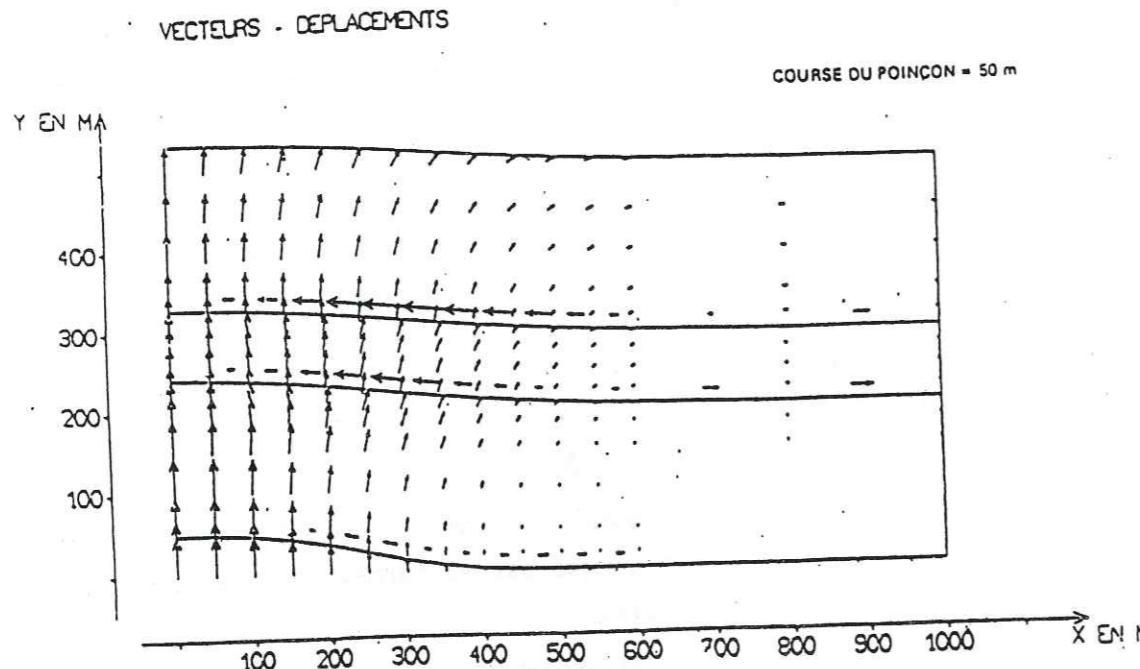


Figure 5 : Orientation des vecteurs déplacement lors du poinçonnement d'une couverture stratifiée mais homogène par la surrection de son socle, d'après Boudon - 1976. Noter les glissements (ici X 10) aux limites de strates

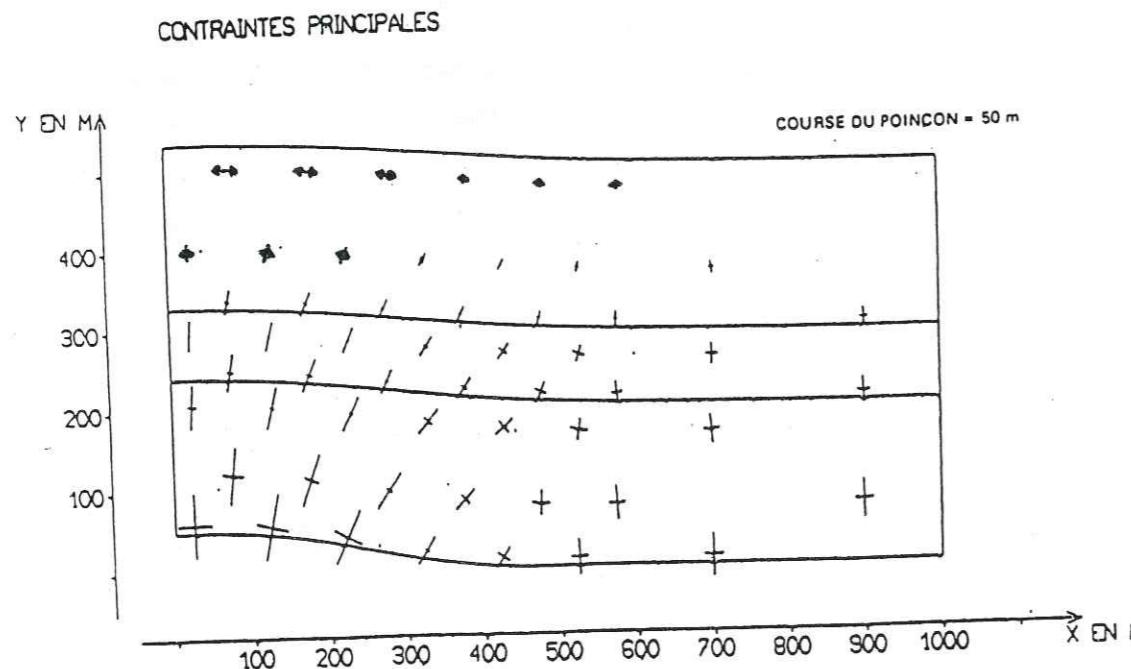


Figure 6 : Disposition et répartition des contraintes dans la couverture homogène stratifiée lors de son poinçonnement par la surrection de son socle d'après Boudon - 1976. Les croix simples indiquent la compression (avec ses valeurs relatives simulées par la longueur des segments). Les tractions (haut du schéma) sont indiquées par des flèches

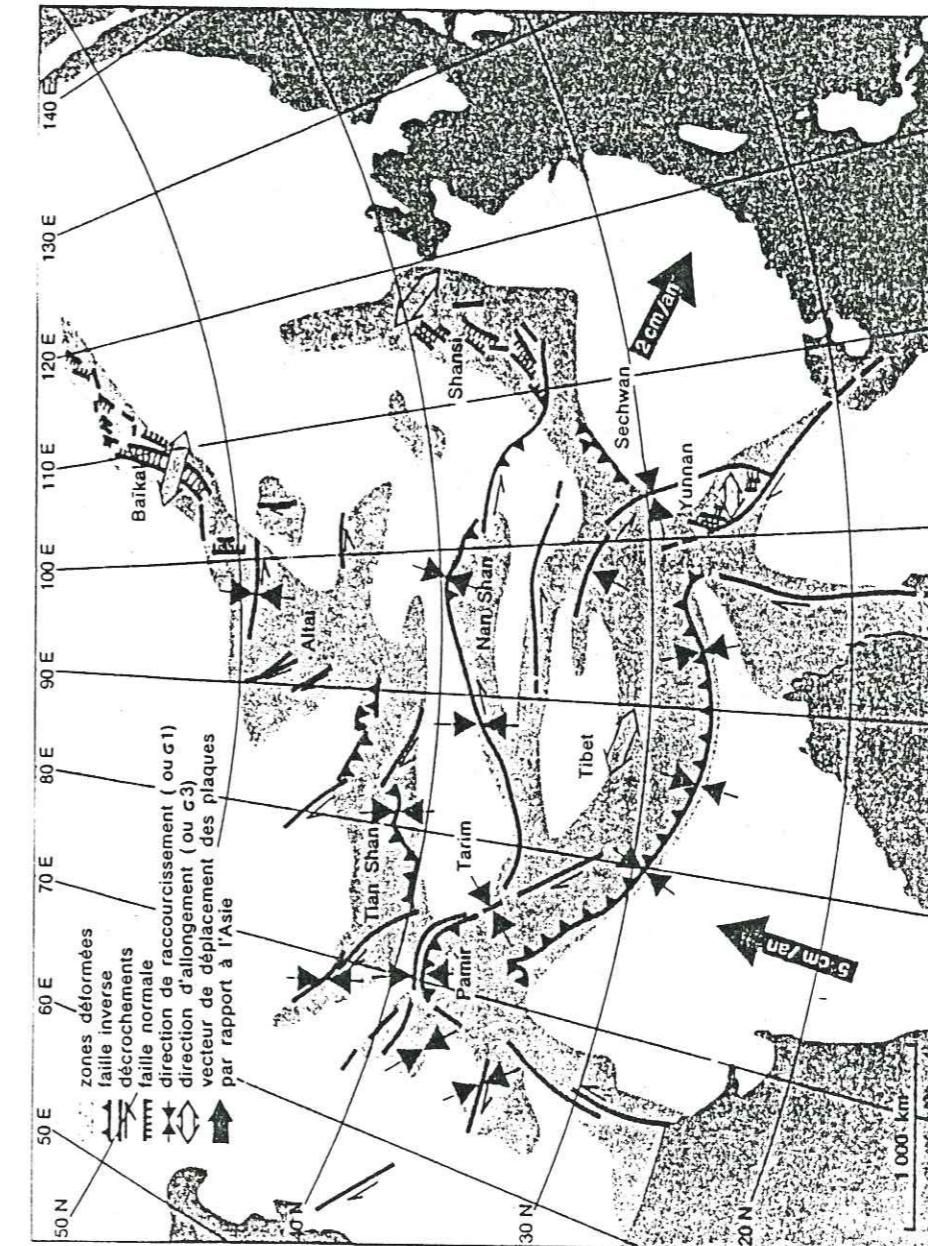


Figure 7 : Exemple de poinçonnement de grandes dimensions : Poinçonnement de l'Asie par la plaque Indienne (Tappoulier, 1978). En Himalaya la contrainte principale majeure est horizontale ce qui se traduit par de grands chevauchements. Elle devient verticale au Nord avec l'apparition des failles normales. Sur les flancs apparaissent les arcs induits et les grands décrochements.

est une variation des valeurs relatives des contraintes. La contrainte principale majeure est N-S horizontale en Himalaya (aux abords immédiats du poinçon), puis devient verticale plus au N dans l'Altaï (Fig. 7) où elle se traduit par des fossés d'effondrement. Quant aux orientations des axes de déformation finie cela se traduit par X vertical en Himalaya, qui devient peu à peu horizontal vers le N, lorsqu'on s'éloigne du poinçon. Pour les autres traces de déformation, on retrouve ici le double réseau de décrochements conjugués et la rotation des structures qui correspondent à l'éventail déjà décrit des directions de déplacement et de contraintes. La présence "d'arcs latéraux induits" (comme celui du Pamir) matérialise la divergence des mouvements face au poinçon.

En d'autres termes, avec le poinçonnage horizontal on reconnaît la majorité des faits décrits dans le cas du poinçonnage vertical que celui-ci s'exerce de bas en haut (Boudon) ou de haut en bas (Bottero, Matichard), quelle que soit l'échelle des systèmes examinés. Certains facteurs peuvent intervenir pour modifier localement les caractéristiques des structures résultantes (rôle de la pesanteur vis-à-vis du mouvement du poinçon, présence de niveaux plus raides, d'hétérogénéités etc...) mais globalement les caractères principaux demeurent les mêmes.

Il est donc clair que les résultats obtenus par les mécaniciens d'une part et par les géologues d'autre part, sont très comparables. Les quelques différences observées sont imputables aux différentes conditions aux limites admises et non aux différences de dimensions des objets étudiés ou de la démarche suivie. Il paraît également indubitable que des poinçons géologiques existent réellement soit à l'échelle continentale, soit sous des dimensions plus modestes. Il était nécessaire de résumer synthétiquement ces règles communes et ces caractères principaux relatifs au poinçonnage d'après les études antérieures car ils vont servir de base à la présente étude. Il convient maintenant de voir l'orientation spécifique que nous allons prendre afin de compléter au mieux ces travaux en les appliquant à un cadre régional particulier.

II - APPLICATION AUX PROBLÈMES ALPINS

L'idée du poinçonnage de leur avant-pays par les Alpes n'est pas nouvelle. Pavoni et Laubscher (voir ci-dessus) l'ont déjà utilisée pour expliquer la formation du Jura. De même Gratier et al (1973) l'ont invoquée pour interpréter les déformations autour des massifs de Belledonne et du Pelvoux. Actuellement son intérêt découle du regain d'importance que l'on accorde pour expliquer les déformations des zones externes alpines (et particulièrement de leur arc occidental, d'ailleurs déjà considéré par Tapponnier comme un arc latéral induit par le poinçonnage "africain") aux écaillages de socle et aux charriages plus ou moins amples des unités de sa couverture, en direction du NW. Ces interprétations prennent d'autre part appui sur les travaux de Dahlström (1970) et d'Elliott (1978-80) qui, dans les Rocheuses canadiennes, démontrent l'existence d'une série d'écailles en biseau transportées sur l'avant-pays sous la seule influence de la gravité ce qui implique que le charriage remonte la pente, modérée, du socle.

Ces circonstances, où les grands chevauchements très externes à la chaîne suscitent à nouveau l'intérêt des géologues alpins, replacent aussi l'idée du poinçonnage sous un autre éclairage : quelles sont les modalités des déformations d'une série stratifiée sous l'influence du déplacement horizontal (selon le plan de la stratification) d'un poinçon par ailleurs également chevauchant ?

II.1 - Les grands chevauchements crustaux

L'idée que le socle des Massifs Cristallins externes pouvait chevaucher la couverture delphino-hélvétique n'est pas neuve non plus. Très tôt, en effet, dans l'ambiance de la théorie des nappes de charriage généralisées à toutes les Alpes, cette hypothèse, qui fut un peu oubliée par la suite, a été présentée. Ainsi Goguel la soutenait en 1943 et l'a reprise en l'aménageant en 1963. Depuis des données géophysiques plus précises sont venues l'actualiser et l'étayer. Ménard (1979) et Thouvenot (1981) interprètent la surépaisseur de la croute d'une dizaine de kilomètres au niveau des Massifs cristallins

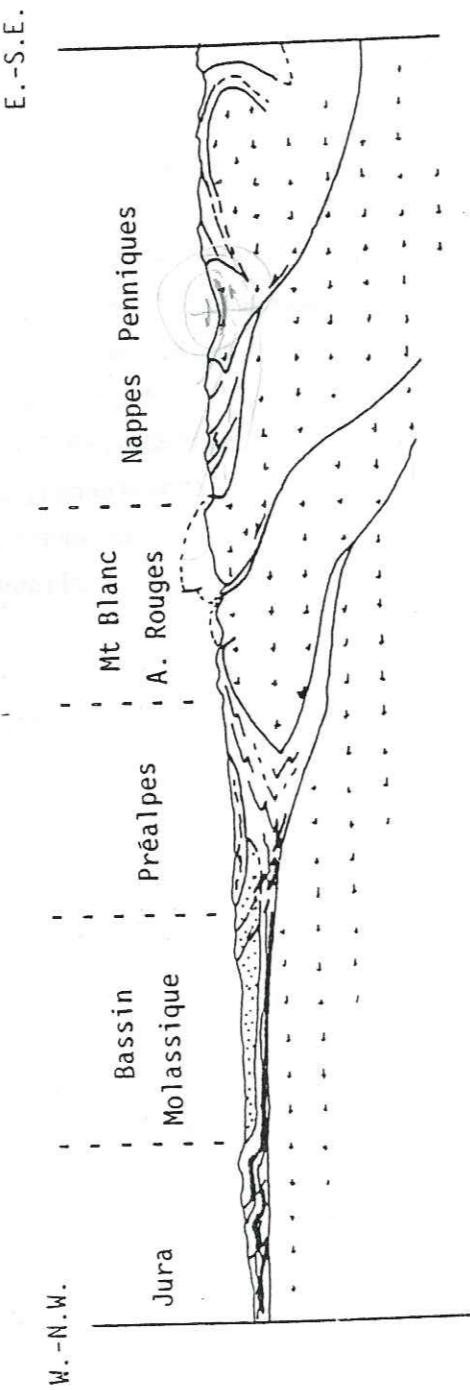


Figure 8 : Coupe synthétique schématique à travers les Alpes occidentales montrant la forme possible des écaillles affectant le socle (d'après Ménard, à paraître). On notera le dispositif des écailles de socle progressant vers le NW en repoussant et en chevauchant les séries de couverture de l'avant pays

externes, la zone à moindre vitesse sismique située entre 11 et 23 kilomètres sous ceux-ci et le pendage (environ 30° vers le SE) de la limite inférieure de la croute le long de la frontière NW de ces mêmes massifs, comme liés à de grands chevauchements crustaux (Fig. 8). Le plan de découplage intracrustal se situerait au niveau de la zone à moindre vitesse sur laquelle progresserait l'écaillage en direction du NW.

Cette interprétation rejoint celle de Hsü (1979) et de Muller (1980) qui à l'aide d'une modélisation numérique par éléments finis, accompagnée de différentes considérations géologiques, arrivent à la conclusion que la formation du Jura ne peut être expliquée que par l'influence de vastes écaillages de socle au niveau des zones alpines.

II.2 - Les hypothèses actuelles

Ces résultats amènent donc à penser que sur la façade NW des Alpes, les Massifs du Pelvoux, de Belledonne, du Mont-Blanc - Aiguilles Rouges et de l'Aar-Gothard, correspondent au front de grands chevauchements de socle, lui même ligne de départ de chevauchements plus externes et plus superficiels. Ces massifs cristallins externes constitueraient donc la pointe d'un énorme coin déplacé en direction du NW qui décollerait et déformerait la couverture des chaînes subalpines de leur avant pays. En d'autres termes il y aurait poinçonnement de celui-ci par les écailles de socle cristallin (Fig. 8).

Les limites du poinçon cristallin sont difficiles à déterminer avec précision car elles sont souvent masquées par les chaînes subalpines. Il est de même difficile de dire si l'on a affaire à un seul coin ou à plusieurs écailles séparées les unes des autres, bien que la deuxième hypothèse soit plus vraisemblable (Ménard, 1979, page 132).

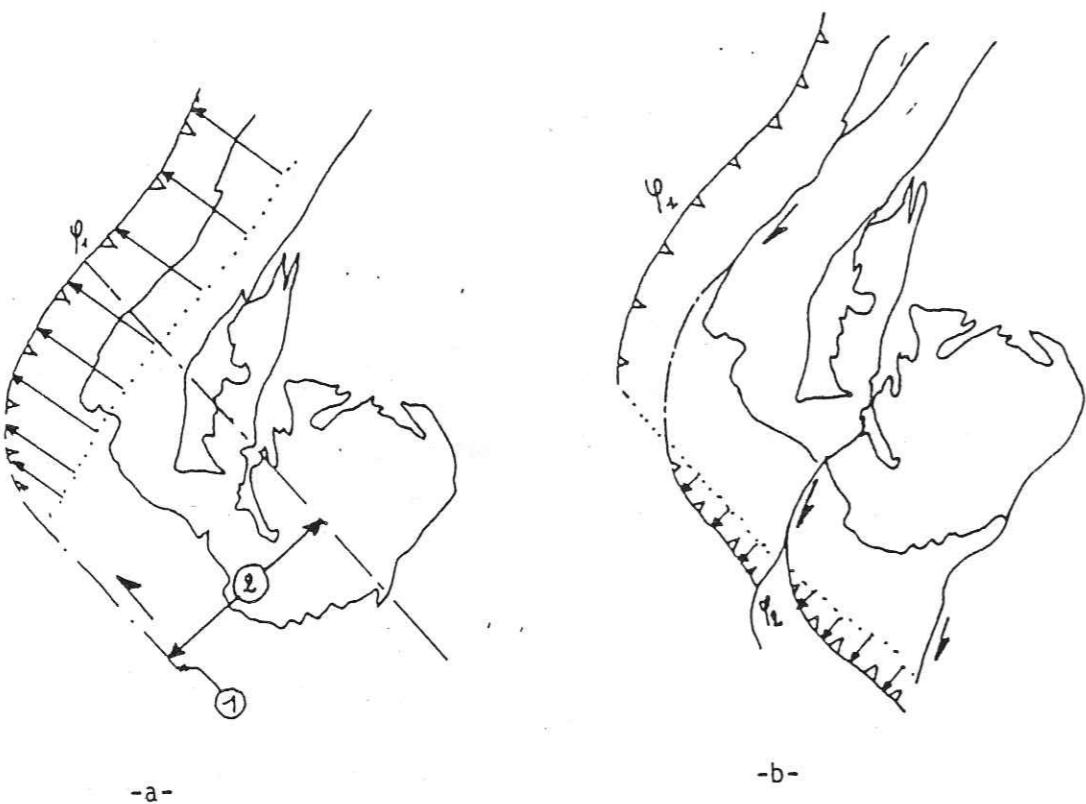


Figure 9 : Schéma illustrant le grand chevauchement des Massifs Cristallins externes vers le NW avec les hypothèses relatives à sa terminaison au sud du Massif de Belledonne (d'après G. Ménard, 1979)

- a - Terminaison du chevauchement par un plan ou une zone de décrochement
- b - Possibilité de chevauchement vers le Sud-Ouest
- 1 - Fissure de décrochement
- 2 - Zone de cisaillement
- ϕ_1 - Front du chevauchement vers le NW (masqué sous les chaînes subalpines)
- ϕ_2 - Front du chevauchement vers le SW (masqué sous les chaînes subalpines)
- ϕ_1 et ϕ_2 peuvent jouer successivement, alternativement ou simultanément

Dans une grossière approximation, on peut toutefois considérer que sa forme suit à peu près celle des massifs cristallins externes. Les limites déterminent deux zones bien distinctes, compte tenu du mouvement du, ou des blocs, vers le NW (Fig. 9).

- Au front, une zone comprenant les massifs subalpins du Nord du Vercors, de la Chartreuse, des Bauges et du Jura.
- Au flanc, une zone comprenant la couverture sédimentaire située immédiatement au S.W. des Massifs du Taillefer et du Pelvoux.

Cette couverture des massifs subalpins qui est déformée et décollée peut donc se déplacer et venir ensuite se mouler contre le butoir rigide que peut constituer l'Europe stable. Cela est peut être le cas pour la région du Bas Dauphiné - Ile Crémieu où le socle n'est jamais très profond, et contre laquelle vient se mouler la couverture du Jura du Sud. Ces môleux rigides, armés de socle stable, peuvent donc constituer autant de poinçons "passifs" ou de butoirs susceptibles de jouer un rôle dans la déformation de la couverture déplacée sous l'influence du mouvement du poinçon "actif" des Massifs Cristallins externes.

Selon les auteurs, la flèche des chevauchements crustaux des Alpes occidentales peut varier du simple au double : 50 km minimum selon Beach (1981), 100 km selon Roedder (1980). De plus l'ampleur du chevauchement augmente progressivement du Sud vers le Nord, alors que, vers le Sud-Ouest, le chevauchement s'amortit et se combine probablement à des décrochements sénestres (Fig. 9). Au total, le mouvement des Massifs Cristallins externes est une translation combinée à une rotation (Ménard, 1979).

Il est alors évident, que, du fait de ces différences de déplacements, selon que l'on se trouve au front ou au flanc du poinçon, les déformations seront différentes :

- Au front, le socle avance sans se déformer. La couverture va se déformer selon un mécanisme maintenant bien connu, décrit dans les rocheuses canadiennes (Elliott, Dahlström). Il y a un décollement à la base de la série, ici les évaporites triasiques, puis à la suite d'un blocage du glissement en certains points, il y aura échappement vers le haut par une faille courbe pouvant passer à un pli vers le haut (Fig. 10 a). Les failles seront donc des failles inverses, chevauchantes. Plus le déplacement est important et plus la probabilité de trouver des superpositions de plis sera grande (Fig. 10 b). Des failles de déchirement pourront apparaître à la suite de comportements différents face à ce raccourcissement. Au cours du temps, la déformation progresse vers l'extérieur de la chaîne. Les chevauchements les plus anciens seront les plus internes (les plus proches du socle chevauchant) puis seront de plus en plus jeunes vers l'extérieur. Tout se passe donc comme s'il y avait un autoentretien du phénomène de poinçonnement sur et vers l'avant pays, grâce à la mise en route progressive d'écaillles de couverture (jouant à leur échelle le rôle de poinçons) de plus en plus externes.

- Au flanc, à la composante chevauchante s'ajoute une composante de décrochement. Cette dernière peut ou non se marquer par des failles, et le chevauchement, du fait de sa combinaison avec le déplacement latéral, sera moins important qu'au front. Les failles de déchirement ont peu de chance d'être rencontrées dans cette zone, et les plis, du fait de leurs relations avec le décrochement, devraient montrer une amplitude moindre qu'au front du poinçon car les étirements se font ici selon l'axe des plis. L'apparence d'un raccourcissement plus faible en découle.

III - BUTS POURSUIVIS ET IDEES DIRECTRICES

III.1 - Les différences de déformation entre front et flanc d'un poinçon

L'idée directrice principale qui a guidé ce travail, est qu'il y a une différence sensible de déformation entre le front et le flanc d'un poinçon.

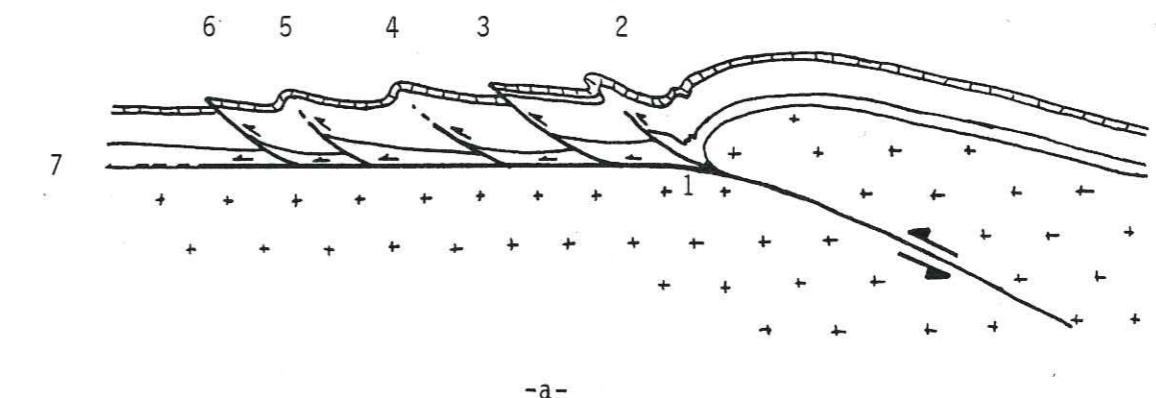


Figure 10 a) : Schéma d'évolution de la déformation de la couverture au front d'un chevauchement de socle

1 - Décollement basal de la couverture, initié au front de l'écailler de socle

2 - 3 - 4 - 5 - 6 - Ordre d'apparition des plans de chevauchement dans la couverture

7 - Propagation de décollement basal vers l'avant pays

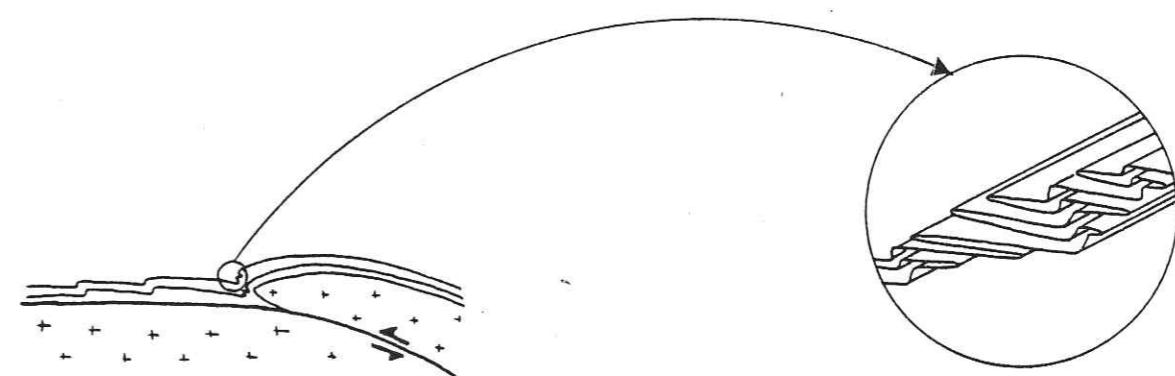


Figure 10 b) : Apparition de plissements superposés dans la zone frontale du poinçonnement. Cette superposition est due à une poursuite continue du mouvement non à de vraies phases distinctes de déformation (cf. Gratier et al., 1980)

Dans son étude de modélisation analogique d'un plissement de couverture lié à un décrochement de socle, Odonne (1981) a montré que l'axe X d'étirement maximal était parallèle à l'axe b des plis et que par comparaison avec des plis obtenus par simple serrage perpendiculaire à leur axe (où X est perpendiculaire à cet axe b), amplitude et taux de raccourcissement y apparaissent plus faibles.

Nous venons de voir que l'on peut distinguer deux zones bien distinctes dans un poinçonnement (Fig. 9) :

- Le front du poinçon où l'on doit trouver des plis obtenus par simple serrage. On peut assimiler cette déformation à un aplatissement pur. Dans une telle déformation, les axes principaux de la déformation sont et restent toujours parallèles aux axes principaux des contraintes. Il s'agit donc d'une déformation coaxiale (Fig. 11).

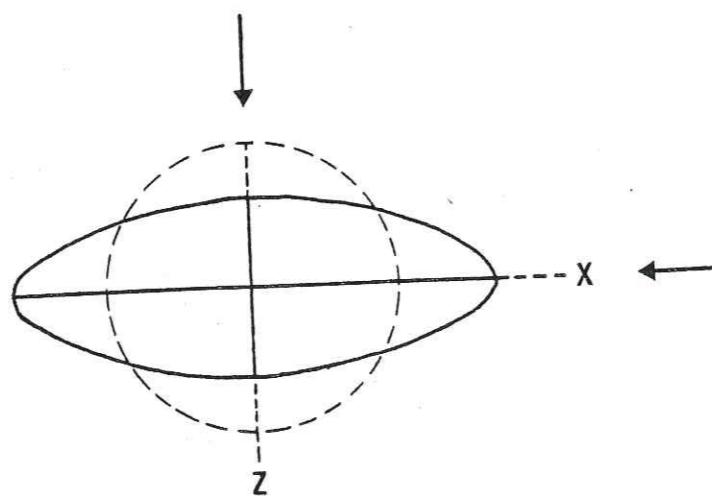


Figure 11 : Position des axes de déformation finie dans une ellipse de la déformée. Cas de l'aplatissement pur (d'après Vialon et al., 1976)

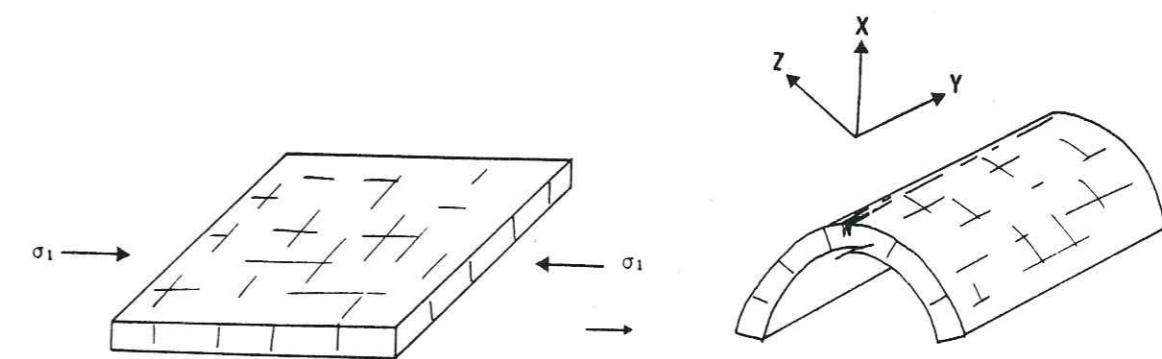


Figure 12 : Plissement d'une strate par aplatissement pur et position des axes de déformation finie à l'échelle du pli après le plissement

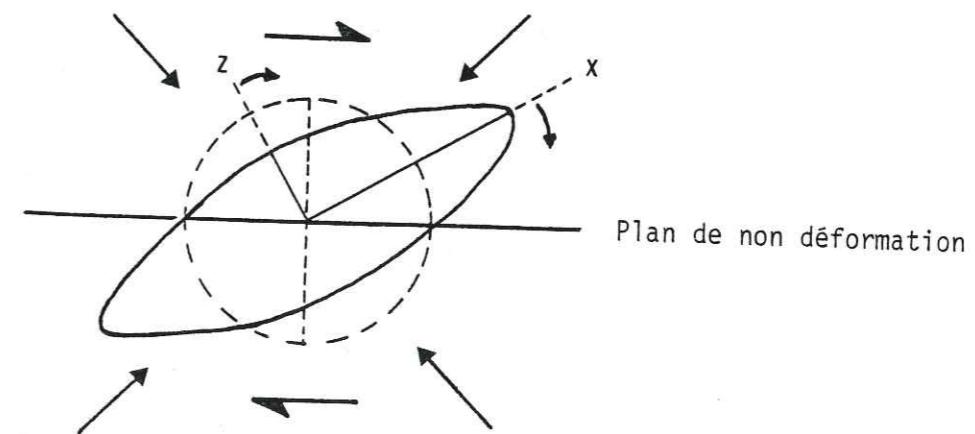


Figure 13 : Positions des axes de déformation finie dans une ellipse de la déformée. Cas du cisaillement simple (d'après Vialon et al., 1976)

Si l'on considère une strate initialement plane, soumise à un aplatissement pur avec serrage dans le plan de la strate, elle peut donner un pli. Dans une telle déformation, à l'échelle globale du pli, la direction d'étirement maximal est verticale et perpendiculaire à l'axe du pli (I. Robert, 1979) (Fig. 12).

Ces plis pourront bien entendu être déversés, ou être en relation avec des failles inverses situées en profondeur. Ils peuvent être aussi associés à une schistosité de plan axial. Mais quoi qu'il en soit, la linéation d'étirement selon X que l'on pourra mesurer sur le plan de schistosité sera toujours plus ou moins perpendiculaire à la linéation d'intersection So-S1 et donc à l'axe du pli.

- Le flanc du poinçon où intervient une composante de cisaillement. Une déformation par cisaillement, de type cisaillement simple, n'est pas coaxiale. En effet, avec le progrès de la déformation les axes de la déformation ne restent plus confondus avec les directions de contraintes (Fig. 13) et dans la poursuite du cisaillement, X et Z sont entraînés dans une rotation de telle sorte que X tend à se rapprocher de plus en plus du plan de non déformation qui est le plan de cisaillement. Dans une telle déformation, peuvent apparaître des plis en échelons, pouvant devenir sigmoïdes, en fonction de l'intensité du cisaillement (Odonne, 1981).

Un pli qui se forme dans un cisaillement simple, se raccourcit perpendiculairement à Z dont la position change progressivement, en même temps qu'il s'allonge, de façon à ce que son volume reste inchangé. Il en résulte un axe d'étirement maximal parallèle à l'axe du pli (Fig. 14).

Là encore, ces plis pourront être associés à une schistosité de plan axial, mais la linéation X que l'on pourra mesurer devrait tendre à se confondre avec la linéation d'intersection So-S1.

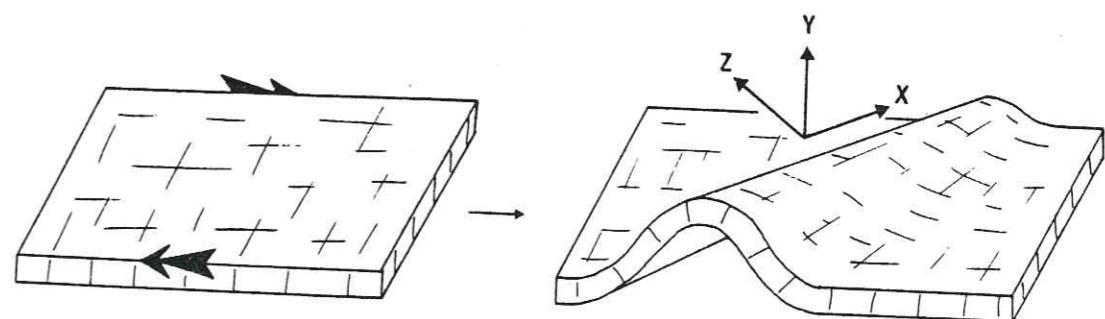


Figure 14 : Plissement d'une strate dans une zone de cisaillement et position des axes de la déformation finie après le plissement

- Dans les zones intermédiaires, entre front et flanc du poinçon, il y aura concurrence entre les deux mécanismes et la linéation X devrait avoir une position intermédiaire entre la direction de l'axe du pli et une perpendiculaire à b.

En résumé : il existera entre les plis qui se forment au front du poinçon et ceux qui naissent sur ses flancs, des différences dans la forme (plus aplatis au front, plus étirés selon l'axe sur les flancs) et dans la valeur relative des axes de la déformation finie par rapport aux axes géométriques des plis (Fig. 15). En outre on peut attendre que les directions axiales des plis seront proches d'une parallèle à la limite du poinçon à son front, et plus obliques à la limite sur ses flancs.

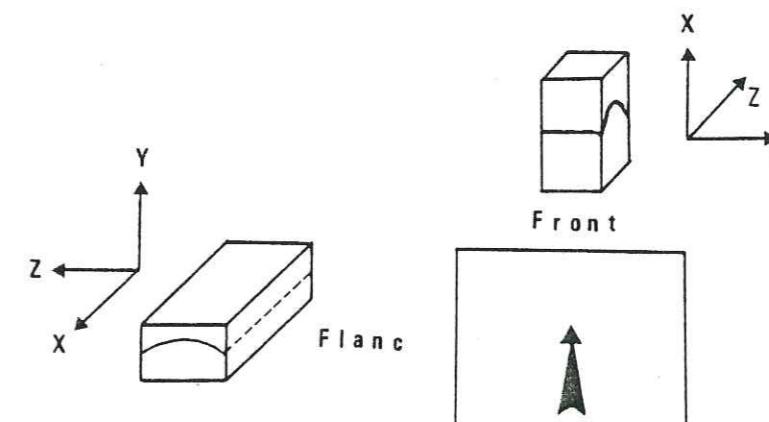


Figure 15 : Position des axes de la déformation finie au front et au flanc d'un poinçon

Cette démarche semble pouvoir aussi s'appliquer à tous les autres critères de déformations, habituellement rencontrés sur le terrain, c'est-à-dire la fracturation, les directions de déplacements, les étirements etc... Cela devrait permettre de définir la situation du front et du flanc d'un poinçon grâce aux comparaisons de géométries et de mode de déformations. Bien entendu, selon les matériaux en présence, les marqueurs de déformation ne seront pas les mêmes. Ainsi, avec un matériau raide, très compétent, la fracturation prendra une place relativement importante, de même que les stries sur ces failles ou les recristallisations dans ces fractures. Au contraire, avec un matériau plus ductile, on attachera plus d'importance aux clivages et aux linéations d'étirement qui seront mieux marquées, ainsi qu'aux superpositions de plissement et aux schistosités associées.

Quoi qu'il en soit, il est bien évident que sous une sollicitation unique, des matériaux différents doivent se comporter de façons différentes, mais on peut penser que l'agencement de ces "différences" les unes par rapport aux autres sera caractéristique d'un type de déformation particulier (de front ou de flanc) et de lui seul.

III.2 - Structures probables

Si l'on résume tout ce qui vient d'être dit, on peut raisonnablement s'attendre à rencontrer les structures suivantes sur le terrain :

Au front

- Prédominance des failles inverses et des chevauchements. Les stries visibles sur ces plans indiquent la direction de déplacement. Elles devront être en zone avec la direction de la contrainte principale majeure qui peut être déduite de la mesure des fentes de tension.

- Les plis associés ou non aux failles inverses, seront des plis droits ou déversés vers l'extérieur de la chaîne. Les stries de glissement couche sur couche indiquent là aussi la direction de transport. Puisque dans cette zone, l'étirement principal est perpendiculaire aux axes de plis, l'étirement parallèle aux axes et qui peut se mesurer aux fentes de tension et à l'ensemble des fractures minéralisées, transversales aux plis, devra être faible.

- Une schistosité de plan axial peut exister si l'aplatissement est suffisamment fort. Dans ce cas, la direction d'étirement mesuré devra être perpendiculaire à la linéation d'intersection S₀-S₁ et parallèle à la direction de transport.

- Un réseau de fractures conjuguées peut exister, auquel cas, la direction de transport, déduit des mesures précédentes, devra en être la bissectrice.

- Les grandes failles décrochantes seront des failles de déchirement plutôt que des décrochements proprement dits.

Aux flancs

- Les failles inverses peuvent encore exister mais leur nombre doit être beaucoup plus faible et leur rejet moins important.

- Les plis seront de plus faible amplitude et leur déversement sera moins fort qu'au front du poinçon, avec un étirement principal parallèle à leur axe. Cela se traduira par un nombre beaucoup plus grand de fentes de tension perpendiculaires à l'axe "b" et de fractures minéralisées.

- Le réseau de fractures conjuguées existe toujours mais l'orientation des fractures a dû tourner pour dessiner ainsi l'éventail décrit au § I.2.

- Le déplacement global, construit à partir des stries, doit se rapprocher, voire se paralléliser à l'une des deux directions de fractures conjuguées. (voir Fig. 2)

- L'orientation de la contrainte principale majeure doit être différente de celle mesurée au front et dessiner ainsi un éventail avec elle (§ I.2).

- Les grands décrochements seront des décrochements vrais et non plus des failles de déchirement.

En ce qui concerne les plis, un cas particulier peut se présenter au front du poinçon, quand le raccourcissement important et inhomogène se combine à un chevauchement. Nous voulons parler ici des plis en fourreau et des plis par écoulement. De tels plis ont été souvent observés dans les zones de forts cisaillements horizontaux (Quinquis, 1980), ce qui est une déformation susceptible d'être rencontrée au front d'un poinçon (§ II.2). Le trait caractéristique de ces plis couchés est une courbure axiale, acquise à la suite d'une composante de cisaillement plat intervenant pendant ou après la formation des plis (Fig. 16).

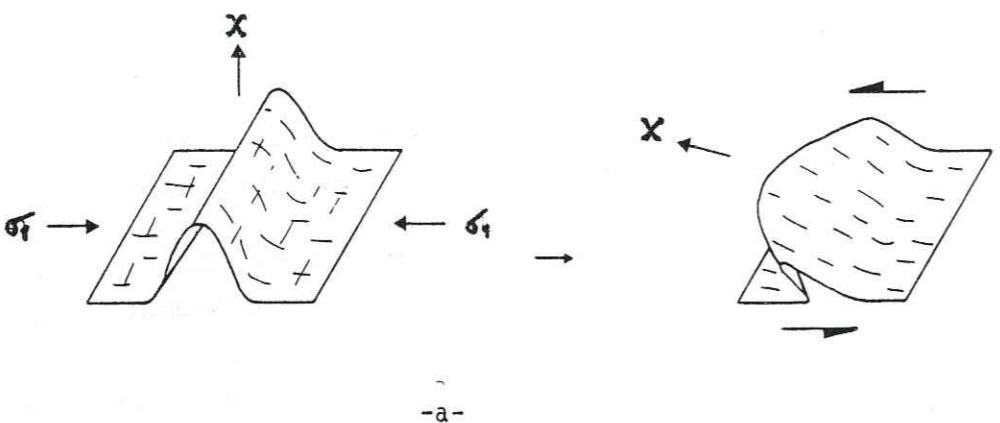


Figure 16 a) : Formation de plis en fourreau (à courbure axiale). La composante de cisaillement intervient après la formation du pli

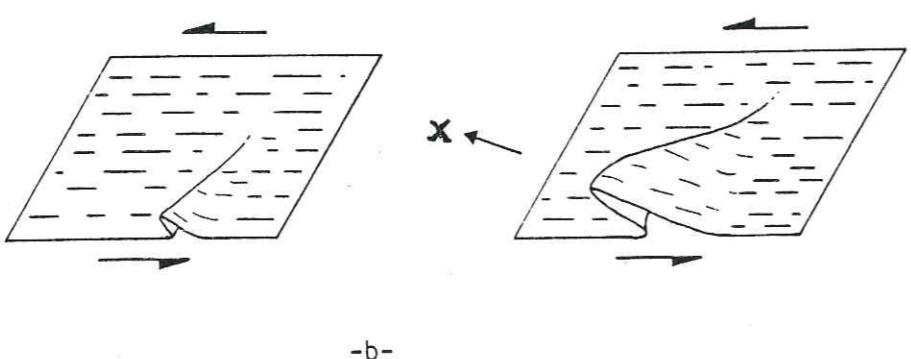


Figure 16 b) : Formation de plis en fourreau dans une déformation par cisaillement parallèle au plan des couches

Dans l'évolution du cisaillement et à la suite de blocages locaux, une deuxième, voire une troisième phase de plissement peuvent se superposer. D'autre part, si le matériau est plus compétent et ne peut supporter une telle courbure axiale, des failles de déchirement peuvent apparaître avec de part et d'autre des axes de plis d'orientation différente.

Quoi qu'il en soit, le fait marquant est que dans ce type de plis, la direction transport (axe "a") reste constante pendant que celle de l'axe du pli varie. Cela se traduit par des rapports entre direction d'étirement et axe de pli très variables pour un même pli puisque l'étirement peut être perpendiculaire à l'axe pour lui devenir ensuite parallèle. Il est donc évident que ce type de déformation ne pourra être pris comme élément de comparaison dans la perspective d'un poinçonnement, tout au moins en ce qui concerne les rapports entre X, Y, Z et les axes b. C'est pourquoi il faut faire attention sur le terrain et bien essayer de voir si l'on a affaire à un pli en fourreau ou à un pli en échelon car dans les deux cas X peut être parallèle à b et nous induire en erreur. Il faudra dans les cas douteux avoir recours à d'autres mesures telles que la mesure de l'amplitude du pli ou du rapport H/L (hauteur sur largeur) pour pouvoir lever toute ambiguïté.

III.3 - Démarche suivie - Plan de travail

Les études antérieures sur le poinçonnement, bien que riches en enseignements, demeurent toutefois incomplètes pour plusieurs raisons :

- Toutes portent sur des poinçonnements perpendiculaires au plan des couches.
- Leur but n'a jamais été de comparer les déformations entre front et flanc.
- Très peu d'entre elles ont mis l'accent sur la déformation d'une couverture sédimentaire par un poinçonnement à dominante tangentielle (donc à déplacement plus ou moins parallèle au plan des couches) et nous avons vu quelle importance ce mécanisme pouvait avoir dans les Alpes. En outre, les différents plissements associés au poinçonnement n'ont pas été particulièrement pris en considération.

Afin de déterminer des critères suffisamment fiables pour la mise en évidence d'un poinçonnement, il a paru souhaitable de faire une étude expérimentale du poinçonnement d'une couverture sédimentaire. Mais comme le souligne Goguel : "L'activité d'un laboratoire de tectonique expérimentale ne pourrait donner de résultats intéressants qu'à la condition de rester toujours en étroite liaison avec l'observation directe sur le terrain" (Goguel, 1943).

Cela résume assez bien la démarche que nous avons suivie, puisque parallèlement à la modélisation expérimentale réalisée, nous avons étudié deux territoires susceptibles d'avoir été déformés par un poinçonnement. Ces deux approches complémentaires ont d'ailleurs été étroitement associées car les résultats obtenus grâce à l'une faisaient avancer l'autre et vice-versa.

III.3.1 - Les études de terrain

Les deux terrains étudiés sont d'une part le Jura et d'autre part les "schistes lustrés du front pennique". Ce choix offrait la possibilité de pouvoir comparer non seulement des terrains ayant pu se déformer par un poinçonnement mais permettait de comparer également les déformations entre des terrains très différents par leur nature. En effet, si dans le Jura, les calcaires et marno-calcaires forment un ensemble relativement compétent, il n'en est pas de même des nappes penniques et plus particulièrement de celles du front pennique qui est constitué pour une grande part de schistes.

Nous exposerons plus loin les autres raisons qui nous ont poussé à choisir ces deux terrains.

III.3.2 - La modélisation analogique

Nous avons choisi de modéliser un mécanisme de poinçonnement par des moyens analogiques pour plusieurs raisons :

- Ce type de méthode permet de modéliser de grandes déformations, ce que n'autorise pas par exemple la modélisation numérique. En outre les observations peuvent être effectuées au cours de l'évolution de la déformation sur des objets en volume directement accessibles.

- Nous disposions, à la suite des travaux de F. Odonne (1981) de moyens bien rodés et d'un laboratoire prêt à fonctionner.

- Les conditions d'étude sont excellentes puisque le modèle peut être démonté couche par couche ou découpé selon toutes les directions.

- La visualisation des structures autorise parfois des comparaisons directes comme nous pourrons le voir ultérieurement.

Toutefois, et cela avait été bien montré par F. Odonne, il faut que les modèles soient les plus simples possibles et ne mettent en jeu qu'un nombre limité de paramètres. C'est pourquoi il eut été illusoire de vouloir modéliser un poinçonnement particulier réel, ou reconnu comme tel, de la nature. Dans ces cas en effet, en plus de la composante tangentielle liée au déplacement du corps dur, vient s'ajouter une composante liée à la charge due au poinçon ou à l'écailler chevauchante. Nous modéliserons donc une idée simplifiée du poinçonnement et non un cas réel, en prenant, en deux temps, successivement en compte le déplacement horizontal et la charge verticale.

Les détails et les conditions matérielles de cette expérimentation seront exposés plus loin.

DEUXIEME PARTIE

MODELISATION ANALOGIQUE DU POINCONNEMENT

I - MATERIEL ET MATERIAUX

II - RESULTATS SYNTHETIQUES

III - CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION

MODELISATION ANALOGIQUE DE POINCONNEMENT

L'expérience acquise par F. Odonne dans le domaine de la modélisation analogique nous a conduit à limiter nos objectifs à l'expérimentation de cas schématiques. Il n'est en effet pas question de reconstituer par un modèle de laboratoire une structure naturelle avec toutes ses complexités (la modélisation ne nous apprendrait rien car le modèle serait alors aussi difficile à analyser que la structure naturelle) mais d'étudier un mécanisme de déformation aussi simplifié que possible, jusqu'à la schématisation.

Deux expériences ont été réalisées :

- Le poinçonnement tangentiel où le poinçon rigide et indéformable se déplace dans le plan des couches qu'il déforme. Ce cas simule l'avancée d'une écaille de chevauchement sur son avant pays. On étudie alors l'effet du déplacement horizontal.
- Le poinçonnement "gravitaire" où la masse du poinçon agit simplement par son poids sur les couches au dessus desquelles il intervient. Ce cas simule l'action de la charge d'une masse charriée sur son avant pays et le rôle du poinçonnement vertical, perpendiculaire au plan des couches.

Il est bien évident que dans la nature, ces deux mécanismes sont presque toujours associés puisqu'une écaille chevauchante a non seulement une composante tangentielle par son avancée mais également une composante verticale par son poids, poids qui devient de plus en plus important au cours de l'évolution du chevauchement. Cependant, en l'absence de marqueurs plus précis pour simuler le rôle de la gravité et dans le but de dissocier le rôle de ces deux effets combinés dans les exemples naturels, nous avons séparé les deux types d'expérimentation.

Dans chaque cas, le but est de suivre l'évolution du processus de poinçonnement, de comparer les résultats avec ceux qui avaient déjà été acquis ailleurs (cf. modèles analogiques et/ou numériques) enfin, de contrôler des "exemples naturels" interprétés à priori comme étant le résultat d'un poinçonnement, et plus particulièrement en ce qui concerne l'organisation et la géométrie des plissements.

Autrement dit, ces expériences doivent permettre de mieux comprendre comment agit un poinçon "raide" sur une couverture stratifiée et plus "molle". Dans ce but, après une description des dispositifs expérimentaux et des moyens mis en oeuvre (voir aussi F. Odonne, 1981), nous présentons ci-après les résultats des expériences réalisées puis une comparaison entre les modèles. Cette approche ne doit pas cacher que les résultats et les conclusions apportés sont avant tout qualitatifs et comparatifs. Seules sont significatives les variations et les tendances.

Après les études de terrain cette étude sera complétée par des comparaisons entre expérimentation et réalité géologique. Il doit être clair cependant que si dans la nature la déformation d'une pile stratifiée sous l'influence de la poussée d'un poinçon doit procéder par glissement vers l'avant (par poussée à l'arrière mais aussi sous la seule action de la gravité) et par étalement (voir Merle, 1982) nous n'avons pu envisager dans les modèles expérimentés ici qu'une schématisation partielle de ces facteurs. Aussi faudra-t-il garder en mémoire ces limitations lorsque sera abordée la question des compatibilités entre expériences et réalité.

I - MATERIEL ET MATERIAUX

Nous avons bénéficié pour cette étude, de l'ensemble des travaux de F. Odonne sur la modélisation à l'aide de paraffines ainsi que d'un laboratoire bien rodé pour ce genre de manipulations. Cela nous a évité toutes les études préliminaires sur les matériaux utilisés.

Ces matériaux doivent répondre aux buts que l'on s'est fixé, en l'occurrence, une modélisation analogique des déformations d'une couverture sédimentaire "molle" sous l'effet d'un poinçon indéformable intervenant latéralement ou par son poids.

Il nous fallait donc un matériau permettant de fabriquer de grandes feuilles minces représentant les couches sédimentaires, et pouvant supporter de grandes déformations sans rupture. Il fallait en outre qu'à la température ordinaire il conserve les déformations acquises afin de pouvoir dépouiller et conserver les modèles.

C'est la paraffine Merck 46-48° qui a été retenue car elle répond à toutes ces conditions. En outre, elle peut être facilement colorée (pour mieux visualiser les couches superposées) en jaune avec le "jaune de beurre" ou en bleu avec le "vert organol solide". Ces feuilles de paraffine représentent les termes compétents d'une série de couverture. Les termes incompétents sont représentés par un lubrifiant, ici une graisse aux silicones, qui enduit chaque feuille de paraffine leur permettant ainsi de glisser facilement les unes sur les autres.

Les expériences sont réalisées dans une enceinte thermorégulée, construite par F. Odonne. Cette enceinte est équipée d'une résistance chauffante de 200 W. La régulation et l'homogénéisation thermique sont assurées par deux ventilateurs. Ce dispositif permet d'obtenir une très bonne stabilisation pour des températures comprises entre 25° C et 40° C. En outre, d'un point à l'autre de l'étuve, les différences de température n'excèdent pas 1° C.

I.1 - Préparation des expériences

Fabrication des feuilles de paraffine

Les grandes feuilles minces (2,1 mm pour 1 m² environ) sont obtenues en coulant de la paraffine fondu sur de l'eau très chaude. La paraffine s'étale à la surface de l'eau et en cristallisant lentement donne des feuilles d'épaisseur régulière. Il faut aider la paraffine à s'étaler sur l'eau, et en cela, le colorant est très utile car la paraffine fondu est transparente. Lorsqu'elle a cristallisé, on peut alors sortir la feuille du bac en la faisant glisser sur une surface plane et la découper à la taille voulue : 80 cm x 80 cm x 2,1 mm.

Le socle

Le socle, sur lequel reposent les feuilles de paraffine, représentant la couverture, doit être indéformable. Il est représenté ici par un bloc de polystyrène expansé qui constitue un simple support sur lequel les couches de la couverture et le poinçon peuvent glisser. Il est donc graissé.

Le poinçon

Le poinçon, qui doit être lui aussi indéformable vis-à-vis de la couverture, est taillé à la forme et aux dimensions voulues dans un bloc de bois. Il est ensuite graissé sur toute sa surface afin de limiter les frottements avec le socle et la paraffine. Lors de l'expérience de poinçonnement tangentiel, il se déplace dans le plan horizontal, repoussant les feuillets qui sont placés devant lui, grâce à un système de traction sous l'effet d'un poids (Fig. 17). Dans l'expérience de poinçonnement gravitaire il est tout simplement posé sur les feuilles et chargé de poids.

Mise en place des expériences

a) Poinçonnement dans le plan des couches = "poinçon tangentiel"

Dans ce cas les feuillets superposés sont "emboutis" et donc repoussés par le poinçon. Afin d'éviter le déplacement en masse, huit petits modèles tricouches ont été réalisés dans le but de définir les conditions de "collage des feuilles" entre elles et sur le socle. En effet, si la couverture est entièrement libre, elle glisse sous l'effet de la poussée et va buter contre le mur de l'enceinte sans qu'il y ait de déformation aux abords du poinçon. Des plis se forment uniquement près du mur de l'enceinte (Fig. 18).

Il faut donc coller les bordures des plaques de paraffine pour limiter ce glissement et provoquer des déformations contre le poinçon. La couverture est donc libre à proximité ainsi qu'à l'avant de ce dernier. Pour réaliser ce collage latéral des couches de paraffine, on enduit les bords du socle de paraffine (sur 10 cm de large) pour que, lors du chauffage de l'enceinte, les feuilles adhèrent au socle et entre elles. Seuls 60 cm sont graissés de façon uniforme en avant du poinçon (Fig. 19).

Ces conditions aux limites peuvent être discutées, mais, après les essais préliminaires, ce sont celles qui ont paru correspondre au mieux à l'objectif fixé. En effet, il s'agit ainsi de représenter le cas où, dans la nature, des formations supposées infinies opposent, du fait de leur poids et de leurs dimensions, une résistance à l'avancement du poinçon. Ce sont ici les zones adhérentes entre couches et au socle qui simulent cette résistance et permettent ainsi les déformations.

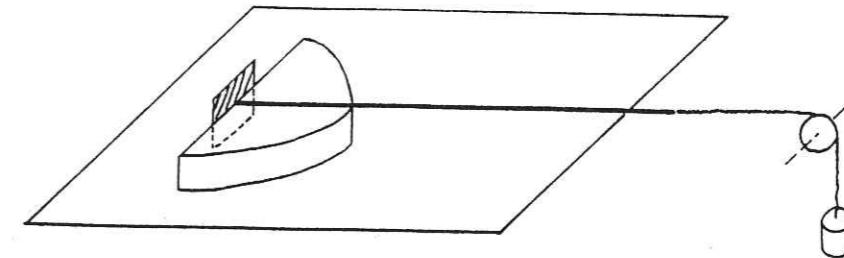


Figure 17 : Dispositif d'avancement du poinçon "tangentiel" au moyen d'une raclette tirée par un poids

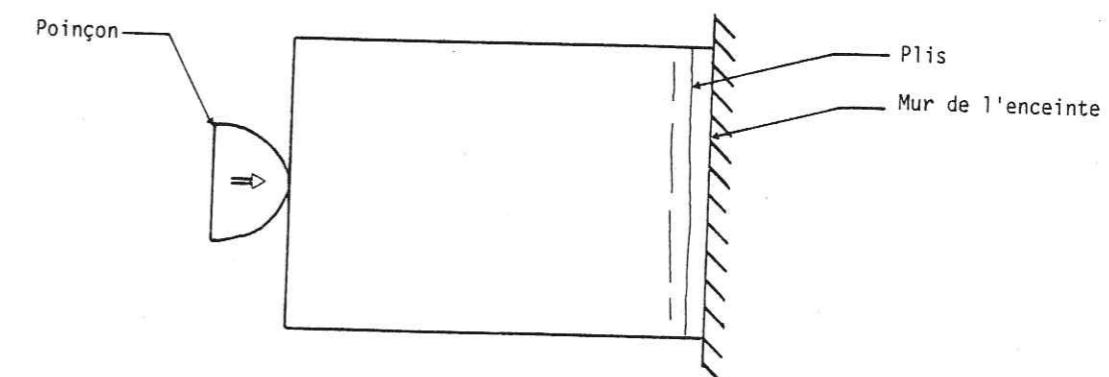


Figure 18 : Glissement en masse de la couverture entièrement libre sur le socle (vue en plan)

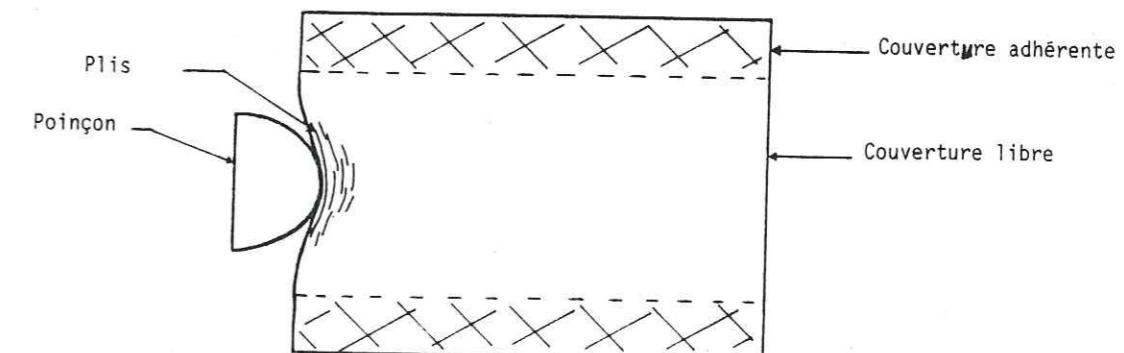


Figure 19 : Poinçonnement "tangential" de la couverture partiellement adhérente au socle sur ses bordures (vue en plan)

La température à laquelle se sont déroulées les expériences a été également déterminée grâce aux petits modèles préliminaires. Cette température est de $31^\circ C \pm 1^\circ C$. Au-delà de $32,5^\circ C$, toute la déformation est concentrée dans les premiers centimètres autour du poinçon, au-dessous de $30^\circ C$, le matériau est trop "raide" et transmet tout le déplacement du poinçon ce qui se traduit par un glissement en masse de tous les feuillets superposés.

Les modèles analysés plus loin sont à six couches. Les feuilles sont collées sur 10 cm de largeur. Les 60 cm restants sont graissés à raison de 1 g de graisse pour 50 cm² environ.

Sur la couche supérieure, un quadrillage de 2 cm en 2 cm est tracé avec un marqueur à alcool. Ce quadrillage repère permettra d'effectuer différentes mesures de déformation et de déplacement.

b) Poinçonnement perpendiculaire au plan des couches = "poinçon gravitaire"

Pour cette expérience, le déplacement du poinçon est vertical, il est simplement posé sur l'empilement de feuillets et agit par sa charge. Les problèmes de collage ne se posent donc pas puisqu'il n'y a plus de risques de glissement en masse de la couverture. Les six couches sont simplement disposées les unes au-dessus des autres et le graissage se fait uniformément sur toute leur surface. La couche supérieure est toujours quadrillée de 2 en 2 cm.

Le poinçon est toujours taillé dans un bloc de bois. Il est graissé sur toute sa surface et posé sur les couches. Du fait de son graissage, il a tendance à glisser et à se déplacer sur les couches et la déformation des feuillets se produit tout autour de la charge. Pour polariser ces déformations dans un sens déterminé, nous avons été amenés à bloquer par une règle métallique la partie considérée comme l'arrière du poinçon. Sur cette règle métallique sont fixés des guides sur lesquels coulisse verticalement le poinçon (Fig. 20). Ainsi, seules les parties situées en avant et sur les côtés du poinçon sont le siège d'une déformation ce qui permet de simuler l'influence de la charge d'une masse charriée sur son avant pays sans déplacement latéral d'aucune sorte. Ce dispositif simplifie et dissocie les mécanismes étudiés qui, comme nous l'avons déjà dit, combinent dans la nature le poinçonnement gravitaire au poinçonnement par déplacement latéral dans le plan des couches.

I.2 - Déroulement des expériences

Avant toute expérience, le modèle mis en place est d'abord laissé 10 à 15 heures à la température de $31^\circ C$ afin que l'ensemble atteigne un équilibre thermique correct. La mise en charge est alors imposée pour permettre, selon le cas, le déplacement tangentiel du poinçon ou son action gravitaire. La déformation doit se faire ensuite assez rapidement (20 à 40 min.) pour que la température reste aussi constante que possible tout au long de l'expérience.

Pour le poinçonnement tangentiel, un poids de 8 630 g est suffisant pour assurer la traction et l'avancement du poinçon. La déformation se fait alors régulièrement et sans à-coup. Par contre, pour le poinçonnement gravitaire, il est nécessaire de faire croître progressivement la charge de 40 à 60 kg pour obtenir une déformation suffisante.

I.3 - Dépouillement des modèles

Les modèles achevés ont été analysés grâce à des mesures de la déformation du quadrillage de la couche supérieure (ce quadrillage permet en particulier de mesurer les étirements et les déplacements) et en pratiquant des coupes aussi perpendiculaires que possible aux axes des plis, afin de restituer ceux-ci en plan. Toutes ces mesures ont été effectuées par triangulation.

La triangulation

On utilise une méthode dérivée de celle mise au point par Odonne (1981).

Après avoir dégagé le modèle de l'enceinte chauffante et l'avoir disposé sur une surface plane, on trace une droite parallèle à la direction de déplacement du poinçon (= axe de symétrie du modèle). Sur cette droite sont portés deux points R1 et R2 distants d'une valeur c connue (Fig. 21). Tout point du modèle est distant des points R1 et R2 des longueurs a et b, respectivement. On convertit par le calcul a et b en x et y repérés sur des axes orthonormés, d'origine R1, l'axe des x étant parallèle à c, donc au déplacement du poinçon, l'axe des y lui étant perpendiculaire. Grâce à des mesures de distances entre points cette méthode offre l'avantage d'être plus facile d'emploi et plus précise que la mesure directe de x et y, suivant une perpendiculaire aux axes, entre ceux-ci et un point.

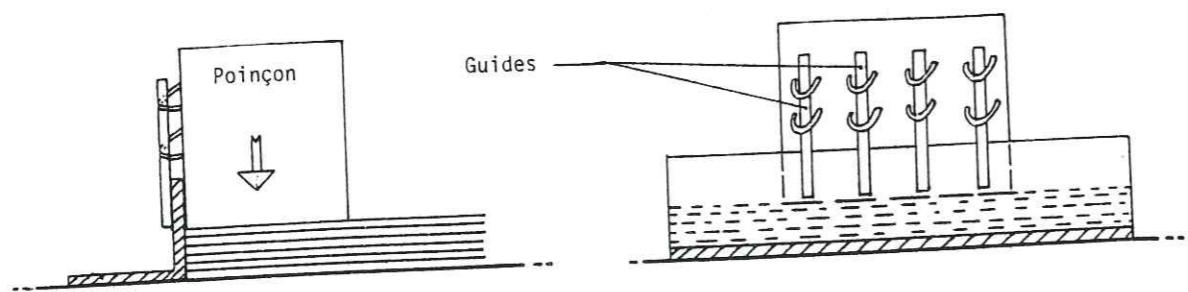


Figure 20 : Dispositif de guidage du poinçon et de blocage de la couverture pour le poinçonnement "gravitaire"

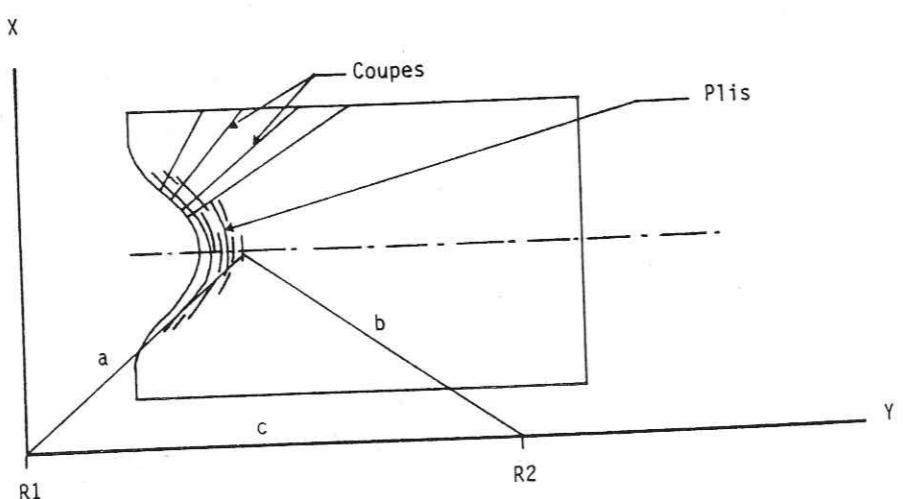


Figure 21 : Principe du repérage par triangulation des points du modèle.
On mesure les distances entre 2 points :
a : entre point du modèle et R1
b : entre point du modèle et R2

$$c : \text{entre } R1 \text{ et } R2 \text{ d'où } x = \frac{a^2 - b^2 + c^2}{2c} \text{ et } y = \sqrt{a^2 - x^2}$$

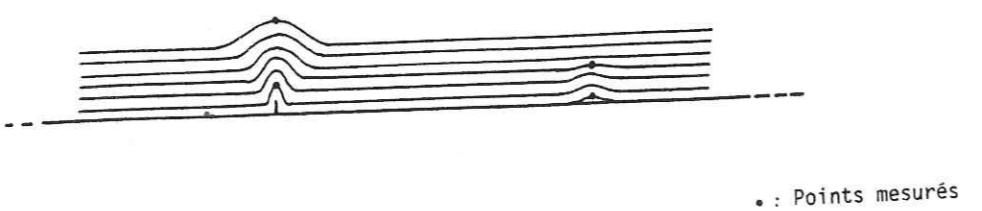


Figure 22 : Situation des points mesurés à la crête des plis vus sur une coupe perpendiculaire à l'axe

Avant d'effectuer des coupes perpendiculaires aux axes des plis, on mesure a et b pour chaque noeud du quadrillage, ce qui permet d'obtenir ensuite un plan précis du quadrillage dans son état final, et de le comparer à son état initial obtenu par la mesure des noeuds des bordures adhérentes non déformées. On détermine ainsi l'orientation et la valeur du déplacement de chaque noeud et les variations en fonction de leurs positions dans le plan du modèle. Les variations de l'étirement sont de même déterminées en comparant l_1 , longueur entre deux noeuds donnés du quadrillage, à l_0 , distance initiale entre les lignes du quadrillage. L'étirement est : $e = \frac{l_1 - l_0}{l_0}$. Les valeurs de déplacement ou de l'étirement sont ensuite situées sur une carte-plan du modèle. Le modèle est ensuite découpé. Chaque coupe est aussi perpendiculaire que possible aux axes des plis. Sur chaque coupe la situation de la crête des plis formés par la couche du haut et par la couche du bas est repérée par triangulation. Si certains plis n'apparaissent pas à la surface du modèle, les crêtes sont mesurées pour la couche du bas et pour la plus haute couche plissée (Fig. 22). Ce cas est précisé par un figuré spécial sur la carte du modèle.

Ces mesures permettent de restituer entièrement sur carte les crêtes des plis, dont on admettra qu'elles correspondent aux directions axiales des plis. Le sens de déversement éventuel de ces plis est lu sur cette carte en comparant la situation axiale du pli de la couche du haut à celle de la couche du bas. Odonne a montré que la précision sur x et y obtenus par triangulation était de ± 1 mm, ce qui est suffisant pour apprécier le déversement.

Photographie des coupes

Le déversement des plis peut également être apprécié sur des photographies du plan des coupes. On mesure alors l'angle par rapport à la verticale, ou "fruit", de la surface axiale. Cet angle α (Fig. 23) complémentaire du pendage habituel (pris par rapport à l'horizontale) est en effet plus facile à mesurer et avec une erreur moindre, comme l'a montré Odonne (1981). Cependant le plan de coupe, donc le plan de la photographie, n'est jamais parfaitement perpendiculaire à la direction axiale. Mais l'écart est toujours largement inférieur à 25° . Selon Plotto (1977, p. 98) cela garantit une précision suffisante (erreur inférieure à 10%) des mesures angulaires effectuées sur la photographie.

Ces photographies permettent également des mesures de l'extension due au plissement. Cette mesure peut également être faite directement sur le plan de coupe comme pour les plis ptygmatisques (Vialon, 1976, p. 58) - (Fig. 24). l_0 est fixée par la dimension initiale et reste constante pour l'ensemble des coupes (ce qui permet de comparer l'extension en fonction de la position des coupes vis-à-vis du poinçon) ou bien mesurée sur les coupes grâce à un fil souple auquel on fait suivre le tracé de la couche de paraffine ou à l'aide d'un curvimètre sur les photographies. l_1 est ensuite mesurée directement entre les deux points extrêmes de l_0 . L'extension obtenue correspond à une valeur relative du raccourcissement perpendiculaire aux axes de pli qui permettra d'établir des comparaisons pour un même modèle.

Mesure du taux de déformation interne

Il est possible, grâce au quadrillage, de calculer en plan le taux de déformation interne. On restitue pour cela le tracé d'une coupe avant sa déformation grâce aux positions des noeuds par lesquels passe la coupe puis on mesure les longueurs initiale et finale de la coupe. On obtient ainsi le taux de déformation interne de la paraffine qui est superposée au plissement. Cette valeur est utile pour déterminer positions et valeurs des axes de la déformation finie. Sur les coupes il est de même possible de mesurer les variations d'épaisseur des couches aux mêmes fins.

Mesure du rapport H/l

Pour caractériser la forme des anticlinaux, on mesure et calcule le rapport H/l , autrement dit le rapport entre la hauteur du pli et sa largeur (Fig. 25). F. Odonne a montré que cette mesure entraînait une erreur sur l de l'ordre de 10%, le plus souvent par excès, ce qui tend donc à diminuer le rapport H/l . Si l'on y ajoute l'erreur due au fait que la coupe est rarement parfaitement perpendiculaire aux axes des plis, on doit admettre sur cette mesure une incertitude pouvant atteindre 20%. Le rapport H/l est un critère qui permet de comparer la géométrie des plis et non la déformation. Il correspond plus ou moins au rapport de l'amplitude des plis sur leur longueur d'onde.

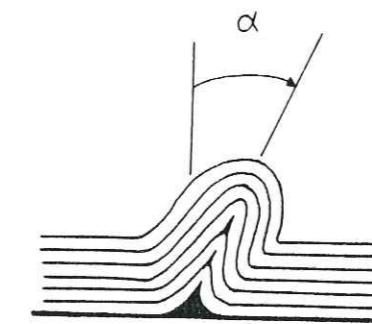


Figure 23 : Définition de l'angle α = fruit du plan axial des plis

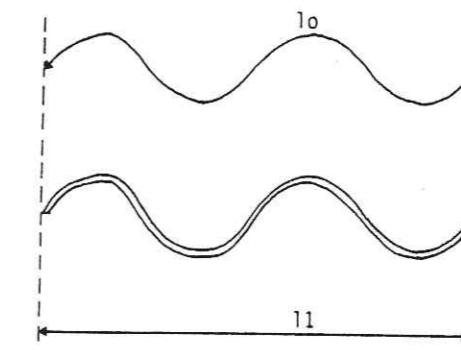


Figure 24 : Mesure de l'extension perpendiculaire aux axes des plis :

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

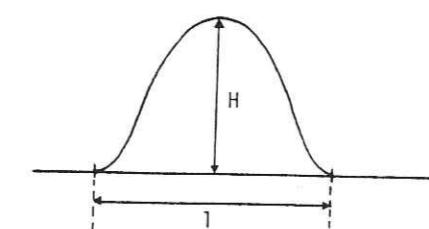


Figure 25 : Mesure du rapport hauteur/largeur des plis (H/l)

Pour chaque coupe, nous avons en outre mesuré la distance h verticale entre la charnière des plis de la couche du haut et le socle ainsi que la distance d horizontale entre la charnière et le poinçon. Cela permet de comparer l'amortissement de la déformation pour les différents secteurs du modèle (Fig. 26)

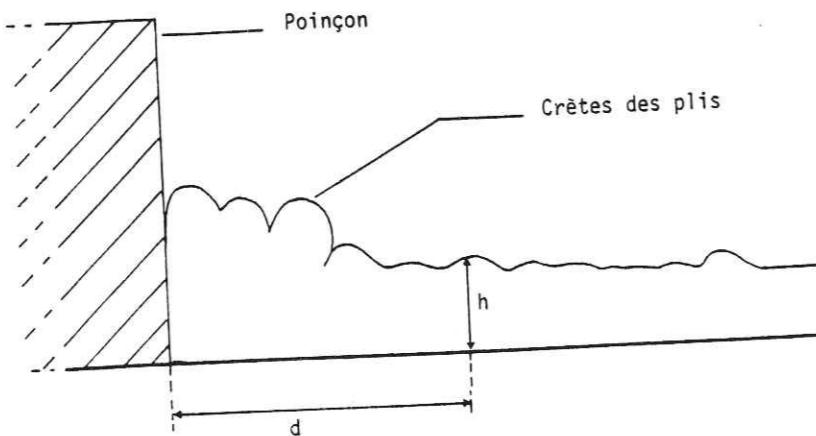


Figure 26 : Mesure de la hauteur des plis (h) en fonction de leur distance au poinçon

II - RESULTATS SYNTHETIQUES

II.1 - Données brutes

Les mesures effectuées lors du dépouillement seront étudiées soit individuellement, soit par couple, afin de déterminer des corrélations éventuelles entre elles.

Un seul exemplaire de chaque type de poinçonnement (tangentiel et gravitaire) a été modélisé. Il y a plusieurs raisons à cela :

- une expérience, avec ses nombreux essais préliminaires et sa mise en œuvre finale, demande une préparation relativement longue, de même que le dépouillement qui lui fait suite. Or nous disposions d'un temps limité et nous avons choisi de le partager équitablement entre expérimentation et terrain.

- F. Odonne a montré qu'il existait une bonne reproductibilité des modélisations. Multiplier les modèles n'aurait donc eu pour résultat supplémentaire qu'un apport statistique plus important.

Les deux modèles ont été effectués dans des conditions identiques de température et de temps de déformation. L'épaisseur initiale des couches était la même (soit 2,1 mm) ainsi que leur nombre qui était de 6 couches dans les deux cas.

II.1.1 - Cartographie des crêtes de plis dans un plan X - Y

Sur toutes les coupes, les crêtes ont été positionnées en X et Y. Cette cartographie a été réalisée pour les plis de la couche du haut (couche 6) et ceux de la couche du bas (couche 1). Quand le pli n'était pas visible en surface, la mesure a alors été faite sur la couche du milieu (couche 3).

Poinçonnement tangentiel

La figure 27 montre bien l'amortissement rapide de la forme du poinçon puisque seul le premier pli en suit les contours. Dès le deuxième on commence à s'écartez de la forme initiale du poinçon, qui n'a donc, comme l'avait déjà montré Boudon, que très peu d'importance. Toutefois on remarquera qu'une forme angulaire entraîne des ruptures, c'est pourquoi elle a été abandonnée ici.

Tous les plis sont concentrés dans une zone proche du poinçon, qui correspond en quelque sorte à sa zone d'influence, où la déformation est très vite amortie.

Sur les flancs, les plis se disposent plus ou moins en échelon et prennent une forme un peu sigmoïde, ce qui est un indicateur de l'apparition d'une composante de cisaillement dans cette région (Fig. 27).

Poinçon gravitaire

On retrouve ici l'amortissement de la forme du poinçon avec l'ensemble des plis concentrés dans la proche zone d'influence qui est plus étroite que précédemment. Mais la différence majeure tient au nombre de plis beaucoup plus faible. Il n'y a apparemment pas de disposition de plis en échelons, non plus que de formes sigmoïdes. En outre les plis les plus proches du poinçon n'apparaissent pas en surface (couche 6) mais seulement à partir de la couche n° 3 (Fig. 28).

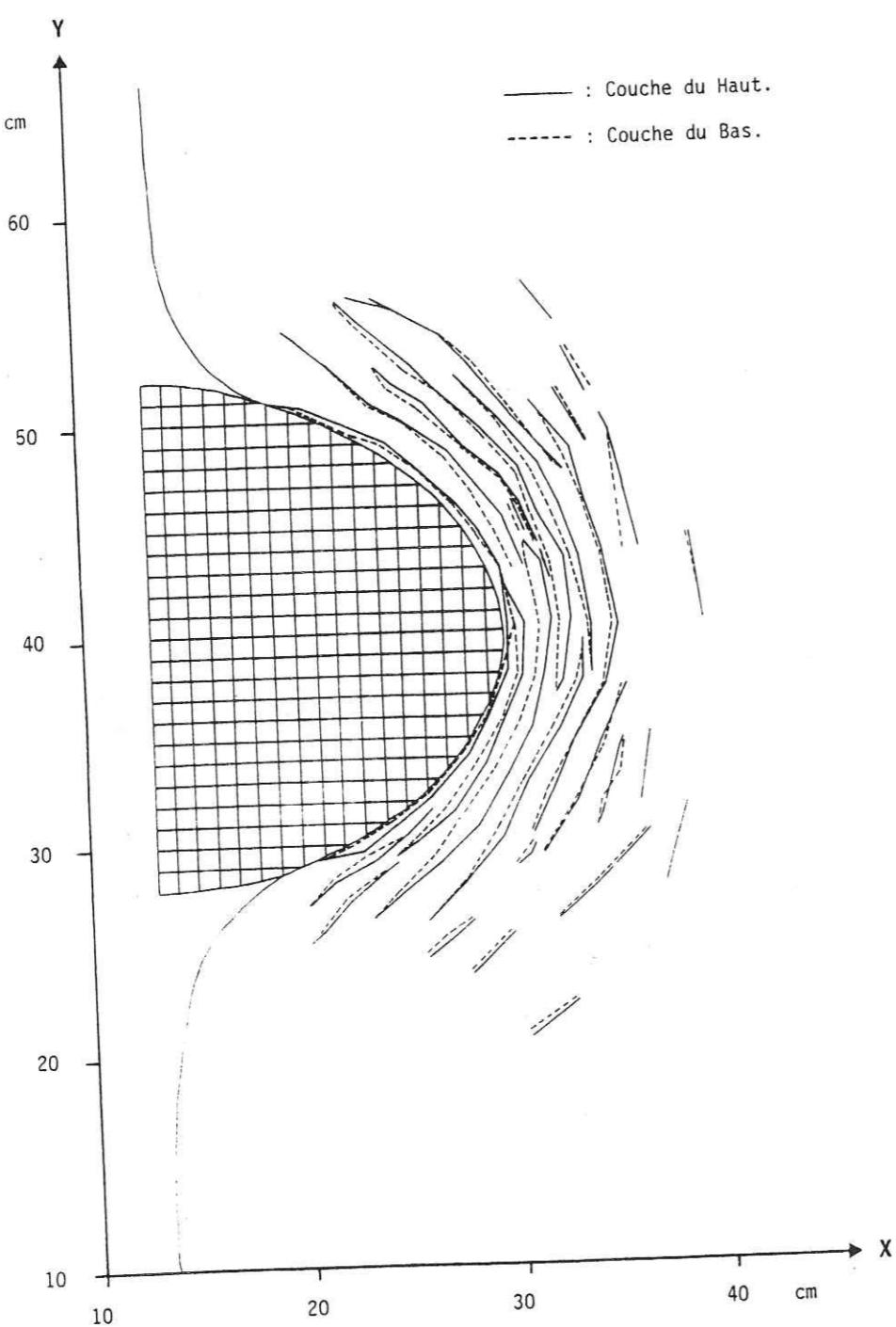


Figure 27 : Carte des crêtes des plis du modèle déformé par un poinçonnement "tangentiel"

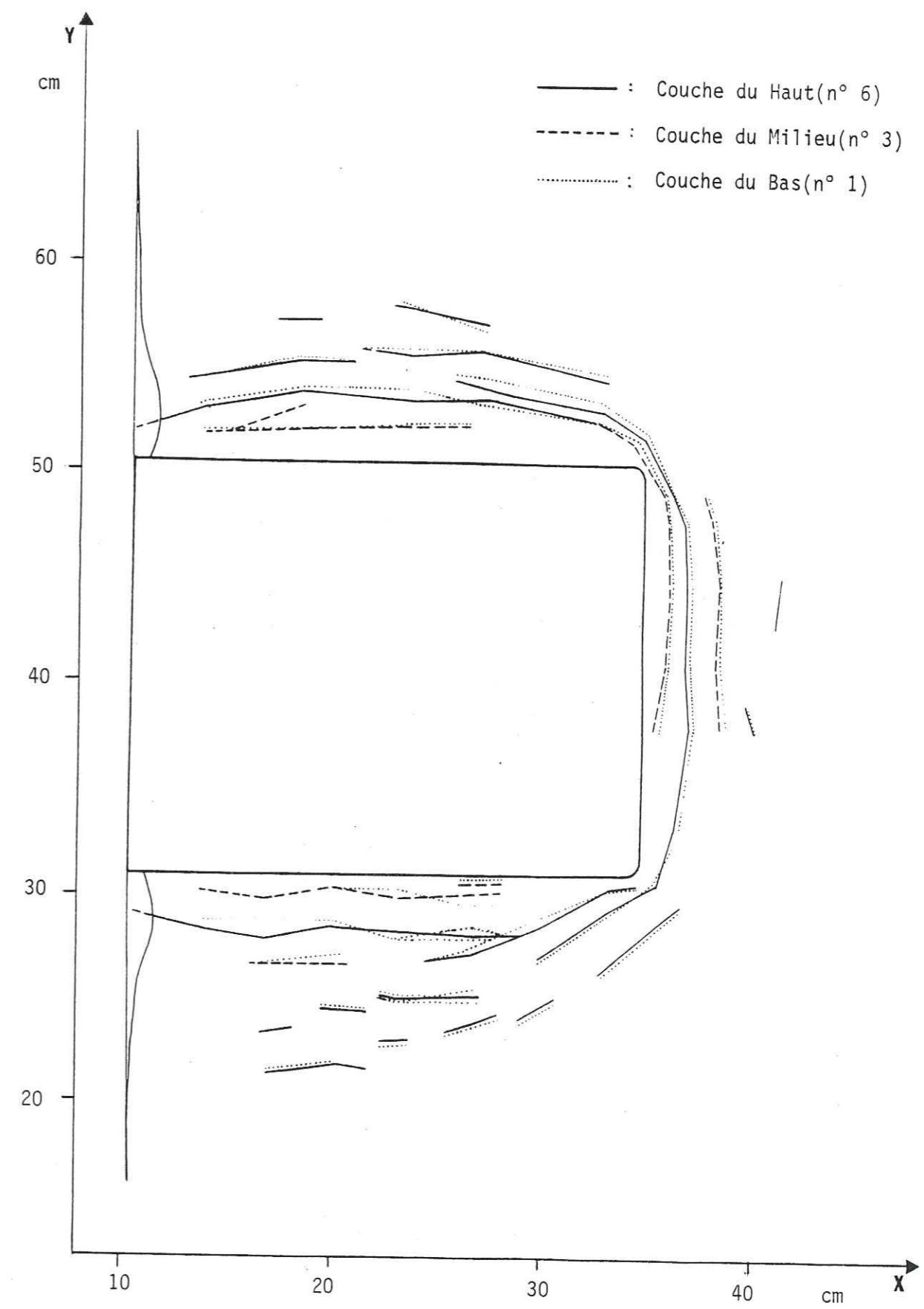


Figure 28 : Carte des crêtes des plis du modèle déformé par le poinçonnement "gravitaire"

II.1.2 - Restitution en plan des orientations et des valeurs des déplacements

Cette restitution des déplacements est obtenue par des mesures sur les noeuds du quadrillage. Tous les noeuds n'ont pas été reportés sur la carte dans un souci de clareté. La longueur de la flèche est proportionnée au déplacement mesuré.

Poinçon tangentiel

On retrouve l'amortissement (Fig. 29) très rapide de la déformation puisque la valeur des déplacements décroît très vite. On retrouve d'autre part la forme en éventail déjà décrite par Boudon et Matichard.

Poinçon gravitaire

On observe là aussi une disposition en éventail des directions de déplacements (Fig. 30). On notera que l'éventail est plus prononcé que précédemment et qu'il n'y a pas de grandes différences dans les valeurs de ces déplacements tous pratiquement identiques sous le poinçon et dans sa zone d'influence. L'existence de déplacements sous le poinçon est a priori surprenante. Elle peut s'expliquer par le fait que le modèle était bloqué à l'arrière ce qui empêchait donc tous déplacements dans cette direction.

II.1.3 - Cartographie des directions et des valeurs de l'étirement parallèle aux axes des plis

Ces valeurs qui sont celles de l'orientation de l'étirement maximal en plan ne sont données que pour une moitié du modèle, car celui-ci est symétrique. Les valeurs sont ramenées ici en pourcentage d'étirement par rapport aux dimensions initiales du quadrillage. Les cartes obtenues permettent de comparer les différents secteurs d'un même modèle ainsi que les deux modèles. L'erreur sur la mesure de X et Y étant de l'ordre du millimètre, l'erreur sur la valeur de cet étirement peut atteindre 10%.

Poinçonnement tangentiel

Dans le dispositif des étirements il faut souligner les faits suivants (Fig. 31) :

- Au front : L'étirement n'est pas immédiatement maximal contre le poinçon, mais il augmente rapidement avant de diminuer très progressivement.

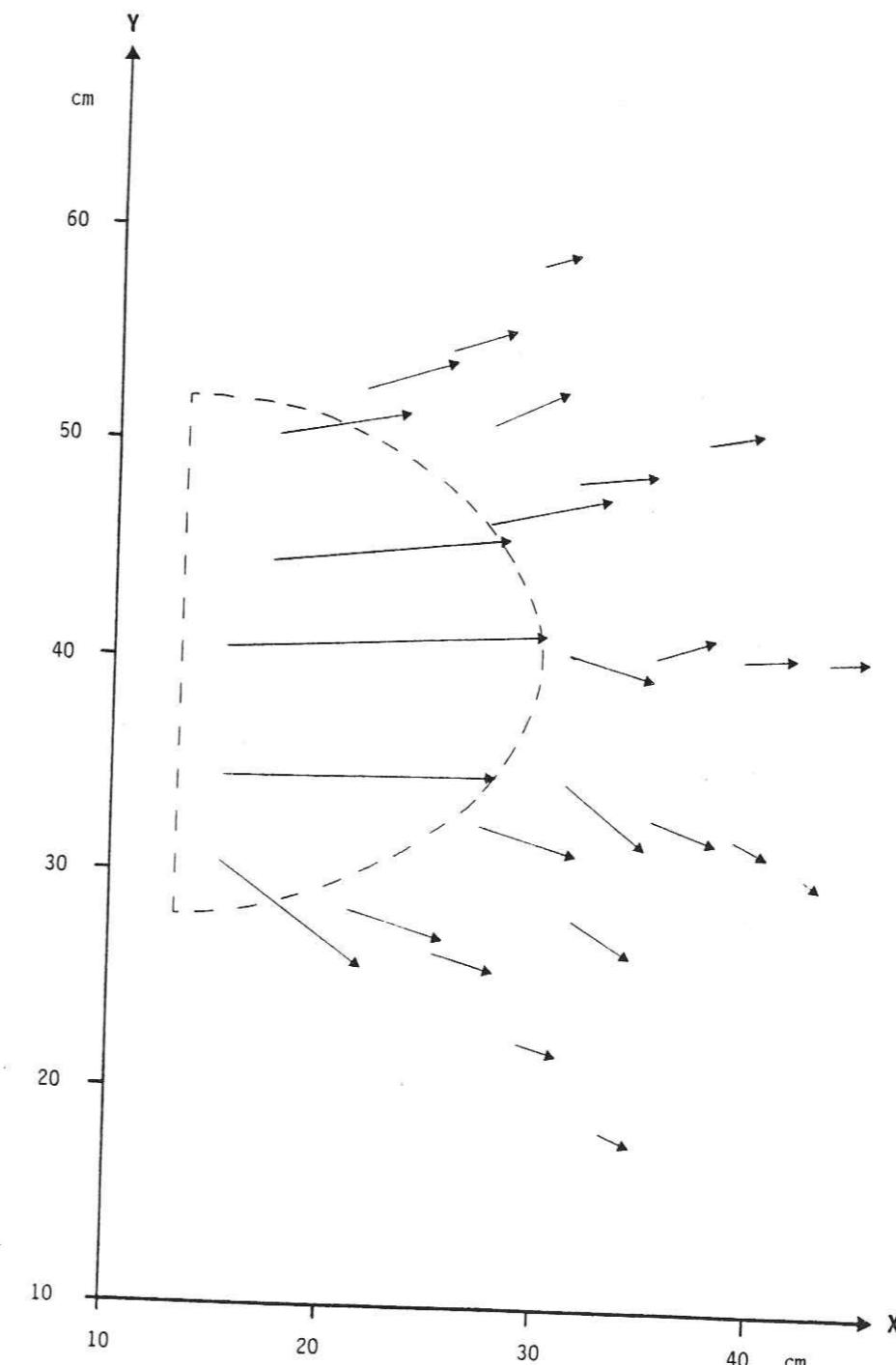


Figure 29 : Orientation des vecteurs de déplacement de la couche du haut. Poinçonnement "tangentiel"

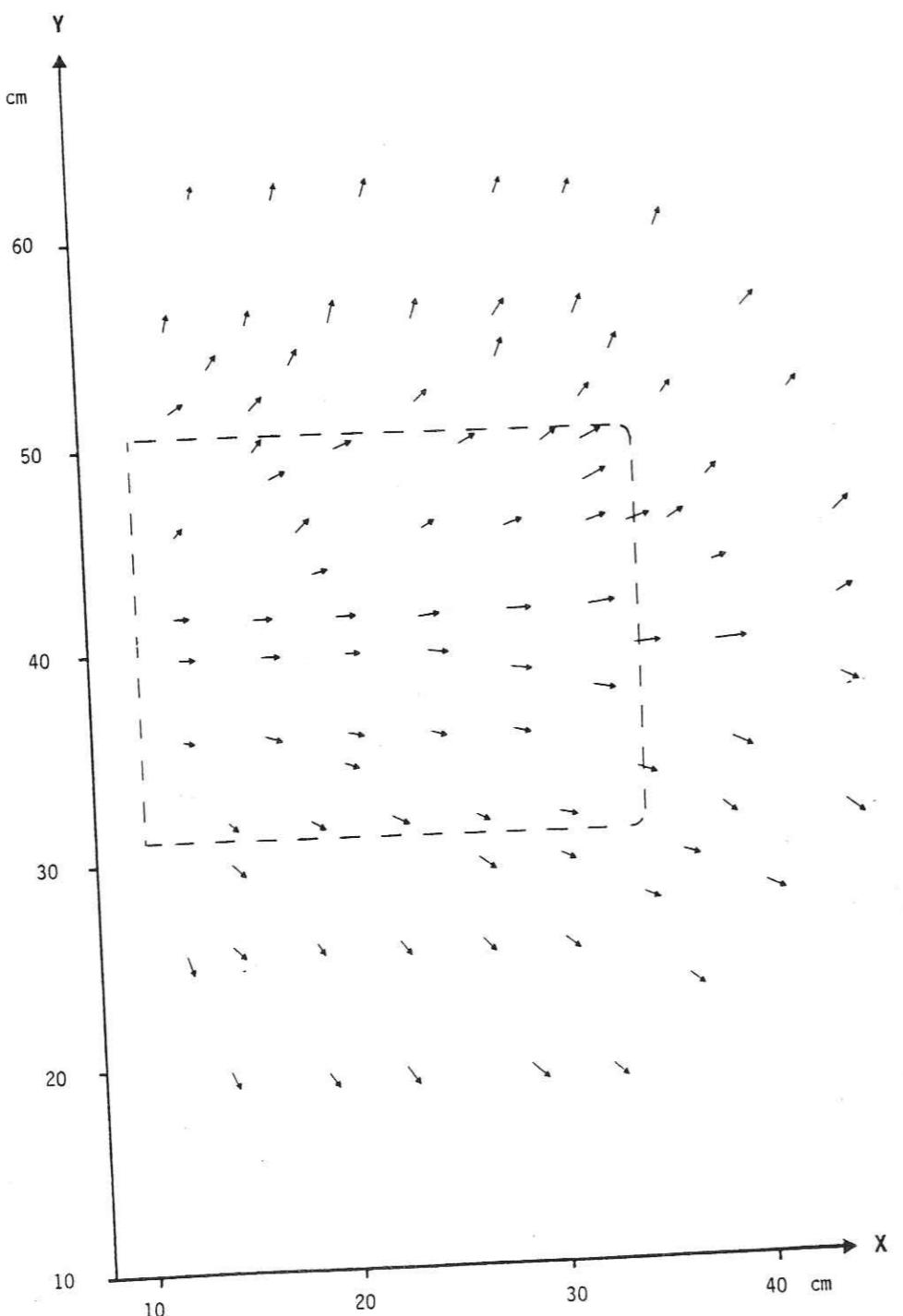


Figure 30 : Orientation des vecteurs de déplacement de la couche du haut. Poinçonnage "gravitaire"

- Au flanc : Là au contraire, l'étirement est d'abord maximal, beaucoup plus fort qu'au front, puis diminue progressivement quand on s'éloigne du poinçon.

Ces résultats correspondent encore à un amortissement rapide de la déformation lorsqu'on s'éloigne du poinçon.

Poinçonnage gravitaire

Les mesures de l'étirement axial montrent qu'il y a une assez grande homogénéité des valeurs où que l'on se place autour du poinçon (Fig. 32). Cet étirement, compris entre 2,5 et 7,5 % est d'ailleurs faible en comparaison de ce qui se produit pour le poinçonnage tangentiel. En outre, certaines zones sous le poinçon (qui ne montrent pas de plis, mais où orientation et valeur de l'étirement sont mesurées grâce au quadrillage) ne subissent aucun étirement. On remarquera que là où il existe, cet étirement a une orientation conforme à celle qui se produit dans la direction axiale des plis situés immédiatement à l'extérieur du poinçon.

II.1.4 - Déversement des plans axiaux

La situation des axes de plis de la couche supérieure et de ceux de la couche inférieure permet (voir Fig. 27 et 28) de définir le sens de déversement. La mesure de l'angle d'inclinaison se fait sur les coupes : c'est le fruit (α), angle par rapport à la verticale qui est pris. Ce déversement est noté :

- "Extérieur" lorsque la distance entre la limite du poinçon et l'axe du pli de la couche du haut est supérieure à celle qui est mesurée pour la couche du bas (Fig. 27 et 28).

- "Intérieur" dans le cas contraire.

- "Nul" lorsque les deux distances sont égales et lorsque les axes des plis sont confondus.

Le nombre de chacun des déversements mesurés est ensuite ramené en pourcentage pour chacun des deux modèles (Fig. 33). Pour le poinçonnage tangentiel, 83,3 % des plis ont un déversement extérieur alors que pour le poinçonnage gravitaire, 74,6 % des plis ont un déversement intérieur.

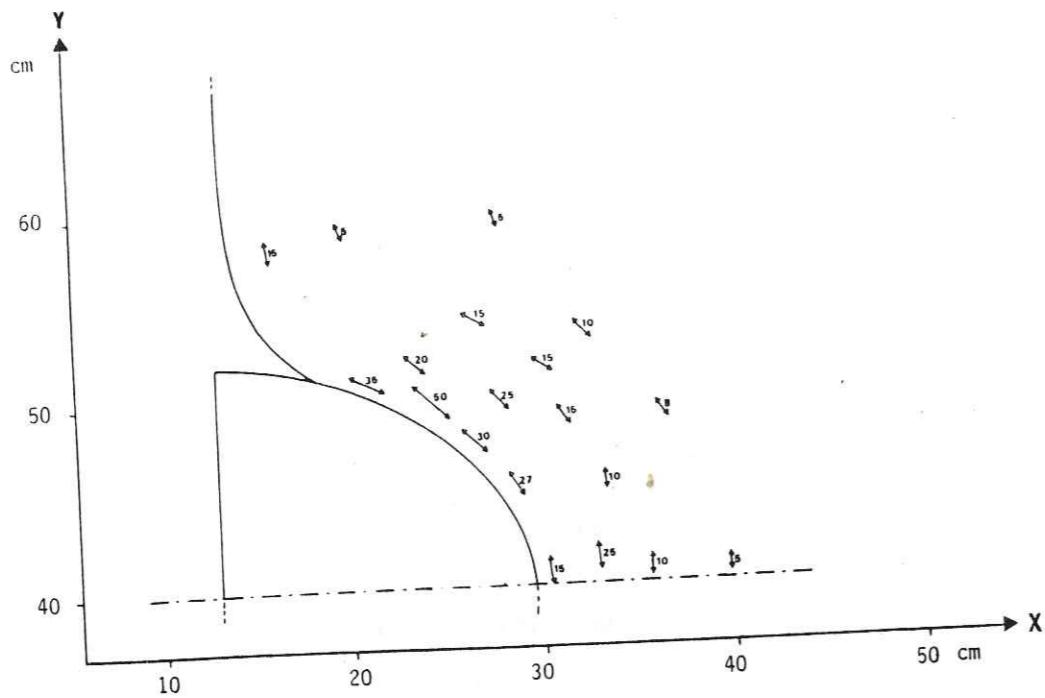


Figure 31 : Situation en plan des valeurs et des orientations de l'étirement parallèle aux axes des plis.
Poinçonnement "tangentiel"

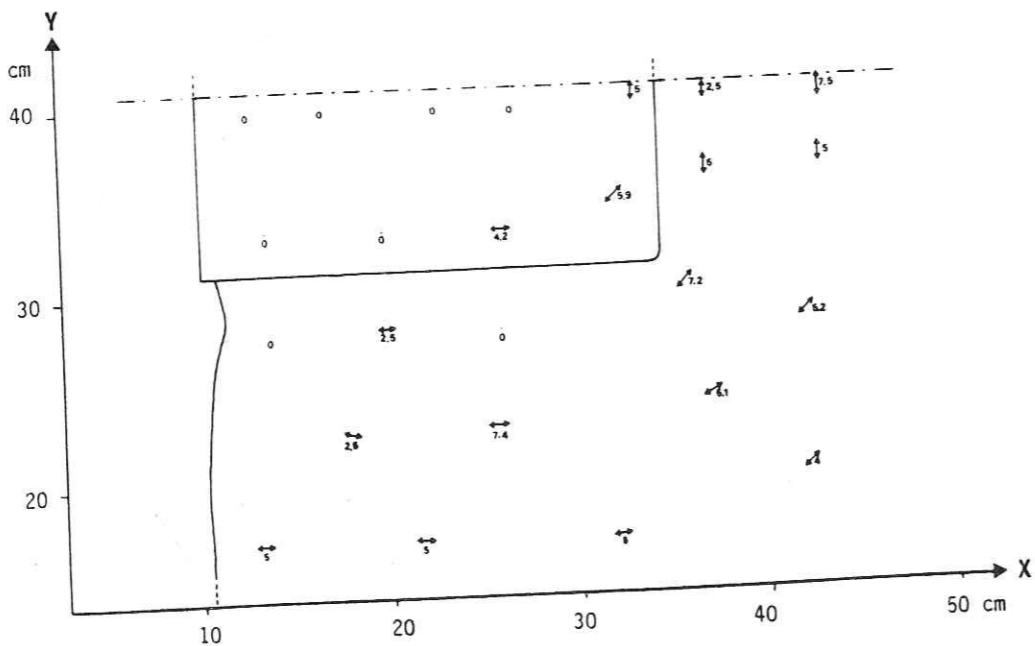


Figure 32 : Situation en plan des valeurs et des orientations de l'étirement parallèle aux axes des plis.
Poinçonnement "gravitaire"

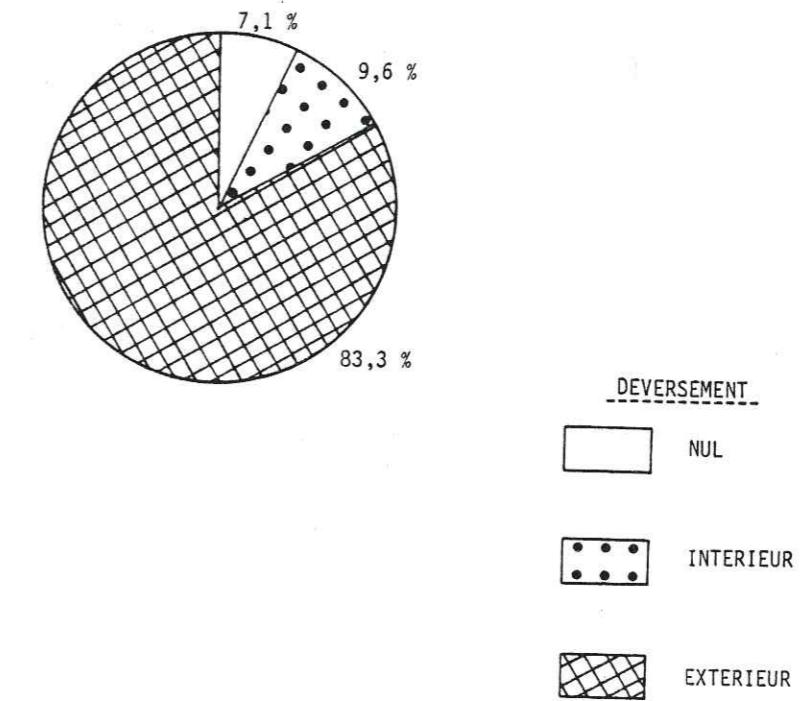


Figure 33 : Nature du déversement des plis pour les deux modèles (poinçonnement tangentiel en haut, gravitaire en bas)

II.1.5 - Fruits des plans axiaux en fonction de la distance (d) au poinçon

La relation établie entre la valeur du fruit du plan axial ($= \alpha$) et la distance du pli ($= d$) par rapport au poinçon permet de comparer les déversements des plis situés au front ou sur les flancs des poinçons dans les deux modèles. On note :

- $\alpha > 0$ = déversement extérieur
- $\alpha = 0$ = déversement nul
- $\alpha < 0$ = déversement intérieur

Poinçonnement tangentiel

La figure 34 (haut) montre que l'immense majorité des plis sont déversés vers l'extérieur du modèle, c'est-à-dire vers le massif plus "mou". On remarque également qu'à partir des limites du poinçon la valeur "mou". On remarque également qu'à partir des limites du poinçon la valeur de déversement croît assez rapidement jusqu'à un maximum puis diminue régulièrement et peut même s'inverser ($\alpha < 0$) pour les plis les plus éloignés du poinçon.

La figure 35 montre qu'il y a peu de différences entre les flancs et le front du poinçon. Cependant, on remarque que sur les flancs, les plis sont immédiatement déversés à l'extérieur et sont moins soumis à la géométrie du poinçon qu'à son front. De même, si le déversement est maximal à la même distance pour le front et les flancs, les valeurs d'inclinaison les plus grandes se situent au front. On voit enfin que l'amortissement tend à être plus rapide au front que sur les flancs du poinçon.

Poinçonnement gravitaire

Contrairement au cas précédent, le déversement est ici à une écrasante majorité vers l'intérieur (Fig. 34 - bas). On remarque aussi que le déversement est immédiatement maximal près du poinçon et diminue progressivement ensuite pour tendre vers 0. Aucune différence notable n'est à signaler entre front et flanc du poinçon en ce cas.

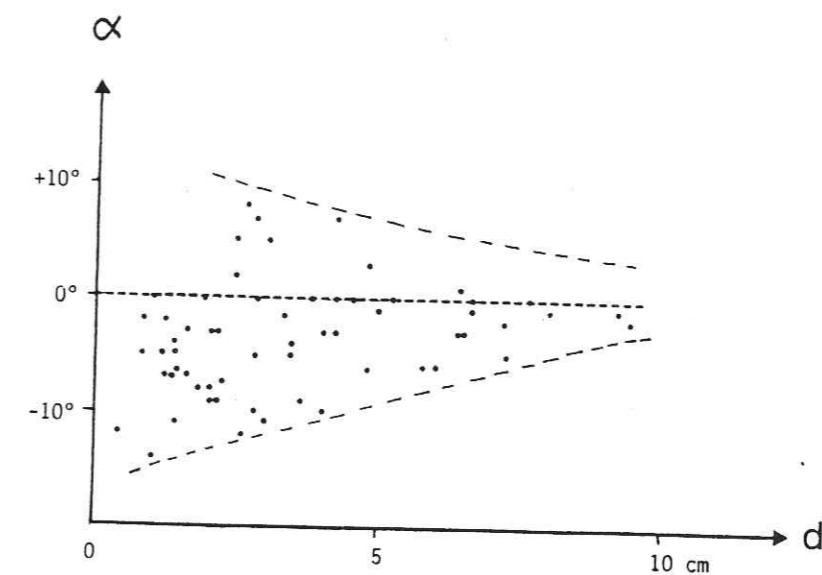
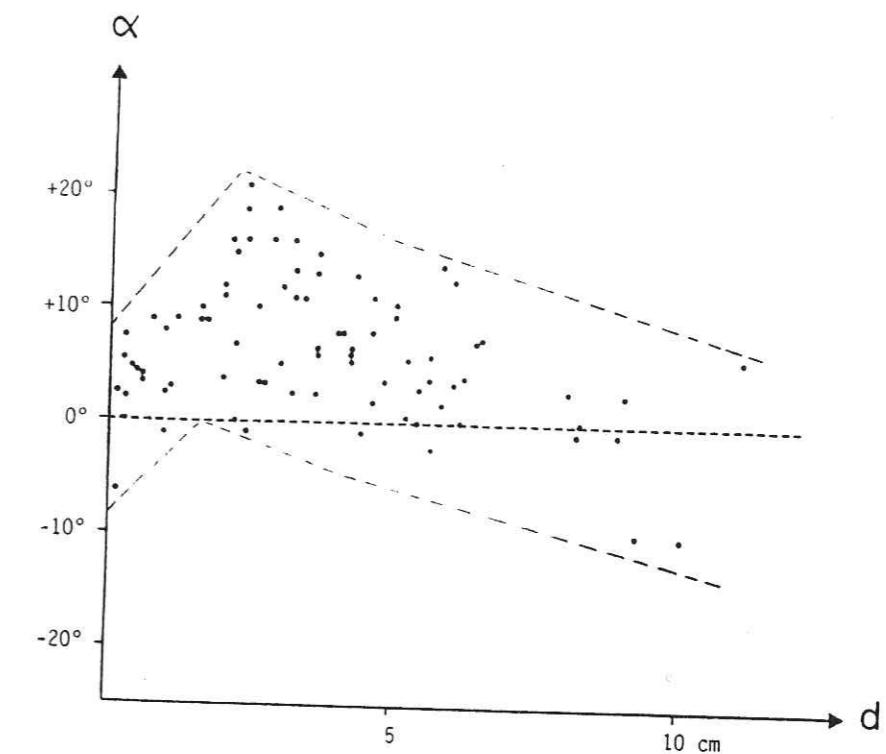


Figure 34 : Fruits des plans axiaux des plis en fonction de leur distance (d) à la limite du poinçon (poinçonnement tangentiel en haut, gravitaire en bas)

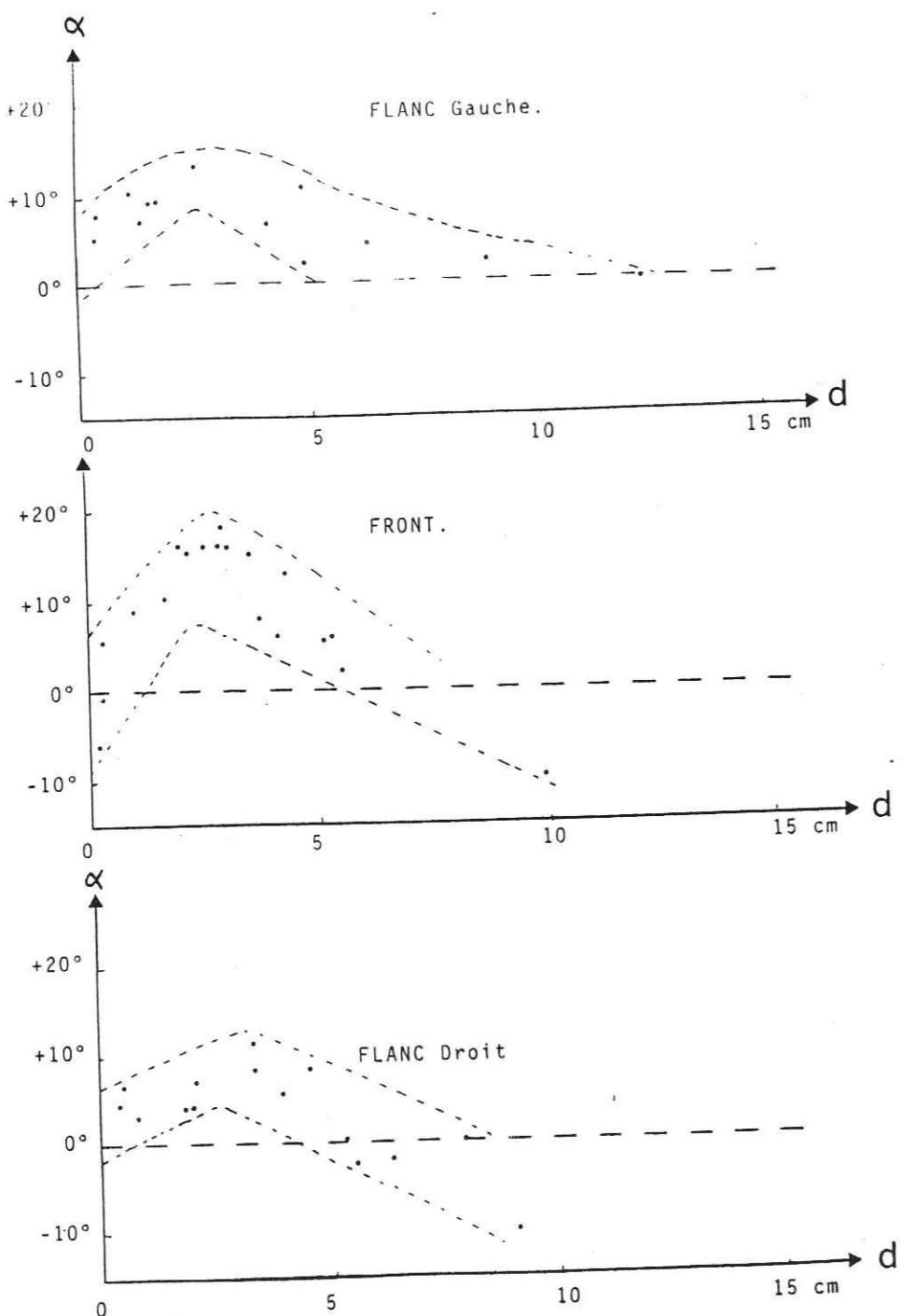


Figure 35 : Comparaison du fruit des plans axiaux en fonction de d (distance du pli à la limite du poinçon) entre le front et les flancs . Poinçonnement "tangentiel"

II.1.6 - Mesure du rapport H/l

Cette mesure n'est pas à prendre comme un indicateur de déformation. Elle permet de décrire la géométrie des plis. Les mesures rassemblent les plis de tout le modèle dans chaque cas étudié et permettent de comparer la géométrie de ces plis formés dans les couches du haut (6), médiane (3) et du bas (1). Pour le poinçonnage tangentiel une comparaison est faite entre front et flancs. Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes de fréquences (Fig. 36, 37 et 38). Nous avons déjà signalé que cette mesure pouvait être assimilée à celles qui définissent l'amplitude relative des plis. On remarque ici que celle-ci tend dans les deux cas à être plus importante dans les couches inférieures (plis plus "serrés") que dans la couche du haut. L'amplitude relative des plis est toutefois plus importante pour le poinçon gravitaire, mais la régularité des plis est plus grande pour le poinçonnage tangentiel.

La comparaison entre flanc et front du poinçon tangentiel indique qu'au flanc les plis tendent à être plus réguliers et majoritairement de plus faible amplitude que sur le front.

II.1.7 - Valeurs de H/l en fonction de la distance au poinçon

Ces mesures ont été effectuées pour chaque modèle pour la couche du haut (6) et pour celle du bas (1).

Poinçon tangentiel

La figure 39 montre qu'il y a une bonne corrélation entre l'amplitude des plis et la proximité du poinçon aussi bien en surface du modèle qu'en profondeur. Toutefois l'amortissement est plus rapide pour la couche du bas que pour celle du haut. Si dans celle-ci les plis paraissent moins "serrés" (valeurs plus faibles du rapport H/l) que dans la couche du bas, le maximum de leur amplitude relative est atteint plus loin du poinçon.

Ce résultat rejoint ceux qui concernent les déversements de plis vers l'extérieur, déjà signalés (voir II.1.4 et 5). Mais il indique aussi que les plis se développent en fonction de la place disponible (plus grande latitude latérale en surface) et que la couche du bas se trouve, beaucoup plus qu'en surface, sous la dépendance de la forme du poinçon.

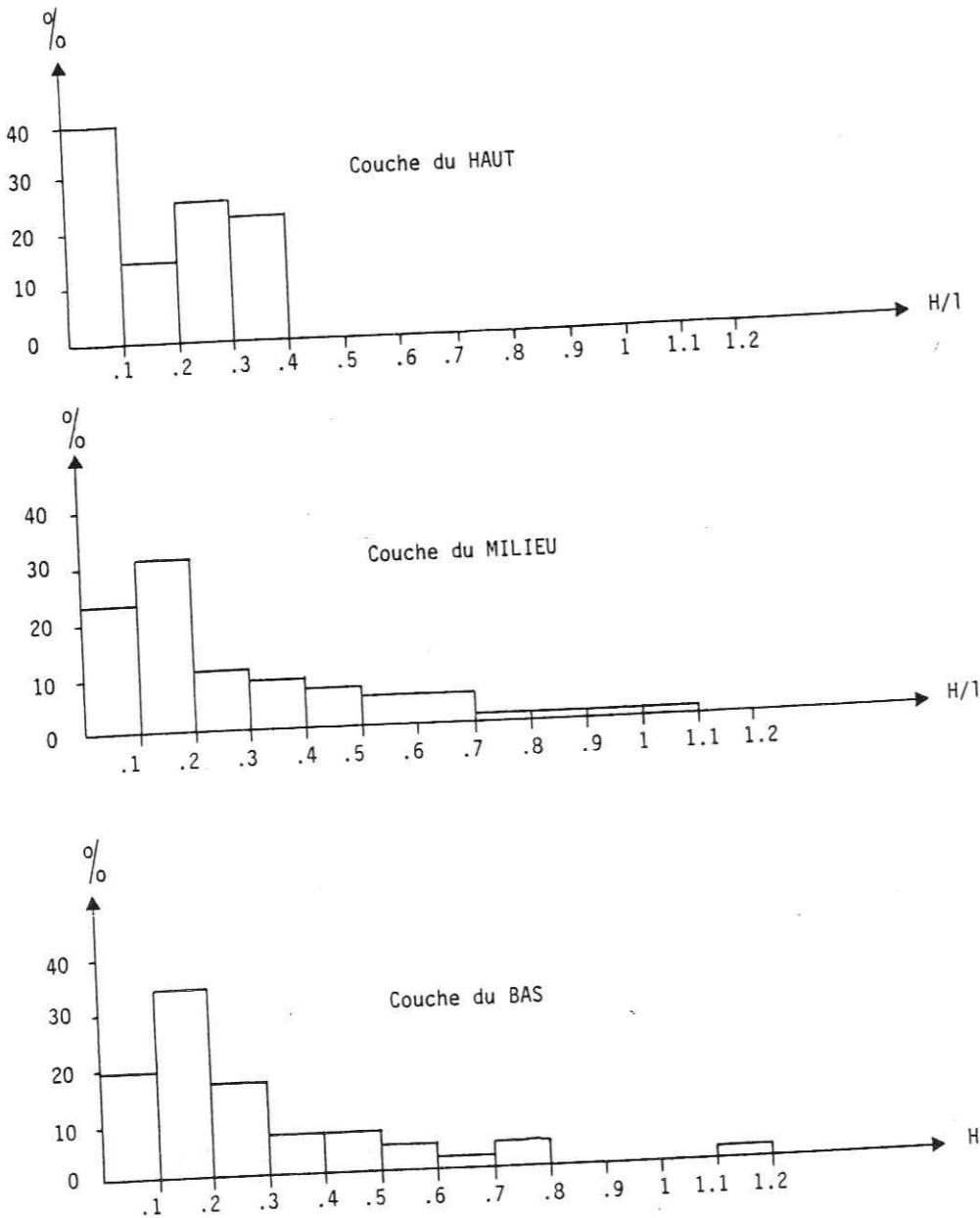


Figure 36 : Histogrammes de fréquences des valeurs de $H/1$ pour le poinçonnement "tangentiel"

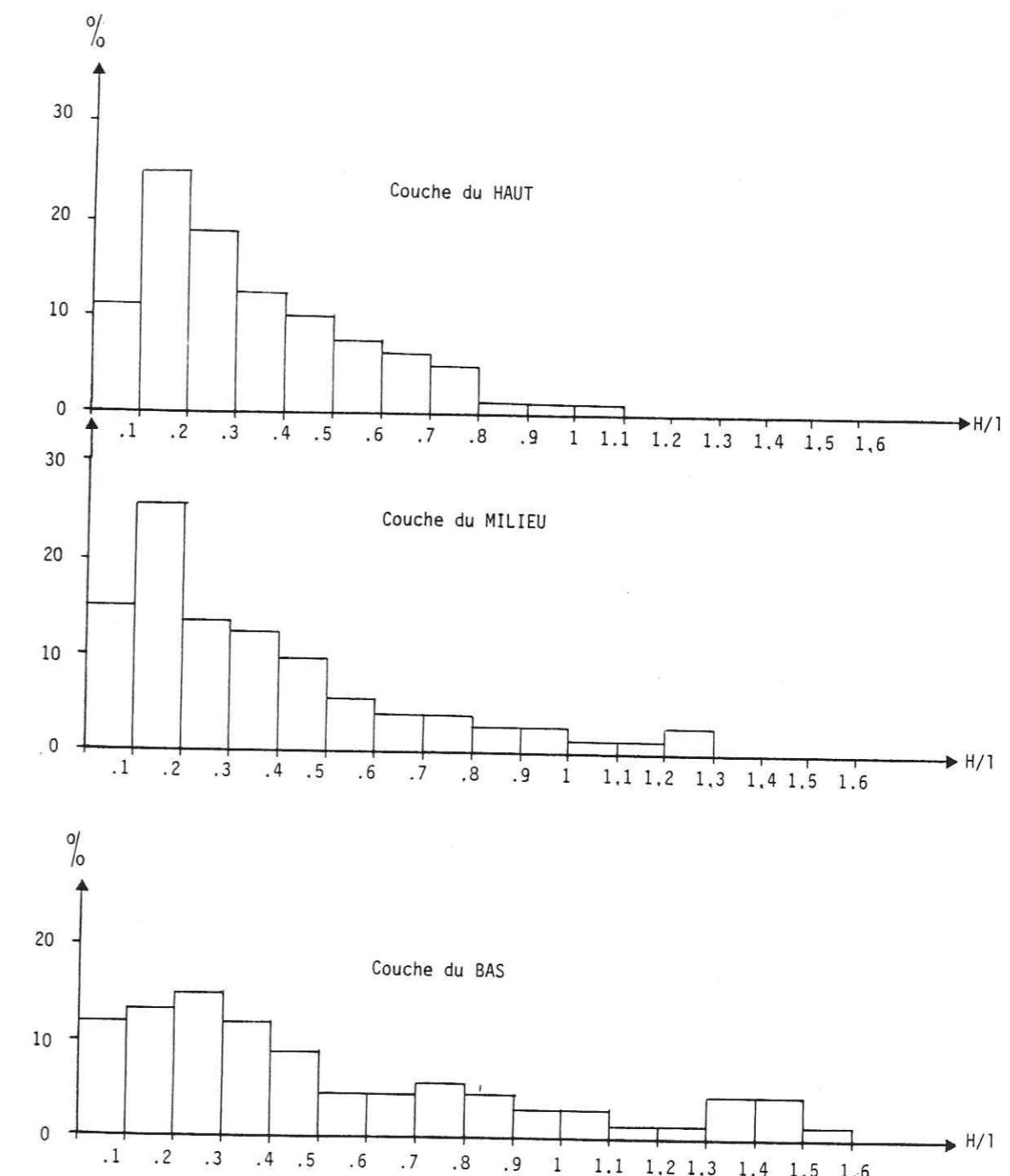


Figure 37 : Histogrammes de fréquences des valeurs de $H/1$ pour le poinçonnement "gravitaire"

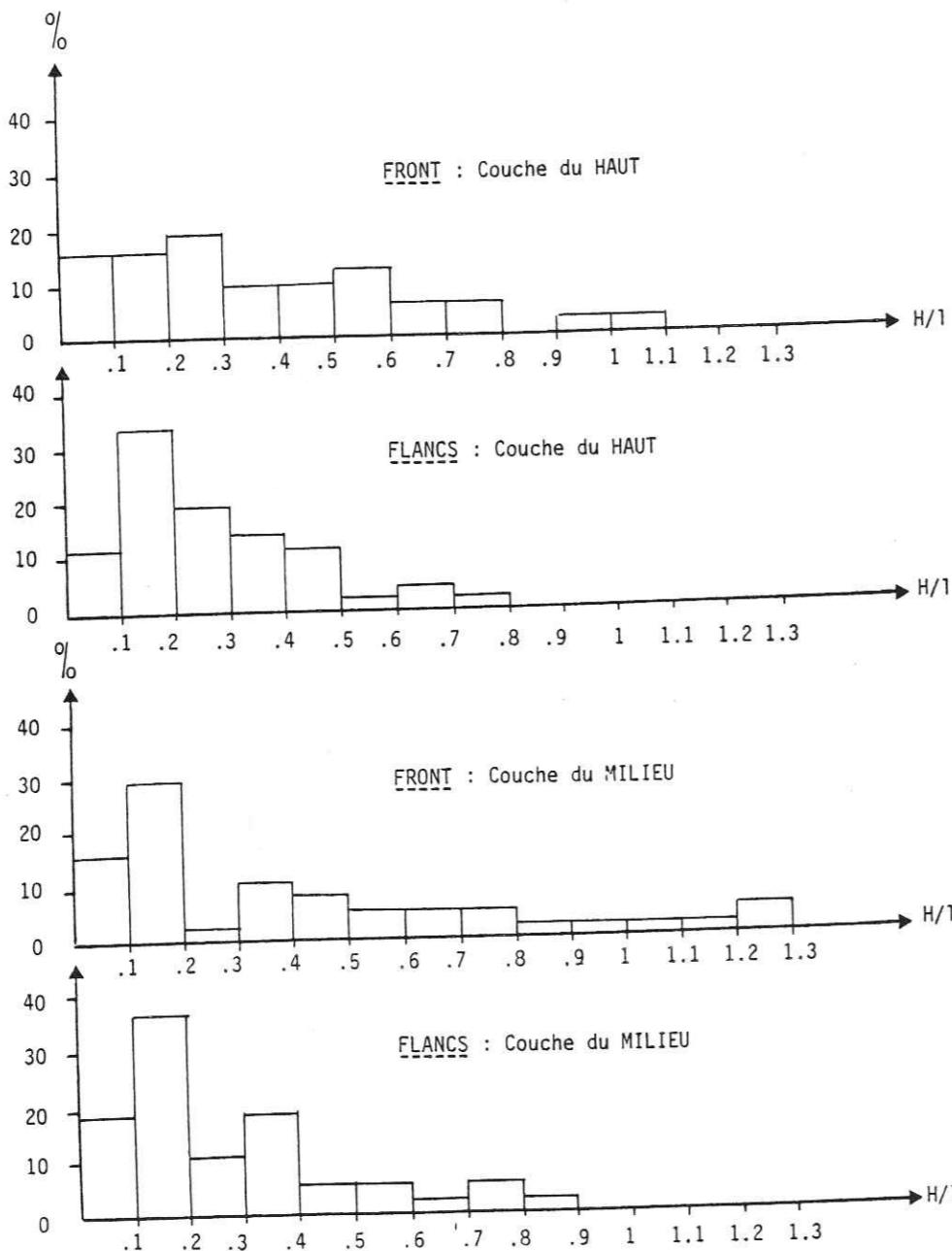


Figure 38 : Histogrammes de fréquences des valeurs de H/L pour le front et les flancs du modèle à poinçonnement "tangentiel"

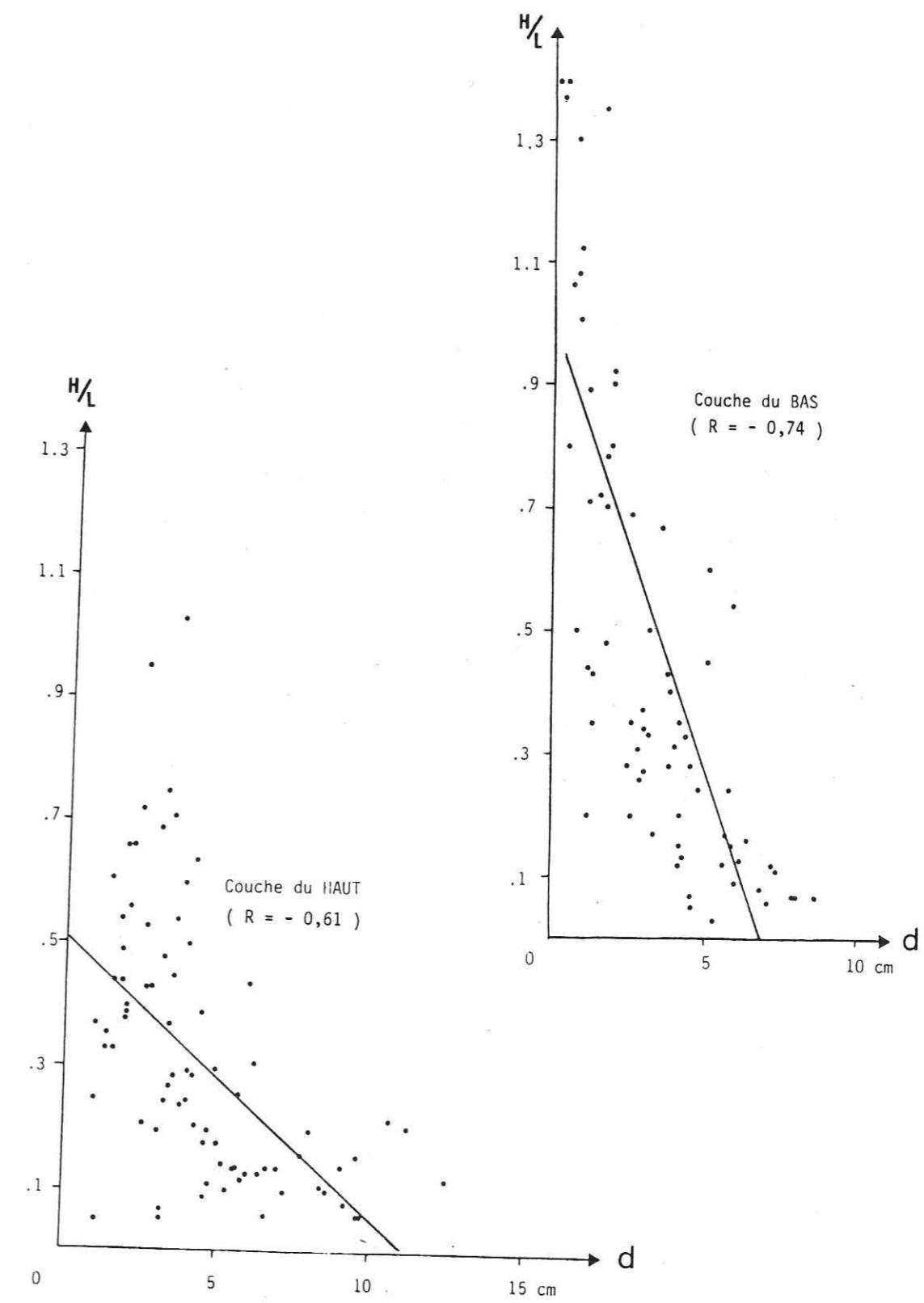


Figure 39 : Diagrammes de H/L en fonction de d (distance du pli à la limite du poinçon). Poinçonnement "tangentiel"

Sur la figure 39 sont tracées des droites de régression calculées par la méthode des moindres carrés, indiquant par des coefficients de corrélation compris entre - 0,6 et - 0,7 l'excellente corrélation entre d et H/l ainsi que la différence d'amortissement entre le haut et le bas du modèle.

Poinçon gravitaire

Comme pour le poinçonnement tangentiel, il y a une bonne corrélation entre les valeurs de H/l et la distance au poinçon (Fig. 40). De même la couche du bas montre des amplitudes de plis plus importantes que celle du haut (anticlinaux plus pincés et plus étroits à la base qu'en surface et cela pour les mêmes raisons que précédemment).

Toutefois, on remarque que les rapports H/l atteignent leur maximum à une légère distance du poinçon identique en haut et en bas. Par contre l'amortissement est pratiquement le même en bas du modèle et en surface. Cela différencie bien les deux types de poinçonnement : l'évolution de H/l des plis de la couche du haut du poinçonnement tangentiel est la même que celle obtenue pour les couches du bas et du haut dans le cas de poinçonnement gravitaire.

II.1.8 - Rapport entre la hauteur des plis (h) et leur distance au poinçon (d)

On vient de voir que l'amplitude relative des plis peut être corrélée avec la distance qui les sépare du poinçon. Ici il s'agit de préciser cette relation en comparant l'évolution de la hauteur des plis dans les diverses zones de la couverture poinçonnée. Pour rendre les résultats plus clairs sur chaque diagramme figure la valeur de l'écart entre h maximal et h minimal.

Poinçonnement tangentiel

La valeur maximale de h est toujours contre le poinçon. Cette valeur décroît ensuite plus ou moins régulièrement (Fig. 41). La caractéristique la plus marquante est que l'écart le plus fort se trouve au front du poinçon et décroît ensuite fortement vers les flancs. Cet écart passe ainsi du simple au double entre l'extrémité des flancs et le front, ce qui marque bien la différence de géométrie des plis entre les flancs et le front de la couverture poinçonnée.

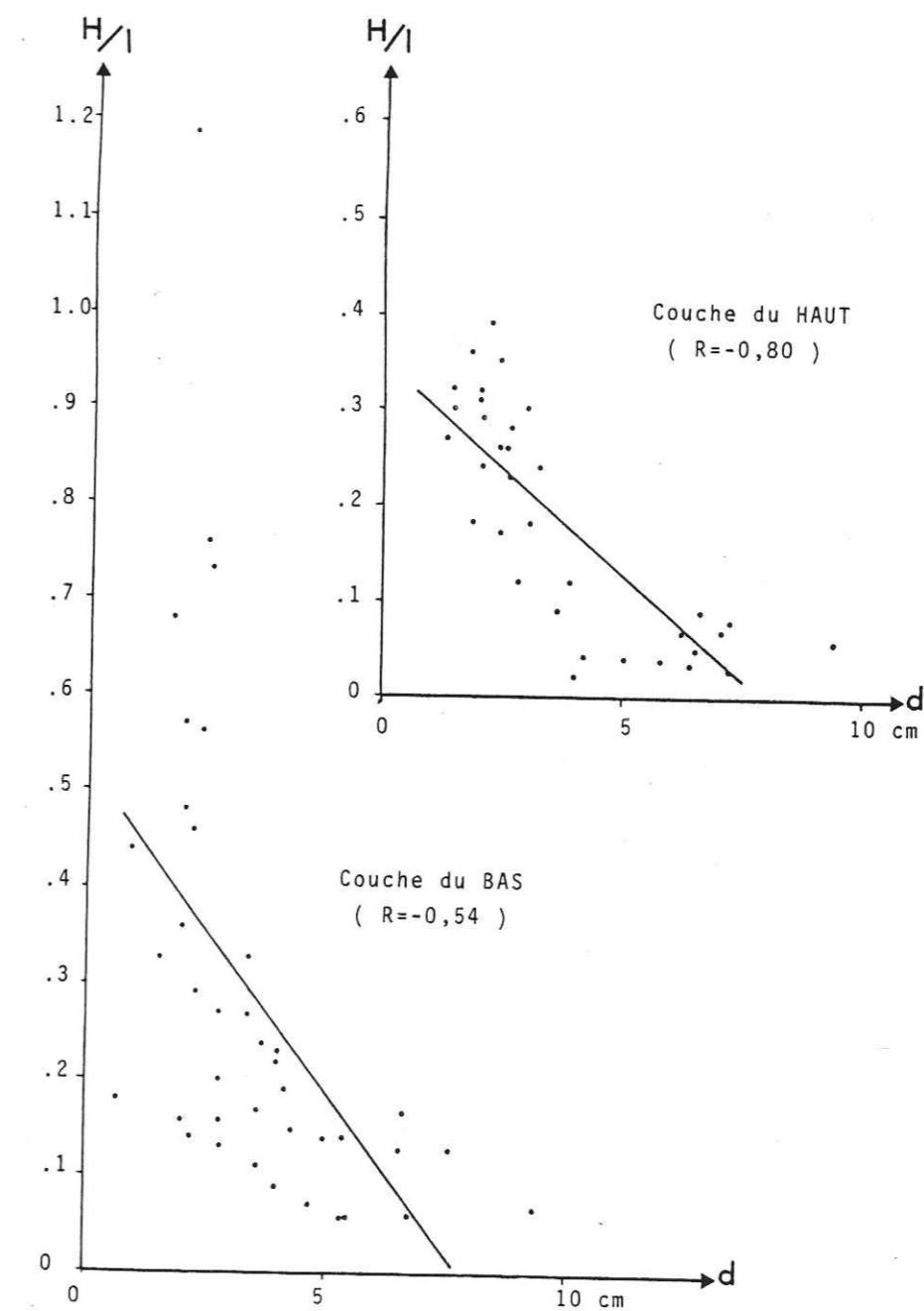


Figure 40 : Diagrammes de H/l en fonction de d .
Poinçonnement "gravitaire"

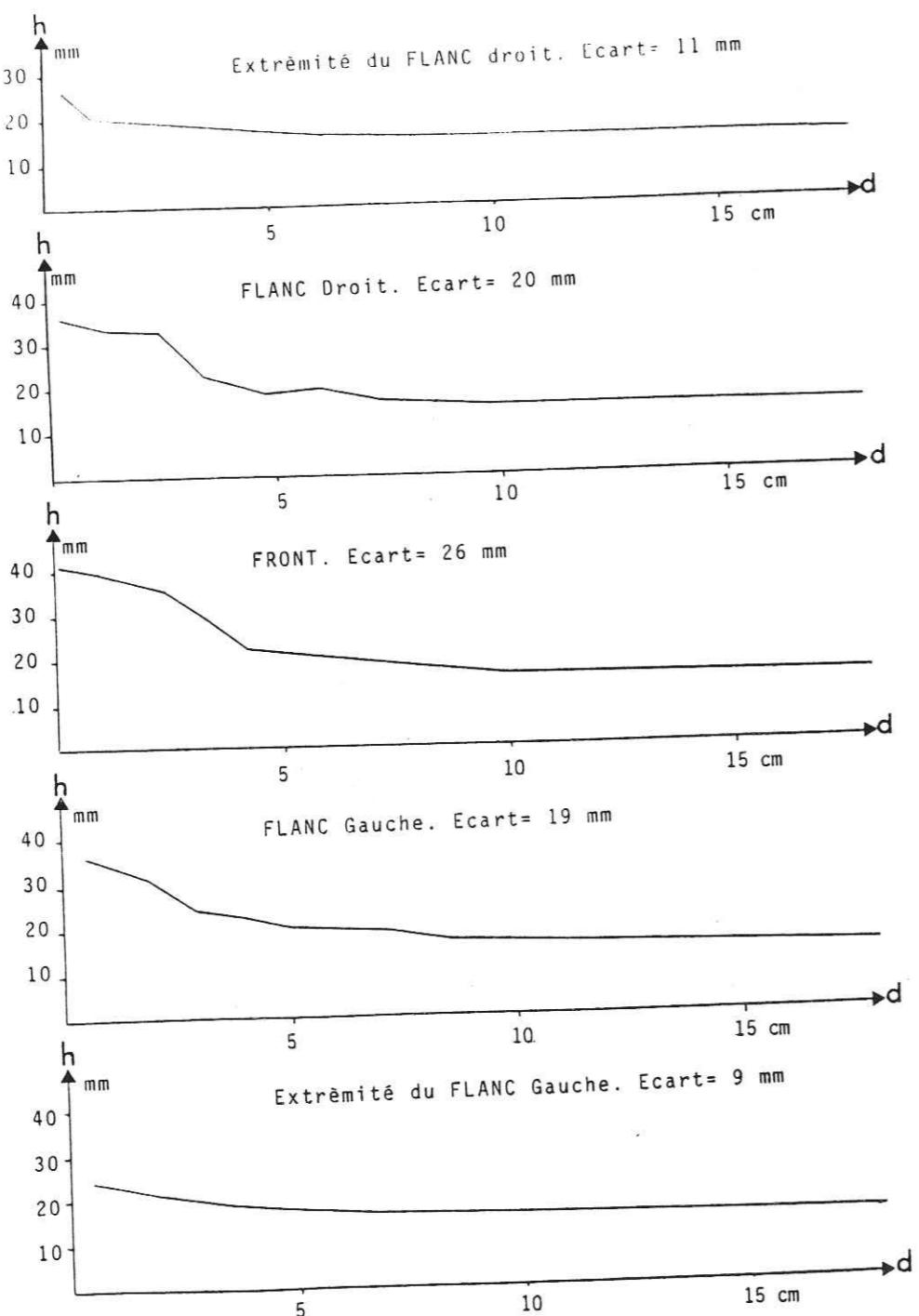


Figure 41 : Diagrammes de h (distance entre le sommet du pli et le socle) en fonction de d (distance du pli à la limite du poinçon). Poinçonnage "tangentiel"

Poinçonnage gravitaire

Contrairement au modèle précédent, les valeurs de h ne sont pas maximales immédiatement contre le poinçon. La diminution qui suit est assez rapide (Fig. 42). En outre, la variation des écarts entre les valeurs maximales et minimales de h est peu significative. Il est évident que pour ce type de poinçonnage, tous les côtés du poinçon sont plus ou moins équivalents et qu'il ne peut être question de différencier par ce moyen les déformations du front et des flancs. Ces termes ont toutefois été conservés car "Front" et "Flancs" correspondent à des zones spatialement identiques à celles ainsi nommées dans le modèle du poinçonnement tangentiel. Cela facilite la comparaison entre les deux modèles. Ici, donc, on observe un écart relativement plus important au "front" qu'aux "flancs" mais la différence entre ces écarts est trop faible pour être significative. Il s'agit plutôt ici de variations irrégulières de l'écart et de la déformation plutôt que d'une variation logique de l'intensité de déformation.

II.1.9 - Mesure du raccourcissement dû aux plis

Cette mesure, qui correspond à la valeur de l'extension négative lue sur les coupes grâce aux plissements, représente au front du poinçon tangentiel l'équivalent de la valeur de son déplacement. Elle n'a donc pas grande signification en ce cas où il est évident que sur les flancs le raccourcissement marqué par les plis est nécessairement et évidemment plus faible qu'au front. Par contre elle offre plus d'intérêt pour le poinçonnage gravitaire où la différence entre flancs et front est moins évidente. La figure 43 montre, sous forme d'histogrammes de fréquences, les valeurs de $e = \frac{l_1 - l_0}{l_0}$ mesurées sur les couches du haut (6), intermédiaire (couche 3) et du bas (1), que le raccourcissement est toujours faible (e inférieur à -0,2). On remarque aussi que statistiquement le raccourcissement est plus fort dans la couche 3 que dans les deux autres. Mais cela ne traduit toujours qu'une faible déformation.

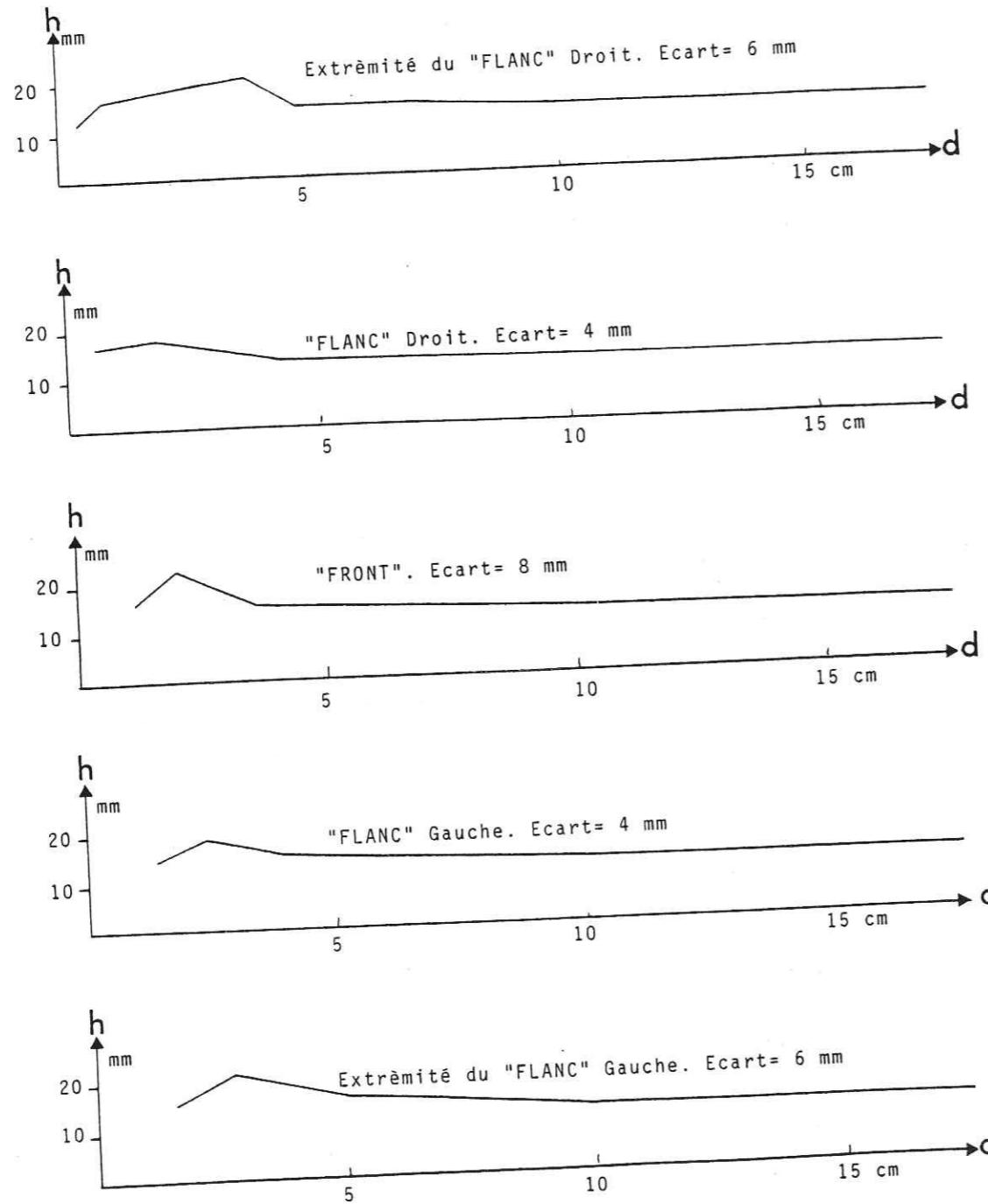


Figure 42 : Diagrammes de h en fonction de d . Poinçonnage "gravitaire"

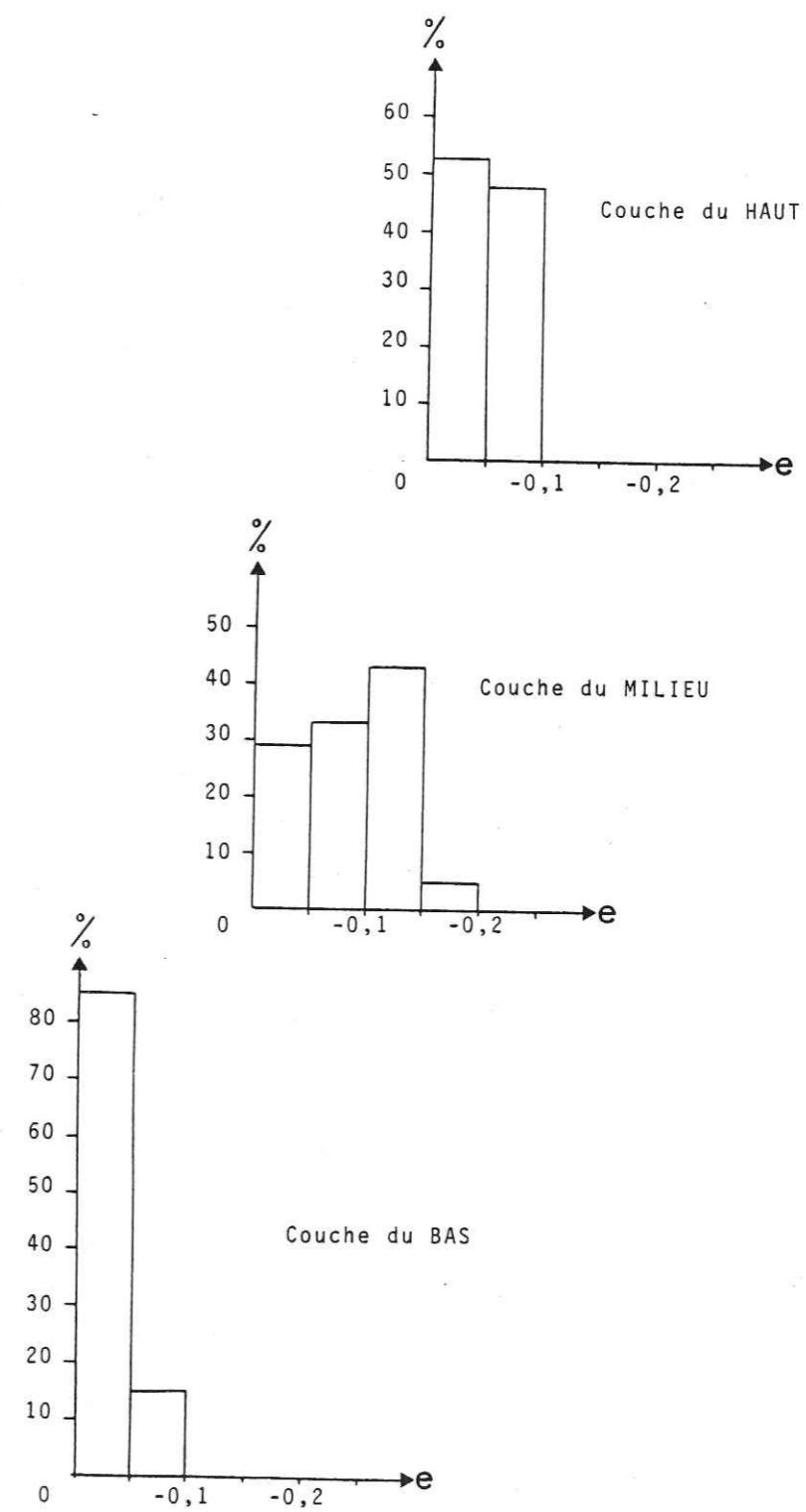


Figure 43 : Histogrammes de fréquence des valeurs du raccourcissement d_u aux plis mesurés sur le modèle à poinçonnage "gravitaire"

II.2 - Interprétation

Comme pour des raisons de temps nous n'avons pu multiplier les essais, nous admettrons simplement ici, après Odonne, que les expériences effectuées sont suffisamment significatives pour servir de support à une étude théorique. En effet Odonne (1981) après de nombreuses expériences identiques bien cohérentes, a conclu à leur bonne reproductibilité. Cela nous assure, dans une certaine mesure, de la validité des deux tests réalisés.

Cela admis, il s'agit maintenant de dégager les caractéristiques synthétiques de l'évolution des plissements dans l'espace des résultats bruts exposés ci-dessus. On comparera d'abord les deux modèles, puis en tentant de combiner le mouvement tangentiel à l'action de la charge, une approche de l'évolution naturelle sera tentée. On espère ainsi définir quelques règles utilisables sur le terrain, ou du moins vérifiables.

II.2.1 - Evolution du plissement. Comparaison entre les deux modèles

II.2.1.1. Déversements des plis

Poinçonnement tangentiel

Dans ce cas l'immense majorité des plis est déversée vers l'extérieur (Fig. 33 en haut). Toutefois l'angle du fruit commence d'abord à être faible (voire nul au front), croît jusqu'à un maximum avant de décroître en s'éloignant du poinçon (Fig. 44).

Aux abords du poinçon l'attitude des plis est directement conditionnée par sa forme. Ainsi la limite verticale du poinçon entraîne-t-elle un plan axial du premier pli à fruit nul. Le déversement qui croît plus loin est lié à un glissement couches sur couches et sa diminution finale va de pair avec celle de la déformation. Ce glissement plus accentué de la couche du haut vers l'extérieur est lié à la plus grande place disponible à ce niveau qui permet un plus net élargissement du pli (voir Fig. 36 et 39), alors qu'au contraire, en profondeur, les plis sont plus serrés. On remarquera en outre que loin du poinçon les plis tendent à subsister dans la couche du haut alors qu'ils disparaissent plus tôt dans celle du bas. Cela implique donc un cisaillement horizontal dans le plan des couches, les couches hautes se déplaçant vers l'extérieur.

Sur les flancs, les plis sont immédiatement déversés (Fig. 35) (et sont donc moins dépendants de la géométrie du poinçon) mais moins qu'au front. Ce fait est à imputer à l'étirement axial plus important qui se crée sur les flancs (voir Fig. 31) et qui contrebalance le glissement couches sur couches. Celui-ci doit se combiner au cisaillement créé sur le plan vertical du flanc du poinçon par son avancement qui est comparable à un décrochement.

Poinçonnement gravitaire

Cette fois c'est vers l'intérieur que les plis sont déversés dans leur majorité (voir Fig. 33, en bas). Si l'on compare ce modèle aux résultats acquis par Bottero dans son étude du tassement des fondations d'ouvrages (voir 1ère partie, chap. I.1 et Fig. 1 et 2) on s'aperçoit que le bourrelet de surface observé auprès des ouvrages est très comparable aux plis de notre modèle. L'utilisation des trajectoires de déplacement sous le poinçon, définies par les mécaniciens, est justifiée.

On voit alors que le déplacement est essentiellement vers l'avant et parallèle au plan des couches dans le bas du modèle (avec une faible composante vers le haut assez loin du pied du poinçon) alors que dans les couches du haut, ce déplacement est surtout vers le haut très près des limites du poinçon (voir schéma synthétique Fig. 45 à comparer aux figures 1 et 2 en première partie). Ainsi sur une même verticale, à l'avant du poinçon, les couches du bas tendent à se déplacer dans leur plan vers l'avant beaucoup plus que celles du haut qui tendent surtout à être repoussées vers le haut. Comme les lignes de déplacement résultantes recoupent plus ou moins les limites de couches et que sur une même interface de couche les valeurs et directions de déplacement ne sont pas les mêmes, les points les plus internes (proches du poinçon) tendent à dépasser les plus externes.

Un simple effet cinématique entraîne ainsi le plissement déversé vers l'intérieur (Fig. 45 et 46) (cf. Merle, 1982).

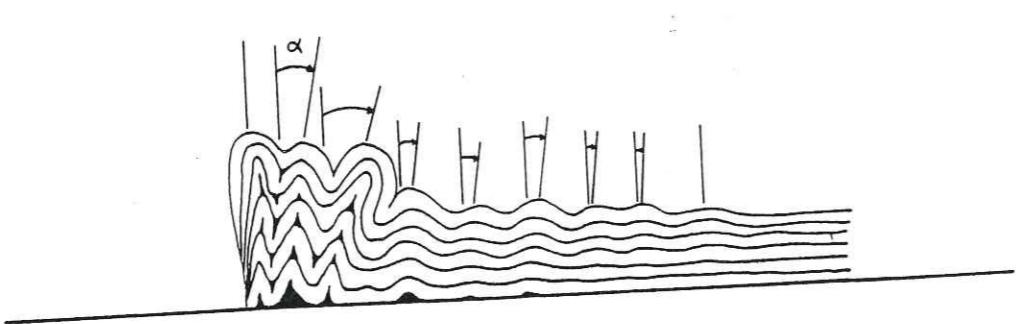


Figure 44 : Coupe \pm perpendiculaire aux axes des plis montrant l'évolution du déversement des plis en fonction de leur distance vis-à-vis du poinçon

Ce rôle des déplacements n'est pas le seul à expliquer le déversement interne des plis aux abords du poinçon gravitaire. Une forte déformation interne des feuillets de paraffine accuse encore le dispositif. Sous le poinçon les couches sont amincies par l'effet de la charge. La pile passe en effet d'une épaisseur totale de 12,6 mm à 9 mm \pm 0,2, soit un amincissement de l'ordre de 30 %. Cette perte d'épaisseur est compensée par un gonflement à l'extérieur de la charge du poinçon. Mais cet amincissement n'est pas homogène. Les couches du bas, contre le socle rigide, sont en effet probablement plus aplatis que les couches superficielles. Comme la déformation se déroule à volume constant, les déplacements horizontaux des couches inférieures sont ainsi plus importants que ceux des couches du haut. Il s'ensuit un glissement sur les interfaces graissées des feuillets qui correspond à des cisaillements comme schématisés sur la figure 47. Cette action accentue la possibilité du déversement interne des plis.

II.2.1.2. Evolution de la forme des plis

Cette évolution peut être étudiée grâce aux valeurs du rapport H/l qui qualifie leur géométrie en particulier par un équivalent de leur amplitude relative.

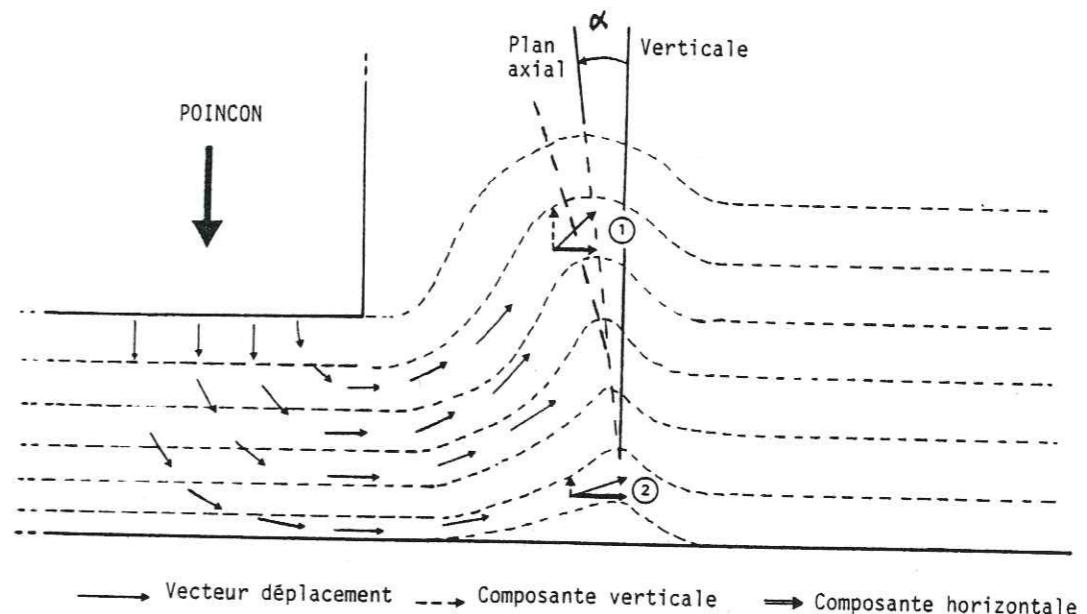


Figure 45 : Variations de la valeur et de la direction du déplacement horizontal entre la couche du haut (1) et la couche du bas (2) pour une même distance par rapport au poinçon gravitaire

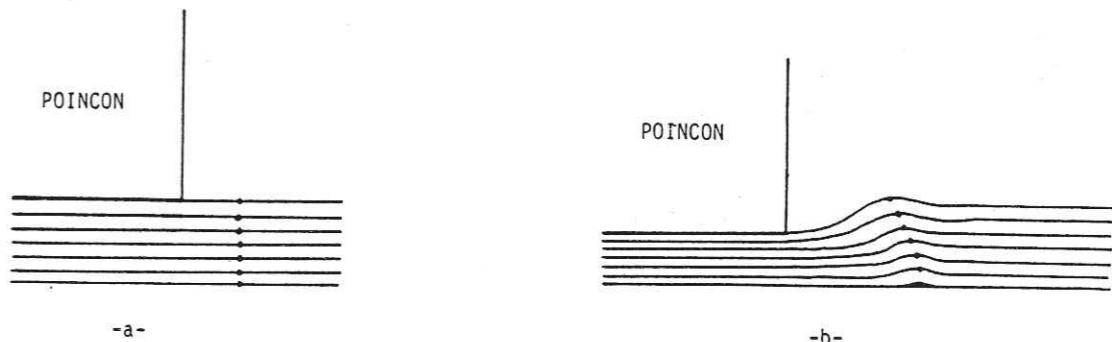


Figure 46 : Evolution du déversement d'une droite verticale à l'origine (a) lors d'un poinçonnage gravitaire (b). Les points situés à la base de la série montrent un déplacement horizontal plus important qui aboutit ainsi au déversement du pli vers le poinçon

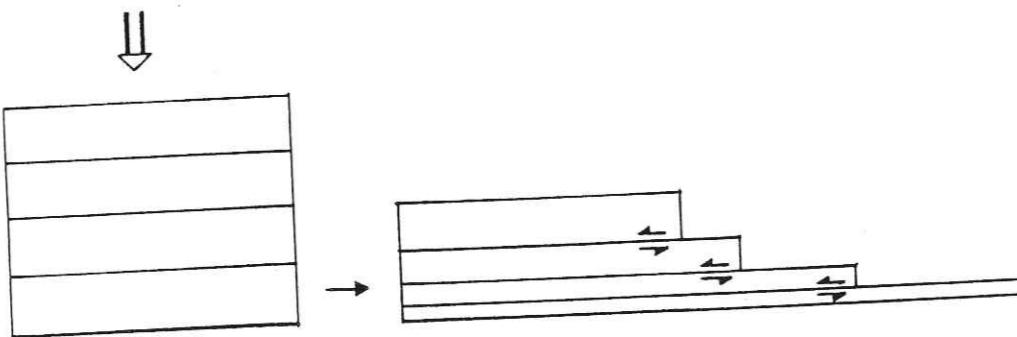


Figure 47 : Evolution schématique idéalisée de l'amincissement des couches avec la profondeur et du glissement couches sur couches qu'il induit

Poinçonnage tangentiel

La grande majorité des plis mesurés appartient à la classe 1 B de Ramsay (1967, p. 366), c'est-à-dire les plis concentriques. Nous avons vu plus haut (voir 2ème partie II.1.7) que dans la couche supérieure les anticlinaux ont une plus grande latitude pour s'élargir que dans la couche inférieure où les mêmes plis sont plus serrés (voir Fig. 36) (Ramberg, 1963). Cette question de la "place disponible" pour les plis créés dans la partie superficielle des modèles a déjà été soulignée par Odonne (1981).

Entre front et flancs du poinçon les mesures du rapport H/l indiquent une nette différence : l'amplitude relative moyenne des plis est toujours plus grande au front, pour les couches supérieures comme pour les inférieures (voir Fig. 38). Cela signifie que le raccourcissement perpendiculaire aux plis est plus intense dans cette zone frontale. Ce fait est à mettre sur le compte du déplacement du poinçon qui entraîne sur les flancs une composante de décrochement. Celui-ci provoque un étirement axial qui contrarie, comme on l'a vu plus haut, le déversement mais aussi le développement en amplitude, des plis. Schématiquement, au front du poinçon, les plis sont essentiellement dus à un aplatissement pur, sur ses flancs à un cisaillement combiné à un aplatissement. On peut traduire cela par une inversion des axes X et Y de la déformation finie (Fig. 48).

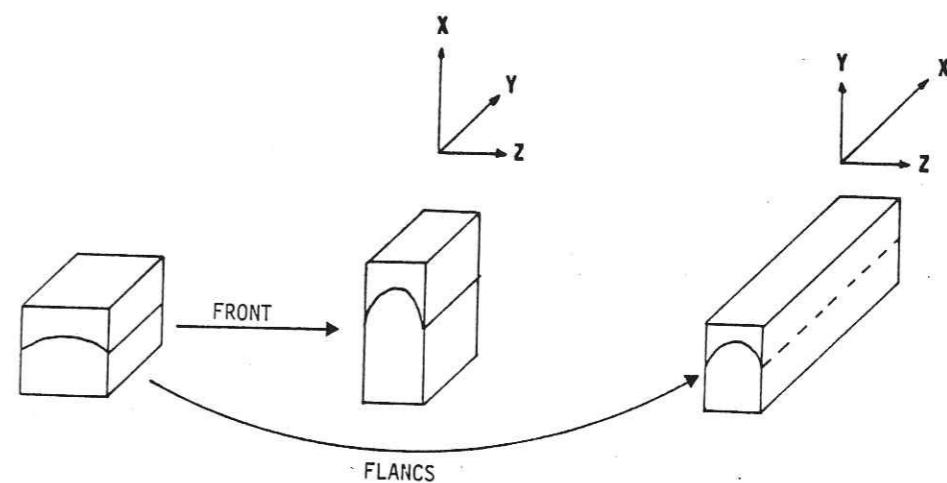


Figure 48 : Déformation par aplatissement équivalent d'un bloc élémentaire pour le front et les flancs du modèle à poinçonnage tangentiel, avec situation respective des axes de la déformation finie

Cette faible amplification des plis dans une zone de cisaillement (en raison de l'extension parallèle à leurs axes) par rapport aux plis obtenus par simple aplatissement (et où la direction d'extension est perpendiculaire aux axes) avait déjà été mise en évidence par Odonne (1981).

Poinçonnage gravitaire

On retrouve des résultats identiques à ceux du modèle précédent avec des plis appartenant en grande majorité à la classe 1 B : anticlinaux plus pincés dans la couche du bas que dans la couche du haut et ce, pour les mêmes raisons (Fig. 37).

Par contre, on ne trouve pas de différence entre les différentes zones situées autour du poinçon qui se sont toutes déformées à peu près de la même façon. On peut également remarquer que les valeurs de H/l sont en moyenne plus élevées et plus dispersées que celles du modèle précédent.

II.2.1.3. Mesures de la déformation finie globale

Il s'agit de situer les différents axes $X > Y > Z$ de la déformée totale.

Nous avons jusqu'ici abordé l'étude de la déformation par l'analyse des différents dispositifs géométriques du plissement acquis. Afin de vérifier que cette étude des formes est significative et peut donc être utilisée avec succès sur le terrain où elle est souvent seule accessible, nous avons calculé le taux de déformation totale vraie obtenue dans les expériences. Il est en effet possible dans ce cas particulier d'accéder à l'extension quadratique dans les trois directions de l'espace référencées aux formes des plis (Fig. 49).

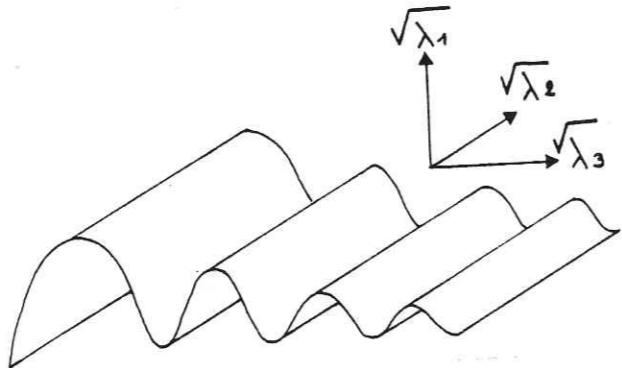


Figure 49 : Orientation des trois directions d'extension quadratique pour les deux modèles

Les extensions quadratiques sont calculées de la façon suivante :

$\sqrt{\lambda_1}$, sera la racine carrée de l'extension quadratique verticale (NB : la notation en indice n'a au départ aucune signification de dimension mais seulement d'orientation. En outre verticale signifie ici direction perpendiculaire à l'axe du pli considéré, prise dans son plan axial). Elle correspond donc à l'épaissement du modèle. La mesure consiste à prendre l'épaisseur l_1 des 5 couches supérieures à une distance choisie des limites du poinçon. On néglige la couche inférieure qui a une géométrie trop complexe, gênante pour la mesure.

On compare ensuite l_1 à l'épaisseur initiale des 5 couches :

$$l_0 = 10,5 \text{ mm} \pm 0,2.$$

D'autre part λ_1 est défini par la relation $\sqrt{\lambda_1} = \frac{l_1}{l_0}$

$\sqrt{\lambda_2}$ et $\sqrt{\lambda_3}$ sont les racines carrées des extensions quadratiques horizontales, respectivement parallèle aux axes de plis de la zone choisie ($\sqrt{\lambda_2}$) et perpendiculaire à ces axes ($\sqrt{\lambda_3}$).

Pour $\sqrt{\lambda_2}$ le calcul consiste à comparer les longueurs selon l'axe des plis avant (= l_0) et après déformation (= l_1) du quadrillage dessiné sur la couche supérieure avant l'expérience : $\sqrt{\lambda_2} = \frac{l_1}{l_0}$.

$\sqrt{\lambda_3}$ correspond au produit du rapport $\frac{l_1}{l_0}$ dû au plissement par celui dû à la déformation interne. Celle-ci est obtenue en restituant grâce au quadrillage de surface le tracé initial de la coupe (sensiblement perpendiculaire aux axes de plis) avant déformation et en le rapportant à la longueur après déformation. Cette déformation interne est souvent supérieure à 20 %. La déformation due aux plis est obtenue en rapportant la longueur actuelle occupée par les plis à la longueur initiale des couches.

Les résultats sont les suivants :

Poinçonnage tangentiel

Situation	$\sqrt{\lambda_1}$	$\sqrt{\lambda_2}$	$\sqrt{\lambda_3}$	N° de coupe
flanc droit	1,25 (0,92)	1,45	0,75	3
front	1,5 (1,56)	1,07	0,60	7
	1,7 (1,64)	1,2	0,51	10
	1,7 (1,98)	1,2	0,42	13
flanc gauche	1,3 (1,09)	1,4	0,65	16

Les chiffres donnés pour $\sqrt{\lambda_1}$ sont obtenus par mesure et par le calcul (chiffres entre parenthèses). En effet l'erreur sur la mesure de λ_1 peut atteindre 20 à 30 % alors qu'elle ne dépasse pas 10 % pour λ_2 et λ_3 . Le chiffre calculé est obtenu sachant que $\sqrt{\lambda_1} \times \sqrt{\lambda_2} \times \sqrt{\lambda_3} = 1$ puisqu'on admet que la déformation s'effectue à volume constant. On notera que, quel que soit le résultat pris en compte (calculé ou mesuré pour λ_1), λ_1 correspond toujours à la valeur intermédiaire pour les déformations aux flancs, et à la valeur maximale pour celles du front. En outre, si c'est toujours λ_3 , élongation quadratique horizontale perpendiculaire aux axes de pli, qui correspond à Z (raccourcissement maximal), λ_1 verticale correspond à X (étirement maximal) au front, alors que c'est λ_2 (parallèle aux axes de plis) qui correspond à X sur les flancs. Il y a donc bien l'échange entre X et Y entre front et flancs, tel qu'indiqué par l'analyse géométrique (voir Fig. 48 et Fig. 15 en 1ère partie).

Poinçonnage gravitaire

N° de coupe	$\sqrt{\lambda_1}$	$\sqrt{\lambda_2}$	$\sqrt{\lambda_3}$
3	1,1 (1,11)	1,02	0,88
7	1,2 (1,19)	1,01	0,83
10	1,2 (1,18)	1,08	0,78
12	1,25 (1,08)	1,02	0,90
18	1,15 (1,06)	1,02	0,92
20	1,2 (1,09)	1,07	0,85

L'homogénéité de ces résultats montre bien qu'on ne peut ici différencier des zones de flancs et de front. Il est clair enfin que λ_1 vertical correspond toujours à X comme au front du poinçon tangentiel du modèle précédent, et λ_2 , parallèle aux axes de plis, est toujours Y.

II.2.2 - Combinaison des mouvements gravitaire et tangentiel

Pour permettre l'analyse on a dissocié jusqu'ici le déplacement d'une écaille chevauchante en ses composantes schématisées, verticale (due à la charge) et horizontale (transport sur "l'avant pays"). Il est évident que dans les conditions naturelles ces deux composantes se succèdent et s'associent pour donner les structures observées. Au début de la déformation, l'écaille, de socle ou de couverture, avance horizontalement. Au fur et à mesure, par suite du chevauchement sur les matériaux situés à l'avant, la charge intervient progressivement. Ainsi, au départ, les structures qui apparaissent sont surtout dues au poinçonnement tangentiel, un peu plus tard, s'y superposent celles qui résultent du poinçonnement gravitaire. On doit même penser que le rôle de la charge va en s'accentuant en fin de déformation en raison du blocage progressif du déplacement horizontal et de la forme même des écailles chevauchantes (et du matériel accumulé à son front : "effet de bulldozer" ou accrétion du domaine chevauchant). En effet les corps chevauchants ont souvent au départ une forme en biseau, plus épaisse à l'arrière qu'à l'avant, comme la disposition des bassins de sédimentation sur lesquels ils interviennent depuis les zones internes en direction des rives (cf. Schmitt, 1981, p. 113).

II.2.2.1 Déversement des plis

Les plis qui naissent lors du poinçonnement tangentiel ont un déversement extérieur alors que dans le cas du poinçonnement gravitaire le déversement est intérieur. On pourrait donc supposer que cet antagonisme s'annule par combinaison des deux mouvements et qu'il n'y a pas de déversement à prévoir en réalité. En fait cela ne doit concerner que la zone proche du poinçon car les valeurs maximales des déversements opposés pour les deux modèles ne se superposent pas (voir Fig. 34). Près du front

d'un poinçon naturel on doit donc s'attendre à rencontrer des plis à déversement interne ou des plis droits. Un peu plus loin en avant du poinçon, dans la zone où les déversements externes dus au poinçonnement tangentiel sont presque deux fois plus forts que les déversements internes dus au poinçonnement gravitaire (voir Fig. 34), la résultante devrait être au profit du déversement vers l'extérieur. Dans les zones plus éloignées, seule la composante tangentielle se fait ressentir. On devrait donc rencontrer des plis à déversement externe de plus en plus faible.

Au total près du poinçon naturel où se combinent mouvements horizontal et vertical, les plis devraient être déversés vers l'intérieur ou droits. Mais, comme le déversement est directement influencé par la forme du poinçon tangentiel, c'est en définitive la géométrie des limites du poinçon qui déterminera dans cette zone proximale le sens des déversements, s'ils existent. Au-delà, les plis devraient être à déversement externe de plus en plus atténué quand on s'éloigne du poinçon. Cela prend en compte soit la prépondérance de la composante tangentielle sur le rôle de la charge, soit la disparition de l'influence de cette dernière dans les zones les plus éloignées.

II.2.2.2. Orientation des axes de déformation finie

Tous les exemples montrent que Z, raccourcissement maximal, reste constamment perpendiculaire aux axes de plis et sensiblement horizontal. Pour les deux autres axes X et Y, allongement maximal et intermédiaire, le problème est moins simple. L'étirement horizontal parallèle aux axes de plis augmente très fortement en passant du front aux flancs du poinçonnement tangentiel (voir Fig. 31), alors qu'il reste à peu près constant en toutes zones pour l'autre modèle (voir Fig. 32). Les calculs permis par les modèles (voir II.2.1.3 ci-dessus) montrent que si pour le modèle gravitaire c'est toujours Y qui est parallèle aux axes de plis, pour le poinçonnement tangentiel cet axe Y ne conserve cette position que dans la zone frontale alors qu'il devient vertical sur les flancs. Lors de la combinaison des deux composantes il convient de savoir quel sera le système prédominant.

Il est peut-être irréaliste de penser pouvoir retrouver dans un exemple naturel l'échange entre X et Y quand on passe des flancs au front d'un poinçonnement. Mais il reste que l'on doit pouvoir attendre une augmentation régulière de l'étirement selon les axes de plis en allant du front vers les flancs, ainsi que, dans la zone frontale, à quelque distance du poinçon où cet étirement passe par un maximum (Fig. 31 et 39).

II.2.2.3. Amplitude du plissement

Comme dans ce domaine il y a peu de différences significatives entre les différentes zones autour du poinçon gravitaire, seules les marques imposées par le poinçon tangentiel devront apparaître dans le cas naturel (voir Fig. 41 et 42). On aura donc des plis de plus forte amplitude au front du poinçon que sur ses flancs.

II.2.2.4. Glissements couches sur couches

La comparaison entre les figures 27 et 29 permet de se rendre compte que pour le poinçonnement tangentiel les directions de déplacement sont perpendiculaires aux axes de plis dans la zone frontale alors qu'elles sont obliques sur les flancs.

Pour l'autre modèle (Fig. 28 et 30) l'obliquité du déplacement par rapport aux axes de plis sur les flancs (ou dans une position analogue) est plus sensible.

On sait par ailleurs que lors de la formation de plis concentriques, comme ceux des modèles, la flexion s'accompagne de glissements couches sur couches. Cela se traduit dans le cas idéal par des stries perpendiculaires aux axes de plis et qui indiquent des mouvements opposés de part et d'autre de cet axe.

La flexion et la charge du poinçon gravitaire ont donc un rôle équivalent dans tous les cas quant aux glissements couches sur couches. C'est également le même type de stries que l'on doit attendre en raison des déplacements au front du poinçonnement tangentiel (Fig. 50-b). Par contre aux flancs de ce dernier les stries devraient être obliques puisqu'elles combinent la flexion et le déplacement global (Fig. 50-a).

Dans un exemple naturel on devrait donc rencontrer :

- au front du poinçon : toutes les stries, marqueurs des déplacements superposés parallèles, devraient être perpendiculaires aux axes de plis (flexion + charge + poinçonnemnt tangentiel)
- au flanc du poinçon : il y a concurrence entre les déplacements perpendiculaires aux axes de plis (flexion et charge) et ceux qui leur sont obliques (poinçonnemnt tangentiel). Les traces sur les couches devraient donc refléter la combinaison de ces deux composantes comme dans le cas simple décrit pour la Fig. 50 a). En fait, comme les glissements opèrent en plusieurs temps, le dispositif doit être un peu plus compliqué :
 - Le déplacement global tangentiel provoque d'abord un glissement couche sur couche avant toute flexion. L'orientation des stries devrait être oblique par rapport aux futurs plis.
 - La flexion et la charge interviennent ensuite et les glissements corrélatifs se combinent au déplacement global. La résultante devrait être une obliquité des stries un peu moins grande que précédemment par rapport aux axes de plis. Si le phénomène est continu, les stries finales seront courbes, ou bien elles pourront se superposer (Fig. 51).
 - Si en fin d'évolution la charge intervient seule après blocage du poinçonnemnt tangentiel, on doit attendre des stries perpendiculaires au poinçonnemnt tangentiel. Là encore, si l'évolution est continue les stries résultantes seront courbes ou se recouperont si ce n'est pas le cas. Les stries superposées feront alors avec les précédentes un angle plus fort que dans l'épisode précédent (Fig. 51).

Il y aura donc une possibilité assez simple de distinguer grâce aux stries la situation de la couverture plissée par rapport au poinçon ainsi que les stades successifs du poinçonnemnt. Il faut ajouter que dans un même pli la courbure finale des stries sera complémentaire et cohérente de part et d'autre de la charnière (Fig. 51) et qu'il y aura symétrie du dispositif par rapport au poinçon dans les plis de l'un et l'autre flanc.

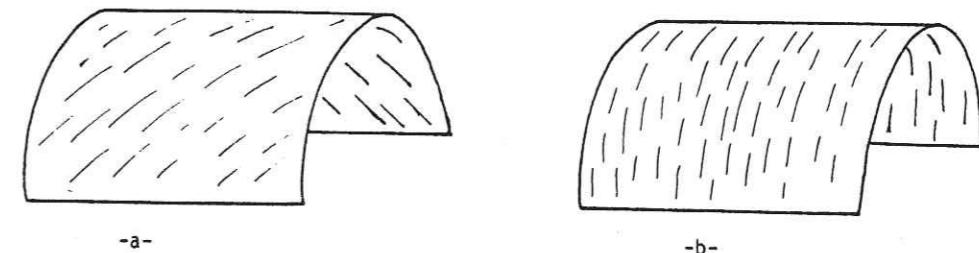


Figure 50 : Stries marquant le glissement couches sur couches dans un pli
 a) Cas des plis aux flancs du poinçonnemnt tangentiel opérant seul
 b) Cas plus général lié à la flexion banale ou aux plis frontaux du poinçonnemnt tangentiel, ou aux plis dus en toutes zones au poinçonnemnt gravitaire

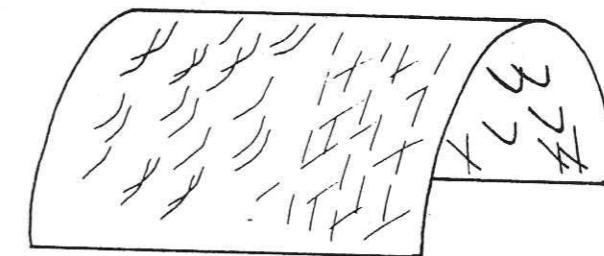


Figure 51 : Stries à prévoir sur les couches plissées au flanc d'un poinçonnemnt qui combine le glissement tangentiel et la charge. La courbure des stries ou leur intersection indiquent les temps successifs des glissements

Ces observations relatives aux stries de glissement couches sur couches ne peuvent évidemment pas être faites directement sur les modèles en paraffine. Mais elles sont logiquement déduites des déplacements vérifiés et mesurés (Fig. 29 et 30) et des striations bien connues des plis obtenus par flexion et glissement.

III - CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION

La modélisation de poinçonnage effectuée, a été schématisée à l'extrême. Le temps disponible et le but que nous nous étions fixé de comparer des modèles assez théoriques avec des cas réels tenus a priori comme des cas de poinçonnage d'écaillles chevauchantes de grande taille, ne nous ont pas permis de multiplier les essais. Nous ne disposons donc pas d'un contrôle statistique des résultats acquis. Cependant les nombreux tests préliminaires ont permis de bien cerner les possibilités de la méthode et de focaliser l'attention sur l'essentiel des caractéristiques du problème. De même les travaux antérieurs de F. Odonne (1981) ont démontré la fiabilité de la démarche suivie et des outils utilisés. Aussi, même si nous ne pouvons pas formuler des règles absolues d'application générale, sommes-nous, dans une certaine mesure, autorisés à présenter maintenant les tendances les plus nettes qui ressortent des résultats de notre modélisation.

En effet la modélisation analogique permet une excellente visualisation des grandes déformations. Les structures obtenues devraient donc pouvoir assez directement être comparées aux structures réelles observées sur le terrain. Le but est de voir si les tendances rencontrées dans les expériences se retrouvent dans la nature et si oui de confirmer ainsi l'hypothèse du poinçonnage naturel.

Il faut souligner toutefois que s'il y a bonne concordance entre modèles et cas géologiques, la preuve du poinçonnage ne sera pas totalement administrée pour autant. Il est possible en effet que plusieurs mécanismes puissent donner des structures comparables. Mais là encore nous pensons pouvoir faire ressortir des tendances soit vers la possibilité, soit vers l'impossibilité de l'hypothèse de départ.

La probabilité de rencontrer sur le terrain les seules structures observées sur modèles est extrêmement faible. En effet les modèles ne sont que des cas particuliers, très schématisés, qui ne peuvent prendre en compte toutes les hétérogénéités et variables d'une structure géologique réelle. En outre le modèle permet une analyse d'ensemble, sur l'épaisseur totale d'une série stratifiée. Cela aboutit à des résultats qui ne pourront que difficilement et/ou partiellement être mis en évidence sur le terrain où une partie seulement de l'ensemble est accessible. Enfin il faut garder en mémoire que le poinçonnage n'est peut-être pas la solution unique aux exemples étudiés.

Les principaux résultats caractéristiques que l'on peut dégager de l'étude de modélisation du poinçonnage, sont les suivantes :

- La faible largeur de la zone d'influence du poinçon, où se concentre la majeure partie de la déformation.
- La zone très étroite, très proche du poinçon, où est conservée la géométrie du poinçon dans le domaine poinçonné.
- La tendance à la sigmoïcité des plis sur les zones de flanc du poinçon.
- La répartition du déversement des plis telle qu'elle ressort de l'étude de la combinaison des deux modèles. C'est-à-dire un déversement qui peut être "intérieur" (vers le poinçon) pour le premier pli. Avec l'éloignement du poinçon, ce déversement devient "extérieur" et augmente d'abord pour passer par une valeur maximale et diminuer ensuite régulièrement. En outre, ce déversement est plus important au front du poinçon que sur ses flancs.
- Une diminution de l'amplitude des plis quand la distance au poinçon augmente, et également, quand on passe du front vers les flancs du poinçon.
- Une augmentation très importante de l'étirement parallèle aux axes des plis vers les flancs du poinçon par rapport au front. Cette augmentation de l'étirement peut, si elle est suffisante et si le poinçonnage gravitaire ne prend pas un rôle prépondérant, conduire à une inversion de l'axe X de la déformation finie qui devient alors horizontal sur les flancs du poinçon.

- La disposition en éventail des directions de déplacements.
- Une perturbation des stries de glissement couches sur couches qui devraient être perpendiculaires aux axes des plis dans la zone frontale et obliques (peut être courbes) sur les flancs.

Ces différents caractères ne sont peut être pas exclusifs du système de déformation par poinçonnage horizontal d'une écaille chevau-chante qui charge ainsi peu à peu son avant pays. Cependant, avec les arguments que les études antérieures (voir 1ère partie) ont permis d'accumuler (et qui sont en grande partie vérifiés par nos essais), ce sont eux qui vont nous permettre de sélectionner sur le terrain les structures significatives et au moins de rechercher celles que l'on peut s'attendre à rencontrer si les hypothèses de départ sont exactes.

TROISIEME PARTIE

ETUDES DE TERRAIN

A - LES SCHISTES LUSTRES DU FRONT PENNIQUE

- I - INTRODUCTION
- II - DESCRIPTION DES STRUCTURES
- III - CONCLUSION SUR LES SCHISTES LUSTRES

B - LE JURA

- I - INTRODUCTION
- II - OBJETS STRUCTURAUX ETUDES
- III - INTERPRETATION
- IV - CONCLUSION SUR LE JURA

ETUDES DE TERRAIN

A - LES SCHISTES LUSTRES DU FRONT PENNIQUE

I - INTRODUCTION

Cadre géographique

La zone étudiée dessine nettement un arc qui va de l'Est du Massif du Mont Blanc jusqu'au Sud du Massif de l'Aar. Cet arc s'étend sur les vallées du Val Ferret Suisse, de la Dranse puis recoupe la crête de la "Pierre Avoi" et suit enfin la Vallée du Rhône jusqu'à Visp. Ce terrain se situe entièrement sur la carte n° 3 du Service Topographique Fédéral Suisse (1/200 000).

Cadre géologique

Ce secteur constitue la partie frontale des nappes penniques. On y reconnaît classiquement les trois unités suivantes (Fig. 52) :

- La zone de Sion-Courmayeur qui forme la marge externe de la zone pennique. Elle constitue la partie la plus occidentale du terrain étudié et disparaît plus à l'Est au niveau de Sierre. Elle est constituée essentiellement de sédiments qui accusent nettement un faciès Flysch.

- Les schistes lustres Nord-Penniques prennent le relais vers l'Est de la zone Sion-Courmayeur. Ils s'étendent jusqu'au Sud du Massif du Gothard et sont constitués essentiellement de calcschistes et de calcaires à intercalation d'ophiolites. Ils représentent l'équivalent tectonique des sédiments de la zone Sion-Courmayeur (Bearth et Lombard, 1964).

- La zone houillère, dans le Valais central. Constituée essentiellement de sédiments carbonifères, elle chevauche vers le Nord la zone de Sion-Courmayeur.

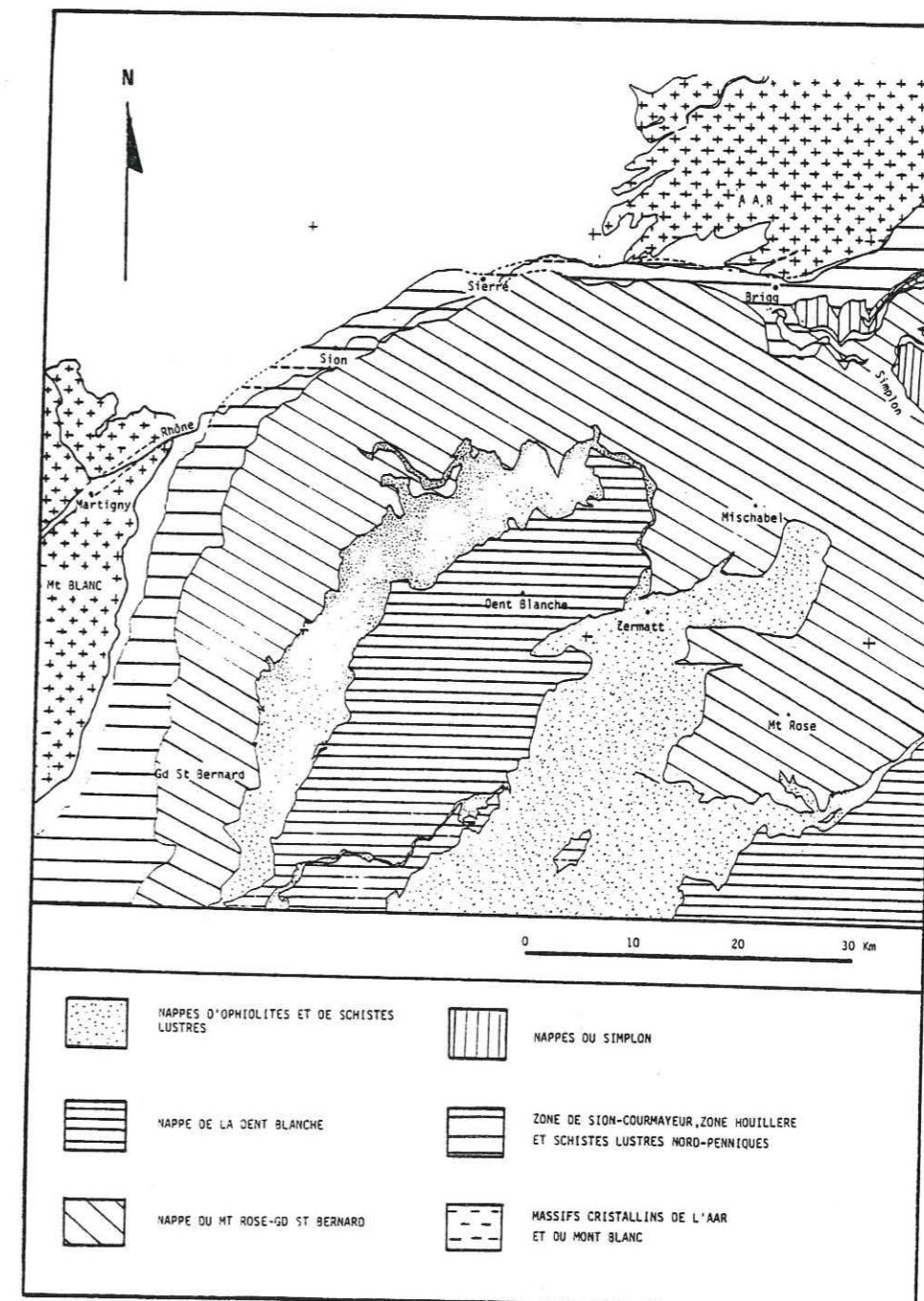


Figure 52 : Situation géologique du secteur étudié

La limite externe de tout ce secteur est le grand plan de chevauchement qui sépare les nappes penniques des nappes ultrahelvétiques et de la couverture parautochtone des massifs cristallins du Mont Blanc et de l'Aar-Gothard. Quant à la limite interne, elle est représentée par le chevauchement des nappes du Grand Saint Bernard et du Mont Rose.

- Raisons du choix effectué

La carte tectonique de la Suisse (1/500 000^e) montre clairement le tracé arqué des nappes penniques qui se mouent contre les deux massifs cristallins du Mont Blanc et de l'Aar et semblent se frayer un passage entre eux.

Nous avons vu dans la première partie (voir II.2) que l'on pouvait distinguer le poinçonnement actif du poinçonnement passif. Le premier cas correspond aux déformations d'une couverture "molle" au front d'une unité plus "raide" déplacée en écaille chevauchante sur son avant pays. Le poinçonnement passif peut être défini quant à lui comme la déformation d'une couverture qui se déplace et vient se mouler sur des butoirs fixes et rigides situés en avant.

Dans le cas présent l'aspect cartographique du front pennique suggère que les deux massifs cristallins (Mont Blanc d'une part, Aar d'autre part) peuvent jouer le rôle de poinçons passifs, stables, contre lesquels les nappes penniques viendraient se déformer et entre lesquels elles pourraient s'écouler vers le Nord-Ouest.

Le choix s'est porté sur la bordure la plus externe des nappes penniques pour la simple raison que, comme l'ont montré les études antérieures (Boudon), les déformations dues à un poinçonnement s'amortissent très vite dès lors que l'on s'éloigne du poinçon lui-même. Il fallait donc notre étude se fasse le plus près possible des deux massifs cristallins afin de mieux voir les perturbations dont ils pouvaient être éventuellement responsables.

Cependant, il n'existe pas une seule et unique unité structurale du front pennique que l'on puisse suivre du Mont Blanc jusqu'à l'Aar. C'est pourquoi nous avons regroupé trois zones que nous appellerons dans un souci de simplification : "Schistes lustrés du front pennique".

Toutefois, l'étude a été effectuée essentiellement dans les deux premières unités et n'a débordé qu'exceptionnellement dans la zone houillère.

II - DESCRIPTION DES STRUCTURES

Il est évident que nous nous occuperons ici exclusivement de l'aspect structural du secteur envisagé, et surtout des variations de l'état de déformation au long de l'arc dessiné par le front des nappes. Nous utiliserons comme support de base les différents travaux antérieurs (in P. Antoine (1971) : Bearth, Burri, Trümpy ...) qui ont défini les unités structurales et stratigraphiques de la région et nous rechercherons les éventuelles différences structurales qui sont susceptibles d'exister entre les flancs présumés de cette avancée des nappes (contre les massifs cristallins) et le bombement cartographique de leur front.

II.1 - Les objets de première génération

II.1.1 - Schistosité S1

Cette schistosité est le repère régional le plus évident. Il s'agit d'un plan bien régulier que l'on peut suivre partout et qui transepose bien souvent, mais pas toujours, le plan de stratification So. C'est une schistosité de flux avec réorientation plus ou moins totale de la roche selon une fabrique planaire. Selon l'intensité et l'évolution de la déformation, cette schistosité peut se présenter sous différents aspects.

Schistosité de crénulation, moyennement serrée (Fig. 53)

Dans un stade de déformation plus avancé, So tend à se paralléliser à S1. Cela se traduit par un mouvement apparent sur les plans de S1 équivalent dans les deux flancs des plis. Dans ce mouvement, le compartiment supérieur se déplace vers le NW (Fig. 54). Cette situation est la plus fréquemment rencontrée avec la transposition complète.

Localement, de petits bancs plus compétents peu plissés, permettent de voir que l'angle entre So et S1 est en moyenne voisin de 10 à 15° (Fig. 55).

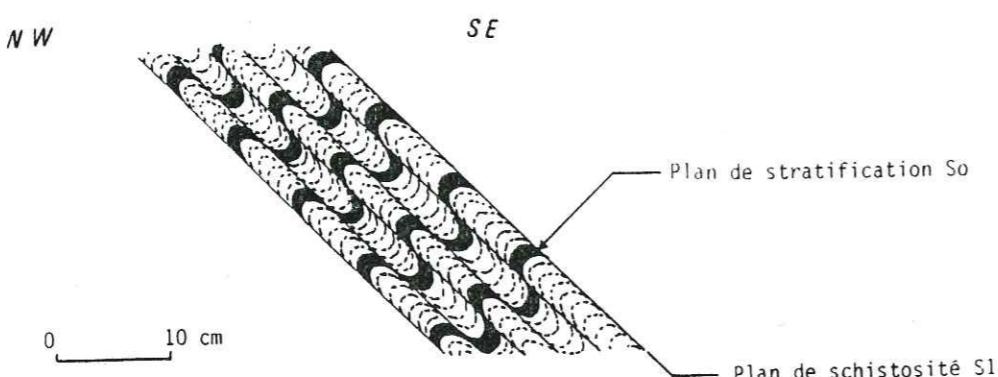


Figure 53 : Schistosité de crénulation
So = Plan de stratification
S1 = Plan de schistosité 1

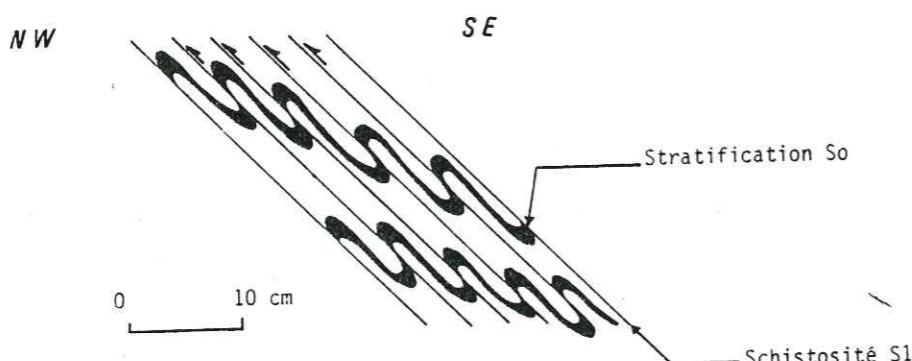


Figure 54 : Stade plus avancé de la déformation. So et S1 tendent à se paralléliser

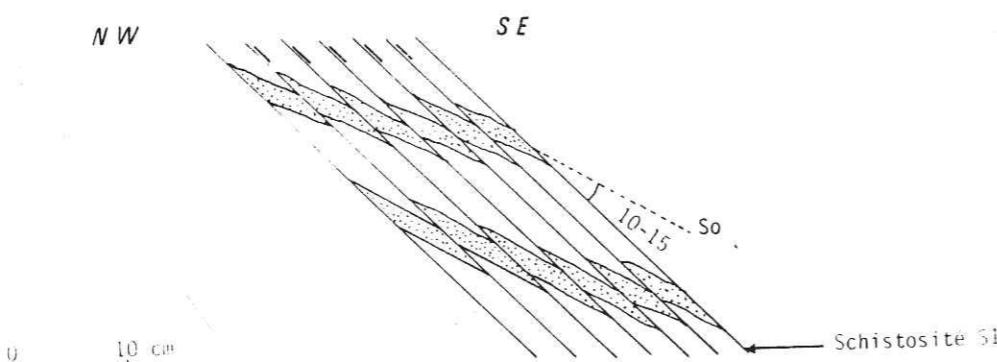


Figure 55 : Rapport angulaire moyen entre So et S1

Dans les bancs très peu compétents, la schistosité est très fine et très serrée. Elle affecte alors l'ensemble de la roche et ne se distingue pas de So.

Enfin, et par suite du métamorphisme subi par ces roches, une véritable foliation peut apparaître. La stratification disparaît alors complètement. Les minéraux néoformés se disposent à plat dans le plan de schistosité. En lame mince, cette foliation est parallèle au plan axial du pli qui est lui-même souligné par des feuillets de micas parfois plus nombreux selon l'ancien litage mais toujours parallèles à S1, et non à So (Fig. 56)

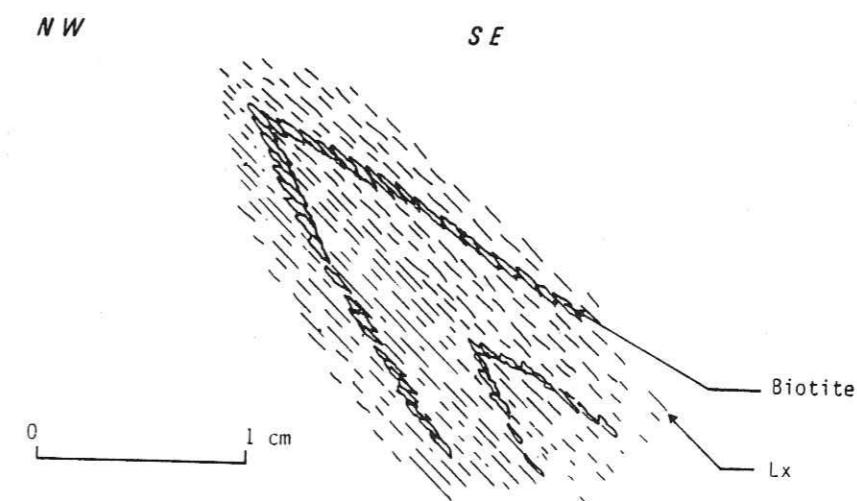
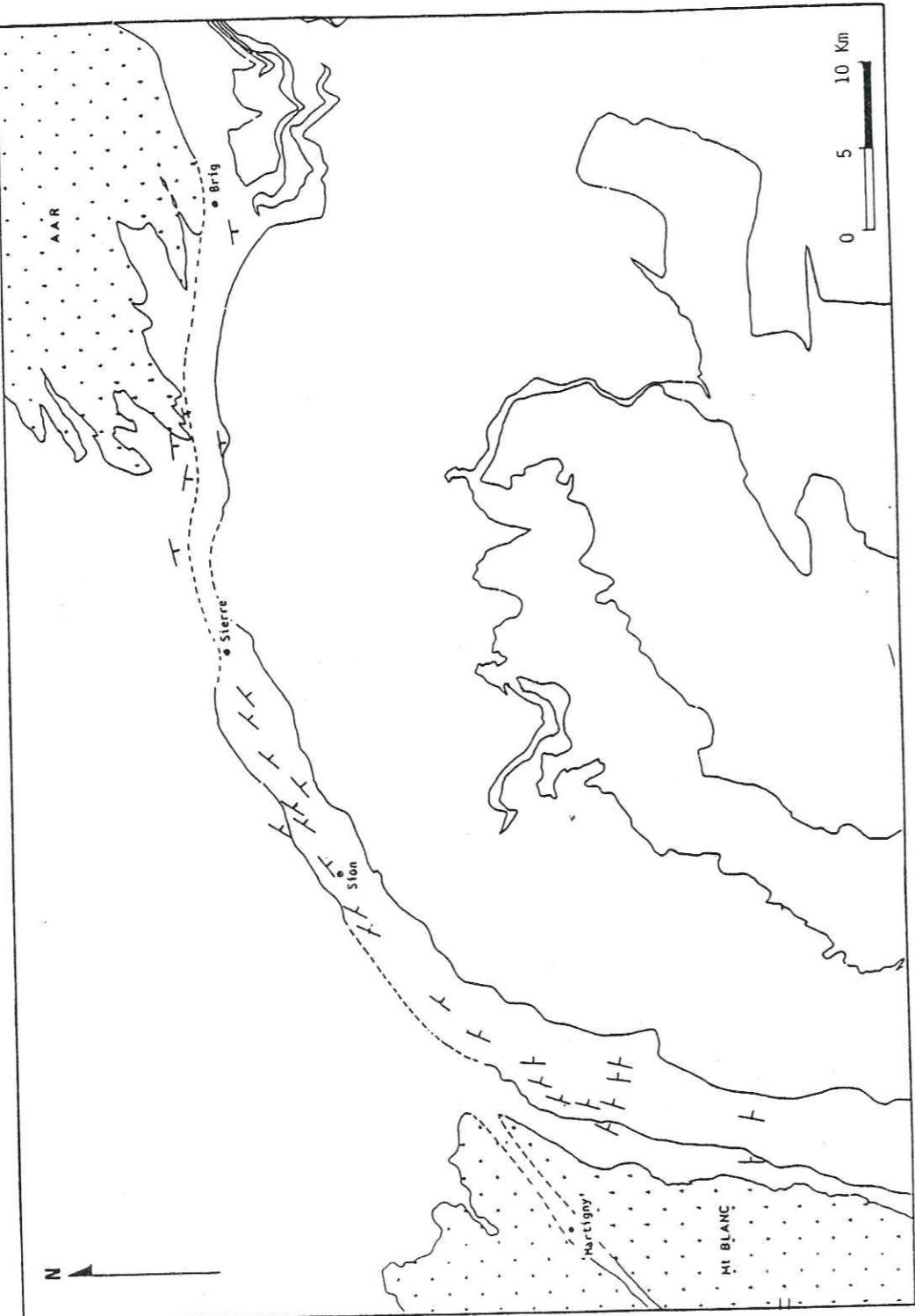


Figure 56 : Foliation à un stade encore plus avancé de la déformation

A l'échelle de l'affleurement, la schistosité S1 est très bien réglée. Son pendage est toujours vers le SE et oscille entre 40 et 60°

A l'échelle du terrain, l'orientation de la schistosité S1 passe de N 10° E à l'Est du Mont Blanc à N 90° E au Sud du Massif de l'Aar (Fig. 57).

Cette orientation suit donc fidèlement celle de la bande de terrains qui constitue les schistes lustrés du front pennique. Cette rotation de la schistosité se fait progressivement. On peut simplement dire que son pendage semble plus fort, en moyenne, vers le Massif du Mont Blanc que vers le Massif de l'Aar.



En ce qui concerne sa répartition on la retrouve partout, quelle que soit la situation de l'affleurement ou la nature de la roche.

En résumé, les principaux caractères de S1 sont :

- schistosité de flux qui peut se présenter sous divers aspects en fonction de la lithologie ou du taux de déformation.
- variation de l'orientation de N 10° E à N 90° E.
- grande homogénéité et bon réglage du pendage qui est toutefois plus fort vers le Massif du Mont Blanc.

II.1.2. - Plis P1

Seule la stratification (So) a subi ce plissement. La schistosité S1 est en position de plan axial.

Les plis de première génération se présentent en général sous la forme de plis très aplatis, au point que la stratification et le plan de schistosité S1 tendent à être parallèles sur leurs flancs.

Cet aplatissement important se traduit par des plis très fermés (10 à 15°) dont la taille est le plus souvent de l'ordre du décimètre mais peuvent parfois avoir une taille inférieure au centimètre.

Ils montrent toujours un déversement équivalent à celui du plan de schistosité. Si le plan S1 est orienté N-S, les plis P1 ont un regard ouest. Si S1 est orienté SW-NE leur regard sera vers le NW etc... Nous verrons plus loin que l'orientation de ce regard peut également présenter des variations locales importantes.

Les plis P1 ne sont pas toujours bien visibles à l'affleurement et l'orientation de leurs axes ne peut que rarement être mesurée directement. Cependant, cet axe se matérialise très bien sur le plan de schistosité grâce à la linéation d'intersection So/S1. Cette linéation se marque soit par des variations de teintes soit par de petites cannelures représentant les différences lithologiques des lits.

Le trait caractéristique de ces plis P1 est la très grande dispersion de l'orientation de leurs axes avec peut être une légère pré-dominance vers le NE (Fig. 58). Cependant cette dispersion est un fait marquant non seulement à l'échelle du terrain tout entier mais également à l'échelle d'un pli. En effet, la linéation d'intersection So-S1 présente des sinuosités sur le plan S1 à des échelles pouvant varier du décimètre au mètre (Fig. 59).

La dispersion des axes et surtout les sinuosités de la linéation So/S1 indiquent clairement la torsion axiale. Celle-ci se produit dans le plan de schistosité S1, comme l'indique, pour une station de mesures donnée, la répartition des axes So/S1 dans le plan de schistosité mesuré au même point (Fig. 60).

Du fait de ces torsions axiales, le regard des plis déversés peut varier. Ce regard est vers le NW lorsque les axes de plis sont NE-SW mais peut passer vers le NE lorsque les axes deviennent NW-SE. Tout se passe donc comme si un pli déversé mais initialement rectiligne était ultérieurement courbé pour donner des orientations axiales et déversements très divers (Fig. 61). Si l'on se place par exemple à l'Est du Massif du Mont Blanc des plis qui étaient peut être orientés primitivement N-S et déversés à l'Ouest pourront être ainsi amenés par la torsion à une direction E-W et un déversement Nord. De même au Sud de l'Aar, des plis déversés vers le N et axes E-W pourront devenir NE-SW à déversement NW.

On trouve parfois des charnières de plis P1 isolées dans la schistosité S1. Ce phénomène a déjà été étudié par Pijolat (1978) qui le considère comme le résultat d'une déformation très poussée, responsable de la rupture de la stratification au niveau des flancs et de la torsion des axes.

Cependant, l'épaississement de la charnière du pli peut à son tour influencer le boudinage qui existe également (voir plus loin). Aussi il paraît ici difficile d'attribuer l'isolement des charnières à un mécanisme précis et unique.

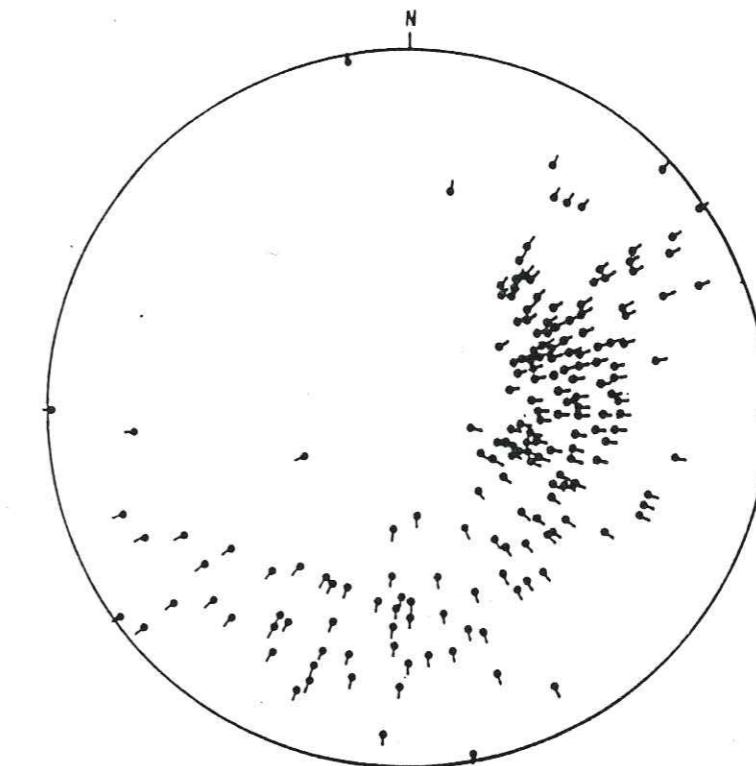


Figure 58 : Projection stéréographique des axes de plis P1. Diagramme représentatif de l'ensemble du terrain, illustrant la dispersion axiale.

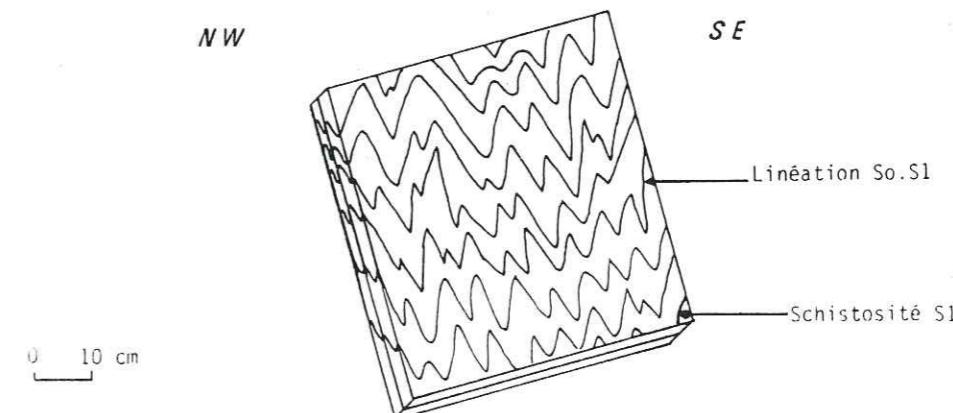


Figure 59 : Schéma d'un plan de schistosité S1 portant une linéation d'intersection So-S1 sinuose, illustrant à cette échelle la dispersion des axes P1

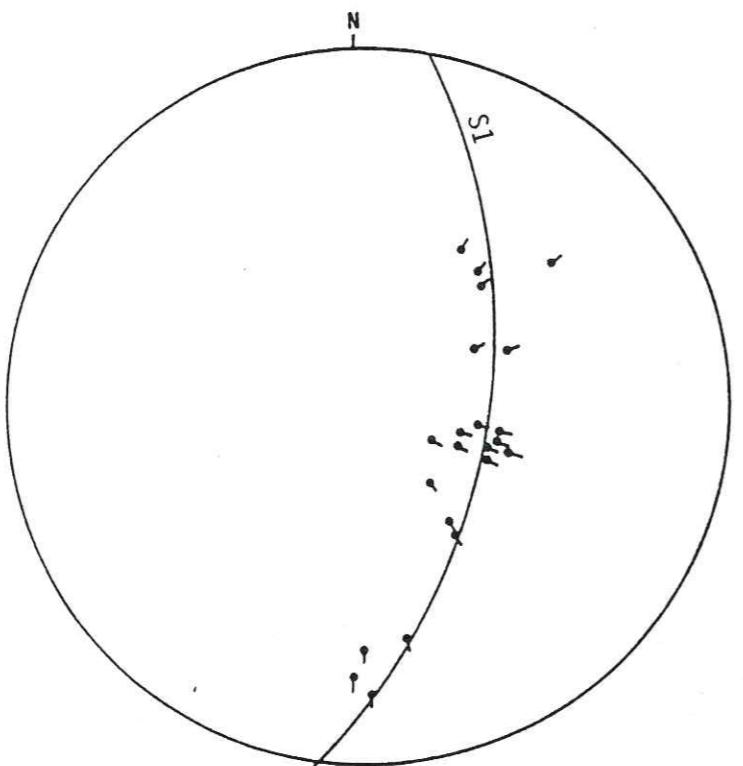


Figure 60 : Projection stéréographique illustrant la torsion axiale des plis P1 dans le plan de schistosité S1 (1 station de mesures)

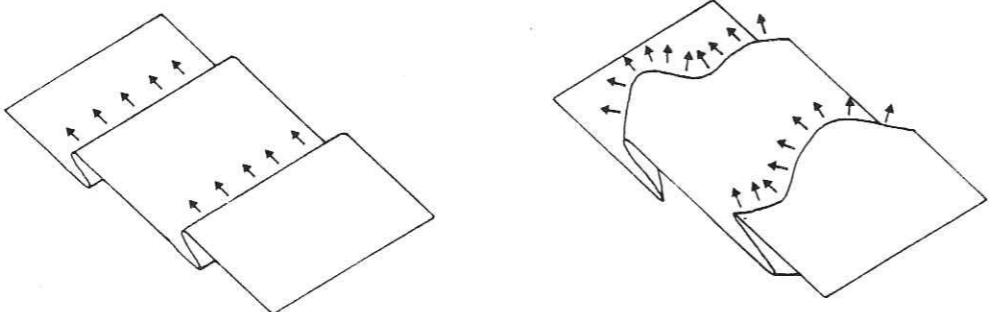


Figure 61 : Variations de l'orientation du regard des plis P1, provoquées par leur courbure axiale

En résumé, les plis P1 présentent les caractères suivants :

- Fortement aplatis et fermés au point que So et S1 tendent à se confondre
- Ils présentent d'importantes courbures axiales, à différentes échelles d'observation, d'où une grande dispersion des directions axiales
- Ils sont asymétriques, avec un regard vers le N, le NW ou l'W à l'échelle régionale. A l'échelle des plis, le regard peut varier tout autant en raison des courbures axiales.

II.1.3. - Linéation d'étirement-glisserement Lx

La linéation d'étirement-glisserement Lx est bien visible sur l'ensemble du terrain étudié. Elle se manifeste surtout sur le plan de schistosité S1 par une évidente orientation linéaire mais aussi par différents autres marqueurs tels que :

Une orientation privilégiée des minéraux constitutifs de la roche. Ces minéraux présentent une forme allongée, parallèlement à la direction d'étirement-glisserement.

Les ombres de pression. La direction d'allongement des halos cristallisés à l'abri de grains plus durs (pyrite) a la même direction que l'orientation minérale de la roche (Fig. 62).

Un boudinage dont l'orientation est perpendiculaire à la direction d'étirement-glisserement. La taille et la fréquence des boudins peuvent être très variables et dépendent essentiellement de la compétence des niveaux impliqués (10 cm à 1 m). Très souvent le corps des boudins est constitué par une ou deux charnières de plis P1, gonflées. C'est alors la taille et la forme de ces plis qui conditionnent la disposition du boudinage, dans ce cas plus marqué que lorsque ce sont de simples niveaux compétents qui sont ainsi tronçonnés et étirés (Fig. 63).

L'orientation des fibres de calcite qui remplissent les fentes d'extension minéralisées. Là encore, l'orientation de ces fibres est parallèle à la direction d'étirement-glisserement contenue dans la roche avoisinante (Fig. 64).

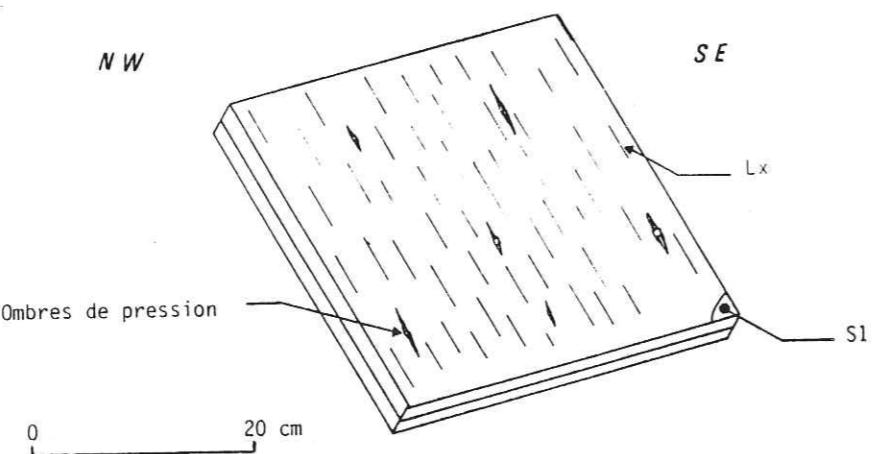


Figure 62 : Halos d'éirement autour des grains de pyrite
Lx = direction d'éirement-glisement

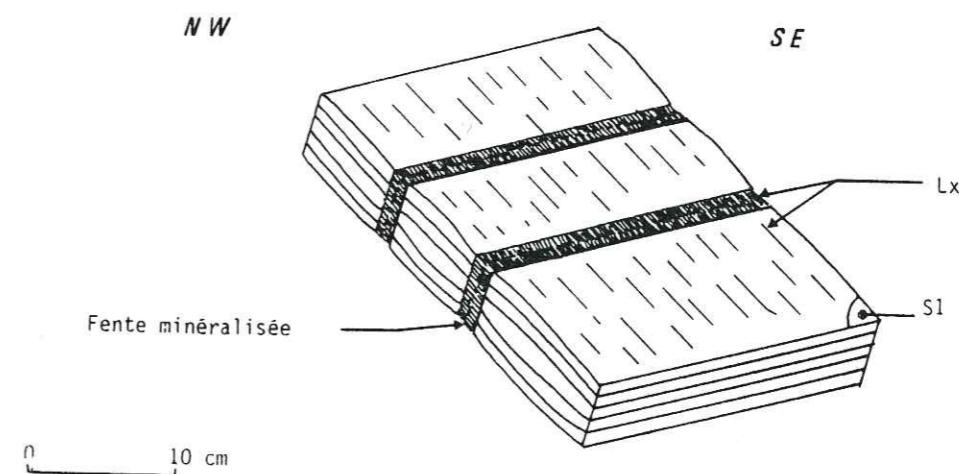


Figure 64 : Fentes d'extension perpendiculaires à l'éirement-glisement Lx dans les matériaux compétents.
L'allongement des cristaux de calcite cristallisés dans les fentes est parallèle à Lx

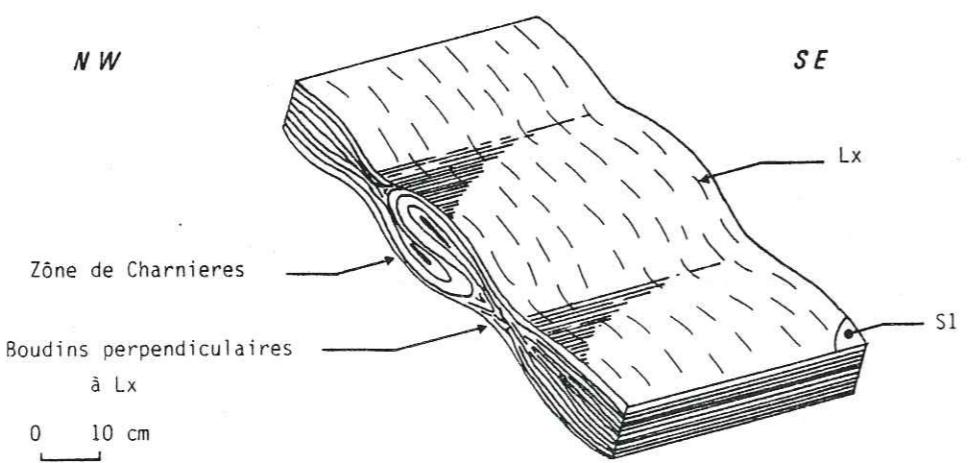


Figure 63 : Boudinage perpendiculaire à la direction d'éirement glissement Lx
Conditionnement des boudins par les charnières des plis P1

A côté de cette linéation régionale principale Lx qui correspond à l'éirement global du matériau, il existe une deuxième linéation d'éirement (notée L'x) qui est toujours parallèle aux axes de plis P1 ou à la linéation d'intersection So-S1. Cet éirement est beaucoup plus discret que le premier et il n'est d'ailleurs pas toujours visible sur l'affleurement. C'est parfois une orientation minérale dans la zone axiale mais plus souvent la forme des ombres de pression qui marquent cet éirement L'x. Les halos cristallisés à l'abri des corps durs ne sont plus allongés selon une direction privilégiée mais forment des auréoles irrégulières. On doit alors penser que Lx et L'x ont un rôle antagoniste. En effet, contrairement aux axes des plis P1 qui sont très sinueux et présentent donc des orientations variables, la linéation d'éirement-glisement Lx demeure constante en direction par rapport aux axes. Ainsi Lx et axes P1 sont-ils plus ou moins obliques l'un sur l'autre. Selon Lx, comme selon l'axe des plis, il y a éirement. Deux cas se présentent donc (Fig. 65) :

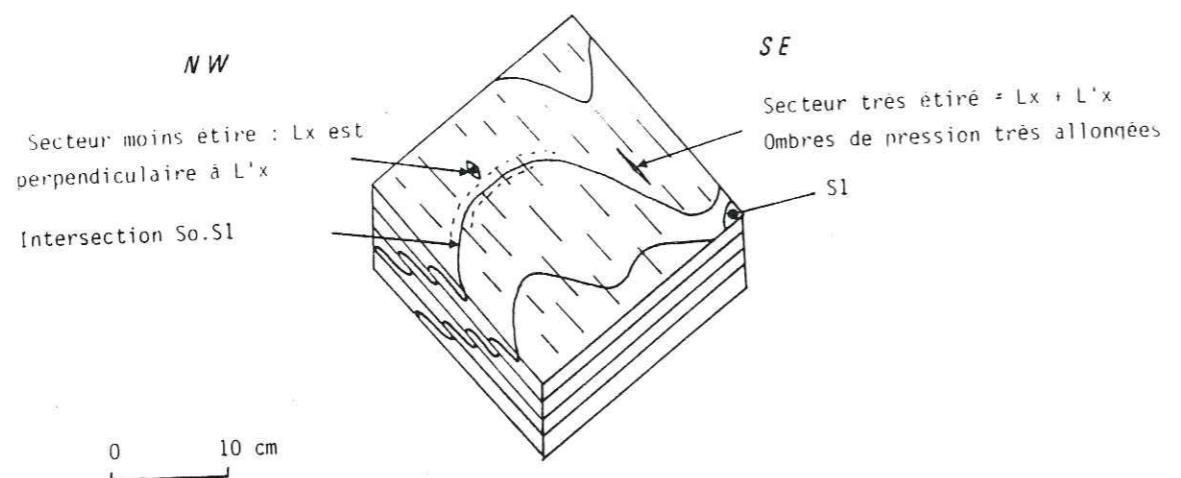


Figure 65 : Variation de l'intensité de l'étirement selon la position des axes de plis P1 contenant L'x par rapport à la direction de l'étirement-glisement régional Lx

- si Lx est parallèle aux axes P1 où se situe L'x la roche est fortement étirée car Lx et L'x s'ajoutent
- si Lx est perpendiculaire aux axes, la roche est au total moins étirée car Lx et L'x ne jouent plus dans le même sens

La grande régularité de la linéation d'étirement-glisement dans tout le secteur du front des nappes se vérifie à l'échelle régionale (Fig. 66). Les diagrammes de la figure 67 indiquent que la dispersion est étalée sur 60° environ, mais la direction moyenne est nettement centrée sur N 150° E (Fig. 67-b).

La dispersion constatée n'a rien à voir avec la position des mesures par rapport à l'un ou l'autre des deux poinçons passifs présumés. En effet, à l'échelle de l'affleurement ou pour une station de mesure donnée, on retrouve toujours le même éventail de directions, centré sur la moyenne régionale. De même, quelle que soit l'orientation de la schistosité S1 la direction de l'étirement-glisement Lx reste constante. Ce fait tient sans doute à plusieurs facteurs, mais l'essentiel des perturbations doit surtout provenir de l'existence de l'étirement L'x parallèle aux axes de plis P1.

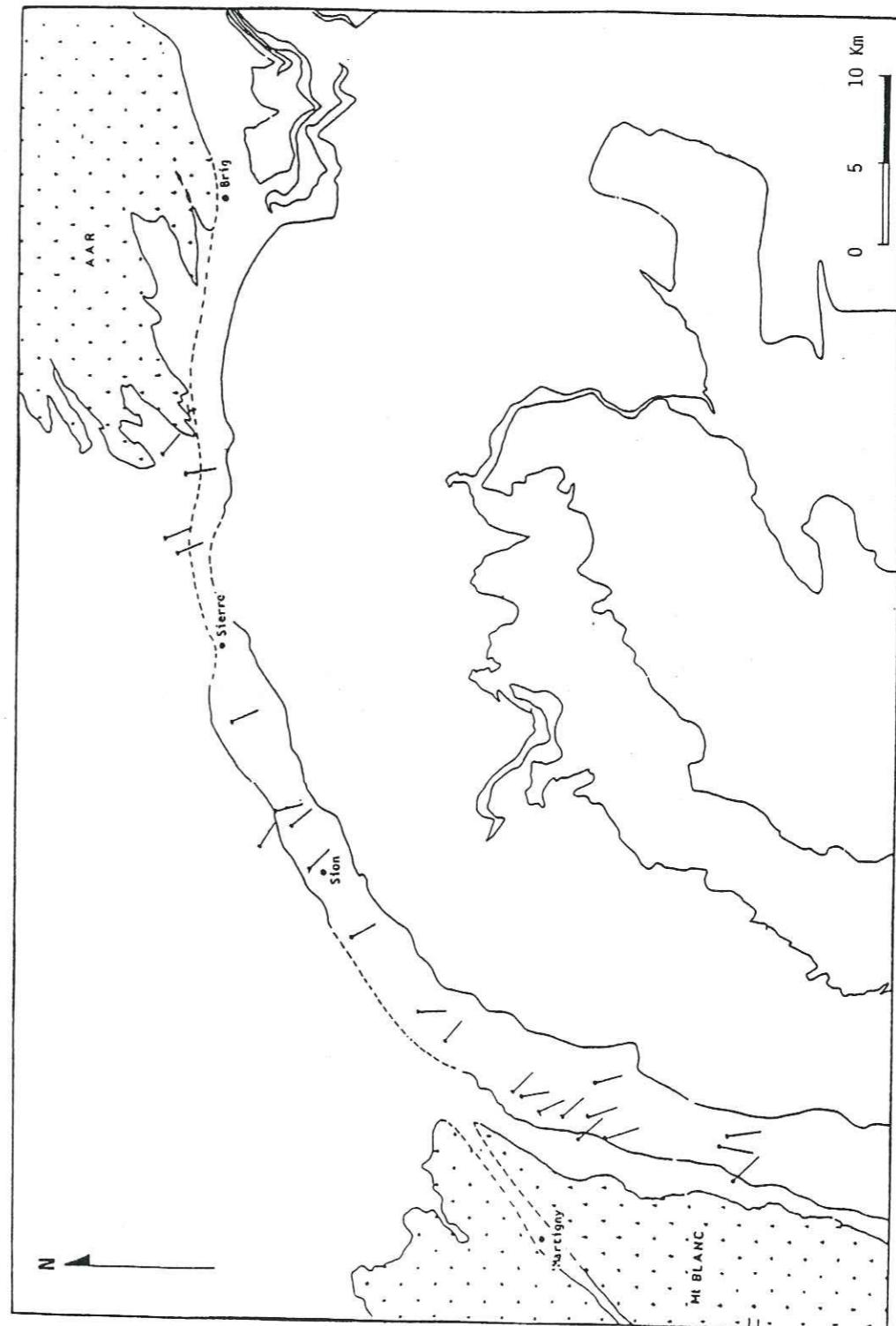


Figure 66 : Carte de l'orientation de la linéation d'étirement-glisement Lx

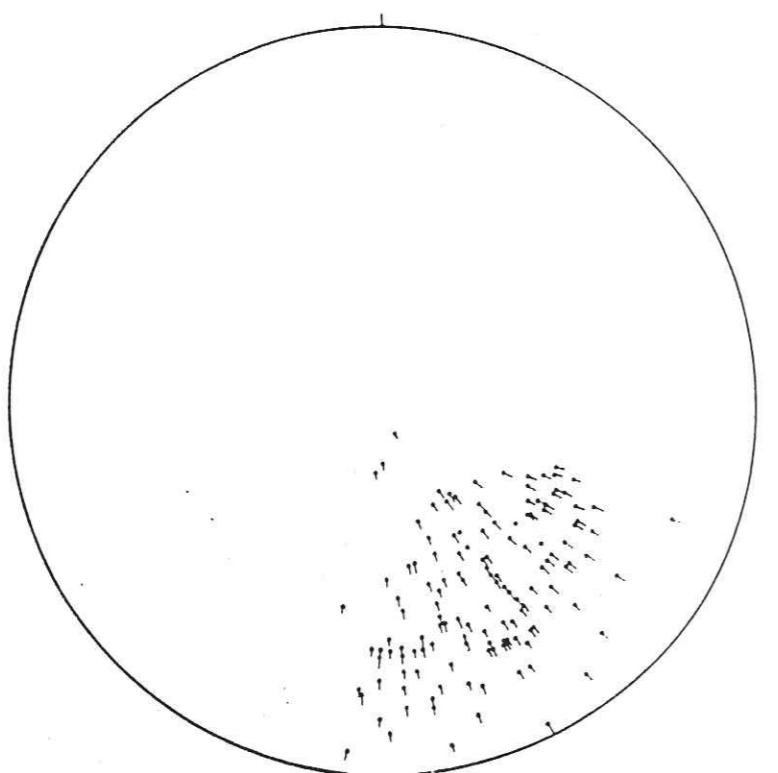


Figure 67-a : Projection stéréographique (hémisphère inférieur) de l'ensemble des mesures de l'étirement Lx (canevas de Schmidt)

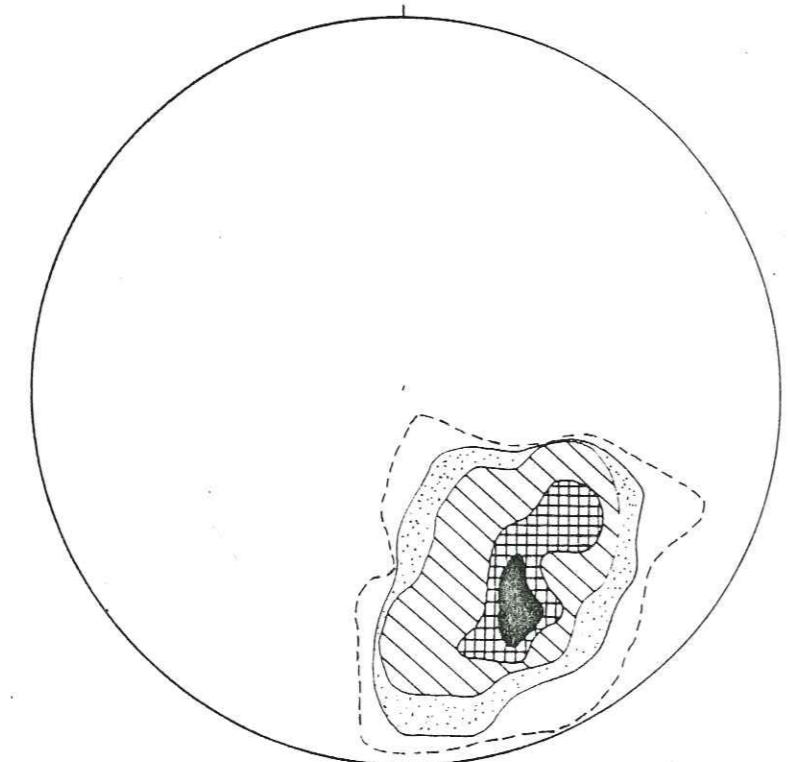


Figure 67-b : Diagramme de densité de l'étirement Lx (canevas de Schmidt)

En résumé, il existe dans toute la courbe du front pennique une linéation d'étirement-glissement Lx de direction très constante N 150° E, souvent en concurrence avec un étirement plus discret L'x parallèle aux axes P1. Lx correspond soit à une orientation minérale de toute la roche, bien visible sur les plans de schistosité S1, mais peut être déterminée aussi par l'orientation privilégiée des halos de cristallisations en ombres de pression, celle des boudins ou celle des fibres cristallisées dans les fentes d'extension.

II.1.4. - Glissement sur S1

On a vu que la linéation Lx correspondait à un net étirement du matériau selon la direction N 150° E. On a associé cet étirement à un glissement. Celui-ci est démontrable grâce aux déformations du plan de schistosité S1 sur lequel se produit un déplacement selon cette même direction Lx. Du fait des frottements jamais négligeables, le déplacement entraîne un cisaillement dans le plan S1. Les indices relevés montrent qu'il s'agit toujours d'un déplacement relatif des zones supérieures de l'édifice en direction de l'Ouest, du N-W ou du Nord, selon l'orientation de S1.

Ces indices sont les suivants :

Création de kink-bands ou de petites bandes de pliage (Fig. 68). Ce ne sont que des déformations très localisées du plan S1 mais qui indiquent clairement le mouvement de cisaillement et de glissement de direction N 150° (cf. Ramsay, 1967, p. 452).

En règle générale on constate que ces replis affectent S1 dans les roches les plus fines où la schistosité est très dense. On verra plus loin (voir structures de deuxième génération, chap. II.2) que ces objets indiquent une nette continuité de la déformation depuis les plis P1 jusqu'aux plis P2. On relie ainsi la formation de chacune de ces structures et des schistosités successives à une évolution progressive de la déformation sous un même régime de cisaillement selon la direction N 150° E.

Formation de petites fractures de Riedel R. (Fig. 69). Elles indiquent encore le même régime que les plis mais dans un matériau moins ductile (Pijolat, 1978, p. 114 ; Vialon, 1979 ; Gratier et Vialon, 1980).

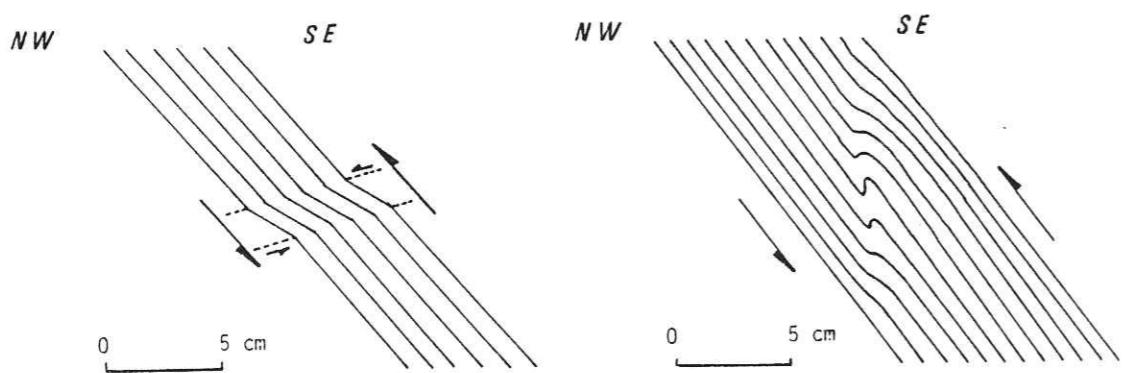


Figure 68 : Formation de kink-bands ou de bandes de pliage lors du glissement sur le plan de schistosité S1

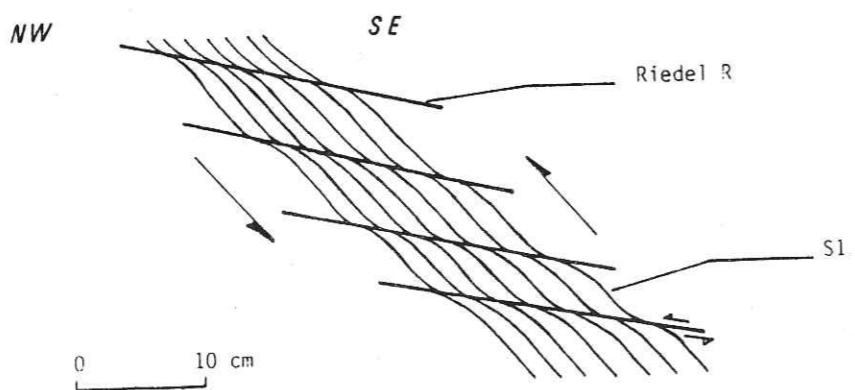


Figure 69 : Petites fractures plates dites de Riedel (R) associées au glissement et au cisaillement sur le plan de schistosité S1

Ce qui caractérise le mouvement suggéré par la disposition de ces fractures est qu'il se produit dans le même sens sur tous les plans de la schistosité S1, aussi bien pour le flanc normal que pour le flanc inverse. En effet les fractures R peuvent recouper des zones de charnière de plis P1, comme des zones de flancs. Cela implique une homogénéité des cisaillements que l'on retrouve dans les plis dits "évolués" (Pijolat, 1978).

Ces plis évolués peuvent être décrits de la façon suivante : dans un premier temps, suivant un schéma banal, de part et d'autre de la charnière d'un pli P1 peu déversé, les plans de schistosité ont un rôle antagoniste selon qu'ils sont en position de flanc normal ou de flanc inverse. La charnière tend à être expulsée vers l'avant. Plus tard, par évolution du cisaillement génératrice du pli déversé et du serrage du pli, les plans So et S1 tendent à devenir parallèles sur les flancs. Partout le cisaillement devient homogène et correspond au sens du cisaillement général qui était déjà celui qui se produisait sur S1 dans les flancs courts-inverses. Il y a donc changement du sens de mouvement sur S1 dans les flancs normaux-supérieurs (ou longs) de ces plis qui sont évolués (Fig. 70) (Pijolat, 1978, p. 44 et Pijolat et al., 1981).

Une telle évolution a été décrite comme le résultat d'un cisaillement d'abord parallèle au plan des couches, puis qui s'engage, lorsque S1 tend à transposer So, sur le plan de la schistosité. On peut remarquer aussi que ce phénomène correspond à un boudinage, c'est-à-dire un étirement, dont la direction ne serait pas parfaitement parallèle aux plans des hétérogénéités ou de l'anisotropie du matériau. Cela conduit à justifier la correspondance entre glissement et étirement que l'on a admise jusqu'ici, Lx étant à la fois la direction du cisaillement-glisement et de l'étirement, ou sa projection sur les plans So ou S1 du matériau. Il est probable que c'est selon cette direction que les axes de plis P1 tendent à se réorienter, ou au moins à cause du transport qu'elle indique qu'ils sont très dispersés.

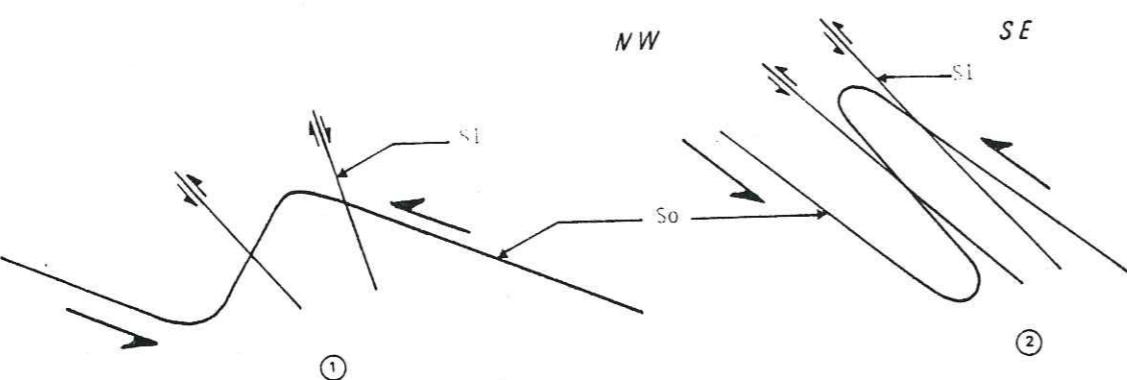


Figure 70 : Evolution du glissement sur le plan de schistosité du flanc normal au cours de l'évolution de la déformation selon le sens de cisaillement général qui accentue le déversement du pli
(1) Pli normal (ou début de la déformation)
(2) Pli évolué (pli plus aplati et déversé)

II.2 - Les objets de deuxième génération

On a vu ci-dessus que la schistosité S1 pouvait être plissée (voir II.1.4). Il s'agissait alors de décrire les structures les plus précoce et on parvenait alors à l'idée que progressivement, dans un même régime de déformation, les structures initiales étaient entraînées par le cisaillement général persistant, à être à leur tour déformées ou, qu'en tout cas, elles ne demeuraient pas toujours passives dans l'état du moment de leur formation. Les structures acquises lors de cette évolution tardive sont dites "objets de deuxième génération". On verra qu'ils se placent de façon cohérente dans un continuum où le cisaillement selon la direction N 150° reste constant.

II.2.1. - Schistosité S2

Elle se présente comme une schistosité de crénulation, c'est-à-dire qu'elle est liée à un microplissement de la première schistosité S1. On ne peut pas parler pour S2 de schistosité de flux puisqu'il n'y a pas réorientation et recristallisation des minéraux. Selon la nature de la roche, cette schistosité peut être plus ou moins pénétrative :

- Dans les niveaux fins et/ou incompétents, elle est très serrée et s'accompagne d'un gaufrage de S1.

- Dans les niveaux plus épais et/ou plus compétents, elle est au contraire beaucoup plus espacée.

Bien qu'elle soit toujours reconnue à l'échelle régionale (Fig. 71), il n'en est pas de même à l'échelle de l'affleurement où elle peut être absente, particulièrement lorsqu'il s'agit de matériaux très compétents.

Cette schistosité S2 est toujours plus fortement pentée que S1 (Angle entre S1 et S2 < 45°). En général, ce pendage, souvent proche de la verticale, est autour de 70-80°, sauf au Sud du Massif de l'Aar où il est plus faible, voisin de 60°. L'attitude de S2 ne paraît pas influencée par la position des axes de plis P1.

A l'échelle régionale, l'orientation des plans de schistosité S2 subit comme pour S1 une rotation : depuis une direction N 10° E à l'Est du Massif du Mont Blanc elle passe à N 60° E au Sud du Massif de l'Aar (Fig. 71). Toutefois cette rotation n'est pas aussi importante que celle de la schistosité S1, et au Sud de l'Aar S1 et S2 ont une orientation différente de 30° (N 90° E pour S1 et N 60° E pour S2).

II.2.2. - Plis P2

Le meilleur plan repère des structures régionales est celui de la schistosité S1. C'est pourquoi nous parlerons surtout du plissement de S1 par les plis P2, mais il est bien évident que tous les plans anciens (S0, S1) sont affectés par les plissements de deuxième génération.

Le plissement P2 peut intervenir à différentes échelles :

Plis millimétriques liés à la schistosité de crénulation S2. Cette crénulation aboutit à un microplissement de S1, à la suite des mouvements ou de dissolutions selon S2 (Fig. 72).

Plis décimétriques qui se caractérisent par une ouverture beaucoup plus grande que celle des plis P1. Les plis P2 ont un regard vers l'W, le NW ou le N selon l'orientation du plan de schistosité S2, mais ils sont en général beaucoup moins déversés que les plis P1. Ils sont en outre associés à la schistosité S2 qui est une schistosité de plan axial (Fig. 73).

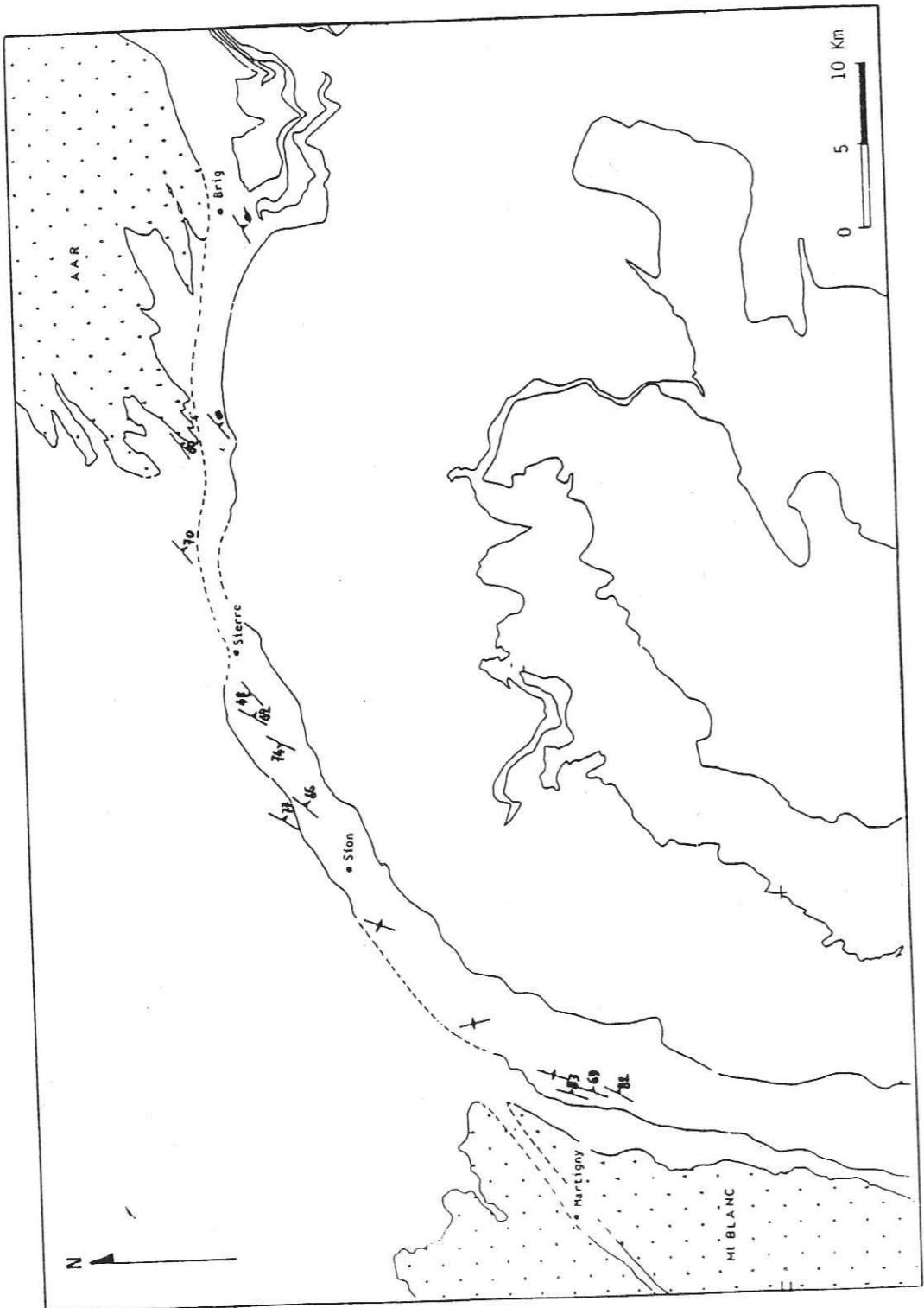


Figure 71 : Carte de la schistosité S2

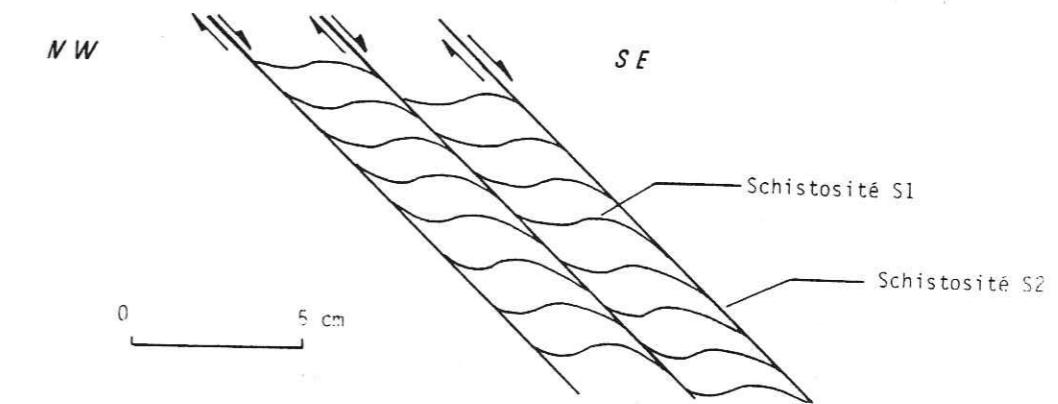


Figure 72 : Microplissons de la schistosité S1 dus à des mouvements sur les plans de schistosité S2. Ces mouvements apparents peuvent également correspondre à une dissolution (Gratier et al, 1980)

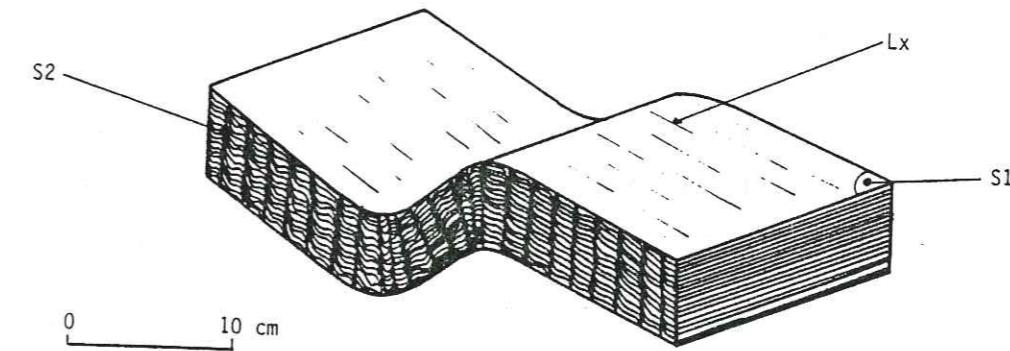


Figure 73 : Pli P2 décimétrique. On remarquera que S2 est plan axial du pli, en éventail assez ouvert. S2 subdivise la couche plissée en multiples microplis P2 du type décrit figure 72.

Sur S2 il n'y a pas de claire linéation d'étirement-glisserement comparable au Lx du plan S1. Toutefois le microplissement P2 indique qu'il y a un mouvement apparent sur S2 (voir Fig. 72) et nous avons vu plus haut que la déformation de S1 pouvait résulter d'un cisaillement selon son plan (voir II.1.4). Pour démontrer que l'organisation des plis et schistosités des deux générations est liée au même régime et que les P2 et S2 sont dus à un blocage du déplacement sur S1 (voir Fig. 68), construisons sur projection stéréographique la dispersion des plis P1 (ou So/S1) et P2 pour une station de mesures donnée.

On constate (voir Fig. 74) que les P1 (ou So/S1) s'organisent en zone et que le grand cercle de leur dispersion contient également Lx à son intersection avec le plan S1 moyen régional. Par contre les P2 sont peu dispersés sur S2. Cela signifie que les plis P2 sont nés par cisaillement-glisserement et non par rotation-enroulement, et que les plis anciens étaient très aplatis lors de la création des nouveaux et de la schistosité S2 qui leur est liée. Le plan sur lequel se dispersent les P1 est plan de glissement du système. Il recoupe S2 où une linéation qui correspond à la direction de transport sur S2 est ainsi définie, même si dans la réalité elle n'est pas marquée par une linéation de glissement-étirement. Le fait que Lx du plan S1 moyen et cette linéation virtuelle du plan S2 soient dans le même plan de glissement où se dispersent les plis P1 (ou les intersections So/S1), indique que les deux générations de structures sont à relier au même régime de transport, c'est-à-dire au même cisaillement. On remarquera d'ailleurs que dans le cas de la figure 74, la linéation Lx du plan S1 régional, sur lequel le cisaillement avec transport des zones hautes vers le NW est présumé opérer, se trouve dans le plan de glissement à environ 45° au-dessus de la linéation de transport correspondante du plan S2. C'est la situation théorique à attendre d'un cisaillement sur S1, qui engendrerait S2.

On notera, dans ce cas idéal où les axes P1 ont été vraisemblablement très réorientés selon la direction de transport Lx dans le plan S1 avant son plissement (ou pendant) (voir ci-dessus II.1.2 et II.1.3) que la direction de transport sur S2 qui est déduite des constructions est très différente de celle qui est observée le plus souvent (Fig. 67). Cela

confirme que ces directions dépendent de l'attitude du plan porteur et qu'on ne peut qu'exceptionnellement les considérer comme les vraies directions de cisaillement. En général les orientations mesurées ne correspondent qu'à un transfert (non nécessairement une projection) du mouvement sur un plan quelconque.

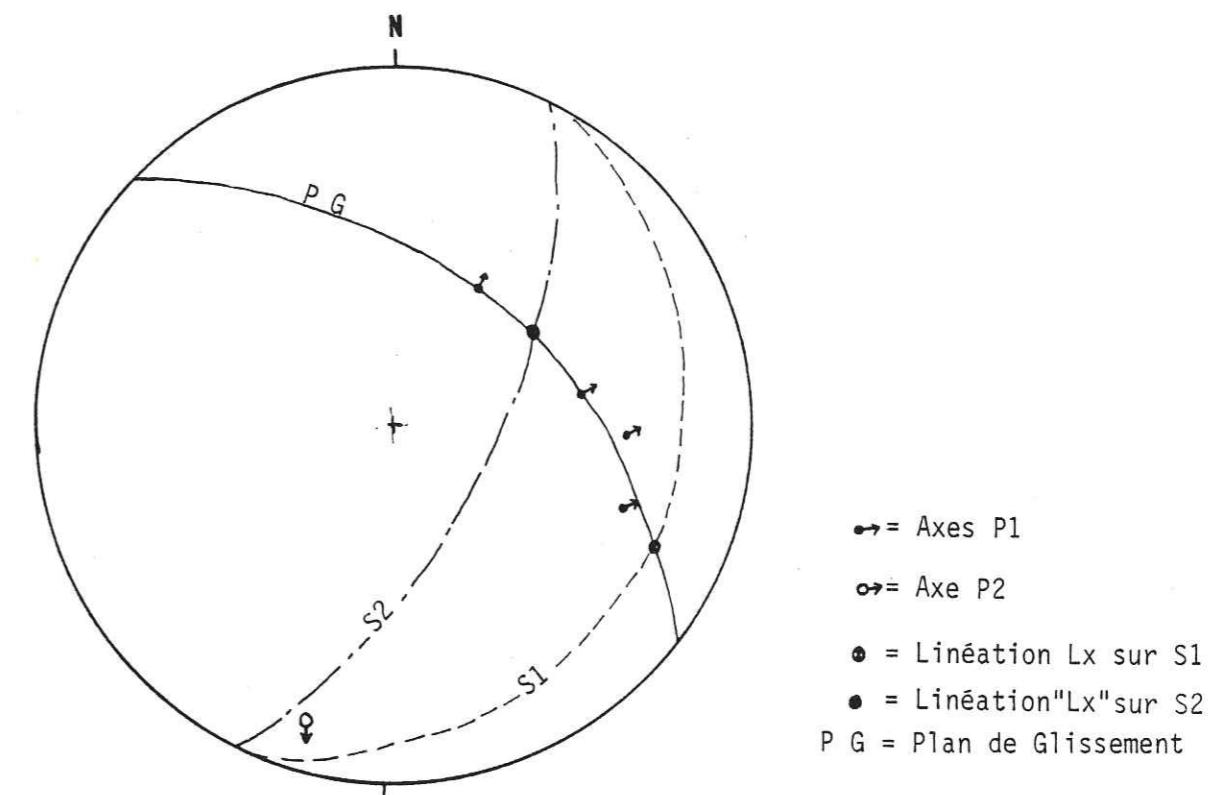


Figure 74 : Projection stéréographique illustrant l'alignement de la linéation d'intersection So/S1 sur le plan de glissement (contenant Lx). S1 est le plan moyen de la schistosité de première génération contenant la direction Lx également moyenne

A l'échelle régionale les plis P2 sont toujours retrouvés. L'orientation de leurs axes suit parfaitement celle de la schistosité S2 (Fig. 75). A l'échelle de l'affleurement, ces plis peuvent être absents ou au contraire localement prendre une grande importance.

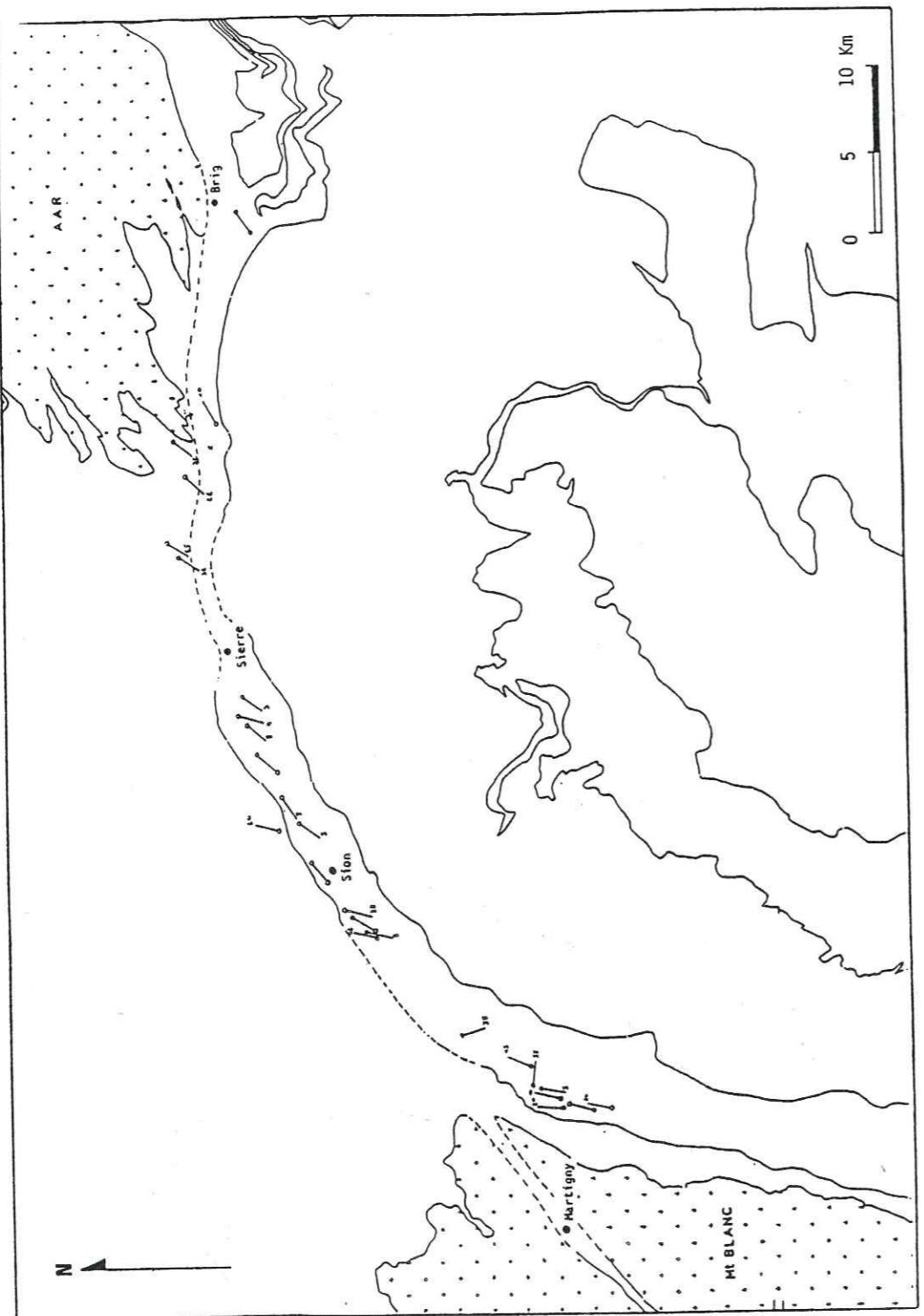


Figure 75 : Carte des axes de plis P2

II.3 - Synthèse des observations : proposition d'un modèle

En résumé, les structures observées dans cette partie frontale des nappes penniques sont les suivantes :

- Plis P1 "évolués" à axes courbes à toute échelle. Ce sont des plis qui ont subi une réorientation axiale en raison de glissements sur leur plan de schistosité S1. Ce transport se fait dans la même direction pour les flancs inverses et pour les flancs normaux : il correspond à un cisaillement où les zones hautes sont déplacées vers le NW.

- Direction d'étirement-glisser Lx constante en direction (Mesurée sur S1). Cette linéation correspond à la direction de transport (et du cisaillement) sur S1.

- Plis P2 "normaux", c'est-à-dire plis où les mouvements sur les plans de schistosité S2 sont symétriques par rapport au plan axial, associés à une schistosité plus raide que S1.

Un schéma tout à fait analogue a déjà été observé par Pijolat et Plotto, respectivement dans les terrains secondaires de la région de Megève et les grès du Champsaur. Nous ne reprendrons donc pas ici la démonstration ayant abouti au modèle de déformation proposé par ces auteurs. Rappelons simplement que pour eux les structures sont dues comme ici à un cisaillement qui donne lieu dans un premier temps au glissement couche sur couche (pas de traces de ce glissement sur So dans notre secteur). A la suite de blocages, il y a formation de plis P1 "normaux" pour lesquels les glissements sur S1 sont symétriques et antagonistes de part et d'autre des charnières.

Ultérieurement, le glissement se transpose sur le plan de schistosité S1, ce qui entraîne une évolution et une déformation des plis P1 avec une réorientation axiale importante. Ce glissement sur S1 est traduit par la linéation d'étirement-glisser Lx. Autrement dit, nous retrouvons ici les caractéristiques des plis en fourreaux, avec des rapports très variables de l'étirement selon que l'axe du pli est parallèle ou oblique sur Lx (Gratier, Vialon, 1980).

Enfin, à la suite de nouveaux blocages du glissement sur S1, apparaissent des plis P2 "normaux", associés à la schistosité S2 (Fig.76).

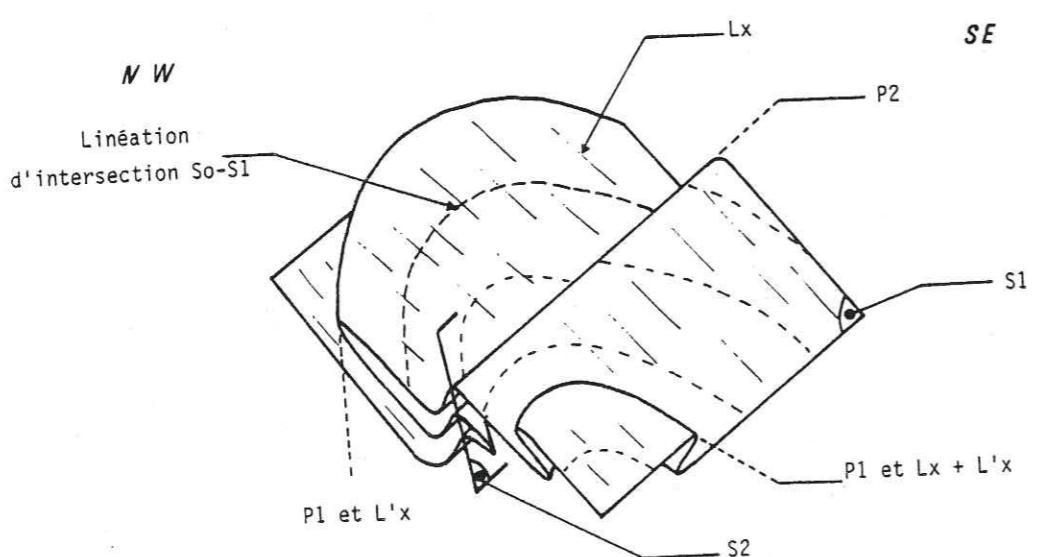


Figure 76 : Schéma représentatif de la superposition des phases de plissements dans le secteur du front pennique, comme dans la région de Megève (Pijolat) ou dans les grès du Champsaur (Plotto) ou l'Oisans (Gratier et al.)

Ces différentes phases ne doivent pas être comprises comme des épisodes indépendants et séparés par de longs laps de temps. Au contraire, la persistance de la direction d'étirement-glisement, sa disposition par rapport au déversement des plis, l'enchainement cohérent à chaque étape des plissements, schistosité et glissement, les dispositifs géométriques de chaque structure élémentaire, conduisent à penser qu'il n'y a pas d'arrêt dans cette évolution où les structures se succèdent en un véritable continuum (Gratier et al., 1978 ; Gratier et Vialon, 1980).

II.4 - Interprétation dans la structure régionale

Nous avons vu comment s'organisaient les structures à l'échelle de l'affleurement et à quels mécanismes elles étaient probablement dues. Nous allons aborder ici les problèmes que pose l'agencement de ces structures les unes par rapport aux autres dans l'ensemble du terrain étudié.

Les faits majeurs qui ressortent de l'examen des diverses cartes structurales sont les suivants :

- La linéation d'étirement-glisement a une orientation constante sur l'ensemble du terrain (Fig. 66), alors que les schistosités S1 et S2 sont courbes et dessinent l'arc du front pennique (Fig. 57 et 71).
- Si la courbure de S1 suit fidèlement la forme de l'arc, celle de S2 est moins importante, principalement au Sud de l'Aar où elle diffère sensiblement des contours structuraux (voir Fig. 71).
- Il existe partout deux phases de plissement.
- Des plis en fourreau se rencontrent sur l'ensemble du terrain étudié.

Quels sont les mécanismes susceptibles d'expliquer l'ensemble de ces observations ?

II.4.1. - Poinçonnement horizontal par les massifs du Mont Blanc et de l'Aar

Nous avons vu précédemment l'organisation en éventail autour d'un poinçon des structures qui résultent de son mouvement. Dans le cas présent, c'est autour des poinçons passifs que peuvent représenter les massifs du Mont Blanc et de l'Aar que devraient s'organiser les structures résultant du déplacement des nappes entre les deux massifs. Or nous constatons qu'il n'en est rien.

La linéation d'étirement-glisement qui matérialise la direction de transport reste constante en direction et n'est pas déviée aux abords des prétendus poinçons. Pour tenter de confirmer cette absence de l'éventail attendu de la direction de déplacement près des massifs-butoirs, nous avons construit la direction "vraie" de transport, en plusieurs secteurs du terrain étudié. On pouvait craindre en effet que la linéation Lx ne soit qu'un transfert sur le plan S1 d'une direction de transport toute autre et moins bien réglée.

La méthode de construction de la direction de transport est la suivante : Cette direction est supposée être contenue dans un plan virtuel contenant également Lx et perpendiculaire au plan porteur de cette linéation. Le plan porteur, ici S1, devrait être le plan de cisaillement maximal du système. Ainsi la direction de transport à construire est, dans le plan de construction virtuel, à 45° de Lx.

Cette construction, effectuée en différents points clefs, où le plan S1 a différentes attitudes, donne les résultats synthétiques rassemblés sur le diagramme de la figure 77. Aucune rotation progressive en fonction de la situation des secteurs de construction par rapport aux massifs cristallins du Mont Blanc et de l'Aar, ne peut être mise en évidence. Les directions, presque horizontales, se dispersent en un nuage où un calcul des densités fait ressortir un maximum qui peut être considéré comme la direction moyenne de transport (Fig. 78). Elle se situe à N 135° E donc très proche de l'orientation de Lx.

En ce qui concerne le style de la déformation on ne peut pas non plus trouver de différences entre ce qui pourrait constituer les flancs ou les zones frontales des poinçons. Partout les torsions des plis P1 (ou de la linéation So/S1) suggèrent de forts cisaillements avec plis en fourreau. De même les plis P2 se rencontrent en tous points et pas seulement au front des poinçons, ce qui paraît traduire une intensité de déformation équivalente tout au long de l'arc étudié.

Une des différences que nous avons notée, qui concerne la moindre courbure de S2 par rapport à celles de S1 et des contours des unités tectoniques (voir Fig. 71) ne paraît encore pas explicable par un pénétration. En effet le comportement devrait être équivalent contre les deux massifs cristallins. Or il est clair que les zones qui sont proches de l'Aar se distinguent de celles qui sont à proximité du Mont Blanc.

Enfin, les étirements parallèles aux axes des plis P1, qui n'étaient pas importants que sur les flancs des poinçons, sont sensiblement les mêmes pour toutes les stations où ils ont été mesurés.

Au total, ces résultats ne permettent pas d'interpréter la virgation du front des nappes penniques entre Mont Blanc et Aar comme une conséquence d'un écoulement forcé entre deux poinçons passifs. Il convient donc de rechercher une autre explication susceptible de remplacer cette hypothèse de départ qui se révèle inadéquate.

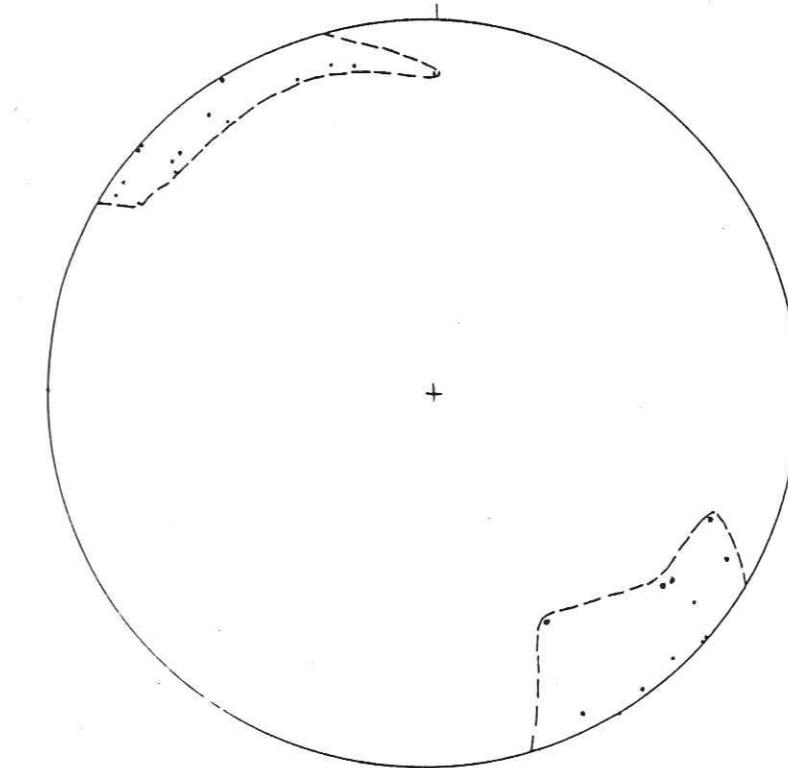


Figure 77 : Projection stéréographique de l'ensemble des directions de transport construites

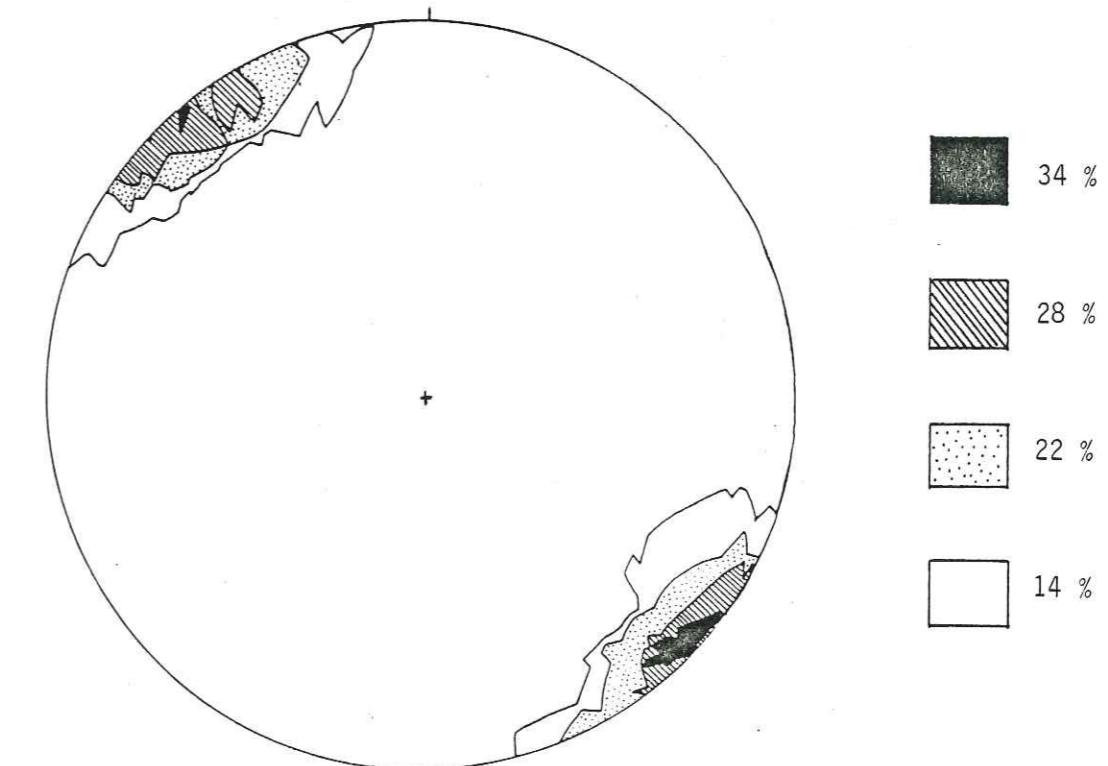


Figure 78 : Diagramme de densités des directions de transport (obtenues en traçant autour de chaque point de la Fig. 77 un cercle de confiance de 15°)

II.4.2. - Fourreau géant

Une solution de rechange pourrait être d'envisager que l'ensemble du front pennique a subi une déformation identique à celle qui est décrite à l'échelle de l'affleurement. Autrement dit, il faudrait concevoir les nappes penniques comme un pli en fourreau géant (Bonnet et al., 1981). On retrouve, en effet, pour l'ensemble du terrain des caractéristiques qui rappellent celles des plis en fourreau, au détail près que les rapports angulaires varient entre les directions de schistosité S₁ et L_x et non plus entre les axes P₁ et L_x (Fig. 79).

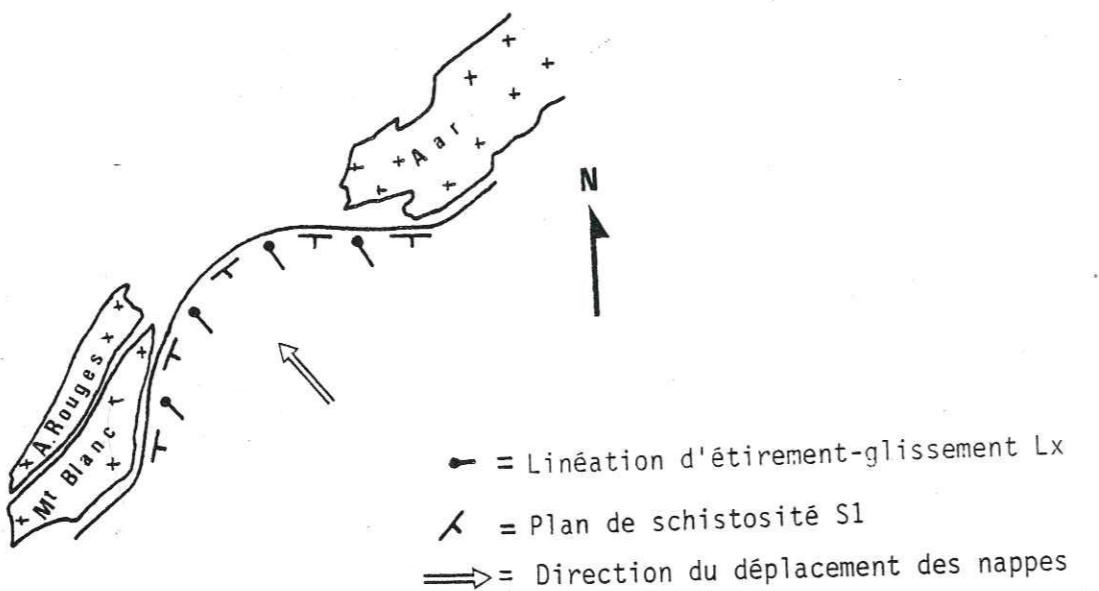


Figure 79 : Schéma montrant la variation des rapports angulaires entre la direction de la schistosité S₁ et la direction d'étirement-glisement L_x

Plusieurs arguments rendent pourtant cette hypothèse difficile à soutenir :

- l'appellation de fourreau implique l'existence d'un très grand pli constitué par l'ensemble de la virgation, ce qui n'est, à notre connaissance, pas le cas.
- Dans les zones où les directions de S₁ et L_x tendent à devenir parallèles, l'étirement devrait être beaucoup plus important que dans la zone où L_x et S₁ sont perpendiculaires. Cela n'est pas vérifié non plus.

- La virgation étudiée regroupe en fait plusieurs unités, chevauchantes les unes sur les autres. Il n'est pas clair, dans l'état actuel des données rassemblées, que ces unités puissent constituer de vastes fourreaux répétés et imbriqués.
- Enfin l'éventualité d'une immense structure en fourreau ne permet toujours pas de comprendre la différence entre les courbures des directions de S₁ et de S₂ au Sud de l'Aar.

En définitive l'hypothèse d'un fourreau géant paraît également incompatible avec plusieurs des observations et mesures effectuées, même si des plis qui ont cette géométrie mais de dimensions plus modestes existent dans le secteur.

II.4.3. - Surrection tardive des massifs cristallins du Mont Blanc et de l'Aar

C'est une dernière possibilité pour interpréter l'arc pennique entre ces deux massifs. Il faut alors concevoir que les nappes se sont déplacées vers le NNW en passant par dessus les massifs cristallins externes encore enfouis, puis que tardivement ceux-ci se sont soulevés, repoussant sur leurs flancs les superstructures accumulées. L'érosion ultérieure des seules régions surélevées n'aurait alors laissé subsister les nappes que dans la dépression entre les deux massifs.

Cette solution permet d'expliquer plusieurs dispositions structurales restées obscures dans les hypothèses précédentes et tient également compte d'autres données.

On sait en effet que l'arrivée des nappes dans la zone helvétique, dans la région frontale du secteur étudié, se produit à une période qui date à peu près de la fin de l'Eocène.

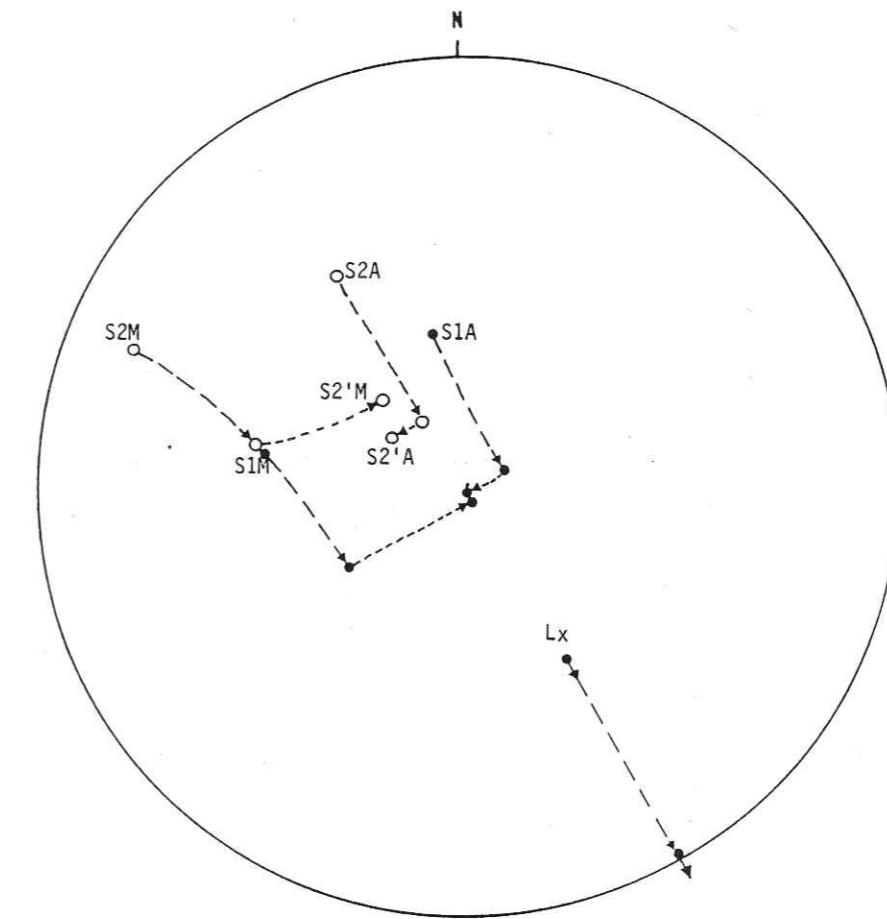
Par ailleurs les mesures radiochronologiques effectuées sur les minéraux tardifs et d'assez basses températures de formation, des filons et cavités à cristaux qui sont réputés marquer le soulèvement du Mont Blanc (Leutwein et al., 1970), situent cette surrection entre 15 et 13 MA. Des mesures équivalentes dans le massif de l'Aar donnent un âge de soulèvement un peu plus tardif vers 10 MA (Purdy and Jaeger, 1980). Il semble donc

clair que les massifs cristallins se sont soulevés bien après le passage des nappes, celui du Mont Blanc ayant commencé sa surrection un peu plus tôt que celui de l'Aar. On devrait donc retrouver dans le dispositif structural du front pennique des traces de cette remontée tardive de ses bordures.

Si l'on admet, comme nous l'avons vu, que la schistosité S1 est liée à la progression des nappes vers le NW, elle devait avoir, avant la surrection des massifs cristallins, une orientation régulière, sensiblement NE-SW avec une linéation de transport non moins régulière environ N 130° E selon nos résultats. Lors de la surrection tardive, le plan S1 sera gauchi et aux abords des massifs cristallins il deviendra parallèle à leurs limites. C'est bien ce que l'on constate avec la courbure des unités structurales et de la direction de la schistosité S1. Comme la linéation Lx reste constante en azimut, les basculements dus aux surrections du Mont Blanc et de l'Aar sont équivalents à une rotation autour de cet axe-linéation de transport.

Dans cette hypothèse on peut tenter de reconstituer la géométrie des structures du front pennique des régions étudiées, qui existait avant la surrection des massifs cristallins. On admettra alors que le cisaillement dû au déplacement des nappes était suffisant pour que S0 et S1 soient devenues presque partout parallèles (transposition constatée) et que ces plans confondus étaient horizontaux (comme la linéation Lx qu'ils portent). Cette attitude n'est sans doute pas absolument vraie mais elle n'est pas invraisemblable. Elle offre surtout l'avantage de simplifier les constructions.

Sur cette base on peut effectuer la construction suivante sur projection stéréographique (Fig. 80) en utilisant comme repère la disposition de Lx : En l'amenant à l'horizontale on lui fait subir une rotation artificielle que l'on affecte aussi aux autres éléments structuraux : S1 et S2 situées respectivement près du Mont Blanc et près de l'Aar. Par rotation autour de Lx (un peu plus faible du côté Aar que du côté Mont Blanc, ce qui s'explique peut être par la surrection plus précoce de celui-ci) on peut ramener ces deux plans à l'horizontale où ils se confondent. On se trouve alors dans la situation où le soulèvement des massifs



— Rotation 1: Remise à l'horizontale de Lx.
- - - Rotations 2: Remise à l'horizontale des Schistosités S1.

Figure 80 : Projection stéréographique de la reconstruction de l'état présumé antérieur aux surrections des massifs du Mont Blanc et de l'Aar. La rotation 1, artificielle, permet d'amener Lx à l'horizontale et de lui faire jouer le rôle d'axe de basculement (rotation 2) permettant d'annuler le soulèvement des socles cristallins (retour des S1 {S1M = proche du Mont Blanc, S1A proche de l'Aar} à l'horizontale). Cette rotation amène les S2 en S2'M (pour celle du côté Mont Blanc) et S2'A (pour celle du côté Aar).

cristallins est annulé. Les schistosités S2, côté Mont Blanc et côté Aar, affectées de ces mêmes rotations, se retrouvent alors dans une position presque identique : N 50-60° E à pendage SE. C'est l'attitude qui est à peu près celle qui est observée dans la région centrale de l'arc pennique, où le basculement dû aux soulèvements du socle cristallin est censé ne pas intervenir.

Cette reconstruction un peu théorique de l'état antérieur aux surrections, permet donc de rendre compte des différences actuelles de la position de S1 le long de l'arc étudié et aussi de celles de S2 qui ne pouvaient pas être expliquées dans les hypothèses précédentes. Elle paraît donc indiquer que le canevas structural initial bien réglé et homogène a simplement été perturbé par la surrection des massifs cristallins qui bordent les nappes. La cohérence de la construction, qui permet de ramener par simple basculement différentiel la schistosité S1 à l'horizontale et les deux schistosités S2 pratiquement en position identique, est un bon argument en faveur de ce mécanisme. Il reste possible qu'avant la surrection du Mont Blanc et de l'Aar la schistosité S1 n'ait pas été réellement horizontale. Mais rien ne permet de vérifier quelle pouvait être sa vraie position à ce moment.

III - CONCLUSION SUR LE FRONT PENNIQUE

Il semblait au départ de cette étude que la zone frontale du front pennique entre les massifs du Mont Blanc et de l'Aar pouvait illustrer le cas du poinçonnement passif d'une couverture en déplacement vers le NW par ses deux mèles rigides de bordure. Mais l'analyse des structures ne nous a pas permis de retrouver les phénomènes différents qu'avait fait prévoir la modélisation entre les extrémités de l'arc et son front. C'est donc une interprétation qui n'a pu être retenue.

L'hypothèse d'un gigantesque pli en fourreau, fondée sur l'existence de multiples structures de ce type, mais de petite taille, dans tout le secteur, n'a pas été jugée satisfaisante non plus car elle n'explique pas les dispositifs de schistosités superposées au Sud de l'Aar.

Après ces abandons successifs c'est donc la surrection tardive des massifs cristallins qui paraît la plus adéquate pour expliquer les différentes structures observées. Le Mont Blanc et l'Aar n'existaient pas comme points hauts comparables aux actuels massifs, lors de l'écoulement des nappes vers le NW. La surface sur laquelle celui-ci s'effectuait, devait probablement comporter des reliefs relatifs. Mais c'est leur soulèvement tardif et important qui, en relevant les nappes sur leurs deux bords, a accentué leur courbure frontale. Si l'aspect actuel suggère un écoulement horizontal forcé entre deux poinçons passifs, en fait le poinçonnement réel a été vertical.

Pour illustrer les phénomènes de poinçonnement étudiés sur modèles, il aurait donc fallu analyser les structures situées au front véritable des poinçons, c'est-à-dire celles qui devraient être dans la couverture du sommet des massifs du Mont Blanc et de l'Aar. C'est évidemment impossible puisque l'érosion (et sans doute aussi les décollements) les a fait disparaître. Le but que nous nous étions fixé n'est donc pas atteint et nous pourrions conclure sur un constat d'échec. L'examen de cet exemple, qui s'est révélé inadapté, n'est cependant pas dépourvu d'enseignements. En effet, si le cas du bombardement du front pennique valaisan qui paraît s'extruder entre deux massifs cristallins rigides ne nous a pas permis de vérifier nos résultats expérimentaux par l'épreuve des faits, il nous a appris à nous défier des apparences. Ce qui justifie la démarche utilisée.

ETUDES DE TERRAIN

B - LE JURA

I - INTRODUCTION

I.1 - Cadre géographique

Le Jura s'allonge en un arc à convexité tournée vers le NW, depuis les Alpes, qu'il jouxte au S, jusqu'au pied de la Forêt Noire au N. La région étudiée correspond grossièrement à la moitié méridionale du Haut Jura depuis le Mont Tendre dans la région de Morez au Nord jusqu'au Grand Colombier dans la région de Seyssel au Sud. A l'Est, le secteur est limité par la plaine molassique suisse que dominent les reliefs les plus élevés tandis qu'à l'Ouest le terrain étudié s'arrête à la limite du "Jura des plateaux".

Les altitudes augmentent progressivement du NW vers le SE pour atteindre un maximum en bordure immédiate de la plaine molassique. Les altitudes moyennes ont tendance à décroître vers le Sud du terrain.

I.2 - Cadre géologique - Rappels structuraux

I.2.1. - Cadre géologique

Comme nous l'avons dit, le Jura se présente comme un grand arc. Ses limites sont relativement nettes puisqu'il est bordé sur la majeure partie de son pourtour par des dépressions : à l'intérieur de l'arc, vers l'Est, par le bassin molassique suisse ; vers l'W par le fossé de la Bresse ; au S par la plaine du Bas Dauphiné.

Le socle n'est connu qu'à la périphérie de la chaîne, dans l'Ile Crémieu (Affleurement de Chamagnieu) au SW, dans le massif de la Serre au NW et dans la bordure méridionale des Vosges et de la Forêt Noire (Fig. 81).

Le terrain étudié qui fait partie du Haut Jura est constitué, pour l'essentiel, de terrains jurassiques et crétacés avec le Jurassique inférieur marneux et le Jurassique moyen et supérieur marnocalcaire et calcaire. Le Crétacé, plus réduit, est constitué d'une série de calcaires jaunes. Les dépôts continentaux tertiaires sont absents ou très réduits sur ce terrain, comme d'ailleurs dans l'ensemble du Jura.

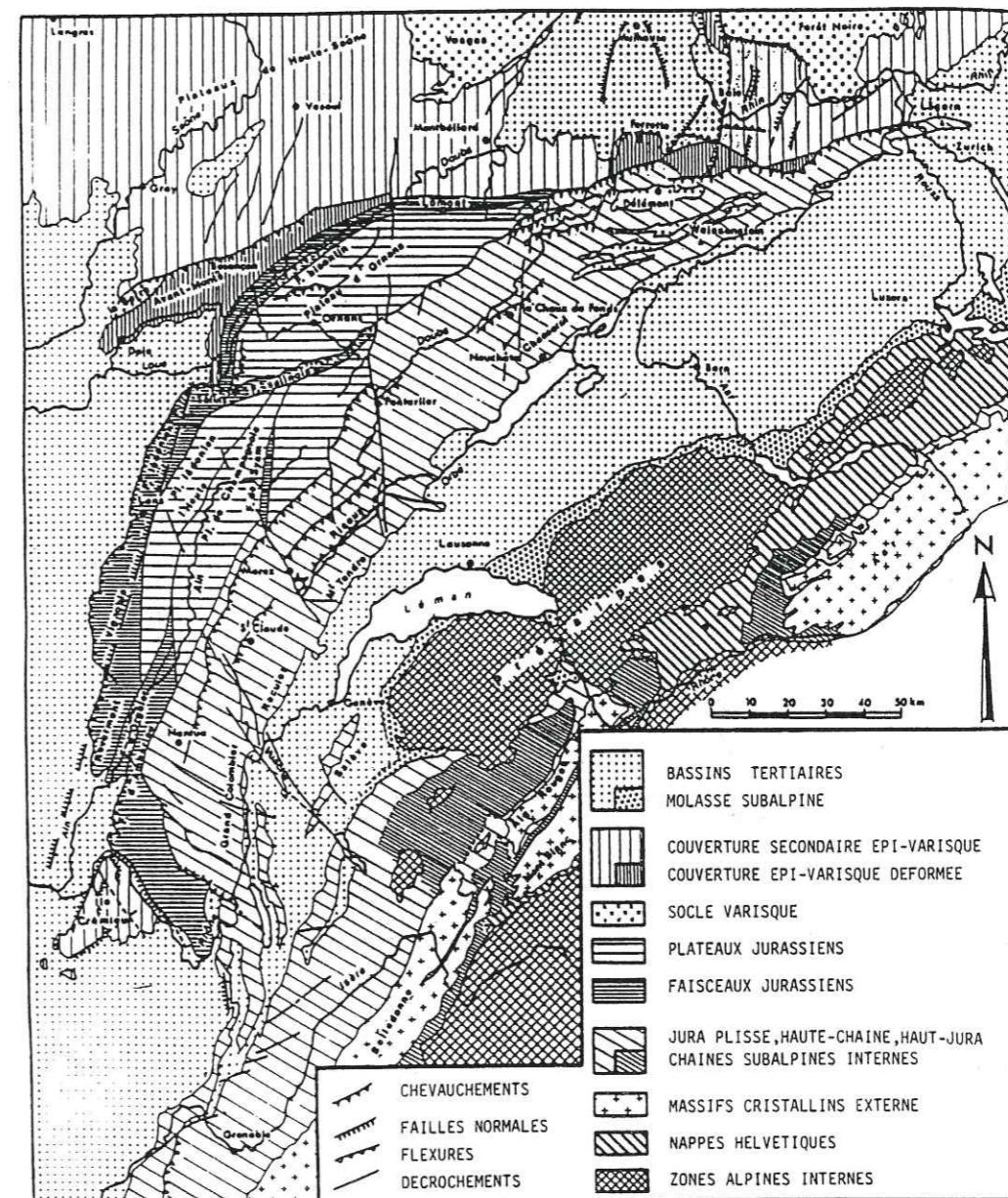


Figure 81 : Cadre géologique du Jura. La couverture épi-varisque comprend le Jura tabulaire l.s.. Le Jura plissé inclut les plateaux et faisceaux jurassiens (= Jura externe) et le Jura plissé s.s. (= Haute chaîne ou Haut Jura ou Jura interne)

I.2.2. - Rappels structuraux

Le Jura peut se séparer en trois domaines différents (Fig. 81) :

- L'avant pays jurassien, hétérogène, comprenant les zones préjurassiennes ou Jura tabulaire l.s., appuyées à des éléments de socle et passant en partie au Bassin de Paris, ainsi que les dépressions périphériques tertiaires (Bas Dauphiné, fossés bressan et rhénan).
- Le Jura externe qui comprend de grandes zones non plissées (Plateaux jurassiens) séparées par d'étroites bandes disloquées, plissées et faillées (Faisceaux jurassiens).
- Le Jura interne ou Haut Jura, ou Jura plissé s.s., ou Haute Chaîne, qui dessine un grand bourrelet parallèle à la dépression molassique suisse et qui constitue donc notre terrain d'étude. Il comporte un ensemble de plis parallèles, sans schistosité, que l'on peut suivre sur de longues distances. Ces plis ne sont pas des plis sigmoïdes en échelons tels qu'ils avaient été dessinés par les premiers géologues, excepté pour le Sud du Jura. Ce domaine est découpé par un double réseau de failles décrochantes rayonnantes.

Les données de sondages et de la géophysique permettent d'avoir maintenant une carte relativement précise du socle (Fig. 82). Ce socle, qui comprend tous les terrains antérieurs au Trias est régulièrement penté de 3° à 5° vers le SE. Au-dessus, les séries de la couverture sédimentaire vont en s'épaissant dans le même sens. Le décollement de la couverture sur son socle est apparu très tôt comme une nécessité géométrique. On admet actuellement que le Jura s'est décollé en masse, au niveau des horizons à évaporites du Trias moyen et supérieur, bien que ce décollement n'ait été démontré par les sondages qu'en certains points. Mais il est clair qu'il y a chevauchement sur le bassin bressan et dans la région de Lons-le-Saunier, donc glissement-décollement.

Enfin, la phase principale du plissement est actuellement attribuée au Mio-Pliocène (Pontien des auteurs) mais il semble que les plis aient été ébauchés déjà à l'Eocène (Rigassi, 1977) (et l'on doit à Aubert [1949] la notion de plis anté-oligocènes).

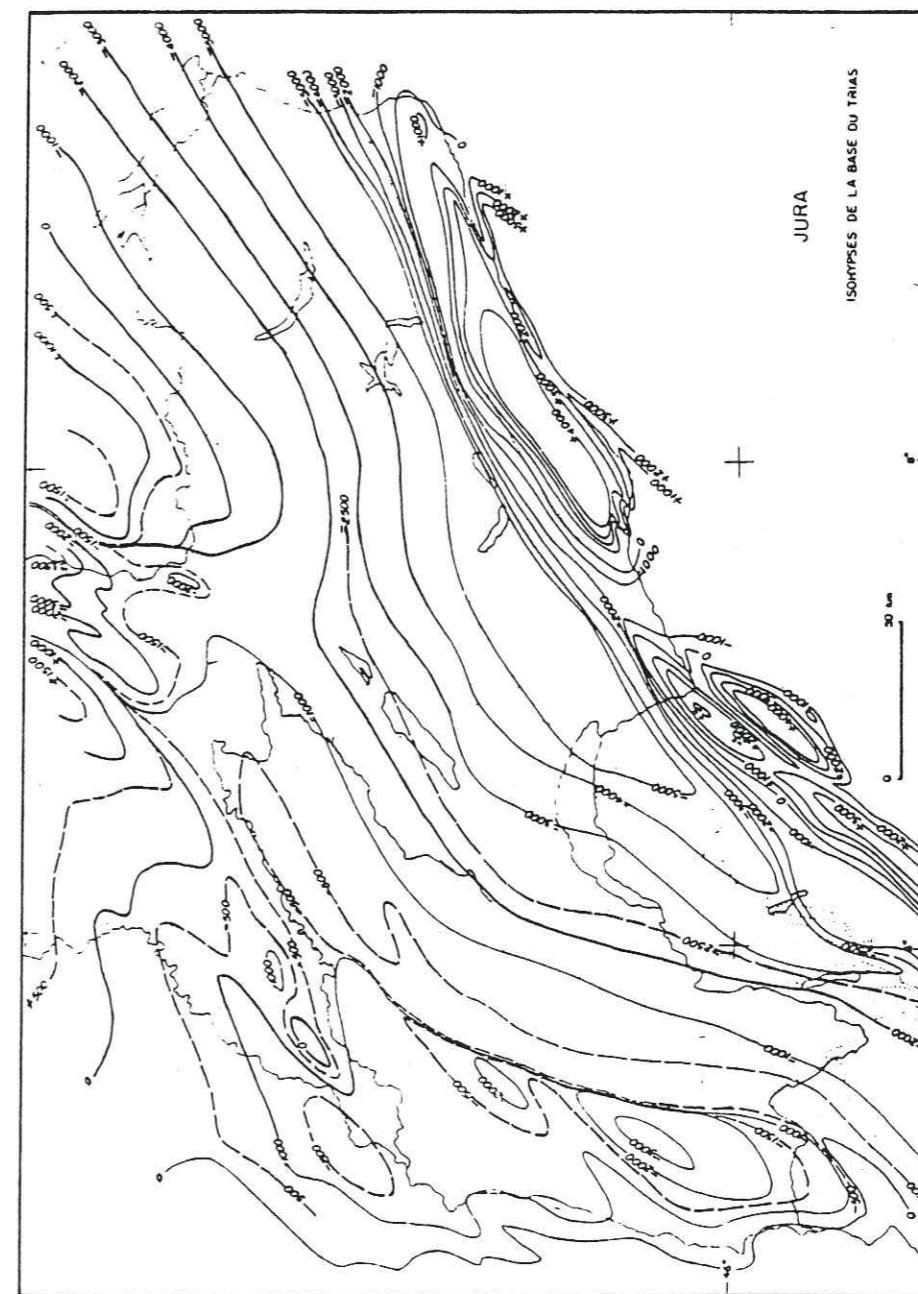


Figure 82 : Profondeur de la surface anté-triasique dans le Jura
(d'après Rigassi, 1977)

I.3 - Historique - Choix du terrain

Il serait très difficile de donner les raisons qui nous ont fait choisir le Jura pour illustrer les déformations par poinçonnement sans faire au préalable un rapide historique des différentes hypothèses invoquées jadis pour expliquer sa formation.

Jusqu'en 1856, on tentait d'expliquer le plissement par des poussées verticales. En 1856, Thurmann est le premier à poser l'hypothèse d'un rétrécissement latéral ; puis en 1907, Buxtorf montre que le Jura est probablement décollé de son socle. Malgré cela, diverses hypothèses tentent encore d'expliquer les plis par des phénomènes tels que le diapirisme (Lugeon, 1941), des plis de socle induisant des plis dans la couverture etc... Or nous l'avons vu le socle ne semble pas impliqué dans le plissement du Jura. Le problème se complique si l'on essaie de dérouler la couverture.

En effet, bien que le raccourcissement ne puisse qu'être estimé, il manque dans le meilleur des cas 30 % de surface de socle (Chauve et al., 1978-80). Pour expliquer ce manque de socle, Aubert, Glangeaud, etc... invoquent un bourrage des anticlinaux par des écailles du socle ou par des roches écrasées du socle (Aubert, 1959).

Actuellement, il existe deux écoles de pensée :

- La première selon laquelle les plis seraient dus à de grands décrochements de socle, décrochements qui expliqueraient le raccourcissement (Wegmann, 1960-62 ; Jamier et al., 1973).
- La deuxième selon laquelle le Jura serait le résultat de la poussée alpine tangentielle, directe ou indirecte, par un sous-charriage du socle (Trümpy, 1980 ; Muller et Hsü, 1980). Les contraintes seraient alors transmises au Jura à travers le bassin molassique suisse qui se comporterait donc comme un poinçon (Pavoni, 1961 ; Laubscher, 1972 ; Gratier et al., 1973).

Si l'on replace le Jura dans son cadre alpin, avec les grands chevauchements crustaux, il devient évident que la deuxième hypothèse prend un poids important puisque la disposition du socle au niveau des Alpes devient aisément explicable, alors que sous le Jura lui-même, le socle garde un rôle passif (surface de glissement) et n'est pas raccourci comme l'est sa couverture. C'est pourquoi le Jura nous a semblé être un terrain de choix pour une étude sur le poinçonnement.

En effet, non seulement le bassin molassique a pu éventuellement se comporter comme un poinçon qui aurait transmis les contraintes issues de la formation des Alpes sans se déformer lui-même (ou peu) mais les butoirs externes, armés de socle jamais très profond, comme la région de l'Ile Crémieu - Bas Dauphiné ou les socles des Vosges et de la Forêt Noire, ont pu aussi se comporter comme des poinçons passifs contre lesquels a pu venir se déformer le Jura du fait de son décollement et de son déplacement en masse vers l'Ouest et le Nord-Ouest.

Nous avons choisi d'étudier uniquement une partie de la région méridionale du Jura pour deux raisons :

- L'étude du Jura, dans son ensemble, est une entreprise trop vaste pour un travail tel que celui qui est présenté ici.
- La forme en croissant régulier et les structures connues du Jura impliquent une déformation symétrique. Par conséquent on peut espérer que les résultats obtenus dans la moitié sud se retrouvent par raison de symétrie dans la moitié nord.

Enfin, nous avons encore limité le terrain étudié en n'examinant que les structures de la Haute Chaîne et cela pour deux raisons encore :

- Comme pour les schistes lustrés penniques, il s'agissait de rester aussi près que possible du poinçon éventuel afin d'éviter le problème de l'amortissement des structures que nous avons constaté dans les modèles.
- La zone des plateaux, malgré les pincées très déformées qui séparent des secteurs plus calmes, présente au total moins de déformations que la Haute Chaîne. Le style de déformation des plateaux et faisceaux paraît d'ailleurs être le résultat de mécanismes de déformation différents qui concentrent la déformation dans les faisceaux (tels que le jeu de failles de socle ou de failles préexistantes) et qui sont donc sans doute assez indépendants du phénomène du poinçonnement. Si toutefois c'est bien celui-ci qui est responsable de la formation de la chaîne.

II - OBJETS STRUCTURAUX ETUDES

II.1 - Méthode de travail

Etant donnée la surface du terrain, il n'était pas possible de le couvrir entièrement. Mais cela n'était pas absolument nécessaire puisque il s'agissait de comparer le front et le flanc du massif déformé. Nous avons donc choisi d'effectuer seulement quatre coupes à travers la Haute Chaine afin de pouvoir y suivre l'évolution de quelques déformations sélectionnées pour leurs caractères significatifs. Ces quatre coupes sont les suivantes (Fig. 83) :

- 1 - Coupe "Risoux" - Morez - Bois d'Amont
- 2 - Coupe "St Claude" - Mont Jura
- 3 - Coupe "Nantua" - Grand Crêt d'eau
- 4 - Coupe "St Rambert" - Grand Colombier

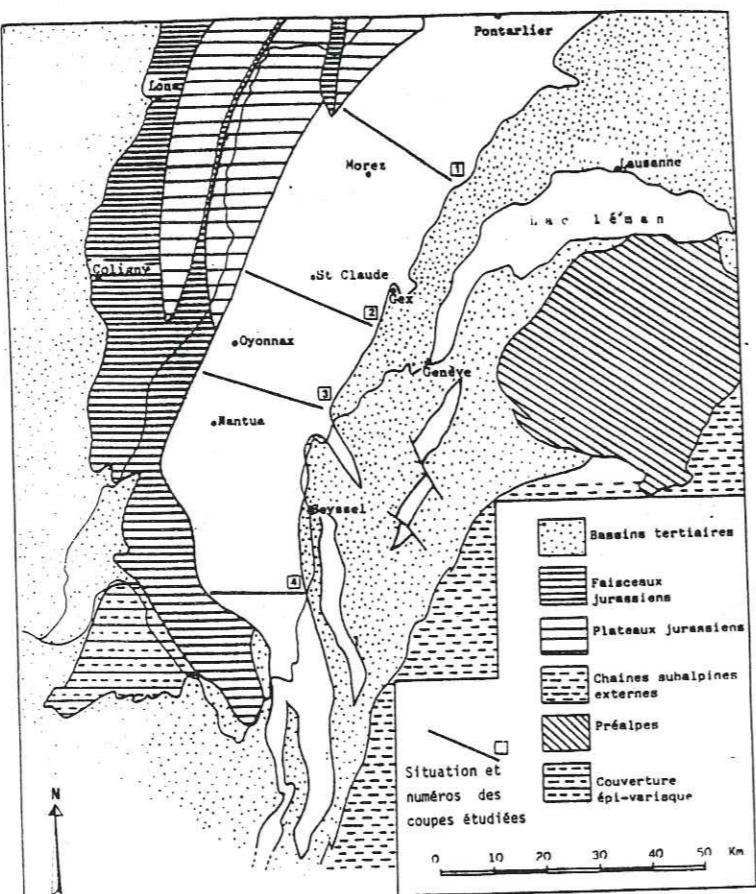


Figure 83 : Localisation des coupes effectuées

Ces coupes se situent aussi loin que possible des grands décrochements afin d'éviter les perturbations que ces derniers pourraient introduire. Cependant la coupe 3 traverse le décrochement du Vuache ou son prolongement vers le Nord.

II.2 - Présentation des structures utilisées

Dans les coupes étudiées de la Haute Chaine la série sédimentaire est essentiellement constituée d'alternances de niveaux calcaires et marneux. Les structures y sont les plis et différents types de fractures associées. Pour notre propos, qui est de déterminer grâce à ces structures une éventuelle différence de déformation entre front et flanc d'un possible poinçonnement, nous avons sélectionné les objets suivants :

II.2.1. - Les fractures

Plusieurs réseaux de diaclases superposées affectent les calcaires jurassiques (Sopena et Soulard, 1973). Cela est bien visible pour les orientations des diverses fentes de tension. Nous n'avons mesuré que le réseau de diaclases le mieux marqué, en pensant qu'il était le plus récent et donc apparu pendant, ou juste avant, la phase de déformation responsable de la formation du Jura. Bien souvent, on ne voit d'ailleurs que cette dernière phase.

Chaque fois que cela était possible, nous avons en outre mesuré les stries sur les plans de diaclases et mis en évidence les sens de mouvement. Ce mouvement est déterminable soit par les cristallisations (peu nombreuses) soit, plus souvent, grâce aux stylolithes (Fig. 84) qui donnent sens et direction des déplacements.

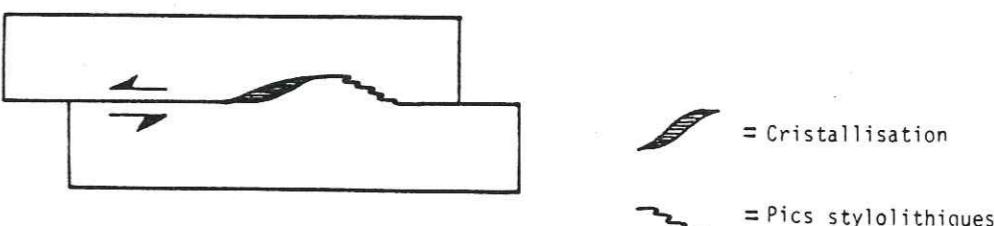


Figure 84 : Situation schématique des stylolithes et des recristallisations sur un plan de faille ondulé (zones en transpression et en transtension), permettant de déterminer le sens de mouvement sur la fracture

II.2.2. - Les stylolithes

Nous avons observé un très grand nombre de pics stylolithiques. La grande majorité de ces pics sont perpendiculaires à un joint parallèle au plan de stratification et sont donc très probablement des stylolithes "stratigraphiques" (Sopena et Soulard, 1973) dus à la charge des terrains superposés et plus ou moins contemporains de la diagenèse. Certains de ces pics peuvent atteindre 10 à 15 cm, témoignant d'une importante dissolution (Fig. 85).

Notre attention s'est surtout portée sur les pics parallèles au plan So. Ces pics stylolithiques "tectoniques" présentent l'avantage de donner directement la direction de raccourcissement maximum (Mattaer, 1973, pages 348-350 ; Lindström, 1962, page 203). Nous avons pu observer deux familles de pics stylolithiques d'orientations différentes. L'une d'entre elles est beaucoup mieux marquée et plus largement répandue que la seconde, de valeur plus locale et dont les pics sont de très petite taille (< 1 mm).

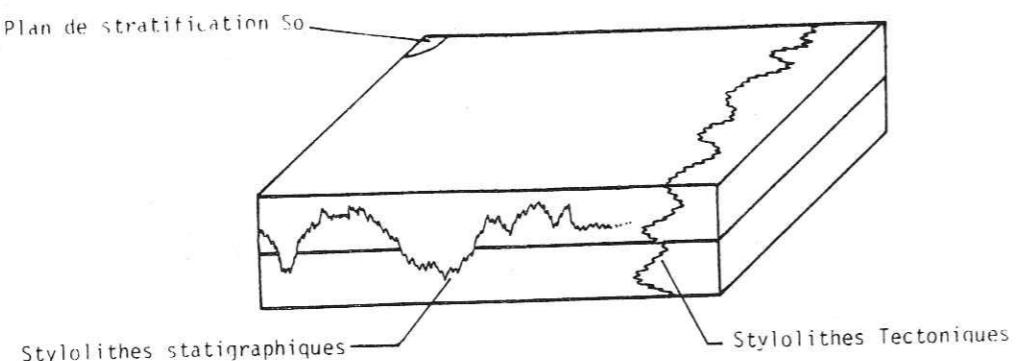


Figure 85 : Stylolithes tectoniques et stratigraphiques

II.2.3. - Les fentes de tension

Ces fractures ouvertes, parfois garnies de cristaux de calcite, ont théoriquement une direction parallèle à celle de la contrainte principale majeure, et permettent donc de suivre la rotation de cette dernière dans l'ensemble du terrain étudié. D'autre part une famille de ces fentes est très souvent disposée perpendiculairement aux axes de pli. Cette

famille permet donc d'évaluer l'étirement selon ces axes. Les valeurs obtenues sont relatives et permettent surtout des comparaisons. Elles ne chiffrent pas l'étirement total mais correspondent à sa valeur minimale qui ne tient pas compte de la déformation interne subie par la roche. Certaines de ces fentes s'arrêtent sur des fractures d'extrados, semblant montrer par là que le plissement s'est produit pendant l'ouverture des fentes transversales. Il faut d'ailleurs noter qu'il existe un deuxième réseau de fentes de tension plus discrètes, orientées obliquement sur l'axe des plis et qui semblent antérieures aux autres fentes, beaucoup plus visibles (Fig. 86). Ce deuxième réseau paraît chronologiquement et géométriquement appartenir au système qui a donné les stylolithes les moins marqués (voir ci-dessus II.2.2).

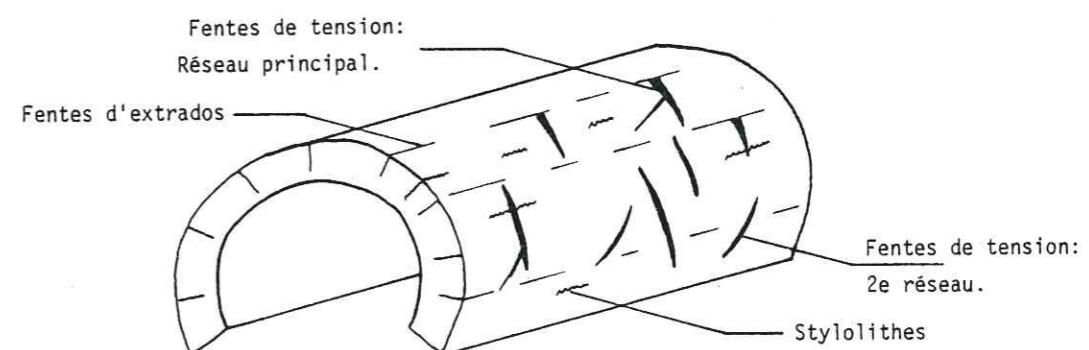


Figure 86 : Fentes d'extension de deux orientations différentes et stylolithes sur un même pli. La façon dont se recoupent les fentes d'extension et les fentes d'extrados permet de classer chronologiquement les différentes familles de fractures

II.2.4. - Les stries

Les directions et sens de déplacement se déterminent au moyen des stries de glissement qui indiquent qu'il y a friction entre deux compartiments de roche découpée par des discontinuités préexistantes (plans de stratification) ou néoformées (fractures 1.s.).

Deux grands types de déplacement peuvent être déterminés de cette manière :

- couches sur couches, ce qui correspond à une accommodation des strates par glissement les unes sur les autres au moment du plissement ;
- sur des plans de fracture, ce qui correspond au jeu des failles qui dans le cas étudié sont surtout des failles inverses.

La direction du déplacement indiquée par les stries coïncide donc pour chacun de ces deux types avec la direction du raccourcissement lié à la formation du Jura. Dans quelques cas on peut aussi attendre de l'organisation des stries (directions, plongements, sens, recoupements éventuels) des renseignements sur les composantes de décrochements possibles sur les failles ou sur les couches des flancs de pli (voir 2^e partie, § II.2.2.4).

II.3 - Résultats

II.3.1. - Fractures et fentes de tension

Après avoir remis les couches à l'horizontale (= annulation du plissement), le réseau de diaclases apparaît très bien réglé, montrant peu de dispersion (Fig. 87). Ce réseau, ainsi que les fentes de tension associées, subit une rotation de 40° environ du N au S puisque les fentes de tension ont une orientation N 135° pour la coupe 1 (Région de Morez) et N 90° pour la coupe 4. Cette rotation se fait progressivement. En outre, le long d'une même coupe, on ne note pas de variations significatives des orientations de ces fractures (maximums bien définis et toujours réguliers sur les diagrammes de la figure 87).

De même que dans le Jura les grands décrochements cartographiques senestres sont plus nombreux que leurs équivalents dextres, les diaclases senestres sont elles aussi mieux représentées dans le système du réseau conjugué.

On peut admettre que l'orientation de la contrainte principale majeure suit celle des fentes de tension et passe elle aussi progressivement de N 135° E au niveau de la coupe 1, à N 90° E, au niveau de la coupe 4. Ces résultats peuvent être comparés à ceux obtenus par Pavoni (1980) qui trouve des orientations voisines grâce à l'étude des mécanismes au foyer des séismes jurassiens. En outre, son étude ainsi que celle de Lachaize (1982) montre une rotation symétrique pour la moitié Nord du Jura (Fig. 88).

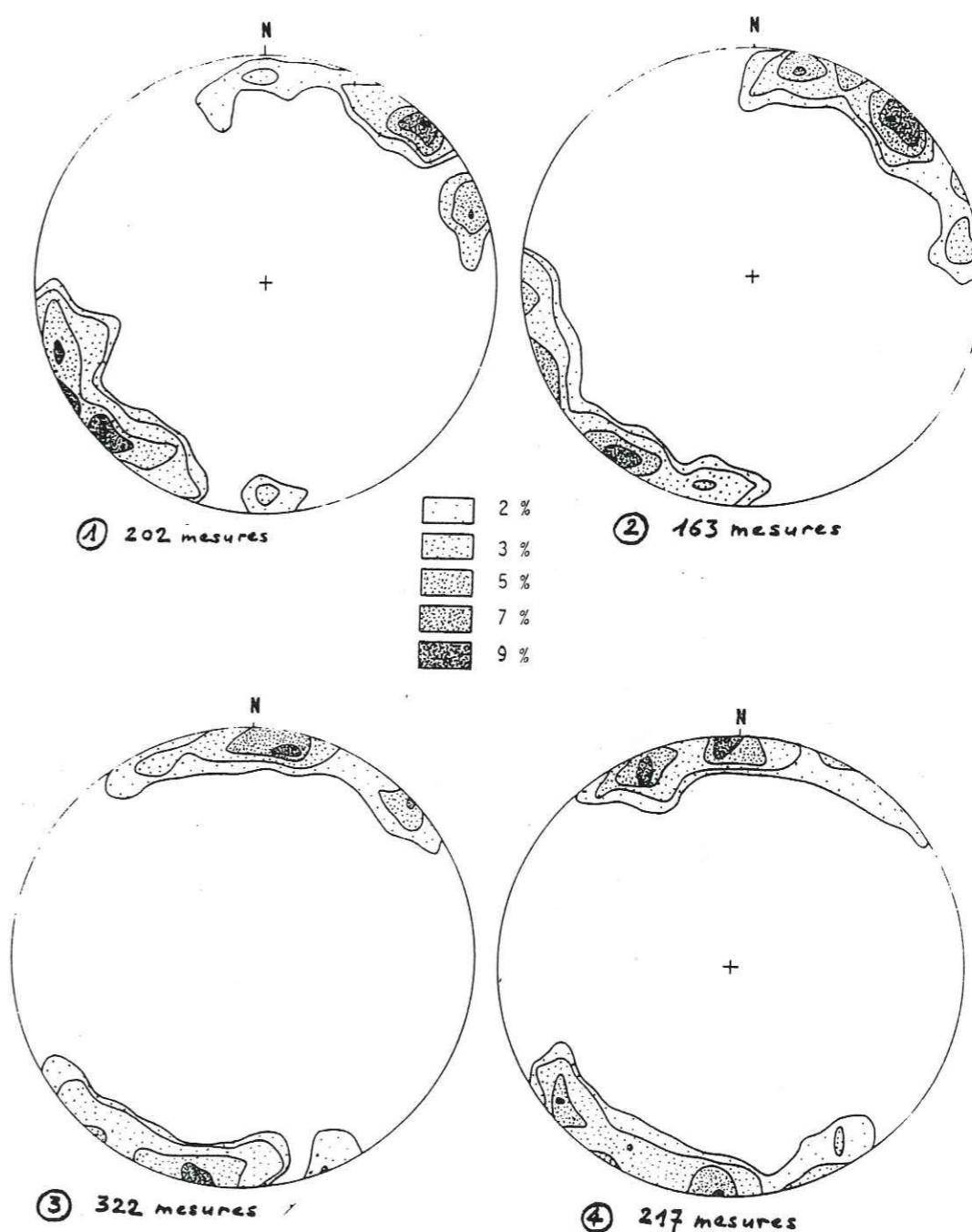


Figure 87 : Diagrammes de densités (canevas de Schmidt) des pôles de fractures conjuguées et des fentes de tension (tous pôles confondus) affectant les strates, une fois celles-ci ramenées à l'horizontale, dans les quatre coupes (1-4) étudiées. Dans chaque nuage de dispersion, le maximum central (le plus important) correspond aux fentes de tension, les deux latéraux au réseau de diaclases conjuguées. On voit que les trois familles sont toujours corrélées et subissent ensemble la rotation.

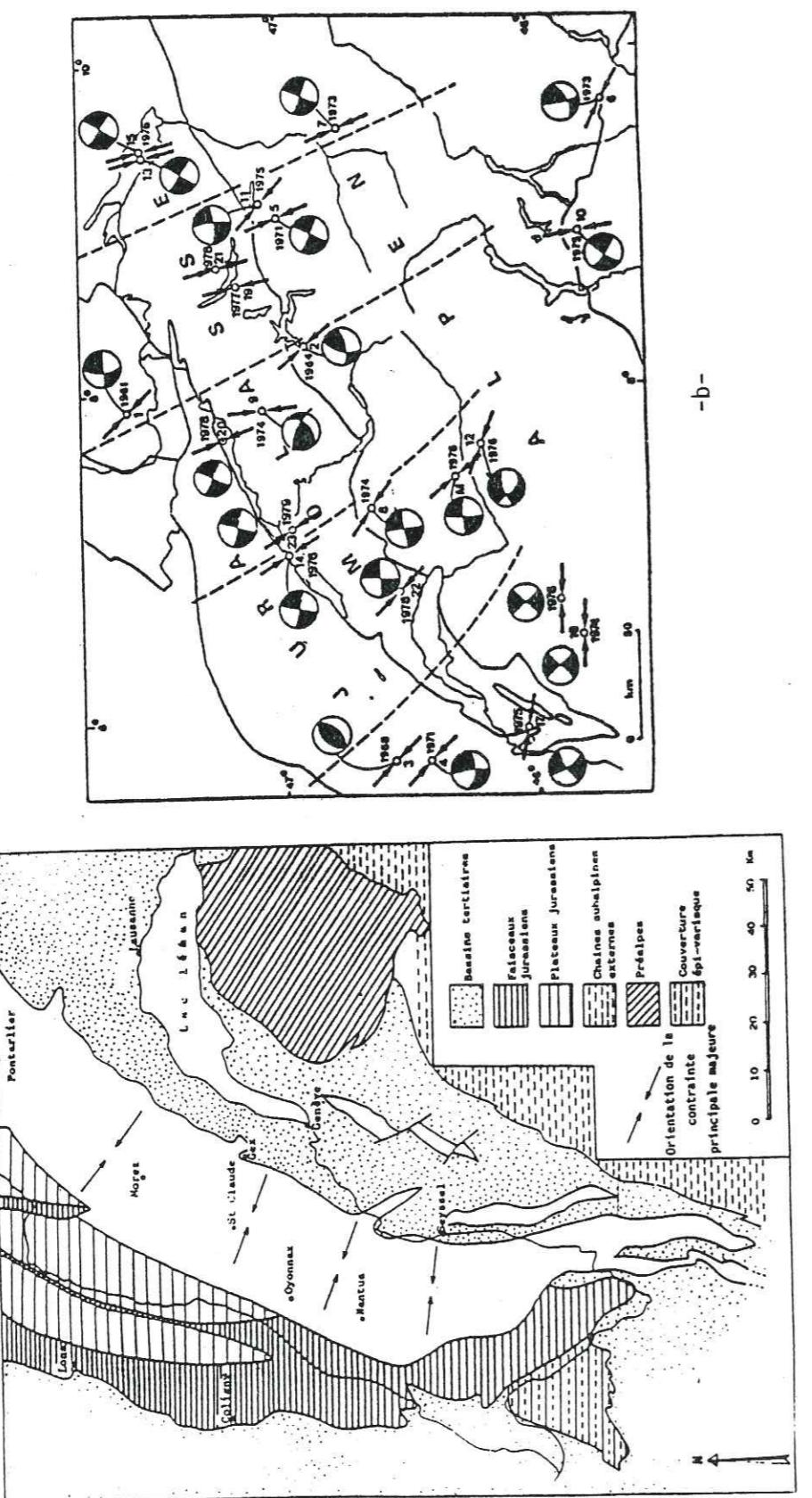


Figure 88 : Orientations de la contrainte principale majeure dans le Jura :
a) d'après l'orientation des fentes d'extension du secteur étudié
b) d'après les solutions aux foyers des séismes (Pavoni, 1980 et Lachaize, 1982)

II.3.2. - Les pics stylolithiques

On note pour l'orientation des pics stylolithiques la même évolution que pour le réseau des diaclases, avec une rotation équivalente. Il en va par conséquent de même pour la direction de raccourcissement maximum Z que pour la direction de la contrainte principale majeure déterminée par d'autres moyens (Fig. 89).

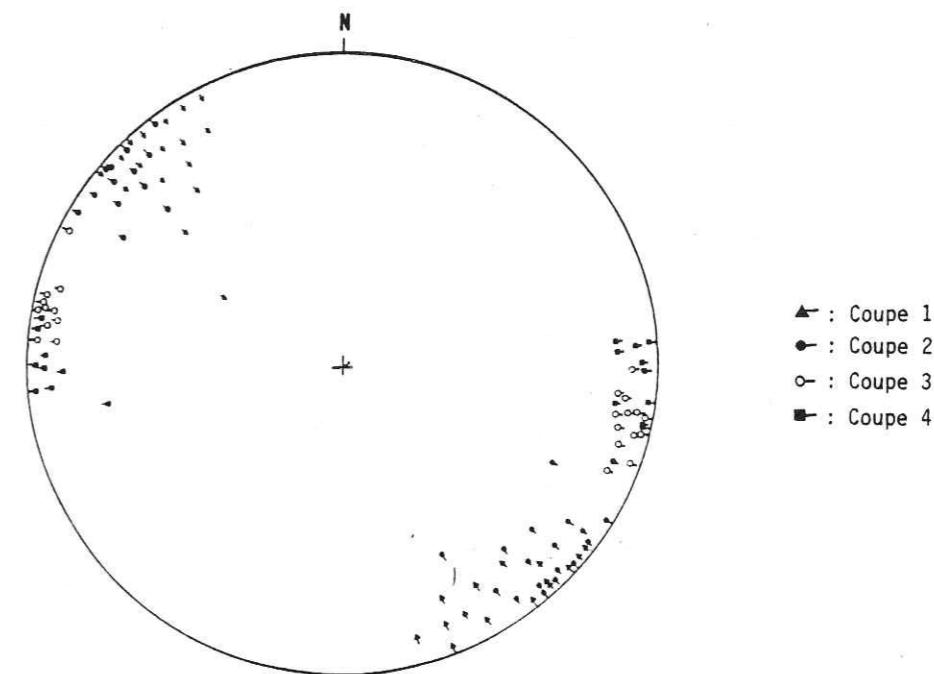


Figure 89 : Orientation des pics stylolithiques (projection stéréographique) dans les quatre coupes étudiées

II.3.3. - Stries de glissement

On retrouve une fois de plus les mêmes résultats. Toutefois, ces stries sont moins bien réglées en pendage que les pics stylolithiques (Fig. 90). Ces stries, qui représentent la direction des déplacements couches sur couches au moment du plissement sont sensiblement perpendiculaires aux axes de plis. Comme eux elles indiquent une rotation de 40-45° de la coupe 1 à la coupe 4.

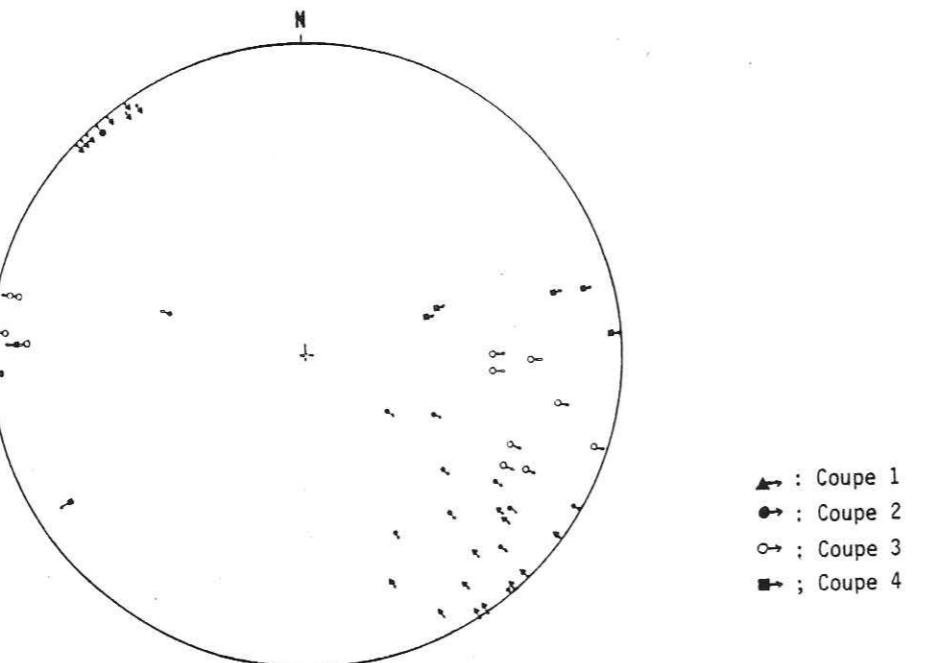


Figure 90 : Orientations des stries de glissement sur les couches (projection stéréographique) pour les quatre coupes étudiées

D'après les résultats théoriques et ceux de la modélisation on peut comparer la direction du déplacement global avec l'orientation du dièdre des fractures conjuguées. Idéalement, au front des poinçons, le déplacement a une direction qui est dans la bissectrice de l'angle du dièdre, alors que sur les flancs l'orientation du déplacement se rapproche de l'une des familles de fractures (voir 1ère partie, Fig. 3). Bien que les déplacements lus par les stries ne soient pas directement identiques aux déplacements mesurés dans les expériences, on constate une évolution voisine dans la réalité des structures jurassiennes. Pour la coupe 1 le déplacement est plus proche des diaclases de la famille senestre, alors qu'au S, au fur et à mesure que l'on se déplace vers le flanc du poinçon présumé, la direction de déplacement tend à se rapprocher de la famille dextre. On retrouve donc l'organisation schématique des modèles (voir 1ère partie, Fig. 2 et 3) ce qui paraît confirmer notre hypothèse (Fig. 91).

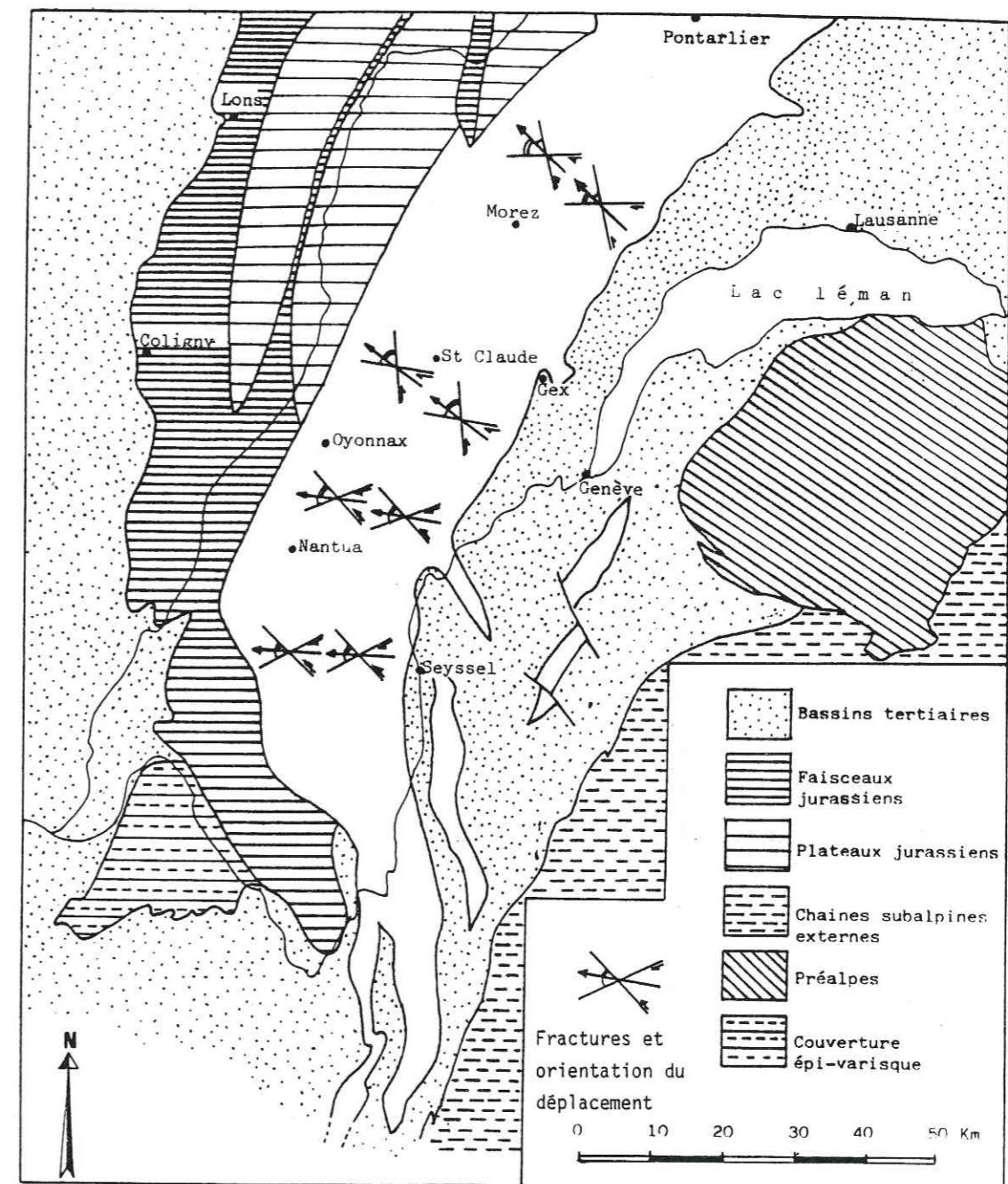


Figure 91 : Rapports angulaires entre les orientations de déplacement lues par les stries et le réseau de fractures conjuguées. L'angle le plus grand entre la direction de déplacement (flèche) et l'une des fractures conjuguées du dièdre, est noté par un double trait, le plus petit par un trait simple

II.3.4. - L'étirement parallèle aux axes des plis

Cet étirement, mesuré par la largeur cumulée des fentes de tension, montre des variations importantes. Ainsi, il est très faible dans le secteur du Risoux (coupe 1) et augmente ensuite vers l'extérieur de la chaîne, le long de cette coupe. Toutefois, il reste toujours inférieur à 1 % (Fig. 92). De même, l'étirement augmente régulièrement vers le Sud où il atteint un maximum de 10 % au niveau de la coupe 3. Là, contrairement à la coupe 1, l'étirement diminue quand on s'éloigne du bassin molassique suisse. Au niveau de la coupe 4, l'étirement diminue à nouveau.

Il faut toutefois prendre ces valeurs avec précautions. En effet nous n'avons fait qu'assez peu de mesures car, bien souvent, les affleurements s'y prêtaient mal.

II.3.5. - Le raccourcissement

Il est très difficile de donner des valeurs même approximatives du raccourcissement des séries sédimentaires de la chaîne. Selon les auteurs, ce raccourcissement peut passer du simple au double. Ainsi, Laubscher (1977) donne 25 à 30 km de raccourcissement au niveau de la coupe 1, alors que Hsü et Muller (1980) donnent 15 km.

Nous avons nous mêmes construit des coupes de la couverture plissée jusqu'à son socle, sans faire trop d'hypothèses sur la géométrie de celui-ci. Nous pensions pouvoir en déduire le raccourcissement dû aux plis, aux failles inverses et aux chevauchements. Mais l'incertitude sur l'ampleur de ces derniers est telle que tous les calculs demeurent très imprécis. La seule certitude est que, compte tenu de la profondeur connue du socle sous la Haute Chaîne, il est possible de faire tenir, dans l'épaisseur disponible, jusqu'à deux fois les séries jurassique et crétacée (dont l'épaisseur réelle est connue). Cela laisse donc une trop grande liberté pour juger de la valeur de la flèche des chevauchements et interdit de proposer un chiffre vraisemblable pour le raccourcissement de la couverture.

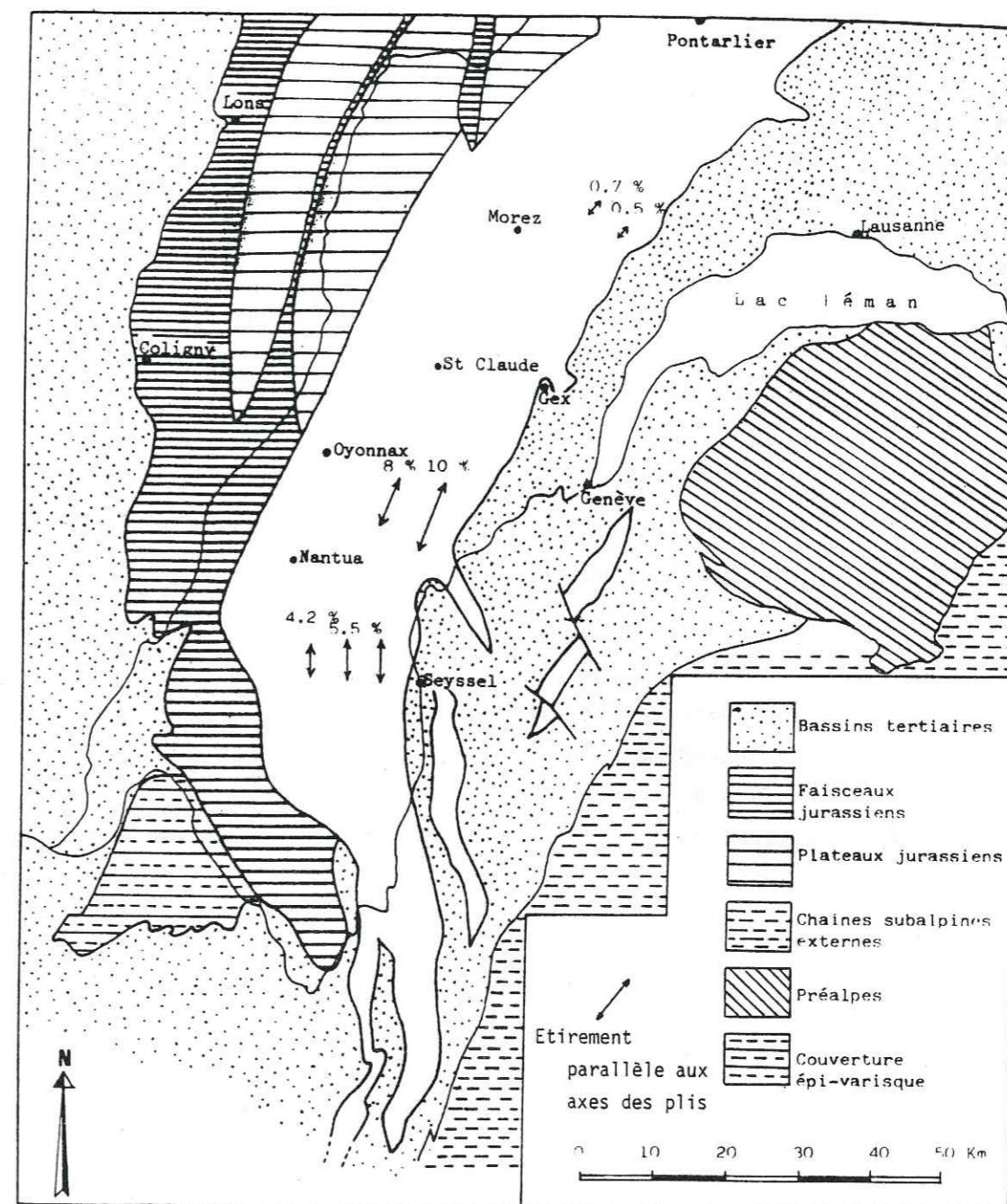


Figure 92 : Valeurs relatives (mesurées grâce à l'épaisseur des fractures d'extension minéralisées perpendiculaires aux axes de pli) de l'étirement parallèle aux axes de plis

II.4 - Résultats des modélisations numériques bidimensionnelles du chevauchement jurassien

Le terme "chevauchement" est appliqué en général à un ensemble structural qui se déplace en masse (= allochtone) sur un deuxième ensemble inférieur qui peut être le socle ou l'autochtone, voire le paraautochtone. La déformation de l'allochtone chevauchant est inhomogène avec une concentration à la limite entre les deux ensembles, appelée "plan de chevauchement".

On admet que le Jura est constitué d'une couverture décollée en masse de son socle sur lequel elle se déplace par glissement vers le NW. Au cours de celui-ci la couverture se raccourcit (plis, chevauchements, failles inverses et duplications-imbrications diverses) sans que le socle soit nécessairement impliqué par ces déformations. Cette situation peut ainsi s'assimiler à un chevauchement sur un socle passif.

Les chevauchements, et en particulier celui que l'on peut admettre, selon la définition ci-dessus, pour le Jura, peuvent être dus à quatre mécanismes (voir Merle, 1982) :

- Glissement gravitaire. La déformation est comparable à celle d'un glissement de terrain sur une pente du fait de celle-ci et de la pesanteur. Il y a transport en masse, concentration des déformations sur le plan de chevauchement et dans les zones frontales des masses glissées où le déplacement est bloqué.

- Fluage, ou étalement, gravitaire. La masse chevauchante s'étale sous son propre poids, la déformation est diffuse et correspond à un aplatissement selon une direction pratiquement verticale.

- Mise en place par "poussée arrière". La déformation est concentrée sur le plan de chevauchement et à l'arrière des masses déplacées où agit la poussée. L'ensemble inférieur, ou le socle, sur lequel se produit le glissement, peut être stable et indéformé comme dans le cas du glissement gravitaire qui d'ailleurs peut être combiné à la poussée.

- Mise en place par sous charriage. Dans le cas où la poussée arrière intervient d'abord, il y a ensuite migration de celle-ci sous la masse chevauchante par un système d'écailles et/ou de failles inverses qui raccourcissent aussi le socle.

Ces différents mécanismes ont été étudiés, et appliqués au cas du Jura, par J.L. Mugnier (1982) grâce à une modélisation analytique sur ordinateur.

Le principe de ces modélisations est basé sur l'étude du champ de contraintes et des déformations dans une coupe verticale parallèle à la direction du déplacement. On se donne alors une géométrie de la lame de couverture sédimentaire déplacée et qui sera déformée (à l'origine généralement un biseau assez aigu), du plan de surface (généralement penté vers l'aval du déplacement) et du plan sur lequel s'effectue le glissement (qui peut être horizontal, ou penté vers l'aval ou l'amont).

Deux modèles analytiques ont été utilisés :

- Le modèle d'Elliott qui suppose que le mécanisme de mise en place est gravitaire (1976)
- Le modèle de Chapple qui suppose que le mécanisme de mise en place est une poussée arrière (1978)

Dans les deux cas, la coupe du chevauchement est divisée en tronçons, dans lesquels le champ de contrainte est fonction de la géométrie de la tranche, de la loi de comportement des matériaux (supposé rigide-plastique) et de leur comportement à l'instant considéré (supposé plastique). Les données géométriques nécessaires à l'utilisation des modèles sont :

- la topographie de la surface du chevauchement
- la topographie du toit du socle

Les données mécaniques nécessaires se limitent à la connaissance du seuil de fluage dans la couche de base (ici les évaporites triasiques). Le seuil de fluage dans le corps restant est égalisé avec le premier dans le modèle d'Elliott ou calculé dans le modèle de Chapple par :

$$K = \frac{K_b - \rho g H_a}{2\theta}$$

- K = limite de fluage dans le corps des masses chevauchantes
 K_b = limite de fluage de la couche de base (= plan de chevauchement)
 ρ_g = densité du matériau et accélération de la pesanteur
 H = épaisseur du corps chevauchant
 α = pente de la surface du corps chevauchant
 θ = pente du socle (plan de chevauchement)

Dans le modèle d'Elliott, la coupe est divisée en tronçons allongés horizontalement alors que pour le modèle de Chapple, les tronçons sont allongés verticalement. A partir de ces deux modèles, Mugnier a mis au point un programme de calcul, qui, en utilisant les données ci-dessus, lui permet de déterminer, pour une coupe choisie :

- dans quels secteurs de la coupe la gravité est suffisante pour provoquer le déplacement, autrement dit si les paramètres choisis vérifient l'hypothèse d'Elliott.
- dans quels secteurs de la coupe la gravité n'étant plus suffisante pour entraîner le chevauchement il est nécessaire de faire intervenir une poussée, autrement dit si les paramètres utilisés vérifient l'hypothèse de Chapple.
- les différents types de déformation qui apparaissent dans la lame de sédiments déplacée : chevauchements par failles en escalier (succession de glissements sur le plan des couches = "flats", puis sur des failles inverses = "ramps"), ou par failles listriques (discontinuités à concavité orientée vers le haut), instabilité (plis et duplications multiples) ; ou à la base des masses chevauchantes (différents types de décollements liés au comportement des matériaux chevauchants ou des forces mises en jeu).

Appliqué au Jura sur des coupes perpendiculaires aux structures alpines et jurassiennes incluant la molasse suisse, le calcul donne les résultats suivants (voir Fig. 93, tirée de Mugnier, 1982).

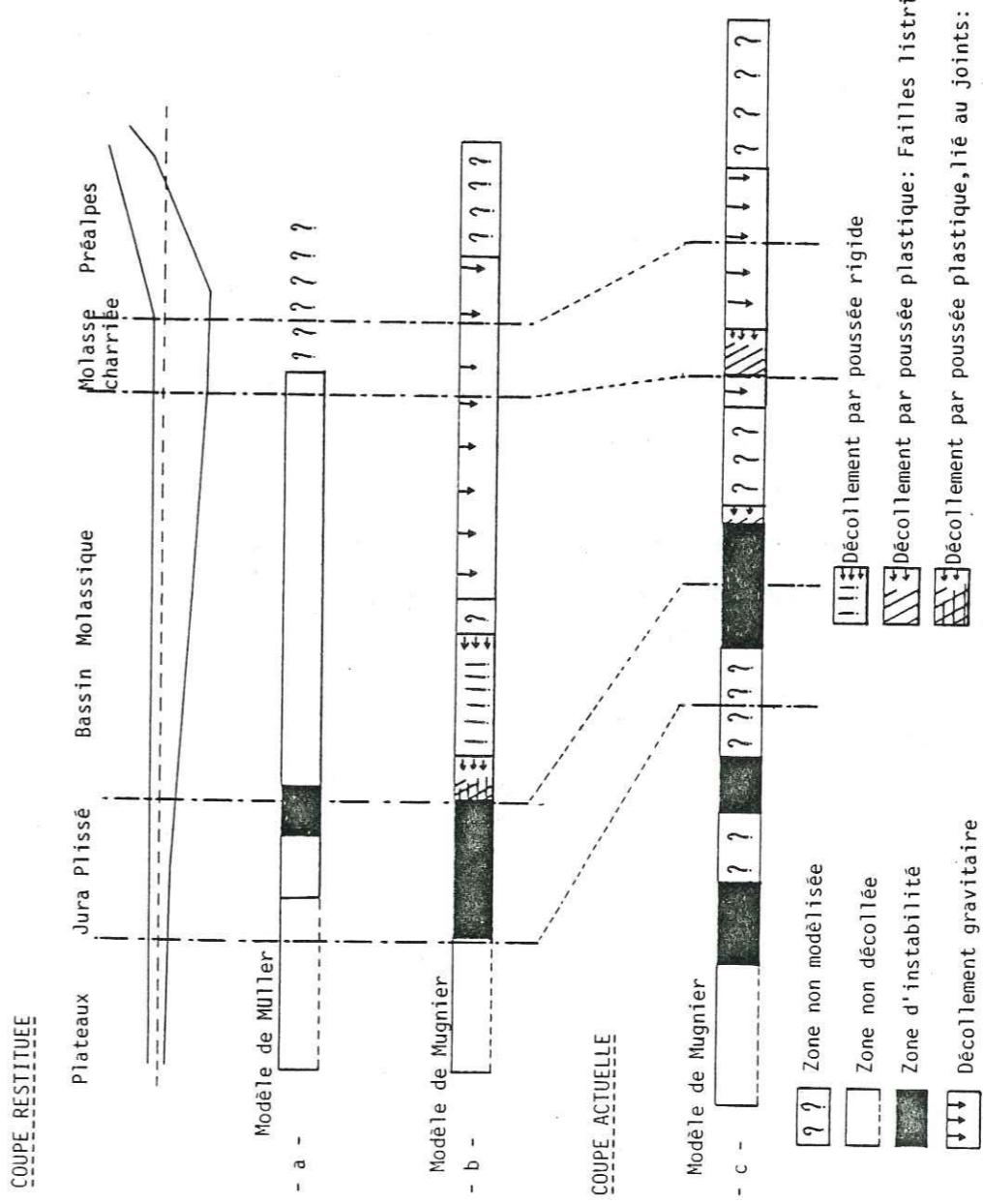


Figure 93 : Résultats des modélisations analytiques bidimensionnelles d'un glissement de nappe superficielle, appliquées au Jura (d'après J.L. Mugnier, 1982) pour des coupes NWW-ESE passant à l'Est de Lausanne. En haut : coupe restituée dans l'état avant déformation.

a) Modélisation numérique de Muller et Hsu (1980)

b) Modélisation de Mugnier sur la même coupe

c) Modélisation de Mugnier sur une coupe actuelle, non restituée à son état initial et qui se situerait plus à l'Ouest

La coupe initiale, reconstituant l'état avant déformation des domaines compris entre le Jura externe et les Préalpes, est celle utilisée pour les modélisations en éléments finis par Muller et Hsü (1980). La coupe a), établie pour étudier les chevauchements alpins, est celle des résultats de ces auteurs en ce qui concerne la région qui nous intéresse. Les coupes suivantes, établies par J.L. Mugnier sur la base des données initiales de Muller et Hsü et en utilisant les mêmes paramètres (seuils de fluage et de rupture du niveau de base et du corps chevauchant, épaisseurs impliquées etc...) donnent :

Coupe b) : - un décollement gravitaire possible jusque sous le bassin molassique ;

- une courte tranche non modélisée, dans ce même bassin ;

- un décollement dû à une poussée dans l'extrémité du bassin resté indéformé, entraîne l'apparition d'une zone d'instabilité à la limite et dans tout le domaine du Jura interne, plissé.

- une absence de déformation et de décollement dans la région du Jura externe ("plateaux").

Ces résultats sont assez comparables à ceux de Muller et Hsu qui impliquaient le chevauchement du socle au niveau des Alpes et/ou un écaillage en faille inverse au niveau du Jura interne.

Coupe c) : Cette coupe, bâtie cette fois à partir du dispositif actuel, prend en compte différentes variations des paramètres mécaniques de mise en place. Par comparaison avec la coupe b) elle met en évidence les mécanismes ultimes. La Haute Chaîne apparaît comme étant due à une poussée avec des imbrications par failles en escalier, ce qui est en accord avec les interprétations de Laubscher (1974 à 1981). Une partie du bassin molassique apparaît comme une zone de fracturation évoluant en structures imbriquées. Mais le chevauchement connu sur la Bresse n'est pas réalisé.

Cette absence du chevauchement externe dans toutes les modélisations pose un problème. Il faut toutefois rappeler :

- que le modèle s'applique à un instant donné et que la déformation se déplace avec le temps de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne. Il est possible que le schématisme et les paramètres choisis ne permettent d'atteindre qu'un stade où la déformation n'avait pas encore atteint le domaine le plus externe. Toutefois le plissement du Jura est daté par les terrains tertiaires pris sous le charriage bressan et par ceux qui sont engagés dans les structures chevauchantes plus internes. Malgré les incertitudes qui subsistent dans les datations des dépôts tertiaires, l'intervalle de temps doit être assez "court". On reste donc à ce niveau sur une imprécision.

- que la modélisation choisie s'applique mal au Jura externe où entre les "plateaux" existent des "faisceaux" où se concentre une déformation intense très particulière, sans doute indépendante du décollement-glisser qui est l'hypothèse utilisée ici. On ne peut donc pas conclure dans ce cas.

- que l'état initial utilisé fait abstraction des déformations et failles oligocènes, et en particulier de l'effondrement bressan. Négliger cette structuration ancienne dans les zones externes permet sans doute d'expliquer pourquoi la modélisation s'y applique mal et qu'en particulier elle n'y fasse pas apparaître le chevauchement du Jura sur la Bresse.

Quoi qu'il en soit à propos de ce domaine externe non pris en compte par les modèles analytiques, il reste que l'hypothèse du glissement gravitaire paraît donc insuffisante pour expliquer la formation du Jura. Non pas tellement sans doute en raison de l'inclinaison de la surface de glissement vers le SE, c'est-à-dire vers "l'amont" du glissement, car dans d'autres cas on a pu montrer que le glissement gravitaire permettait de "remonter des pentes" même assez fortes (cf. Elliott, 1976). En effet, la pente de la topographie de surface est un facteur plus déterminant que celle du socle dans un tel mécanisme. Mais plus vraisemblablement parce qu'il faut tenir compte de l'interposition du bassin molassique entre Jura et Alpes. Il convient dès lors d'envisager l'existence d'une poussée arrière qui, au niveau alpin, est sans doute représentée par l'écaillage du socle, le chevauchement des massifs cristallins externes et ses répercussions dans la couverture subalpine. Transmise par la molasse, cette

poussée alpine, génératrice des déformations du Jura et que les modélisations estiment nécessaire, pourrait donc bien jouer un rôle important dans le poinçonnement dont nous recherchons les traces ici. Nous retiendrons en tout cas, de ces résultats d'essais de traitement numérique des déformations du Jura, qu'ils ne sont pas incompatibles avec notre hypothèse.

III - INTERPRETATION

Ces différents résultats, concernant l'analyse des structures réelles et la modélisation numérique, permettent d'examiner les deux hypothèses sur la formation du Jura (rôle des grands décrochements de socle et rôle d'un poinçon) avec un oeil plus critique.

III.1 - Les grands décrochements de socle

Cette hypothèse s'accorde mal avec l'ensemble des résultats décrits ci-dessus. Il devient difficile d'expliquer la divergence des directions de contrainte tels qu'on les observe dans le Jura. D'autre part, les travaux d'Odonne montrent que des plis liés à un décrochement se déversent vers l'extérieur, de part et d'autre du plan de décrochement. Or cela n'est pas observé non plus. Les plis sigmoïdes en échelon, liés à un tel mécanisme n'existent pas excepté dans le Sud du Jura. Enfin, les plis devraient montrer de nombreuses stries de glissements couches sur couches horizontales (parallèles à l'axe) ou courbes comme l'a montré Odonne. De telles stries ont déjà été décrites dans le Jura par Wegmann mais elles sont d'après lui antérieures à un deuxième réseau de stries plus ou moins perpendiculaires aux axes.

Nous n'avons, pour notre part, jamais observé de stries horizontales et toutes celles que nous avons pu mesurer étaient perpendiculaires aux axes des plis.

En outre, il est difficile d'expliquer la disparition de 30 % du socle sous le Jura lorsqu'on déplie la couverture. En effet, pour expliquer un tel raccourcissement, les décrochements devraient avoir une très grande longueur et une grande ampleur. Or si ces décrochements existent sous le Jura, il est difficile de les relier au réseau des grandes fractures normales qui bordent l'Est du Massif Central et qui appartiennent aux bordures de l'effondrement bressan. Il est probable que ce réseau

qui appartient à la fracturation oligocène, recoupe d'éventuels décrochements qui ont dirigé la sédimentation dès le Jurassique. Mais toutes ces failles ont rejoué ultérieurement et il est difficile de voir comment leurs mouvements se combinent et même s'il y a lieu de les combiner, de toutes façons en segments assez courts.

La seule solution qui reste consiste à concevoir des décrochements de longueurs limitées et qui jouent également en failles inverses. Mais cela ne peut être le cas puisque le socle jurassien n'a pas subi d'épaisseissement notable.

Enfin, ce mécanisme ne rend pas compte de la morphologie jurassienne et en particulier de la croissance régulière des altitudes et des amplitudes des plis vers le SE et de leur disparition brutale au niveau du bassin molassique. Au contraire, un décrochement de socle devrait se comporter comme un axe de symétrie avec de part et d'autre une décroissance régulière de l'amplitude et de l'altitude des plis (F. Odonne, 1981).

Toutefois si la phase principale de déformation s'accorde mal avec l'hypothèse de grands décrochements de socle, il est également très clair que le Jura a été le siège de plusieurs phases de déformations. Il n'est pas impensable que certaines d'entre elles soient dues au jeu de décrochements. Ainsi en est-il pour les plis précoces, dit "plis éocènes", ou pour les petits anticlinaux situés dans le bassin molassique qui pourraient être dus à des décrochements N50 senestres (Matter et al., 1980). Mais il est possible de les relier aussi à la phase de distension oligocène, auquel cas il conviendrait de relier celle-ci aux mouvements décrochants, fonctionnant en système de failles transformantes, comme a pu le suggérer F. Bergerat (1978). De toutes façons, ces déformations anciennes sur lesquelles repose en discordance la molasse sont connues depuis longtemps. Cette notion, revue récemment par Lamiraux (1976) qui montre que le Mont du Chat constituait un paléorelief lors du dépôt du Miocène, ou par Antoine et al. (1978) qui indiquent la discordance de la molasse sur le Crétacé, doit être complétée. En effet les têtes de plis constitués par les formations mésozoïques chevauchent aussi le Miocène. Il existe donc à l'évidence une reprise constante des différentes structures successives où il n'est pas interdit de voir pour certaines d'entre elles l'intervention de décrochements. Il semble cependant que leur rôle ne soit pas essentiel.

III.2 - Le poinçonnement

Cette deuxième hypothèse suppose que le Jura est le résultat d'un poinçonnement horizontal. Tous les résultats de l'étude de terrain s'accordent bien avec ce que l'on pouvait attendre après la modélisation puisqu'on retrouve la rotation des directions de la contrainte principale, l'éventail des directions de déplacement et des diaclases, la décroissance générale de la déformation vers le NW avec une diminution des altitudes topographiques et des amplitudes de plis. En outre, l'étirement parallèle aux axes des plis augmente régulièrement vers le Sud quand on se déplace vers le flanc présumé du poinçon. Il reste cependant à voir si le bassin molassique a bien joué lui-même le rôle de poinçon comme le suppose Laubscher ou transmis des poussées d'origine plus lointaine.

Le résultat des calculs de Muller et Hsü ou de Mugnier aboutissent à des conclusions très voisines : Pour expliquer les structures du Jura, une poussée arrière est nécessaire. Ce peut être la poussée due à une répercussion des chevauchements lointains du socle alpin dont les plus proches sont ceux des massifs cristallins externes, ou un écaillage de socle sous la Haute Chaine jurassienne.

Ce deuxième mécanisme est d'ailleurs voisin du premier car un décollement sous le bassin molassique crée une poussée de ce même bassin vers l'avant pays. Toutefois cela ne s'accorde avec le Jura que dans l'hypothèse où le décollement s'est ensuite propagé à l'ensemble de la chaîne afin d'aboutir à un déplacement en masse avec chevauchement sur la Bresse.

Dans les deux cas la poussée est transmise à travers le bassin molassique sans l'affecter et le plissement débute avec les formations du Jura. Il faut donc admettre qu'un équilibre se crée entre la poussée arrière et la charge due à l'épaisseur de la série sédimentaire. Il y a alors déplacement en masse par glissement sur les niveaux faibles du contact socle-couverture. Lorsque l'équilibre est rompu il y a déformation des différentes séries de la couverture. Cette déformation est hétérogène en raison des variations des épaisseurs et de la lithologie des sédiments en

présence et des pentes du plan de glissement sur le socle. Dans ce mécanisme la molasse suisse se comporte comme un poinçon intermédiaire assez rigide entre les séries déplacées et plissées des chaînes subalpines (qui ont elles mêmes le rôle d'un poinçon arrière) et le Jura. Mais le véritable poinçon rigide est à rechercher plus à l'intérieur de la chaîne et à une époque plus précoce, dans le chevauchement des massifs cristallins externes alpins. Cette recherche de l'origine la plus lointaine de la poussée initiale peut mener encore plus au Sud-Est vers les zones internes des Alpes (Ménard, 1979).

IV - CONCLUSION SUR LE JURA

Dans les Montagnes Rocheuses canadiennes où Elliott a construit son modèle, existe une couverture décollée de son socle sur lequel elle glisse en remontant une légère pente et en se déformant par failles listriques et par imbrications dues à des successions de glissements sur les couches ("flats") et sur des failles inverses ("ramps"). C'est un dispositif que l'on retrouve assez bien dans le Jura, et ici comme là il n'est pas nécessaire d'impliquer le socle dans les déformations. Au contraire, celui-ci paraît rester assez rigide et passif et supporter simplement les glissements à l'interface socle-couverture où se situent les niveaux de décollement. Dans le cas du Jura le décollement et le déplacement se sont poursuivis jusqu'au bassin bressan, avec ou sans déformation des séries de couverture selon les conditions locales. Lorsqu'il y a déformation, les failles inverses et les imbrications de séries peuvent se poursuivre par des plis en direction de la surface et de l'avant. Ce système avait déjà été observé par Vincienne en 1944.

Cependant au contraire des Rocheuses, où, comme l'a démontré Elliott, le seul glissement gravitaire peut être le moteur des déplacements et des déformations, le Jura nécessite pour se former l'intervention d'une poussée. Celle-ci est transmise depuis les zones alpines par le bassin molassique suisse qui a un rôle de poinçon intermédiaire non ou peu déformé. Cette hétérogénéité de la déformation dans les différentes séries de l'avant pays poinçonné par les chevauchements plus internes, alpins, tient autant à la variation des lithologies qu'à celles des épaisseurs de sédiments ou de la pente du socle sur lequel ils reposent et glissent. De ce fait, à l'échelle du Jura, le bassin molassique est le poinçon, l'arc jurassien dans son ensemble, le massif poinçonné.

Il est certain que dès le début du fonctionnement de ce mécanisme le pays jurassien n'était pas homogène. Il était sûrement découpé, en particulier, par la "fracturation oligocène". Cette circonstance explique que le déroulement ultérieur des déplacements et des déformations ne se produit pas aussi simplement que dans les modèles. Cependant les "prévisions" autorisées par ceux-ci sont dans l'ensemble bien vérifiées (voir 2ème partie), et l'on voit à l'évidence que les premiers plis jurassiens, les plus amples et les plus serrés et élevés, se moulent sur le contour du poinçon, c'est-à-dire le bassin molassique.

Dans cette optique il faut s'interroger sur la signification des failles "transversales". Il est possible que les décrochements comme ceux de Morez et de Pontarlier aient guidé une étape précoce du glissement. Il conviendrait alors de démontrer clairement qu'ils existaient avant le déplacement vers le NW, car ils pourraient très bien être considérés comme des failles de déchirement qui accompagneraient en ce cas très logiquement les raccourcissements différents de la couverture dans la zone de passage entre le front et le flanc du poinçon. Par contre l'accident du Vuache pourrait bien être un vrai décrochement matérialisant la zone approximative du flanc occidental du poinçon où se localisent les étirements les plus importants, au moins dans son prolongement. Cependant si cette conclusion est confirmée par l'allure sigmoïde des plis du Jura dans le secteur proche de cet accident, elle ne semble pas vérifiée par les stries couches sur couches visibles dans ce même secteur. Elles sont toutes perpendiculaires aux axes des plis et non pas courbes, ou de plusieurs générations qui se recoupent, comme on aurait pu l'attendre à la suite des tests expérimentaux. Cela signifie peut-être que l'accident du Vuache n'a pas le rôle qu'on lui assigne ici, ou que les déductions issues des expériences étaient trop rapides. Il s'agit sans doute d'une divergence entre les moyens disponibles sur le terrain pour étudier la déformation et ceux dont on dispose sur les modèles. En ce dernier cas les déplacements sont en effet déduits de l'orientation de vecteurs très précis obtenus dans le plan du poinçonnement par le changement de position de points repérés avant et après déformation par rapport à des références fixes. Les stries vues sur le terrain n'indiquent que le sens de déplacements relatifs qui intègrent différents mouvements dans toutes les directions de l'espace et pas seulement dans le plan de translation du poinçon. Il faut également envisager que le rôle de la charge (poinçonnement gravitaire) intervient pour beaucoup dans la striation.

On peut enfin suggérer qu'il y a une certaine ressemblance entre ce type de décrochements et ceux qu'a étudié Tapponnier (1978) en Himalaya, dans les régions affectées par le poinçonnement de l'Inde. Il est d'ailleurs frappant de voir combien, à l'échelle près, les déformations himalayennes sont comparables à celles du Jura :

- Même décroissance des altitudes en s'éloignant du poinçon,
- Même disparition progressive des chevauchements,
- Mêmes rotations des directions de contrainte et de déplacement,
- Mêmes alternances de zones déformées et de zones calmes,
- Même progression de la déformation vers l'avant pays ...

Mais il reste de nombreuses différences, outre les masses en cause, et en particulier rien dans le Jura ne peut se comparer au chevauchement himalayan sur le poinçon indien.

Pour conclure cet examen du poinçonnement qui se révèle très vraisemblable pour le Jura, il faut souligner qu'aux extrémités de l'arc le socle de la Forêt Noire, et celui, très proche sous sa couverture, de la région de l'Ile Crémieu-Bas Dauphiné, peuvent avoir joué le rôle de butoirs contre lesquels viendrait se mouler la couverture déplacée du Jura. Ces deux régions seraient donc des poinçons passifs et stables bloquant le glissement des sédiments décollés. Cette hypothèse qui s'accorderait bien avec les conclusions précédentes, demande, pour être étayée, une étude des structures dans la région des virgations des extrémités de l'arc jurassien, aux abords des régions restées stables durant le plissement alpin.

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

I - COMPARAISONS ENTRE MODELES EXPERIMENTAUX ET TERRAIN

II - CONCLUSIONS

CONCLUSIONS GENERALES

I - COMPARAISONS ENTRE MODELES EXPERIMENTAUX ET TERRAIN

Nous n'envisagerons que très rapidement ici le problème posé par les schistes lustrés du front pennique puisque l'analyse structurale de terrain a montré que l'hypothèse du poinçonnement tangentiel ne pouvait pas être retenue dans ce cas. L'aspect cartographique évoquait cependant une couverture ductile, constituée par les nappes en déplacement vers le NW, qui se serait frayée un passage entre les massifs cristallins rigides et stables du Mont Blanc et de l'Aar. Ceux-ci auraient donc été, dans cette hypothèse, des poinçons passifs contre lesquels se seraient moulées les structures des nappes. Mais il n'apparaît aucune des variations attendues après la modélisation, ni dans la déformation, ni dans les étirements, ni dans les directions de déplacement observées sur les différents secteurs de l'arc étudié et qui pouvaient représenter des zones de flancs ou de front des poinçons. De plus la position particulière de la schistosité S2 au Sud de l'Aar offrait à elle seule un problème géométrique insoluble par les règles tirées des modèles. Celles-ci ont donc prouvé leur intérêt puisqu'elles permettent de rejeter l'hypothèse de départ. Pour expliquer l'arc pennique en Valais, seule une surrection tardive des massifs de socle cristallin paraît être adaptée.

En ce qui concerne le Jura, l'identité des structures analysées avec celles qui ont été obtenues par modélisation analogique, est beaucoup plus exemplaire. Le Jura paraît bien s'être formé sous l'influence de la poussée du poinçon constitué par la molasse suisse, lui-même mis en mouvement vers le NW par les chevauchements alpins plus internes. Sous l'avancée des écaillages internes, la couverture de l'avant pays a été décollée de son socle sur lequel elle s'est mise à glisser. Lorsque la lithologie des séries sédimentaires en cours de translation vers le NW, ou leur épaisseur, ou la pente de leurs surfaces de glissement, le permettaient, ces matériaux se sont déformés suivant un dispositif des structures qui s'adapte bien au mécanisme du poinçonnement :

- Le plissement est limité à la Haute Chaine, tout contre le poinçon molassique, et dans une zone d'assez faible largeur ;
- Le secteur du Vuache dans le Jura méridional pourrait représenter la zone de flanc du poinçonnement avec ses plis d'allure sigmoïde et des étirements plus importants qu'ailleurs ;
- Le déversement des plis est en grande majorité vers l'extérieur de la chaîne (voir aussi Wegmann, 1961), sauf pour les premiers plis en bordure du bassin molassique qui peuvent présenter un déversement inverse ;
- La hauteur, mesurée sur les coupes, entre le socle (voir carte du socle, Fig. 82) et le sommet des plis de l'Oxfordien, varie quand on s'éloigne de la bordure nord du bassin molassique (Fig. 94). Ces variations sont tout à fait comparables à celles qui sont mesurées sur les modèles (voir Fig. 41) : la hauteur diminue progressivement en s'éloignant des limites du poinçon, et l'écart entre les valeurs minimale et maximale s'atténue lorsque l'on passe des coupes du N (coupe 1, donc sans doute proche du front du poinçon) aux coupes du S (donc proches sans doute du flanc) ;
- La variation des étirements, mesurés grâce à l'épaisseur des fentes minéralisées perpendiculaires aux axes de plis, est tout à fait comparable également avec celle qui est déterminée par d'autres moyens sur les modèles (voir Fig. 31, 39 et § II.2.1.3) : les valeurs de l'étirement augmentent un peu, dans la zone frontale (coupe 1), en s'éloignant du bassin molassique, avant de diminuer ; elles sont beaucoup plus importantes dans la zone de flanc (coupes 3 et 4) ;
- Les directions de déplacement, déterminées grâce aux stries de glissement couches sur couches ou sur failles inverses, dessinent un éventail, comme les directions de raccourcissement maximal définies par les structures ou par l'intermédiaire des orientations de contrainte déduites des mécanismes au foyer des séismes. Dans ce dernier cas on remarque la symétrie de l'éventail en direction de la branche Nord de l'arc jurassien ;
- Les directions de déplacement qui doivent être dans la bissectrice du dièdre des fractures conjuguées au front du poinçon (ce qui n'a pas été exactement retrouvé sur le terrain), se rapprochent de la famille des failles dextres sur le flanc du poinçonnement ...

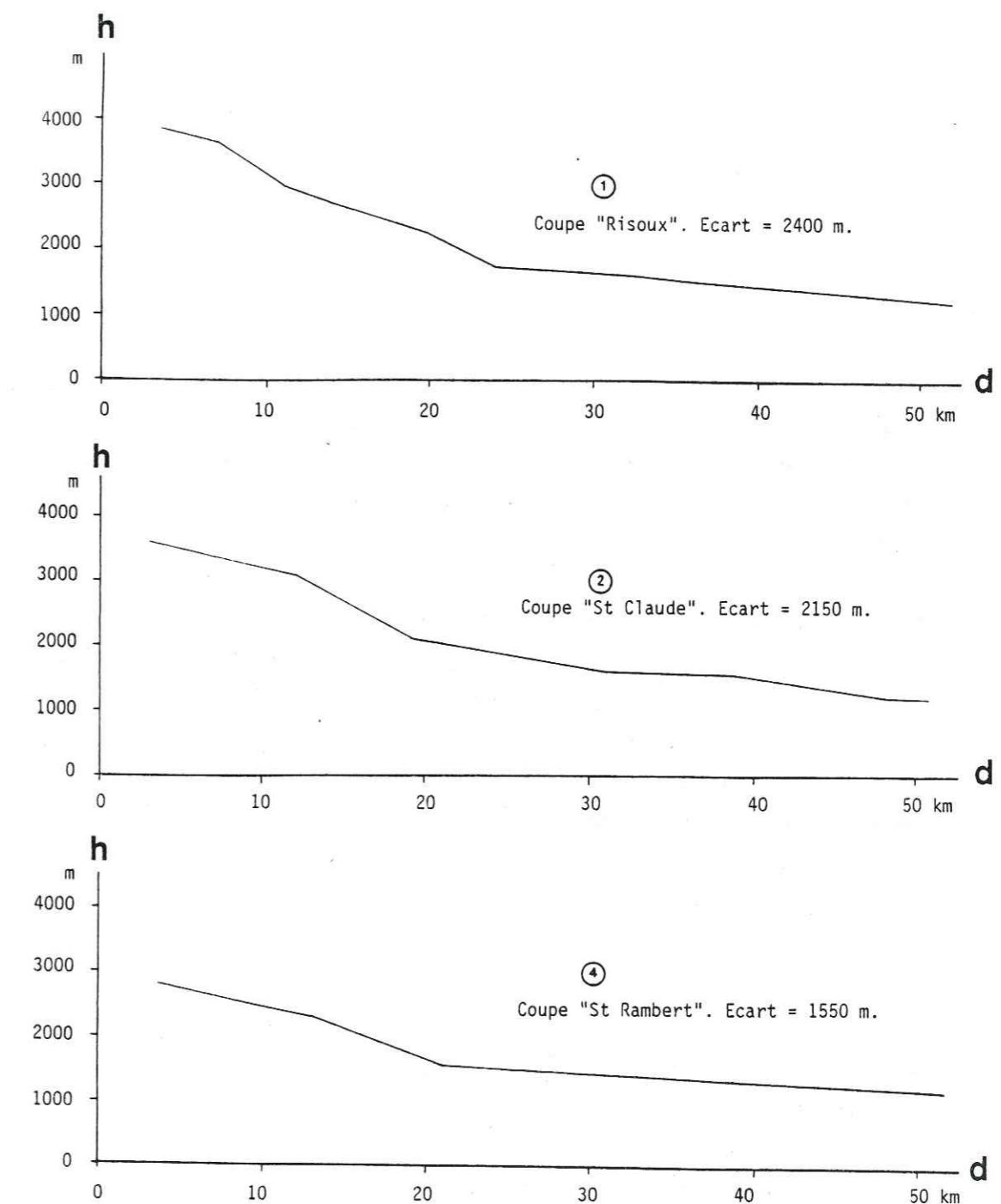


Figure 94 : Diagramme de h (distance entre la crête des plis de l'Oxfordien et le socle) en fonction de d (distance entre les plis et la limite Nord du bassin molassique) pour trois des coupes étudiées. Comparer avec les Figures 41 et 42

Tous ces résultats sont donc en excellent accord avec ceux qui ont été tirés de la modélisation expérimentale. Cependant certaines données sont plus divergentes.

C'est le cas des stries de glissement couches sur couches qui toutes indiquent un déplacement perpendiculaire aux axes des plis. Jamais des stries obliques sur l'axe, ou courbes, ou en plusieurs familles croisées, n'ont été relevées sur le terrain. Elles avaient pourtant été prévues d'après les mesures de déplacement effectuées sur les modèles. Ne pas retrouver ce qui avait été déduit des modèles peut s'expliquer de plusieurs façons : Les déplacements du modèle sont donnés en valeurs absolues et rigoureuses, dans le plan du déplacement du poinçon. Sur le terrain les stries indiquent des mouvements relatifs qui combinent différentes directions de déplacement dans l'espace. Il est donc possible que les stries observées ne traduisent que des déplacements locaux, beaucoup plus guidés par la géométrie de la structure du lieu (le pli) que par les grands mouvements de translation dus au poinçonnement. Il est possible aussi que le rôle gravitaire du poinçon ait un effet prépondérant et que seules les dernières stries soient visibles. Elles auraient en ce cas effacé les éventuelles stries obliques ou courbes antérieures. Cette possibilité n'est pas à exclure car des stries courbes ont été décrites ailleurs dans le Jura (Wegmann, 1960 ; Sopena et Soulard, 1973).

Un autre désaccord entre modèle et terrain est représenté par les plis situés sous le bassin molassique et dont les directions axiales ne sont pas conformes à celles de la Haute Chaîne (Matter et al., 1957). Il en est de même pour les pincées situées entre les plateaux du Jura externe (Glangeaud, 1944, 1948) qui associent des secteurs très déformés à des secteurs restés calmes. Ces structures s'expliquent mal par le mécanisme de poinçonnement et la modélisation semble ici en échec. Mais il faut souligner que le schématisation des modèles implique que la couverture poinçonnée soit, à l'origine, homogène et continue. Or il est certain qu'il n'en était rien dans la réalité. Les fracturations oligocènes structuraient déjà le Jura avant la très probable translation vers le NW et le poinçonnement. Cette fracturation antérieure et sa reprise par les mouvements chevauchants expliquent sans doute ces apparentes contradictions entre le modèle simplifié et la réalité plus complexe.

On peut aussi comparer les données de terrain avec les modélisations effectuées en plan avant les nôtres et qui permettaient parfois de prendre en compte la fracturation. Là encore de grandes similitudes se rencontrent (voir 1ère partie).

Ainsi, les fractures conjuguées observées par Matichard (1981) avec leur disposition en éventail, ainsi que l'obliquité du déplacement par rapport à la bissectrice du dièdre, sont retrouvées sur le terrain. Un problème se pose toutefois. En effet certains des décrochements transversaux du Jura, tel celui de Pontarlier, sont réputés antérieurs au plissement fini-miocène, donc au mécanisme de poinçonnement que nous admettons ici. Il paraît donc difficile de relier tout le réseau des décrochements au plissement. On doit cependant remarquer que les rapports angulaires entre axes de plis et failles, restent toujours les mêmes, tout au long de l'arc jurassien, quelles que soient les directions de l'une ou de l'autre de ces structures. La prédominance des décrochements senestres dans tout le Jura est également à souligner, comme la situation de l'arc à l'extrême occidentale de l'immense bassin molassique qui se poursuit jusqu'à Vienne. Enfin l'orientation de la direction de déplacement, qui tend vers le SW de la chaîne à se rapprocher de la famille des décrochements dextres, paraît également un facteur de corrélation qui n'est pas négligeable. La question à poser est donc : l'antériorité des décrochements en éventail du Jura par rapport aux plis est-elle réellement démontrée ? Il semble au contraire que tout indique que plis et failles sont contemporains et que l'hypothèse à retenir est celle du fonctionnement de ces décrochements au cours du plissement et à cause du poinçonnement. Cela permettrait en outre de tenir compte de la prépondérance du système senestre dans tout l'arc, prépondérance qui devrait être mise sur le compte de la situation du Jura à l'extrême occidentale du bassin molassique austro-hélvétique, jouant dans son ensemble le rôle de poinçon. A cette échelle le Jura représenterait donc une déformation de flanc.

Le système des décrochements en éventail s'accorde très bien aussi avec la répartition suivant le même schéma de la direction de la contrainte principale majeure, obtenue à la fois par l'organisation des fentes d'extension observée, par les mouvements aux foyers sismiques et par le calcul (Boudon, 1976).

Si les comparaisons peuvent être étendues à l'échelle continentale il faut aussi souligner les ressemblances qui existent entre l'organisation des structures jurassiennes et le dispositif himalayen conditionné par le poinçonnement de l'Inde (Tapponnier, 1978). Au front des poinçons, les chevauchements, failles inverses, structures imbriquées, prédominent, avec une association avec des failles de déchirement. Sur les flancs, des failles décrochantes sont la règle.

Enfin les modèles analytiques conçus à partir des supports mécaniques d'Elliott (1976) et de Chapple (1978), montrent la nécessité d'une poussée pour expliquer la formation du Jura (Mugnier, 1982), avec un décollement à l'interface socle-couverture. Il est clair que l'on peut traduire la poussée par poinçonnement, transmis depuis les chevauchements alpins plus internes jusqu'au Jura par le bassin molassique, resté indéformé.

Tous ces arguments mènent donc à confirmer la vraisemblance de l'hypothèse : formation du Jura par poinçonnement. Mais les autres interprétations ne doivent pas être complètement abandonnées. Les structures géologiques sont le plus souvent très complexes et il est bien exceptionnel qu'elles ne résultent que d'une seule et unique cause. Nous avons déjà noté que des phases précoces (fin du Crétacé, Eocène, Oligocène) existaient dans le Jura. Il est improbable qu'elles soient dues au poinçonnement. Mais nécessairement celui-ci est intervenu sur un bâti déjà structuré ce qui peut expliquer qu'en certains points son rôle ne soit pas clair. En outre la superposition de structures, constatée en plusieurs cas (réseau ancien de fentes d'extension, pics stylolithiques d'orientation N-S ...), complique parfois la situation et permet de comprendre que certains faits paraissent hors schéma. Il faudrait, pour que le dispositif structural soit parfaitement exemplaire, qu'il soit totalement pur et indemne de toutes perturbations de voisinage ou antérieures, ou postérieures, au mécanisme étudié. On ne peut espérer trouver ce cas idéal dans la nature et c'est bien ce qui justifie l'intérêt d'une modélisation schématique.

Au total, la comparaison entre les structures de terrain et celles qui sont obtenues par modélisation d'un mécanisme simple par des procédés analogiques ou de calcul, contribue à étayer une hypothèse difficilement vérifiable par d'autres méthodes. Nous avons vu aussi que cette démarche

avait permis de rejeter une hypothèse aux apparences séduisantes dans le cas des schistes lustrés du front pennique valaisan. C'est pourquoi nous pensons qu'il est assez justifié de voir dans la formation du Jura le résultat d'un poinçonnement par le bassin molassique suisse, au moins en ce qui concerne le plissement fini-miocène. Nous confirmons donc en cela les interprétations déjà proposées par Pavoni (1961), Laubscher (1972) et Kiraly (1973) et reprises par Gratier et al. (1973). Mais il est évident que l'origine du phénomène est à rechercher plus loin vers la chaîne alpine, où les chevauchements crustaux sont à la source des poussées vers le NW (Ménard, 1979). Le bassin molassique ne fait que les transmettre plus loin vers l'avant pays, car il a pu rester relativement rigide. C'est un poinçon intermédiaire en relai. Il n'est sans doute pas indifférent de souligner enfin que l'existence des plissements jurassiens tient peut-être aussi à la présence de poinçons passifs de socle, ou armés par un socle proche (Forêt Noire, Ile Crémieu-Bas Dauphiné), qui bloquent localement sur son front le déplacement de la couverture décollée.

II - CONCLUSIONS

La modélisation analogique, avec la simplification des mécanismes qu'elle impose, nous a obligé à séparer les deux composantes fondamentales d'un poinçonnement : la composante tangentielle (ou horizontale) et la composante gravitaire (ou verticale).

Dans la réalité, un poinçonnement a de bonnes chances d'être une combinaison de ces deux mouvements horizontaux et verticaux qui y entrent chacun pour une part plus ou moins grande. En effet, l'avancée, plus ou moins dans le plan des couches, d'une écaille chevauchante de socle ou de couverture, se traduit à la fois par un mouvement horizontal lié à son déplacement et par un mouvement vertical lié à son poids.

Les études de terrain, présentées dans la troisième partie de ce mémoire, nous ont permis de tester la validité des résultats acquis par la modélisation. La confrontation des données de terrain avec celles des expériences a permis également parfois de dépasser le stade analytique pur et de construire des interprétations aux conséquences plus générales.

C'est pourquoi, au moment de conclure, et compte tenu de l'importance que prennent aujourd'hui les grands chevauchements dans les interprétations géologiques, il nous paraît important d'essayer de dégager quelques "règles" qui pourront, sur le terrain, aider le Géologue dans son diagnostic et lui permettre de définir dans des associations de structures le résultat d'un poinçonnement.

Les conséquences de l'avancée du poinçon indéformable sur la couverture stratifiée de l'avant pays sont les suivantes :

- Des plis se forment au front et sur les flancs du poinçon. Au départ, ces plis sont peu marqués mais la poursuite du déplacement les amplifie.

- Les plis sont répartis dans une zone assez étroite très proche du poinçon et seuls les tout premiers suivent fidèlement ses contours.

- Les directions axiales des plis s'écartent rapidement des limites du poinçon dès qu'on s'éloigne de celui-ci. En outre, elles peuvent dessiner sur les flancs du poinçon des plis en échelons, de forme sigmoïde.

- Pour les anticlinaux, le rayon de courbure de la couche supérieure est nettement supérieur à celui de la couche inférieure ce qui traduit une amplitude relative des plis plus faible pour la couche du haut que pour celle du bas.

- L'amplitude des plis s'amortit rapidement dès qu'on s'éloigne du poinçon. Elle est maximale immédiatement contre le poinçon et décroît ensuite régulièrement avec la distance. Cette amplitude décroît par ailleurs régulièrement depuis le front du poinçon où elle est maximale et ses flancs où elle n'est jamais très grande (voir la question de l'étirement axial).

- Le déversement des plans axiaux des plis est, pour la grande majorité d'entre eux, vers l'extérieur de la "chaîne" : ils semblent fuir le poinçon. Ce déversement peut toutefois être intérieur pour les tout premiers plis (proches du poinçon) en raison de la perturbation due à l'effet du poinçonnement gravitaire (composante verticale).

- L'étirement parallèle aux axes des plis est beaucoup plus important sur les flancs du poinçon qu'à son front. Cela peut conduire, dans la mesure où le poinçonnement gravitaire ne joue qu'un faible rôle en un lieu

donné, à une inversion de l'axe X (axe d'extension maximale de l'ellipsoïde de déformation finie). Cet axe perpendiculaire aux axes des plis dans la zone frontale du poinçon, leur devient parallèle sur ses flancs.

- Les directions de déplacement, déterminées par les stries des plans de failles inverses, dessinent un éventail en avant et autour du poinçon. Les stries sur les plans de couches combinent les mouvements liés à la géométrie locale et ceux du déplacement général.

- Les réseaux de fractures conjuguées, visibles surtout dans les roches compétentes, dessinent aussi un éventail. La direction de déplacement est, au front du poinçon, axe de symétrie de ce réseau de fractures, mais ne l'est plus sur les flancs où elle a tendance à se paralléliser à l'une ou l'autre des deux fractures, symétriquement sur chaque flanc du poinçon.

- L'orientation de la contrainte principale majeure dessine elle aussi un éventail similaire autour du poinçon, mais non confondue avec les déplacements.

De toutes ces "règles", on peut déduire l'existence d'autres critères spécifiques vraisemblables de la déformation d'une couverture par poinçonnement tangentiel. Ainsi, la différence de raccourcissement entre le front et les flancs du poinçon et l'apparition d'une composante de décrochement sur les flancs, laisse penser qu'au front, les failles qui prédomineront seront des failles inverses et des chevauchements associés à des failles de déchirement. Sur les flancs, les chevauchements devraient avoir une importance moindre et de véritables décrochements devraient apparaître. Par ailleurs, les stries de glissement couches sur couches devraient être perpendiculaires aux axes des plis dans la seule zone frontale et devenir obliques, voire courbes sur les flancs si le poinçonnement gravitaire ne prend pas une trop grande importance.

Cette liste de "règles" n'est probablement pas exhaustive. Elle présente surtout l'avantage de rassembler quelques moyens qui ont été testés avec succès dans deux cas réels, après avoir été déduits d'expériences forcément schématiques. Le fait d'avoir conclu, dans l'un des exemples étudiés, que les structures analysées ne provenaient pas d'un poinçonnement, paraît indiquer que ces règles sont discriminantes.

Toutefois, ni nos modélisations, ni nos études de terrain n'ont pu prendre en compte tous les types de déformation liés à un chevauchement d'écaillles-poinçons. L'artifice choisi, de décomposer le rôle du chevauchement en un déplacement tangentiel et une charge verticale est assez grossier. Il ne tient pas compte non plus d'un étalement possible du matériau sous son propre poids, puisque le poinçon est supposé rigide et indéformable. Mais les résultats obtenus sur le terrain justifient ces approximations, qui dans certains cas peuvent être proches de la réalité. Il reste enfin que cette approche a été assez performante. Elle a permis en effet de montrer simplement que les perturbations dues à la charge sont mineures par rapport aux structures issues de la poussée horizontale et que dans ce dernier cas il convient de distinguer entre les déformations de front et celles de flanc. Ce qui semble bien vérifié dans la réalité du terrain.

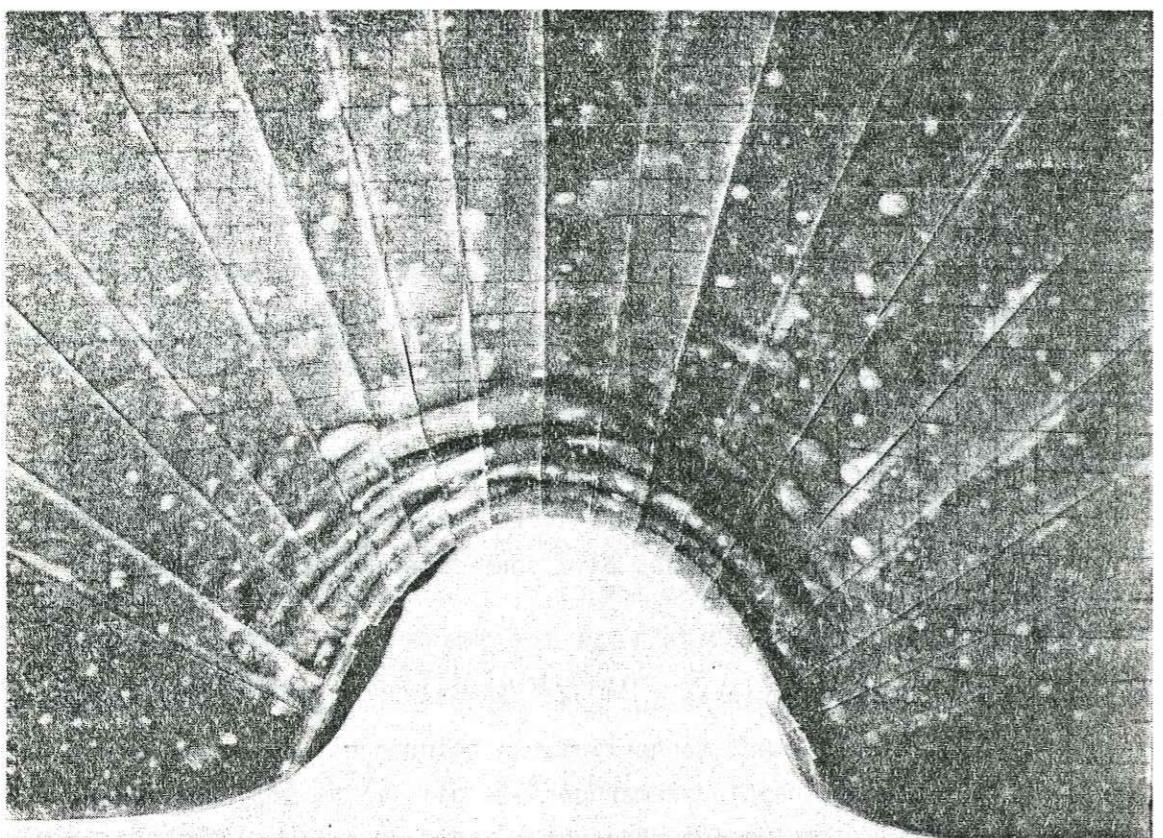
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Photo 1 : Modèle de déformation par poinçonnage tangentiel. Vue d'ensemble (prise de vue verticale) (voir carte, fig. 27)

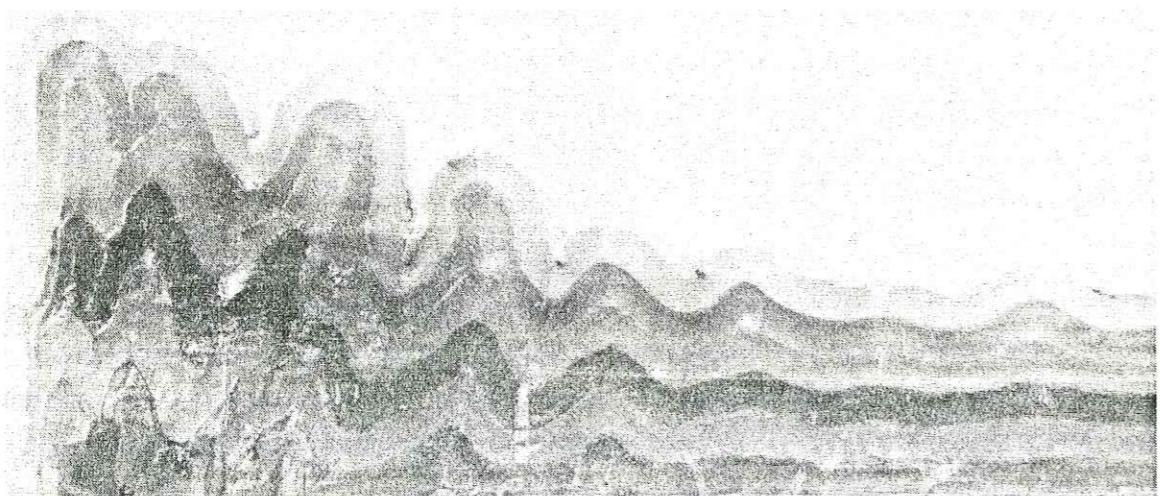
Photo 2 : Coupe perpendiculaire aux axes de plis situés au front du modèle par poinçonnage tangentiel. Le poinçon est à la limite gauche de la photographie. Les plis sont immédiatement contre le poinçon.

Photo 3 : Coupe perpendiculaire aux axes des plis situés au flanc du modèle par poinçonnage tangentiel. Le poinçon est à la limite gauche de la photographie. Remarquer les plis moins amples et moins nombreux, légèrement détachés du bord du poinçon.

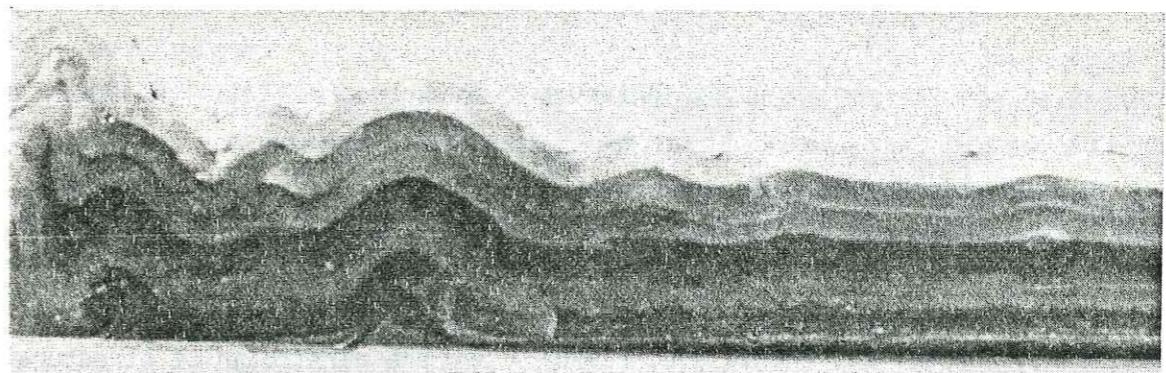
Photo 4 : Coupe du modèle par poinçonnage gravitaire. Le poinçon (enlevé) était placé dans le quart gauche de la photographie, au-dessus des 6 feuillets de paraffine. Remarquer l'amincissement des couches sous le poinçon et la situation des plis les plus importants situés assez loin de son front.



0 15 cm Photo 1

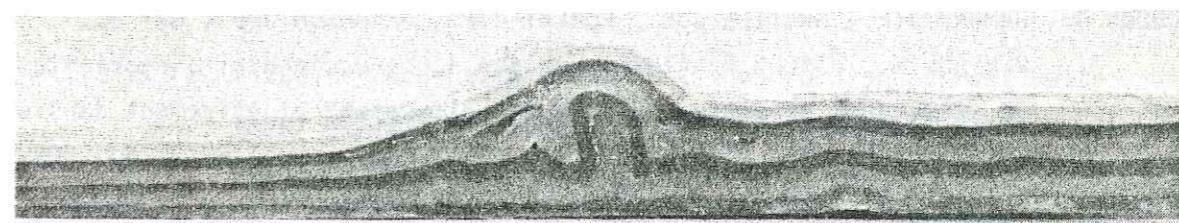


0 1 2 cm Photo 2



0 1 2 cm Photo 3

Poinçon



0 5 cm Photo 4

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE P. (1971) - La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. *Trav. Lab. Geol.* Grenoble, Mémoire n° 9, 367 p.
- ANTOINE P., CHOQUET C., PAIRIS J.L. (1978) - Sur une particularité structurale du Mont du Chat, révélée par la Galerie du Bourget du Lac (Savoie). *C.R.A.S. Paris*, t. 286, série D, pp. 1241-1244.
- AUBERT D. (1945) - Le Jura et la tectonique d'Ecoulement. *Bull. Univ. Lausanne*, n° 83, pp. 1-20.
- AUBERT D. (1949) - Le Jura. *Geologische Rundschau*, pp. 2-17.
- AUBERT D. (1975) - L'évolution du relief Jurassien. *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 68/1, pp. 1-64.
- BEACH A. (1981) - Thrust tectonics and crustal shortening in the external French Alps based on a seismic cross-section. *Tectonophysics*, 79, T1-T6.
- BEARTH P., LOMBARD A. (1964) - Notice explicative, Feuille 6, Sion. *Carte Géologique de la Suisse*, 53 p.
- BONNET J.L., VIALON P. (1982) - Le chevauchement Pennique en Valais : Virgation forcée ou méga-pli en fourreau? 9e R.A.S.T., Paris, p. 70.
- BOTTERO A. (1981) - Contribution à l'étude du tassement et de la force portante des fondations superficielles reposant sur un sol multicouche. Thèse d'Etat, Grenoble, 213 p.
- BOUDON J. (1976) - Application de la méthode des Eléments Finis à l'approche d'un phénomène tectonique : LE POINCONNEMENT (Cas d'une couverture sédimentaire déformée par un mouvement d'un compartiment de socle). Thèse Docteur Ingénieur, Grenoble.
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M., VIALON P. (1976) - L'Arc Alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression N-S. *Eclog. Géol. Helv.*, vol 69/2, pp. 509-519.
- BOYER S.E., ELLIOTT D. (1982) - Thrust systems. In Press.
- BURRI M. (1958) - La zone de Sion-Courmayeur au Nord du Rhône. *Mater. Carte Géol. Suisse*, Nouvelle Série, 105e livraison, 45 p.
- BURRI M. (1967) - Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 60, n° 2, pp. 614-617.

- BURRI M. (1967) - La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 62, pp. 547-566.
- BUXTORF A. (1907) - Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung. *Mat. Carte Géol. Suisse*, Nouvelle Série, 21e livraison.
- CAIRE A. (1973) - Sur quelques propriétés des Gerbes de failles. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 3e Série, Fasc. 20.
- CASEY M., SONG HONLIN, DIETICH D. (1981) - An attempt at a Kinematic interpretation of the root zone of the Helvetic nappes, western Switzerland. *Journal of structural Geology*, vol. 3, n° 2, pp. 186-187.
- CHAPPLE W. (1978) - Mechanics of thin-skinned fold and thrusts belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 89, pp. 1189-1198.
- CHAUVE P., PERRIAUX J. (1974) - Le Jura. In *Géologie de la France* par J. DEBELMAS. Doin., Paris, pp. 443-464.
- CHAUVE P., ENAY R., FLUCK P., SITTLER C. (1980) - Vosges, Fossé Rhénan, Bresse, Jura. In *Géologie des pays Européens*, Dunod, Paris, pp. 357-431.
- COBBOLD P.R. (1975) - Fold propagation in single embedded layers. *Tectonophysics*, 27, pp. 333-351.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970) - Structural geology in the eastern part of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. of Canadian Petroleum Geology*, vol. 18, n° 3, pp. 332-406.
- ELLIOTT D. (1976) - The motion of thrust sheets. *Journal of Geophysical Research*, vol. 81, n° 5, pp. 949-963.
- ELLIOTT D. (1976) - The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* pp. 283-312.
- ELLIOTT D., JOHNSON M.R.W. (1978) - Discussion of structures found in thrust belts. *Journal of the Geological Society*, vol. 135, part 2, pp. 259-260.
- ELLIOTT D. (1980) - Mechanisms of thin-skinned fold and thrust belts : discussion. *Geological Society of America .Bulletin*, part 1, vol. 91, pp. 185-187.
- FAVRE J. (1911) - Description géologique des environs du Locle et de la Chaud-de-Fonds. *Eclog. Geol. Helv.*, XI, pp. 371-471.
- GLANGEAUD L. (1944) - Le rôle des failles dans la structure du Jura externe. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 51, pp. 17-33.

- GLANGEAUD L. (1948) - Les nouvelles théories sur la formation du Jura. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 52, pp. 5-16.
- GOGUEL J. (1943) - Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Mémoires de la Carte Géologique.
- GOGUEL J. (1963) - L'interprétation de l'Arc des Alpes Occidentales. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), 5, pp. 20-23.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledone, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3e Cycle Grenoble, 289 p.
- GRATIER J.P., VIALON P. (1980) - Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). Tectonophysics, 65, pp. 151-160.
- HANSEN E. (1971) - Strain Facies. Minerals, Rocks and Inorganic Materials. Springer Verlag. 207 p.
- HILL R. (1950) - The mathematical theory of Plasticity. Oxford Univ. Press, London, pp. 128-160, 213-261.
- HUBBERT M.K. (1937) - Theory of scale models as applied to the study of Geologic structures. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 48, pp. 1439-1520.
- HSÜ K.J. (1979) - Thin-skinned plate tectonics during neo-alpine orogenesis. Am. Journal of Sciences, vol. 279, pp. 353-366.
- JAMIER D., OLIVE P., SIWERTZ E., VIAL R. (1973) - Des accidents profonds N 50 conditionnent-ils la structure de l'ensemble du Jura - Plateau molassique - Préalpes ? Compte rendu Séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 8, fasc. 1-3, pp. 45-52.
- KIRALY L. (1973) - Thèse. Neuchâtel.
- KRUMMENACHER R. (1978) - Effets d'une tectonique tournante sur un réseau de failles Laramien : une hypothèse sur la formation du Jura. Archives des Sciences Soc. Genève, vol. 31, fasc. 2, pp. 75-86.
- LACHAIZE M. (1982) - Mécanismes au foyer de séismes récents du Jura et de ses bordures. 9e R.A.S.T., Paris, p. 346.
- LAMIRAU C. (1976) - Thèse 3e Cycle, Grenoble, 170 p.
- LAUBSCHER H.P. (1972) - Some overall aspects of Jura dynamics. Am. Journal of Sciences, pp. 293-304.

- LAUBSCHER H.P. (1974) - Basement uplift and decollement in the molasse basin. Eclog. Géol. Helv., vol. 63/3, pp. 531-537.
- LAUBSCHER H.P. (1977) - Fold developpement in the Jura. Tectonophysics, 37, pp. 337-362.
- LAUBSCHER H.P. (1981) - The 3 D propagation of decollement in the Jura. In Thrust and Nappe Tectonics, Mc Clay and Price, Geological Society Special Publications, n° 9, pp. 311-318.
- LEUTWEIN F., POTY B., JONET J., ZIMMERMANN J.L. (1970) - Ages des cavités à cristaux du Granite du Mont Blanc. C.R.A.S. Paris, t. 271, pp. 156-158.
- LINDSTROM M. (1962) - A structural study of the southern end of the French Jura. Geol. Mag., vol. XCIX, n° 3, pp. 193-207.
- LUGEON M. (1941) - Une hypothèse sur l'origine du Jura. Bull. Lab. Univ. Lausanne, n° 73, pp. 1-14.
- MATICHHARD Y. (1981) - Sol bicoche renforcé par Géotextile. Application aux chaussées provisoires. Thèse Docteur Ingénieur, Grenoble, 300 p.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, Paris. Collection méthodes, 493 p.
- MATTER A., HOMEWOOD P., CARON C., RIGASSI D., STUIJVENBERG J., NEIDMANN M., WINKLER W. (1980) - Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In Geology of Switzerland, a guide book, pp. 262-293. Exc. n° V. Inter. Geol. Congress.
- MENARD G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le S.E. de la France. Essai d'interprétation de données géophysiques. Thèse 3e Cycle, Grenoble, 178 p.
- MENARD G. (1980) - Profondeur du socle ante-triasique dans le Sud-Est de la France. C.R.A.S. Paris, 290, pp. 299-302.
- MERLE O. (1982) - Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon. Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye. Alpes Occidentales. Thèse 3e Cycle. Rennes, 147 p.
- MOLNAR P. and TAPPONNIER P. (1975) - Cénozoic Tectonics of Asia : Effects of a continental Collision. Science, vol. 189, pp. 419-426.
- MUGNIER J.L. (1982) - Modélisation bidimensionnelle d'un grand chevauchement superficiel. Mémoire D.E.A., Grenoble, 86 p.
- MULLER W.H. and BRIEGEL U. (1980) - Mechanical aspects of the Jura overthrust. Eclog. Geol. Helv., vol. 73/1, pp. 239-250.

- MULLER W.H. and HSÜ K.J. (1980) - Stress distribution in overthrusting Slabs and Mechanics of Jura Deformation. *Rock Mechanics*, Suppl. 9, pp. 219-232.
- ODONNE F. (1981) - Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation Socle-Couverture. Thèse 3e Cycle, Grenoble, 146 p.
- PAVONI N. (1980) - Stresses Inferred from Fault Plane Solutions of Earthquakes. *Rock Mechanics*, Suppl. 9, pp. 63-68.
- PIJOLAT B. (1978) - Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute-Savoie) : Mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3e Cycle, Lyon, 147 p.
- PIJOLAT B., GAY M., GRATIER J.P., VIALON P. (1981) - Les variations des valeurs de la déformation dans un système de plis par cisaillement. *Rev. Géol. Dynam. et Géogr. Phys.*, n° spécial Géomécanique. Vol. 23, 3, pp. 195-202.
- PLOTTO P. (1977) - Structures et déformations des "grès" du Champsaur au S.E. du massif du Pelvoux. Thèse 3e Cycle, Grenoble, 139 p.
- PURDY J.W. and JAEGER E. (1976) - K. Ar. Ages on rock forming Minerals from the Central Alps. *Mem. Istituto Geol. Min. Univ. Padova*, vol. 30.
- QUINQUIS H. (1980) - Schistes bleus et déformation progressive. L'exemple de l'île de Groix (Massif Armorican). Thèse 3e Cycle, Rennes.
- RAMBERG H. (1963) - Strain distribution and Geometry of folds. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Upsala*, vol. XLII, n° 4, 20 p.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw Hill, 568 p.
- RIGASSI D. (1977) - Encore Le Risoux. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, n° 352, vol. 73, pp. 379-413.
- ROBERT I. (1979) - Etude des mécanismes de plissement d'une série stratifiée, dans une zone de cisaillement. Exemple de la Côte Basque. Thèse 3e Cycle, Grenoble, 244 p.
- ROEDDER E. (1980) - Geodynamics of the Alpine-Mediterranean system. A synthesis. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 73/2, pp. 353-377.
- SOPENA J.P., SOULAS J.P. (1973) - Etude microtectonique dans le Jura. Déformation des calcaires sous contraintes tectoniques ; essais d'interprétation et de corrélation des résultats pour l'ensemble de la chaîne. Thèse 3e Cycle, Besançon, 249 p.

- SMITH A.G. (1981) - Subduction and coeval thrust belts, with particular reference to North America. In *Thrust and Nappes Tectonics*, Geological Society Special Publication n° 9, Mc Clay and Price, pp. 111-124.
- TAPPONNIER P. (1978) - Les mécanismes de la Déformation intra continentale : Exemple de la tectonique Alpine en Asie et en Europe. Thèse Doctorat d'Etat, Montpellier.
- THOUVENOT F. (1981) - Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes occidentales. Thèse Docteur-Ingénieur, Grenoble, 211 p.
- TRUMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 843-908.
- TRUMPY R. (1980) - Jura and adjoining platforms. In 26e Congrès Géologique international, Paris, pp. 13-20.
- VIALON P. (1974) - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. *Bull. Suisse Min. Pétrogr.*, 54-2/3, pp. 663-690.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. Masson, 118 p.
- VIALON P. (1979) - Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 72/2, pp. 531-549.
- VINCENNE H. (1944) - Sur la structure de la partie Ouest du Jura Méridional. *C.R.A.S. Paris*, t. 219, pp. 421-423.
- WEGMANN E. (1957) - Lunules tectoniques et traces de mouvement dans les plis du Jura. *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 50, n° 1, pp. 491-496.
- WEGMANN E. (1960-63) - Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. Livre à la mémoire du Professeur Fallot, *Soc. Géol. Fr.*, Mémoire Hors Série.
- WEGMANN E. (1962) - Remarks on the structure of the Jura mountains. Guide book, Intern. Field Inst. in the Alps.

RESUME

La modélisation analogique effectuée consiste à déformer une couverture stratifiée (représentée par des feuillets de paraffine calibrés = niveaux compétents, séparés par un enduit de graisse aux silicones = niveaux incompétents) qui peut glisser sur son socle rigide, par un poinçon simulant une écaille (représentée par un bloc indéformable) et agissant soit par son déplacement dans le plan des couches, soit par son poids, perpendiculairement à celles-ci. Par nécessité de schématisation le rôle tangentiel du poinçon est séparé de son rôle gravitaire en deux expériences distinctes. Des règles de répartition des structures obtenues sont déduites de ces modèles contrôlés.

Les résultats de la modélisation sont ensuite testés sur deux exemples de terrain.

L'arc du front pennique valaisan, qui paraît, cartographiquement, dû à un écoulement entre les deux poinçons passifs du Mont Blanc et de l'Aar, ne peut pas en fait être interprété en termes de poinçonnement horizontal. C'est la surrection tardive des massifs bordiers qui provoque la forme arquée du front des nappes.

L'arc du Jura correspond mieux aux résultats expérimentaux. Les structures analysées dans cette région semblent tout à fait compatibles avec un glissement et une déformation contrastée en zones concentriques, de la couverture sédimentaire sur son socle. La mise en mouvement serait due à la poussée vers le NW du Bassin molassique suisse, lui-même indéformé et déplacé sous l'influence des chevauchements crustaux alpins plus méridionaux.

La confrontation des données expérimentales et de terrain permet de donner les règles utilisables pour déterminer si un ensemble de structures est bien le résultat du déplacement d'une écaille chevauchante agissant par poinçonnement de son avant pays. Les deux tests effectués sur le terrain montrent que ces règles sont réellement pratiques et discriminantes. Il en ressort qu'il est surtout important de distinguer entre les déformations situées au front du poinçon (forte amplitude des plis, déversements et chevauchements, structures imbriquées, extension perpendiculaire aux directions structurales axiales) et celles qui sont situées à son flanc (moindre amplitude des plis, extension parallèle aux axes, décrochement...).

MOTS-CLES

Alpes occidentales ; Jura ; Orogénie alpine ; Plissement ; Poinçonnement ; Structures arquées ; Tectonique tangentielle ; Chevauchement ; Décollement ; Glissement ; Ecaille ; Réseau de fractures ; Schistosité ; Linéations ; Microtectonique ; Déformation superposée ; Analyse Structurale ; Essai laboratoire ; Modèle analogique.