

u/h CAE (16)

REVUE FRANÇAISE DE GÉOTECHNIQUE

AVEC LA PARTICIPATION DES COMITÉS FRANÇAIS DE
MÉCANIQUE DES SOLS
MÉCANIQUE DES ROCHES
GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR

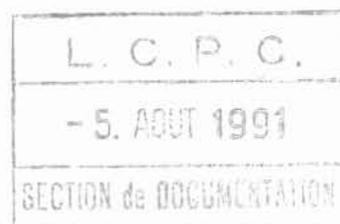
N° 56

150 F

3^e TRIMESTRE 1991

Presses de l'école nationale des
Ponts et chaussées

REVUE FRANÇAISE DE GÉOTECHNIQUE



Directeur de la Publication : P. Habib

Président du Comité de Direction : J. Lagardère

Comité de Direction : J. Schlosser — V. Maury — R. Struillou (Présidents des trois comités)

Comité de Rédaction :

E. Absi — P. Antoine — F. Bonnechère — Prof. Descœudres — P. Duffaut — J. Kérisel —
P. La Rochelle — G. L'Hériveau — P. Londe — L. Parez — F. Schlosser

Commission paritaire n° 60855

ISSN 0181 — 0529

Revue trimestrielle

Abonnement 1991 (numéros 54 à 57) franco 515 F

Prix au numéro franco : 150 F
(valable également pour les numéros anciens)

Sommaires des numéros anciens sur demande.

La revue est expédiée par avion dans les D.O.M.-T.O.M. et à l'étranger.

Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées
28, rue des Saints-Pères, 75007 Paris - Tél. : 42.60.34.13

Publicité : OFERSOP
8, bd Montmartre, 75009 Paris - Tél. : 48.24.93.39

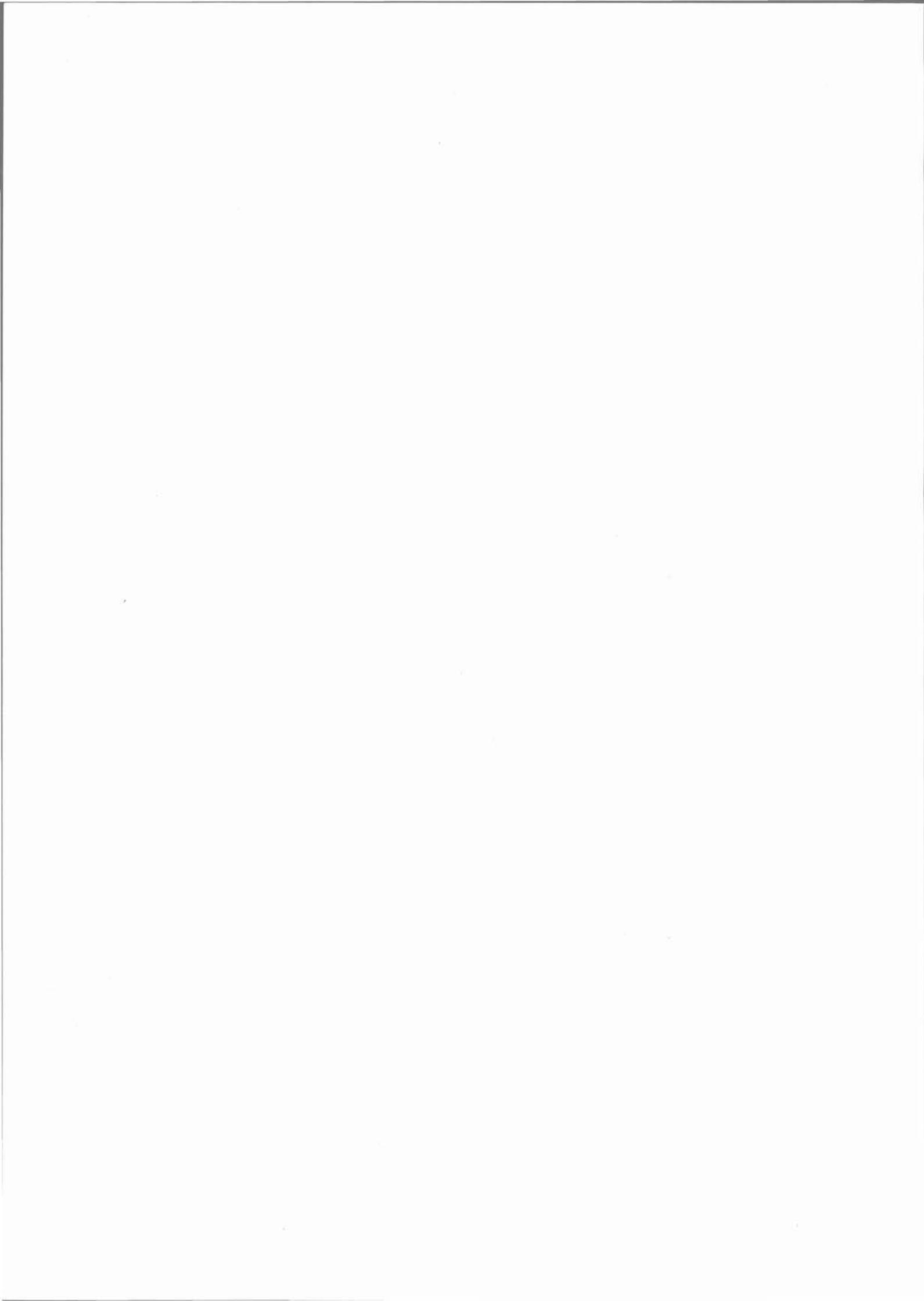
Les articles publiés dans cette revue n'engagent que la responsabilité de leurs auteurs.
Tous droits de reproduction, de traduction et d'adaptation réservés pour tous pays.

REVUE FRANÇAISE DE GÉOTECHNIQUE

N° 56
JUILLET 1991

sommaire

Objet et démarche de la tectonophysique P. Vialon	7
Champs tectoniques P. Sirieys	15
Cinématique et vitesse d'évolution des nappes superficielles : une simulation numérique J.-L. Mugnier	23
Importance de la déformation interne des roches dans la détermination de la déformation régionale M. Specht, J. Déramond	33
Origine des contraintes tectoniques déviatoriques dans la lithosphère terrestre L. Fleitout	43
Orientation de la charnière d'un kink-band P. Habib	51
Analyse des zones de cisaillement naturelles C. Lamouroux, P. Debat, P. Sirieys	57
Evolution de la nappe phréatique depuis un siècle dans Paris et niveaux connus en 1990 A.-M. Prunier-Leparmentier	67
Discussion de l'article « Comportement de l'écran de soutènement d'une tranchée expérimentale étroite » P. Habib	77



Présentation

Au cours des dernières années la Tectonophysique a réalisé des progrès qui permettent de la considérer actuellement comme une discipline à part entière au sein des sciences de la terre.

Les aspects purement géologiques et le contenu mécanique y sont suffisamment importants pour qu'il ait paru utile de consacrer sept articles sur ce sujet dans le même numéro de la Revue Française de Géotechnique de façon à présenter à nos lecteurs un ensemble synthétique.

P. HABIB
Directeur de la Publication

Objet et démarche de la tectonophysique

Topics and procedures in tectonophysics

P. VIALON

LGIT-IRIGM. Observatoire de Grenoble - Université Joseph-Fourier*

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 7-13 (juillet 1991)

Résumé

Sous le contrôle de l'observation du terrain, la tectonophysique utilise les méthodes, les techniques ou règles de la physique, de la mécanique, de la chimie... pour tenter de reconstituer des lois du comportement des roches valables dans des conditions géologiques. Ces mécanismes, bien compris, devraient permettre de prévoir le comportement de structures naturelles sous de nouvelles sollicitations introduites par l'homme et à d'autres échelles d'espace et de temps.

Cette note montre avec quelques exemples, quelle est la démarche qui permet de conduire des caractères structuraux essentiels d'un massif à des lois de valeur générale expliquant les mécanismes de déformation géologique. Le rôle majeur de la dissolution des roches et du transfert puis de la précipitation des solutions, est souligné. Ces mécanismes associés expliquent souvent le fluage lent, mais néanmoins significatif à l'échelle des temps géologiques, qui se produit dans les dix premiers kilomètres de la croûte terrestre. Ils permettent aussi de comprendre des structures dont la coexistence et la contemporanéité paraissent paradoxales voire incongrues selon les règles des classiques comportements utilisés par l'ingénieur.

Abstract

Tectonophysics, controlled by field observations, uses the methods, techniques, and laws of physics, mechanics and chemical sciences while applying them to the natural deformations of the earth crust. The aim of this paper is to illustrate how structural characteristics of rocks can be used to infer general laws determining deformation paths and mechanisms acting at a geological scale of space and time. Thus, predictive behaviours, under new human scale sollicitations, can be derived for the deformed rock materials and massifs.

Under geological conditions, the upper earth crust seems to behave paradoxically at the same time as brittle and ductile materials. This can be explained by the fluid control of the deformation, acting by dissolution, then transfer and redeposition of solutions. This flowing of rocks, at a very slow strain rate which is, nevertheless, significant at a geological scale, must be superimposed to the classical, and simpler, pressure and temperature dependent behaviours.

* BP 53X, 38041 Grenoble Cedex.

Les sciences géologiques possèdent, depuis quelques années, une nouvelle orientation parmi leurs multiples facettes : la tectonophysique. Son but est de mieux cerner, dans le cadre d'une discipline qui se veut originale, le comportement des roches dans leurs conditions géologiques de déformation.

Il semble que l'origine du mot, et des concepts qu'il recouvre, soit à rechercher, bien avant la parution du premier titre de la revue spécialisée bien connue qui porte ce nom, dans l'ouvrage de JAEGER et COOK (1) « Fundamentals of rock mechanics ». Au moins dans les éditions qui suivirent la première (1969), sans en modifier l'essentiel, la tectonophysique est définie comme une branche de la mécanique des roches dédiée à l'étude, dans la terre, des relations entre forces et déformations. Bien que par la suite (2, 3 et 4) le mot ait été utilisé dans une acception plus restreinte, il est clair que désormais il sert à désigner l'ensemble des études qui tentent, avec les moyens de la physique, de la mécanique..., de comprendre comment les roches et les massifs ont enregistré l'histoire de leurs déformations (structures, mécanismes, conditions, comportements, etc.) replacées dans leur échelle géologique d'espace et de temps.

C'est en ce sens que tectonophysique et mécanique des roches se différencient. Moyens, méthodes, parfois langage, peuvent être voisins, mais le but essentiel est moins, pour l'ingénieur, de remonter (comme tente de le faire le tectonophysicien) dans la mémoire du matériau, que d'en définir le comportement et la résistance dans sa configuration actuelle (5).

Il est bien admis que l'organisation présente du matériau rocheux, à l'échelle de l'échantillon comme à celle du massif, résulte d'une suite de déformations plus ou moins compliquées. Les chaînes de montagnes sont l'expression majuscule et en effet exemplaire, des déformations naturelles de la croûte terrestre. Comme l'architecture des chaînes de montagnes s'identifie souvent à la « tectonique », il y a fréquemment un glissement sémantique : les objectifs de la tectonophysique se situeraient dans le domaine de la tectonique, c'est-à-dire en pays montagneux, exclusivement.

Certes les montagnes sont des lieux favorables pour étudier les déformations de la terre. La topographie, l'excellence des affleurements rocheux, permettent d'y avoir aisément accès à différents aspects et conditions de déformations de la croûte terrestre, dans son épaisseur. Comme, de plus, l'érosion peut atteindre les racines exhumées d'une vieille chaîne, (qui dans une région alors pénéplanée n'a plus guère droit au qualificatif géographique de montagnes) les résultats de la déformation des roches à grande profondeur sont donc également accessibles. Et ce sont même les déformations de la croûte océanique qui peuvent être étudiées dans les chaînes de montagnes puisque l'accrétion continentale y cicatrise les océans perdus (6).

Mais ce large éventail de matériaux, conditions, mécanismes... auquel les montagnes donnent accès pour étudier les déformations terrestres en situation, ne doit pas cacher qu'il est d'autres régions où les roches sont également déformées, peut être à degré moindre et dans d'autres conditions, mais qui n'en sont pas moins du domaine d'étude de la tectonophysique.

Les roches des régions de la terre qui ne sont pas, n'ont jamais été et ne sont sans doute pas destinées à être jamais dans une chaîne de montagnes, sont en effet toujours plus ou moins déformées. En fait toute roche, dès que formée, ou en cours de formation, se structure, de l'échelle intragranulaire à celle du massif, et ainsi se déforme (7). Un sédiment expulse l'eau dont il est imbibé, et au cours de son dépôt commence à se déformer par tassement. La consolidation précède d'éventuelles nouvelles sollicitations qui introduiraient la superposition de nouvelles structures. De même, un magma fondu commence à s'organiser en s'écoulant tout en refroidissant et cristallisant avant d'être éventuellement déformé à nouveau sous d'autres conditions. Une roche devient donc nécessairement, et surtout si elle appartient à un domaine orogénique, un composite à la mémoire chargée de déformations successives enregistrées sous diverses conditions depuis sa formation.

Dans ce matériau jamais simple, peuvent cependant se rencontrer des simplifications permettant d'analyser des comportements caractéristiques des déformations géologiques. La qualité de la roche, les conditions, l'intensité de la déformation... peuvent rendre homogène la structure finale au point que tous ses caractères appartiennent et décrivent le seul comportement enregistré dans les conditions les plus extrêmes. Mais la déformation peut être au contraire très hétérogène et dans ses différentes localisations se lisent alors les caractères de différents incréments, représentatifs du comportement d'une époque dans l'histoire de la roche. Le problème sera alors de savoir relier chronologiquement ces différents caractères, ou d'y établir une discrimination s'ils se trouvent associés en un mélange. En ce cas la question est de distinguer entre elles les différentes contributions à la déformation finie dans ce stock global de l'enregistrement des réactions, sous différentes conditions, d'un matériau évolutif à mémoire.

1. DES COEXISTENCES STRUCTURALES INCONGRUES

Il n'est pas possible ici de passer en revue tous les thèmes d'étude de la tectonophysique. Aussi, dans le but d'illustrer la démarche du tectonophysicien, quelques cas particuliers choisis sont analysés. Il s'agit d'exemples, très courants, de déformations localisées sur des discontinuités aux caractères très tranchés. Les structures paraissent résulter d'un comportement du matériau rocheux qui serait à la fois, et en même temps ductile et cassant. Pour qualifier mécaniquement plus précisément ces comportements associés, réputés appartenir à des conditions de déformation assez distinctes, il convient d'envisager des phénomènes qui ne sont pas uniquement dépendants de la pression et de la température. On montre comment il est possible de prendre en compte la dimension géologique du problème en centrant l'attention, autre choix parmi d'autres cas d'espèces, sur le rôle des fluides (8).

1.1. Les systèmes de fractures « en échelons »

Le déplacement relatif de deux parties d'un massif, sur quelques centimètres ou quelques centaines de mètres, voire plus, peut se produire sur une limite commune unique dite discontinuité, plan de rupture ou faille. C'est sur ce plan qu'a lieu le glissement-déplacement rigide entre les deux compartiments découpés dans le massif.

Mais pour des objets de mêmes dimensions le plan idéal de glissement peut être remplacé par une zone diffuse plus ou moins épaisse (9) (quelques centimètres à quelques mètres) où s'alignent de façon non quelconque de petites fractures élémentaires dites « en échelons ». La figure 1 schématise de telles zones. Cette organisation correspond à la déformation par cisaillement, due au frottement, du bord des deux compartiments déplacés. La zone de cisaillement constitue ainsi « l'échelle » sur laquelle se disposent les échelons représentés par les fractures élémentaires. Sur la figure 1 les flèches extérieures aux bandes cisailées-fracturées indiquent le déplacement général relatif entre les deux compartiments du massif. En A on voit des zones jalonnées par une seule famille de fractures, plus ou moins tordues par le déplacement et jointives : « faille tressée ». Toute la zone où se concentrent le déplacement et la déformation est alors découpée en petits blocs dont les glissements et rotations les uns par rapport aux autres confèrent à la zone une « plasticité en grand » et permettent le déplacement d'ensemble (10).

Le croquis A1 montre les blocs lenticulaires découpés par les seules fractures R (voir ci-après), devenues sigmoïdes en raison des déplacements. Le croquis A2 montre des échelons de fractures T (voir plus loin).

En changeant l'échelle de l'observation de ces structures rapidement interprétées, l'alignement des peti-

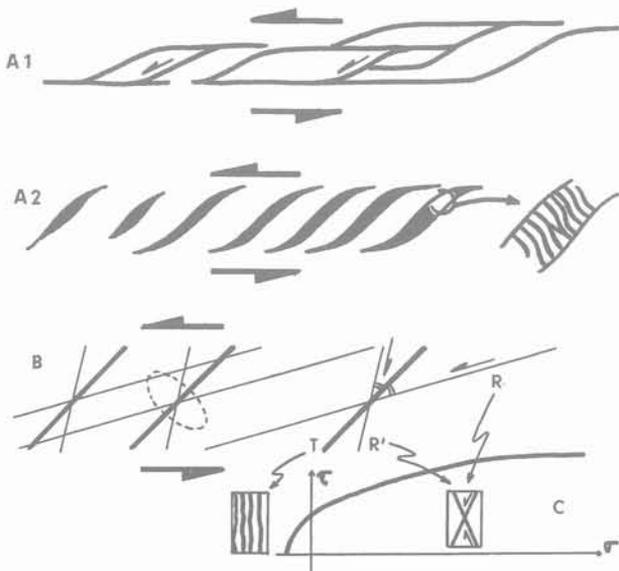


Fig. 1. — Zones de cisaillement avec fractures « en échelons ».
Fig. 1. — Shear zones with "en échelons" arrays of veins
or fractures.

tes ruptures peut également paraître correspondre à une fracturation précoce (11). L'ensemble de la zone délimitant le futur déplacement tangentiel entre deux compartiments du massif serait fragilisé par des fractures en mode I. L'évolution du système, en fonction des conditions aux limites imposées, entraînerait ultérieurement l'apparition de la discontinuité macroscopique en mode II : plan majeur rassemblant les petites fractures précoces et sur lequel se produit le glissement rigide.

Un autre type d'analyse peut aussi prendre en compte la qualité structurale des différentes fractures associées. Les fractures T, dites d'extension, sont souvent ouvertes ou comblées par des cristallisations syncinématiques (cristaux fibreux sigmoïdes orientés par l'ouverture et la torsion progressives de la fissure hôte : voir fig. 1, A2, le détail cerclé) (12). Elles se situent dans le plan bissecteur des fractures conjuguées R et R' et sur lesquelles de petits déplacements provoquent des stries de frottement souvent prolongées par des fibres cristallines de même orientation (7, 9). Les glissements comme la croissance syncinématique des fibres et l'organisation géométrique du système de fractures sont harmonieusement cohérents et paraissent le justifier.

La figure 1B indique ce système complet de fractures échelonnées d'une zone de cisaillement. T, parallèle à la direction d'aplatissement de la zone (une ellipse, déformée globale d'un cercle initial, situe les directions principales avant la torsion qu'entraînerait un plus fort déplacement général) est bissectrice du réseau de fractures conjuguées R et R' (dit de Riedel) où les déplacements symétriques sont indiqués par des flèches.

Toutes ces analyses semblent avoir une parfaite logique géométrique et cinématique liée au déplacement des compartiments découpés dans le massif. Pourtant plusieurs incompatibilités, apparentes, méritent d'être soulignées dans cette association de structures :

- la succession : petites fractures en mode I suivies d'une plus grande en mode II, ne correspond pas à la coexistence des T + R et R' dans la zone localisant la déformation dans le futur plan de déplacement ;

- si les fractures T sont du domaine fragile, puisqu'admises parallèles à la contrainte principale majeure du système, avec des dispositifs de détail qui indiquent une éventuelle assistance à la fracturation par la pression des fluides, elles correspondent donc à une création sous faible contrainte moyenne, alors que...

- le réseau R + R', qui coexiste avec les fractures T contemporaines appartient à un système conjugué de ruptures de Mohr-Coulomb, de type pseudo-plastique, réputé apparaître au contraire sous assez forte contrainte moyenne (voir fig. 1C qui situe sur un schéma de Mohr les différentes familles de fractures avec une courbe de rupture idéalisée et l'aspect des éprouvettes correspondantes) ;

- l'instantanéité de la rupture de l'une ou l'autre de ces familles de fractures ne paraît pas vérifiée par les remplissages de cristaux dont la croissance est guidée par les déplacements, et la cinétique de cristallisation semble devoir intervenir sur la vitesse de déformation et de déplacement de l'ensemble.

Au total, le comportement géologique qui explique la déformation d'une zone de fractures en échelons, paraît bien dépendre de la résistance à la rupture du matériau initial, avec assistance ou non par la pression des fluides. Mais la coexistence et l'évolution simultanée des structures associées, impliquent aussi que la déformation soit commandée par les phénomènes qui permettent la naissance des cristaux synchroniques. Différents mécanismes interviennent donc nécessairement et simultanément pour que le déplacement se produise selon la zone où s'alignent les échelons. Le plus lent d'entre eux déterminera la vitesse de déformation de tout le système (13). Il s'agit :

- de la rupture et de son évolution (vitesse de propagation, d'ouverture et de glissement) ;
- de la mise en solution de minéraux qui ensuite précipitent dans les vides ménagés par les fractures ;
- du transfert des solutions depuis les zones de dissolution vers les zones de dépôt ;
- de la vitesse de cristallisation.

Ainsi le comportement géologique d'un tel système doit-il être décrit dans sa dépendance de la pression solide et fluide, ce qui est banal mécaniquement, mais aussi en prenant en compte des facteurs qui dépendent beaucoup plus du temps et de l'activité chimique des phases en présence et sans l'intervention desquels la structure observée ne serait pas activée, ni cohérente ou expliquée par les lois mécaniques traditionnelles.

1.2. La schistosité associée à des fractures d'extension

La schistosité des roches sédimentaires déformées (surtout argileuses et marneuses), est réputée caractériser et par excellence, le comportement ductile des roches dans les conditions naturelles de leur déformation. Le matériau doit être situé sous forte contrainte moyenne et fort déviateur ou/et avoir une composition favorable. Dans les roches argileuses on retient surtout la présence d'eau, qui si elle n'est pas expulsée au cours de la déformation, peut permettre une certaine réversibilité de celle-ci ou des superpositions de schistosités (13, 14).

La structure schisteuse est due à une orientation préférentielle des grains de la roche (surtout efficace pour les minéraux anisotropes : phyllosilicates divers et particulièrement argiles). Ils se disposent selon un plan d'aplatissement, évidemment perpendiculaire à la direction de contrainte principale majeure du moment. Ce plan d'anisotropie structurale et mécanique de la roche peut être obtenu selon différents mécanismes. On négligera ici l'orientation préférentielle acquise par glissements intracristallins activé par la température. Par contre les comportements commandés par la teneur en eau retiendront l'attention (8).

Deux processus fondamentaux sont réputés pouvoir créer la schistosité dans les roches en présence de fluides (8, 13) :

- la réorientation par rotation des particules ; ce mécanisme s'accompagne dans l'assemblage de plus

en plus dense des grains, d'une perte en eau, d'un tassement et d'un durcissement du matériau ;

- la dissolution-cristallisation (pressure-solution) (15) qui implique un changement de forme des grains ; dissouts, et donc raccourcis selon la direction de plus forte compression, les grains s'allongent corrélativement sur les faces soumises à de moindres pressions, qu'il s'y produise ou non un dépôt. Des changements de composition chimique et de volume accompagnent aussi le plus souvent la dissolution-cristallisation qui correspond à des transferts en solution (16).

Dans beaucoup de cas cette déformation ductile est associée à une fracturation perpendiculaire au plan de schistosité. Cette fracture permet la cristallisation de minéraux dont la croissance se fait en fibres au fur et à mesure de son ouverture (12). Comme dans l'exemple précédent cette fissure est dénommée T pour souligner ses caractères d'extension et sa position transversale au plan d'aplatissement. Mais comme précédemment aussi, l'analyse purement mécanique de cette déformation qui ne tiendrait compte que de sa dépendance des pressions solide et fluide et/ou (ici très accessoirement) de la température, est insuffisante. Pour rendre compte de cette coexistence apparemment paradoxale de figures de déformation en même temps ductile et fragile, la tectonophysique fait intervenir l'activité chimique des phases en présence et les vitesses de transfert.

La figure 2 illustre ces cas : la schistosité S1, soulignée par un litage tectonique qui correspond à l'accumulation de produits insolubles (argiles) concentrés dans le plan d'aplatissement-dissolution, est plan axial de plis modérés des strates (S0) de marnes du Jurassique dauphinois. Les carbonates dissouts sont transférés dans des fissures d'extension T perpendiculaires. Remarquer que les fissures T recoupent ou sont recoupées par S1, ce qui indique la contemporanéité de ces deux plans structuraux.

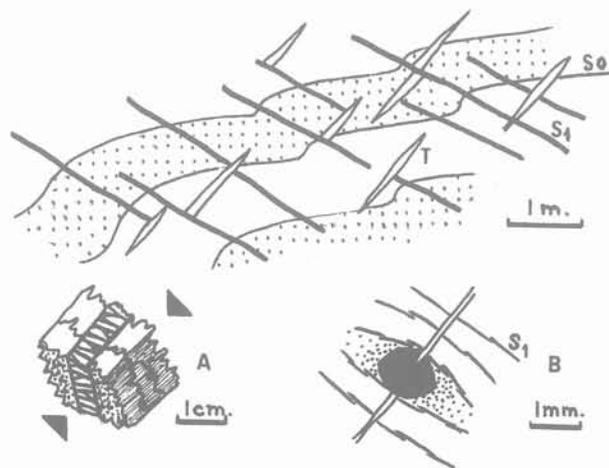


Fig. 2. — Schistosité de dissolution-cristallisation associée à des fractures d'extension perpendiculaires (d'après photographie : galerie EDF sous le massif de Bramefarine entre Allevard et Le Cheylas-Isère).

Fig. 2. — Pressure-solution cleavage associated to perpendicular extension veins (from a photograph in a EDF tunnel near Allevard-Isère).

Dans les schémas A et B annexés et orientés de manière identique, sont indiquées les analogies (noter les différences d'échelle) avec :

A : la déformation par stylolisation des calcaires avec dépôt des éléments dissouts sur le joint stylolitique dans la fissure perpendiculaire ;

B : la déformation de marnes gréseuses autour d'un corps dur (cristal de pyrite). Les argiles insolubles se concentrent en fins litages tectoniques S1 moulées sur le corps dur alors que les produits mis en solution se concentrent dans les zones protégées proches du cristal de pyrite (« ombres de pression » en pointillé sur le croquis) et dans la fissure perpendiculaire au plan d'aplatissement.

1.3. Le plan de schistosité comme fracture d'extension

Si l'association croisée d'un plan de schistosité-aplatissement et d'une fracture d'extension pose le même problème de l'activité chimique des fluides (17) et de leur transfert que les systèmes de stylolisation des calcaires (voir fig. 2) (18), la question paraît plus complexe si le plan d'aplatissement lui-même devient le siège d'une extension (19). Le réflexe habituel est de penser à la superposition de deux régimes de déformation. Dans l'incrément le plus récent, la schistosité aurait perdu sa valeur de plan principal de déformation, perpendiculaire à la direction de compression maximale.

En fait ce changement de direction ou de hiérarchie des contraintes appliquées, n'est pas nécessaire. Pour analyser le comportement géologique d'un massif où le plan de schistosité est localement devenu une fracture ouverte emplie de cristaux synchronématiques en fibres parallèles à la direction d'aplatissement (voir fig. 3) (13), il faut toutefois tenir compte de la forte

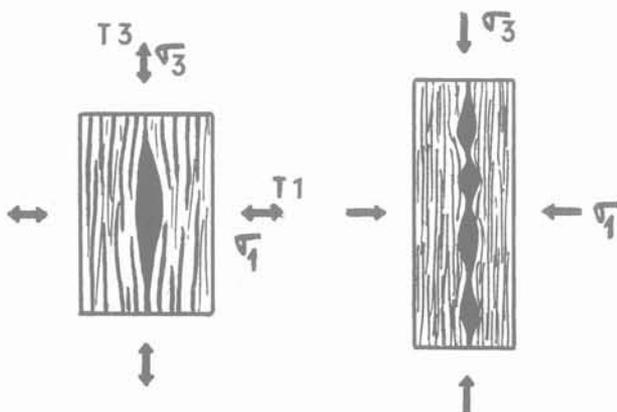


Fig. 3. — Plan de schistosité S1, ouvert et colmaté par des cristallisations. Le plan à remplissage cristallin est ensuite boudiné en raison de l'aplatissement persistant selon S1. $T =$ résistance à la traction. $T3 = 30 T1$.

Si $Pf > \sigma1 + T1$, il y a ouverture de S1 à condition que $(\sigma3 + T3) > (\sigma1 + T1)$.

Fig. 3. — S1 cleavage plane first opened then sealed. Boudinage occurs after in consequence of the persistent flattening in the S1 plane. $T =$ tensile stress. The opening of S1 appears for the conditions given above.

anisotropie mécanique acquise par la roche pendant la schistogenèse. De même, pendant celle-ci, l'importante libération de solutions corrélative à la réalisation de l'assemblage de plus en plus serré des grains, va nécessairement et au moins transitoirement, entraîner une surpression fluide dans le matériau (8). Le fluide disponible aura le double rôle d'aider la fracturation selon la direction qui offre la moindre résistance et de permettre la précipitation des éléments dissouts dans le vide créé par la fracture.

Dans les matériaux schisteux, il est banal de mesurer une résistance à la traction 30 fois plus élevée parallèlement au plan d'anisotropie que perpendiculairement (5, 20). Si la pression des fluides libérés par la schistogenèse dépasse la somme de la contrainte de compression perpendiculaire au plan d'aplatissement et de la résistance à la traction dans cette direction, alors il sera énergétiquement plus rentable d'ouvrir le plan d'anisotropie qui se crée que d'obtenir une nouvelle rupture perpendiculaire. Ce cas se produit évidemment si parallèlement à la schistosité, la somme de la contrainte de compression et de la résistance à la traction (dont on a souligné l'énorme différence avec celle qui est mesurée perpendiculairement), est plus élevée que la surpression momentanée des fluides.

La chute de pression consécutive à la rupture = ouverture du plan de schistosité, entraîne la précipitation dans le vide créé des éléments en solution et la persistance apparemment paradoxale de l'aplatissement selon ce même plan. La poursuite de ce régime se traduit par une déformation en boudinage du remplissage de la fissure parallèle à la schistosité (19,13).

2. DE L'IMPORTANCE DU RÔLE DES FLUIDES DANS LA DÉFORMATION

Il est sans doute bien inutile de rappeler l'importance des fluides dans la déformation. Par leur pression et ses variations ils jouent un rôle toujours mieux démontré dans le comportement mécanique des sols et des roches. Mais si cette importance « géotechnique » n'est plus à souligner, il est néanmoins clair qu'une partie de leur rôle est négligée : celle qui concerne le transfert de matière en solution. C'est peut-être pourtant ce rôle qui est le plus important dans les déformations géologiques, au moins dans les dix à quinze premiers kilomètres de la croûte terrestre.

2.1. La dissolution-percolation

Ce cas, le plus simple, choisi en schéma exemplaire, a un fort intérêt pratique en particulier en recherche et exploitation minières. Tout massif contient des fluides (17) qui transitent plus ou moins rapidement en fonction de la nature éventuellement hétérogène des terrains, vers les zones plus nettement perméables (grès, sables, fissures...) qui sont des drains naturels. Dans ce transit, surtout s'il est lent, les fluides, essentiellement H_2O , peuvent dissoudre et entraîner avec eux certains éléments constitutifs du massif et particulièrement solubles. Un cas d'espèce banal est celui

de sels métalliques par exemple, très dispersés et à très faible teneur dans un matériel peu perméable. Le fluide qui percole très lentement se charge en ces métaux qui ultérieurement vont se déposer à plus forte concentration dans les drains plus perméables où se déversent les solutions. C'est schématiser le phénomène très courant du drainage de minerais vers les filons d'un massif par ailleurs globalement faiblement minéralisé.

Cette concentration minérale filonienne n'entraîne apparemment pas de conséquences sur les déformations du massif. Ou du moins celles-ci ne sont elles généralement pas considérées. Mais s'il s'agit d'une association d'argilites, qui se compactent, avec des grès, qui jouent le rôle de drains-concentrateurs de la minéralisation auparavant dispersée dans les argilites, il peut en être autrement. L'enrichissement des grès en éléments transférables par percolation des solutions expulsées par les argilites se complète en effet d'une compaction de ces dernières.

2.2. Les modèles de fluage en présence de fluides

La prise en compte des fluides et des transferts de matière que ces modèles permettent, est très clairement, dans le domaine des études en tectonophysique de ces dernières années, une avancée et l'un des résultats des plus marquants.

Pour n'en résumer que l'esprit (voir détails in J.P. GRATIER (13) et la bibliographie associée) (15, 17, etc.), il faut souligner que l'écoulement ductile d'une roche en présence de fluides implique l'intervention de trois mécanismes successifs : dissolution, transfert, cristallisation ou dépôt. C'est le plus lent de ces trois phénomènes qui déterminera la vitesse du fluage.

A partir de là, J.P. GRATIER construit plusieurs modèles selon l'importance accordée à l'un ou l'autre des mécanismes en jeu. La vitesse de fluage peut être limitée par la vitesse de diffusion de matière aux limites des grains dans un fluide immobile ; mais le caractère limitant peut être la vitesse de diffusion dans le solide ou la vitesse d'infiltration (percolation) du fluide chargé en produit dissout ; ce peut être enfin la cinétique des réactions de dissolution ou de cristallisation qui est la vitesse limite.

Dans tous les cas on aboutit à l'idée d'un comportement du matériau rocheux dans les conditions géologiques, assimilables à un très lent fluage visqueux (vitesses de déformation de l'ordre de 10^{-10} à 10^{-15} sec^{-1} , qui sont néanmoins significatives à l'échelle des temps géologiques) (21), sous de très faibles contraintes déviatoriques. C'est un comportement très peu dépendant de la température et de la pression, mais fortement assujéti aux fluides et particulièrement à leur pouvoir solvant selon les matériaux mis en jeu.

Il convient donc d'attribuer aux fluides un rôle supplémentaire dans la déformation, en plus de leur influence mieux connue sur l'amollissement dans le domaine plastique, ou la fragmentation, le frottement et la corrosion dans le domaine cataclastique.

3. CONCLUSIONS

Ces exemples permettent de montrer quelle démarche utilise la tectonophysique pour comprendre les lois de comportement dans des conditions géologiques et dans l'épaisseur de la lithosphère (22, 23, 24). Schématiquement, si l'on admet simplement un comportement cataclastique à partir de la surface, sa dépendance de la pression vérifiée expérimentalement, va entraîner un durcissement progressif des roches avec la profondeur. Mais très vite la température vient concurrencer la pression et survient alors une interférence avec un comportement plastique amollissant progressivement les roches jusqu'à l'asthénosphère où l'on admet une fusion partielle.

La figure 4 indique par les courbes en trait continu cette croissance de la résistance à la rupture avec la pression en fonction de la profondeur, puis la décroissance de la résistance au fluage avec l'augmentation de la température.

Ces comportements schématiques possèdent une seule interférence dans le cas où un matériau homogène unique compose la lithosphère : c'est le cas des domaines océaniques où les différences chimico-minéralogiques négligeables entre croûte et manteau entraînent l'existence d'un seul pic de transition fragile/ductile. Mais si des matériaux différents se superposent (cas complexes des continents), la succession de comportements plus ou moins rigides avec la profondeur devient plus compliquée : la situation des ébranlements sismiques dans les seules couches « raides » le vérifie assez bien (25).

Pourtant ces variations de comportements et particulièrement celles de la résistance des roches à la rupture ou au fluage en fonction de la profondeur, sont

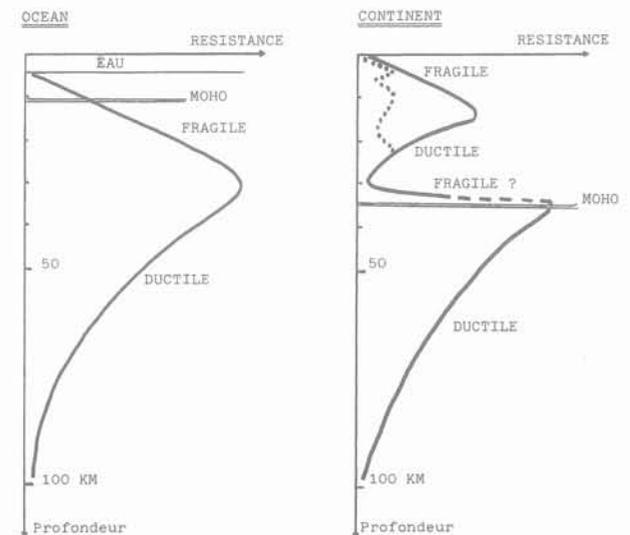


Fig. 4. — Profils de la résistance des roches dans la lithosphère océanique et continentale (en termes comparatifs : abscisses sans unités). Courbes en trait continu : résistance à la rupture ou au fluage dépendant de la pression et de la température ; courbe en pointillés : comportement en conditions géologiques.

Fig. 4. — Comparative strengths of the oceanic and continental lithosphere. Continuous lines : pressure and temperature dependent behaviours : P hardening and T flowing ; Dash line : « geological » behaviour : low strain rate, fluid transfers...

probablement fortement surévaluées (25). En effet dans les conditions géologiques il faut généralement admettre que les roches se sont structurées très lentement, sans efforts nécessairement rapides et importants. Par contre elles ont le plus souvent été affectées par des transferts de matière en raison de la présence d'une phase fluide.

Cette condition permet de comprendre, les exemples vus plus haut le montrent, la coexistence de structures qui devrait sans cela être expliquée par des superpositions invraisemblables. La figure 4 tente de situer les variations probables de la résistance des roches dans l'épaisseur de la croûte continentale (courbe en pointillés) dont le comportement se ferait avec transferts. Les valeurs n'en sont pas données mais la courbe doit être comparée à celle des comportements cataclastique-plastique. On remarque que les valeurs suggérées sont nettement très inférieures à celles qui sont issues des mesures en laboratoire, même obtenues sous fort confinement, haute température..., sous prétexte de simuler des conditions géologiques, qui en fait sont également autre chose.

Ces résistances « naturelles » beaucoup plus faibles sont dues essentiellement à la vitesse de déformation lente (soit des changements de taille de moins de 0,5 cm/an environ et par élément de 10 km) avec transferts de matière grâce aux fluides. Les variations suggérées par l'allure de la courbe pointillée peuvent être dues : aux changements lithologiques, aux différences de solubilité et de porosité des roches impliquées, à la possibilité de métamorphisme et de libération corrélative de fluides, etc.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) JAEGER J.C., COOK N.G. (1971), *Fundamentals of rocks mechanics*. Sciences Paperback. Chapman and Hall Ed. London.
- (2) LLIBOUTRY L. (1982), *Tectonophysique et géodynamique*. Masson Ed. Paris.
- (3) NICOLAS A. (1989), *Principes de tectonique*. Masson Ed. Paris.
- (4) FOUCAULT A., RAOULT J.F. (1984), *Dictionnaire de géologie*. Masson Ed. Paris.
- (5) SIRIEYS P. (1966), *Contribution à l'étude des lois de comportements des structures rocheuses*. Thèse DE Université de Grenoble.
- (6) AUBOUIN J. (1977), *Tethys, Atlantique et Pacifique : regard tectonique*. CR som. Soc. Géol. France, 4, pp. 170-187.
- (7) VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976), *Eléments de tectonique analytique*. Masson Ed. Paris.
- (8) NICOLAS A., VIALON P. (1980), *Les mécanismes de déformation ductile dans les roches*. Livre Jubilaire 1830-1980, Mém. h.s. Soc. Géol. France, 10, pp. 127-139.
- (9) GAMOND J.F. (1983), *Displacement features associated with fault zones : a comparison between observed examples and experimental models*. J. Str. Geol., 5 (1), pp. 33-45.
- (10) ROBERT J.P., VIALON P. (1976), *Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement*. *Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs*. Bull. Soc. Geol. France, 7, 18 (6), pp. 1599-1604.
- (11) POLLARD D.D., SEGALL P. (1987), *Theoretical displacements and stresses near fractures in rock with applications to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces*. In ATKINSON B.K. Ed. : « Rock Fracture Mechanics ». pp. 277-349. Academic Press ED, London.
- (12) RAMSAY J.G. (1980), *The crack-seal mechanism of rocks deformation*. Nature, 284, pp. 135-139.
- (13) GRATIER J.P. (1984), *La déformation des roches par dissolution-cristallisation : aspects naturels et expérimentaux*. Thèse DE, Université de Grenoble.
- (14) VIALON P. (1979), *Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes*. Eclog. Geol. Helveticae, 72/2, pp. 531-549.
- (15) RUTTER E.H. (1983), *Pressure-Solution in nature, theory and experiment*. J. Geol. Soc. London, 140, pp. 725-740.
- (16) GRATIER J.P. (1983), *Estimation of volume change by comparative chemical analyses in heterogeneously deformed rocks (folds with mass transfer)*. J. of Str. Geol., 5, pp. 329-339.
- (17) FYFE W.S., PRICE N.J., THOMPSON A.B. (1978), *Fluids in the Earth crust*. Elsevier Ed. Amsterdam.
- (18) RISPOLI R. (1981), *Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes*. Tectonophysics, 75, pp. T29-T36.
- (19) GRATIER J.P., VIALON P. (1980), *Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, France)*. Tectonophysics, 65, pp. 151-180.
- (20) DAYRE M., KHALAF F. (1971), *Etude du comportement des matériaux anisotropes schisteux*. Symposium franco-polonais : problèmes de la rhéologie. Nadbitka-Varsovie. pp. 105-119.
- (21) PFIFFNER O.A., RAMSAY J.G. (1982), *Constraints on geological strain rate : arguments from finite strain states of naturally deformed rocks*. J. Geophys. Res., 87, B1, pp. 311-321.
- (22) BRACE W.F., KOHLSTEDT D.L. (1980), *Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments*. J. Geophys. Res., 85, B11, pp. 6248-6252.
- (23) CARTER N.T., TSENN M.C (1987), *Flow properties of continental lithosphere*. Tectonophysics, 136, pp. 27-63.
- (24) MOLNAR P. (1988), *Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics*. Nature, 335, pp. 131-137.
- (25) GRATIER J.P., GAMOND J.F. (1990), *Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust*. In KNIPPE R.J., RUTTER E.H., Eds : *deformations mechanisms, Rheology and tectonics*. Geol. Soc. London, Spec. Public., n° 54, pp. 461-473.

Champs tectoniques

Tectonic fields

P. SIRIEYS

Laboratoire de Géologie Alpine — URA 69 du CNRS
Institut Dolomieu*

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 15-22 (juillet 1991)

Résumé

La tectonique quantitative dont l'objet est la reconstitution des champs cinématiques des massifs rocheux et, éventuellement, des champs de contraintes, s'appuie sur la géométrie des structures actuelles, qui résulte de déplacements et déformations continus et/ou discontinus (structures plissées et/ou faillées). L'analyse cinématique permet à l'aide de marqueurs (par exemple objets et fossiles déformés, orientation et rejets de failles) la détermination des tenseurs de déformation finie D et de déformation progressive $D(t)$ (ou « chemin de la déformation »), de la déformation homogénéisée (ou régionale) résultant de discontinuités de déplacements et des superpositions séquentielles des déformations tectoniques. Ces champs cinématiques sont enfin reliés aux champs de paléo-contraintes.

Ces études apportent des informations (notamment sur l'anisotropie des roches, les surfaces éventuelles de rupture, les champs de contraintes naturels) essentielles dans les études géomécaniques.

Abstract

The purpose of the quantitative tectonic is the reconstruction of kinematic fields of rocks masses and, if possible, of the stressfields. It is founded upon the geometry of actual structures, which results in continuous and/or discontinuous displacements and strains (folded and/or faulted structures). The kinematic analysis enables, with the help of markers (for example strained objects and fossils, orientation and slip or faults), the determination of (i) the finite strain tensor D , (ii) the progressive strain $D(t)$ (or « strain path ») (iii) the homogeneous strain resulting in discontinuous displacements, (iv) the superimposed sequences of tectonic strains. These kinematic fields are connected to paleostress fields.

These studies involve information essential to the geomechanical studies, especially for the anisotropy of rocks, the possible surfaces of break, and the natural stressfields.

* 15, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.

INTRODUCTION

L'observation sur affleurement et au cours de la réalisation d'ouvrages montre fréquemment des roches déformées et des structures qui jouent un rôle majeur dans les études et projets.

La déformation naturelle des roches peut être déterminée à partir de mesures in situ sur des marqueurs de types variés. Elle peut également être reproduite en laboratoire : essais sous haute pression et température permettant de réaliser des déformations importantes homogènes ou hétérogènes (kink-bands par exemple). Toutefois, pour représenter la déformation tectonique l'expérimentation présente des limites du fait des difficultés dans la réalisation de déformations rotationnelles et surtout d'essais aux vitesses de déformation naturelle (inférieures à 10^{-12} sec⁻¹). Les tendances actuelles sont les essais sur modèles analogiques, l'interprétation des déformations naturelles (qui fournit des informations sur la rhéologie des roches, notamment dans des conditions inaccessibles à l'expérimentation) et la modélisation numérique.

1. GÉOMÉTRIE DES STRUCTURES

L'étude de la géométrie de l'état actuel, l'état déformé (outre son importance en géomécanique et géotechnique) est à la base des études de tectonique quantitative, qui visent à reconstituer les champs cinématiques (de déplacement et déformation). Les structures actuelles dépendent de l'hétérogénéité de la déformation naturelle qui se manifeste sous deux formes : continue et/ou discontinue.

1.1. Structures plissées (fig. 1)

Un cas fréquent d'hétérogénéité de la déformation continue est le plissement, qui résulte généralement d'une instabilité de la contraction finie d'un milieu initialement anisotrope (flambement), parfois d'une hétérogénéité du champ de déplacements (plis d'écoulement).

Une surface plissée (en général un joint de stratification, parfois une schistosité antérieure) est caractérisée, en section, par l'analyse de la courbure (inverse du rayon de courbure) qui atteint sa valeur maximale dans la zone de charnière, une valeur nulle au point d'inflexion dans le flanc du pli (fig. 1a).

Un plissement cylindrique est défini par sa surface axiale, souvent assimilable à un plan : le plan axial, qui regroupe les génératrices charnières, et son axe, génératrice lieu d'une charnière (fig. 1b).

Un premier élément caractéristique d'un plissement cylindrique à surface axiale plane est son orientation spatiale, dans les axes géographiques (fig. 1b). Elle fait intervenir trois angles : la direction ω du plan axial (par rapport au N), le pendage β du plan axial, le pendage α de l'axe de pli. Le plongement θ (en anglais pitch) de l'axe de pli dans le plan axial est fréquemment utilisé. Il est relié à α et β par la relation : $\sin \alpha = \sin \beta \cdot \sin \theta$ (le cas $\beta = \pi/2$ et $\alpha = 0$ caractérise un pli droit à axe horizontal, le cas $\beta = \alpha = \pi/2$ relatif à un plissement à plan axial et axes verticaux est également observé. Dans les études géomécaniques et géotechniques, la confrontation entre ces angles et ceux de l'orientation de l'axe d'un tunnel ou d'une tranchée est déjà d'une grande importance.

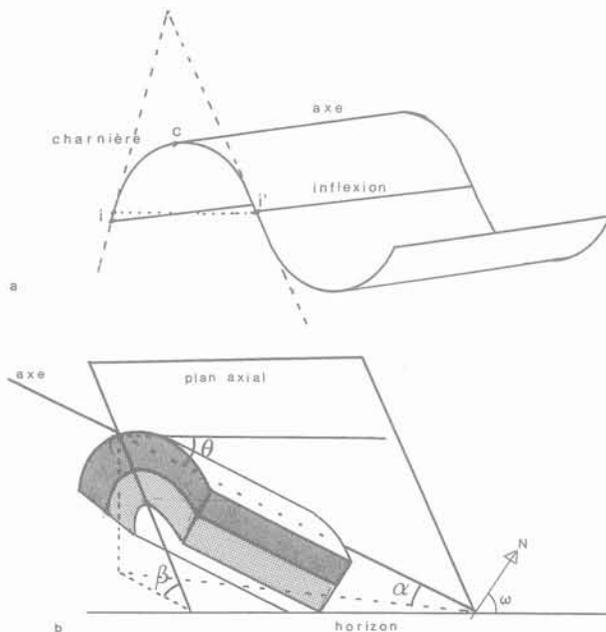
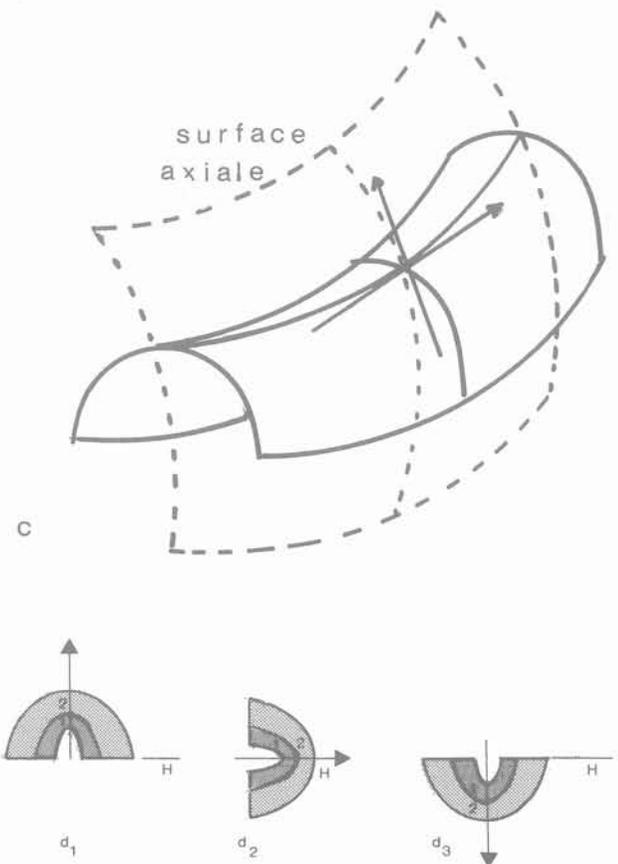


Fig. 1. — Plissement.

a. Charnière et flancs (i, i' = points d'inflexion) ;
b. Axe et plan axial ; c. Plis non cylindriques (SA = surface axiale) ; d. Polarité (d_1 = anticlinale, d_2 = pli couché, d_3 = synforme anticlinale).

Fig. 1. — Folding.

a. Hinge and limbs (i, i' = inflexion points) ;
b. Axis and axial plane ; c. Non cylindrical folds (SA = Axial surface) ; d. Polarity (d_1 = anticline, d_2 = overturned fold, d_3 = anticlined synform).



Un cas plus général concerne des surfaces plissées non réglées, ces plis sont alors définis par leur surface axiale, la ligne axiale, par exemple des plis replissés. Les angles précédents sont alors valables localement (plan tangent axial) (fig. 1c).

Un second élément d'analyse géométrique d'une surface stratifiée plissée est la polarité des couches (déduite des âges des dépôts et du granoclassement). Par exemple, pour un plissement à axe horizontal ($\alpha = 0$), le cas $\beta = -\pi/2$ caractérise une antiforme anticlinale (fig. 1d).

Enfin, une autre caractéristique des multicouches plissées est, en section, la variation d'épaisseur des couches, qui conduit à une classification des plis selon leur épaisseur (RAMSAY, 1967), comportant notamment les plis isopaques (ou parallèles) et les plis semblables.

L'hétérogénéité de la déformation peut se manifester par une localisation : cas des kink-bands, type de plis particuliers, ou de bandes de glissement.

1.2. Structures fracturées (fig. 2)

Les déplacements peuvent présenter une discontinuité sur des surfaces discrètes, souvent planes, regroupées alors en familles de plans parallèles. La discontinuité affecte soit la composante du déplacement normale au plan, elle caractérise alors une famille de diaclases (rupture en mode I), soit la composante tangentielle, elle caractérise alors une famille de failles (rupture en mode II), ce second cas pouvant représenter une bande de cisaillement d'épaisseur nulle. La dis-

continuité est caractérisée par le rejet, souvent repéré, dans le plan de faille, par ses deux composantes : extensive (ou contractive) R_n et décrochante R_d (fig. 2a). R_d nul caractérise une famille de failles normales (fig. 2b) ou inverses (fig. 2c). R_n nul caractérise des décrochements purs, dextres (fig. d₁) ou sénestres (fig. d₂).

1.3. Structures mixtes

Les deux mécanismes de déplacements continus et discontinus peuvent coexister, qu'ils se soient effectués simultanément ou successivement. Exemple : le plissement avec glissement banc sur banc (fig. 3), les zones de décrochements utilisées par des cluses.

2. LA DÉFORMATION

Les études de tectonique quantitative, déduites de l'étude géométrique des structures actuelles, consistent à déterminer la déformation finie, en général rotationnelle, entre état initial reconstruit et état actuel et son chemin.

2.1. Déformation finie

Dans la configuration initiale, la déformation finie est définie à partir des gradients des coordonnées par :

$$T = \frac{\partial \xi_i}{\partial x_k} \quad (1)$$

x, ξ sont les coordonnées dans l'état initial, final.

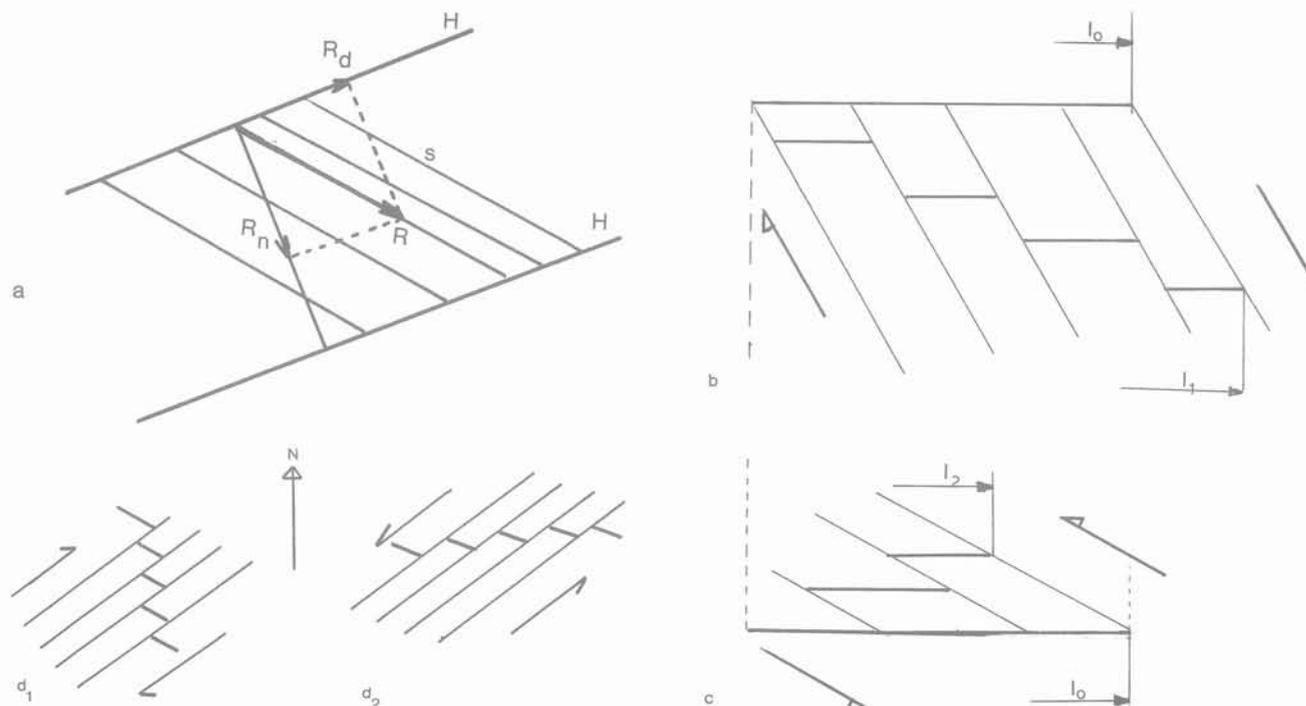


Fig. 2. — Déplacements discontinus.

a. Rejet : composante normale R_n et décrochante R_d ; b. Failles normales (tectonique extensive) ; c. Failles inverses (tectonique contractive) ; d. Décrochements ($d_1 =$ dextre, $d_2 =$ sénestre).

Fig. 2. — Discontinuous displacements.

a. Net slip : R_n : dip slip component ; R_d : strike slip component.

b. Normal faults (extension tectonic) ; c. Reverse faults (shortening tectonic) ; d. Strike slip fault ($d_1 =$ dextral, $d_2 =$ sinistral).

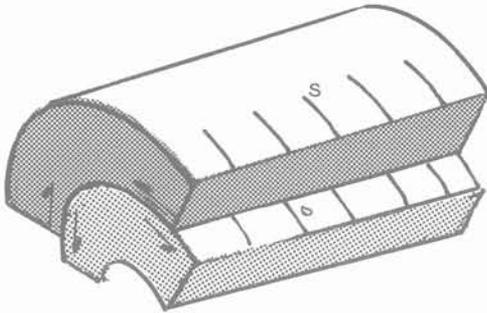


Fig. 3. — Plissement avec glissement banc sur banc (s = strie).
 Fig. 3. — Folding with intrabeding sliding (s = striae).

Par décomposition polaire :

$$T = R D = \bar{D} R \tag{2}$$

sont définies la rotation rigide (externe) R, la déformation avant rotation (D), après rotation (\bar{D}).

La déformation pure D (ou \bar{D}) étant supposée isovolume est donc d'un des deux types : schisteuse (deux extensions principales et une contraction) ou fibreuse (une extension et deux contractions). Le cas intermédiaire (une déformation principale nulle) caractérise un état de déformation plane. Elle est représentée (fig. 4) dans un diagramme ternaire. La géométrie de la déformation bidimensionnelle est imagée par son cercle de Mohr ou de Weyrauch.

Dans la configuration actuelle, la déformation est caractérisée par la transformation inverse T^{-1} . Dans ce cas, les études sont dites de « retrotectonique ».

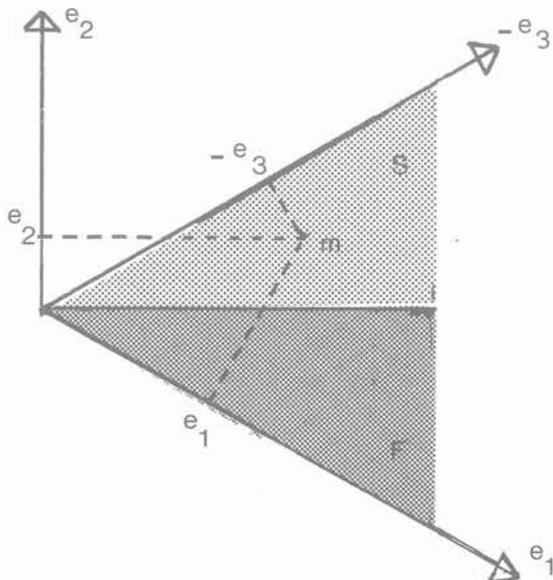


Fig. 4. — Déformation finie. Diagramme ternaire (e_1, e_2, e_3 = déformations principales logarithmiques, S = schistosité ; F = fibrosité).
 Fig. 4. — Finite strain. Ternary diagram (e_1, e_2, e_3 = principal logarithmic strains, S = cleavage, F = lineation).

Lorsque la déformation résulte de déplacements discontinus, elle est déterminée à partir des gradients des rejets et appelée déformation homogénéisée (SIRIEYS, 1984), elle caractérise, en direction et en intensité, la déformation continue équivalente qui s'effectuerait sans localisation. On notera que la déformation homogénéisée peut être hétérogène.

La déformation se définit donc à différentes échelles et il convient de distinguer entre déformation homogénéisée (ou régionale, ou globale) et la déformation locale (ou interne) qui peut éventuellement être nulle (schémas de blocs).

2.2. La déformation progressive

L'étude de la déformation finie, entre état initial et état final, est insuffisante pour la décrire en totalité puisque entre les deux configurations, une infinité de chemins conduisent à une même forme (mais généralement avec des structures différentes). Par exemple (fig. 5a) : à partir d'un cercle dans l'état initial, l'ellipse finale peut être obtenue par déformation pure, glissement simple (rotationnel), déformation pure superposée à une rotation (chemin biphasé). Sa connaissance totale nécessite l'étude de sa chronologie, c'est-à-dire de la déformation progressive (GOGUEL, 1979), à l'aide de la vitesse de déformation ou de transformation \mathfrak{T} définie par :

$$\mathfrak{T} = \partial v_i / \partial x_k \tag{3}$$

v_i étant la vitesse de déplacement.

La déformation finie à un instant t quelconque et notamment à l'état actuel s'obtient par intégration des équations du champ de vitesse de déformation (RAMBERG, 1975).

Exemple : déformation progressive bidimensionnelle isoaire (fig. 5b).

La vitesse de transformation est définie dans le référentiel constitué par les bissectrices des directions invariantes, par la matrice (\mathfrak{T}) :

$$(\mathfrak{T}) = \begin{pmatrix} 0 & \dot{a}_{12} \\ \dot{a}_{21} & 0 \end{pmatrix} \tag{4}$$

Les déformations peu rotationnelles, à invariants réelles d'angle $2V$ sont caractérisées, à l'instant t par :

$$(T) = \text{Ch}(\dot{\mu}t) \cdot (I) + \text{Sh}(\dot{\mu}t) \frac{(\mathfrak{T})}{\dot{\mu}} \tag{5}$$

(I) est la matrice identité et $\dot{\mu}^2 = \dot{a}_{12} \cdot \dot{a}_{21} > 0$ avec comme cas particulier, la déformation pure D, irrotationnelle, lorsque $\dot{a}_{12} = \dot{a}_{21}$ et $V = \pi/4$.

Les déformations très rotationnelles, sans directions invariantes, sont caractérisées, à l'instant t, par :

$$(T) = \cos(\dot{\beta}t) \cdot (I) + \sin(\dot{\beta}t) \frac{(\mathfrak{T})}{\dot{\beta}} \tag{6}$$

où $-\dot{\beta}^2 = \dot{a}_{12} \dot{a}_{21} < 0$

avec comme cas particulier, la rotation pure R (sans déformation), lorsque $\dot{a}_{12} = -\dot{a}_{21} = -\dot{\beta}$.

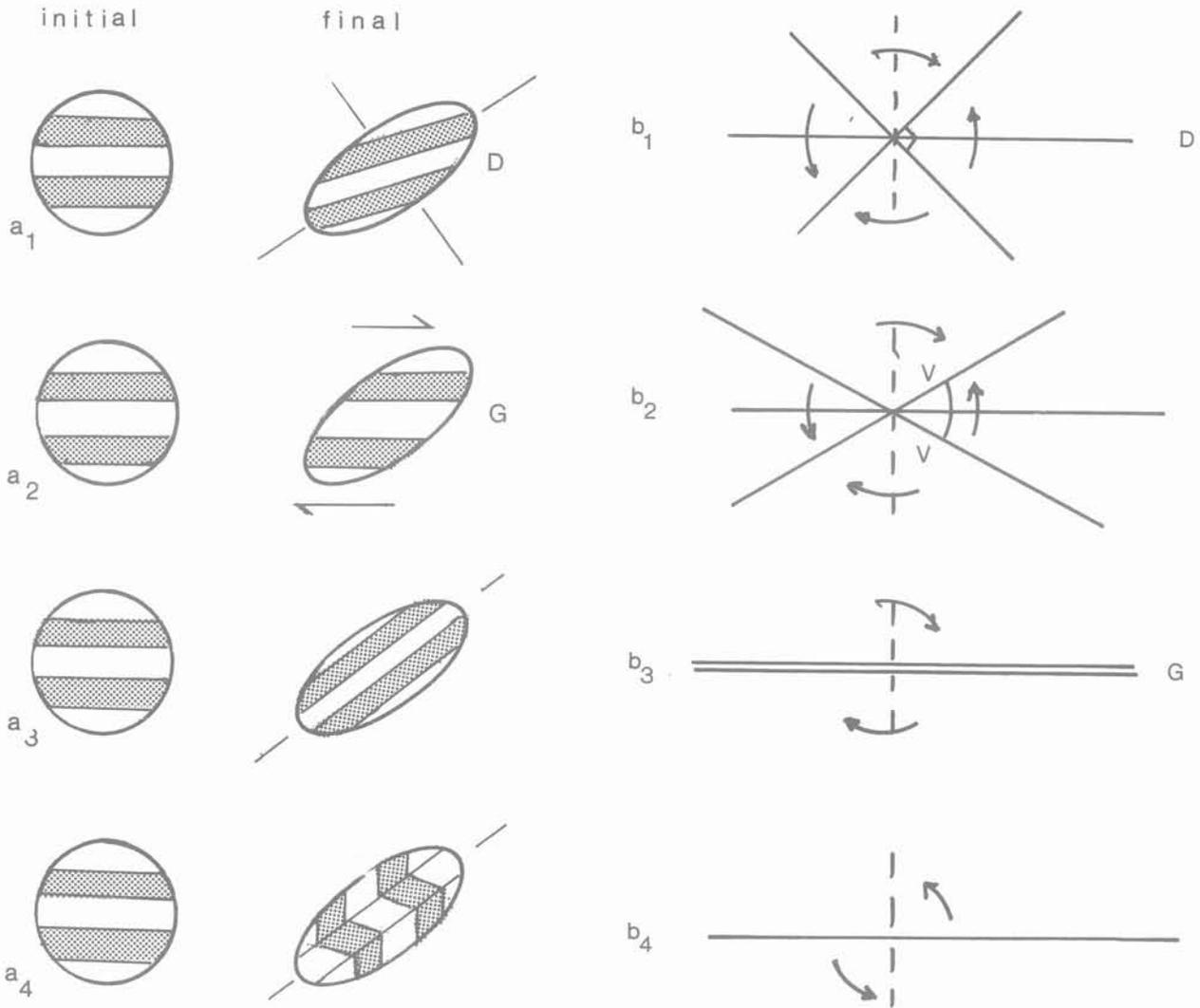


Fig. 5. — Déformation progressive.

a. Chemins de déformation (a_1 = déformation pure ; a_2 = glissement simple, a_3 et a_4 = biphases) ;
 b. Invariantes (b_1 et b_2 = réelles, b_3 = double, b_4 et b_5 = pas d'invariantes).

Fig. 5. — Progressive strain.

a. Strain path (a_1 = pure shear, a_2 = simple shear, a_3 and a_4 = biphased) ; b. invariants (b_1 and b_2 = real, b_3 = double, b_4 and b_5 = no invariants).

Le cas intermédiaire caractérisé par une invariante double est celui du glissement simple G, défini par :

$$(T) = (I) + (\mathfrak{I}) \cdot t \quad (7)$$

lorsque $\dot{a}_{21} = 0$.

2.3. Structure et déformation

La déformation finie et son chemin sont déterminés à l'aide des structures actuelles.

Les axes géométriques caractérisent les éléments de symétrie d'une structure, ainsi un trièdre triorthogo-

nal abc pour une structure à symétrie orthorhombique (planaire ou linéaire), un axe de révolution c (normal à un plan isotrope ab) pour une structure de révolution. L'exemple type est une schistosité S avec linéation L dans S : les axes géométriques abc sont tels que c est normal à S, b confondu avec L dans S, a orthogonal à b et c (fig. 6).

Les axes cinématiques sont définis par les trièdres principaux $X_d Y_d Z_d$ de (\mathfrak{D}) et (XYZ) de (\bar{D}).

Dans le cas simple d'une déformation irrotationnelle, ces trois trièdres coïncident : la schistosité caractérise

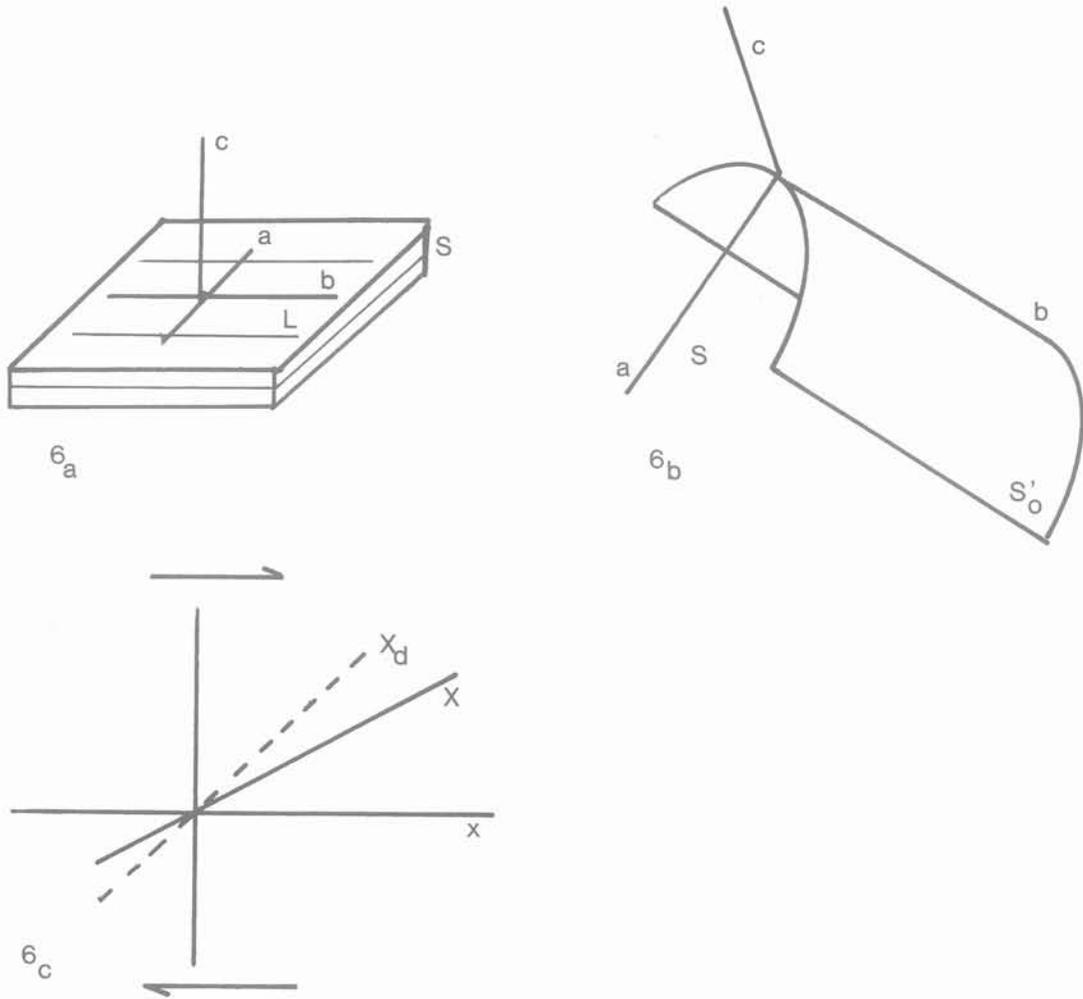


Fig. 6. — Axes géométriques et cinématiques.
 6a : ab : plan de schistosité, b : linéation ; 6b : ab = schistosité de plan axial de plis ;
 6c : X = trace de la schistosité.

Fig. 6. — Geometrical and kinematic axis.
 6a : ab : cleavage plane ; b : lineation ; 6b ; ab : axial plane cleavage ; 6c : X = cleavage intersection.

le plan XY, la linéation marque la direction X, avec la correspondance :

$$\begin{matrix} XYZ \\ bac \end{matrix}$$

Dans la transformation rotationnelle de type glissement simple G (§ précédent), les axes principaux de \mathcal{D} sont les bissectrices de xy, la trace de la schistosité (ab) coïncide avec la direction principale majeure X de (\overline{D}) , elle se réoriente donc constamment au cours de D (pour coïncider avec X).

3. SÉQUENCES DE LA DÉFORMATION

3.1. Phase et séquences de la déformation

Un champ de vitesse de déformation, pour lequel l'orientation du trièdre principal de \mathcal{D} est constante, caractérise une phase de déformation tectonique. Il peut être arbitrairement décomposé en une superpo-

sition dite simultanée, de champs de vitesse de déformation plus simples, par exemple vitesse de déformation pure et de glissement simple (RAMBERG, 1975).

La déformation tectonique observable est décomposée en phases successives, par superposition de déformations monophasées. Cette superposition, dite séquentielle, caractérise l'histoire c'est-à-dire la chronologie de la déformation. Chaque phase, définie en orientation et en intensité, se superpose à la précédente (exemple : déformation alpine superposée à la pyrénéo-provençale, GOGUEL, 1975). La déformation finale, actuelle, est le produit, non-commutatif en général, des déformations successives :

$$T = T_n \dots T_3 T_2 T_1 \tag{8}$$

(notation matricielle, lecture du produit de droite à gauche). Exemple : chemins biphasés de la figure 5a.

Les structures actuelles dépendent essentiellement de ces étapes (RAMBERG et al., 1976). La tectonométrie (quantification de la déformation tectonique et analyse de son chemin, généralement polyphasé) s'effectue à l'aide de marqueurs (fig. 7), tels que objets, fossiles, rejets, tectoglyphes (MATTAUER, 1980 ; FOUCAULT et RAOULT, 1984). L'hétérogénéité du milieu apporte de précieuses informations, par exemple éléments fracturés en mode I (boudins), fentes en échelon.

3.2. Bifurcation - réactivation

La déformation crée donc de nouvelles structures, notamment des structures de glissement. Par exemple, dans le cas d'un glissement simple : apparition de lignes (traces de plans) de glissement, appelées lignes de Riedel (P. VIALON et al., 1976) de première famille R_s (synthétique) et de deuxième famille R_a (antithétique), qui font l'angle $\pm \mu$ avec la direction de contraction majeure Z_d (fig. 8).

Au cours de son histoire, la déformation peut changer de régime, bifurquer, en utilisant les nouvelles

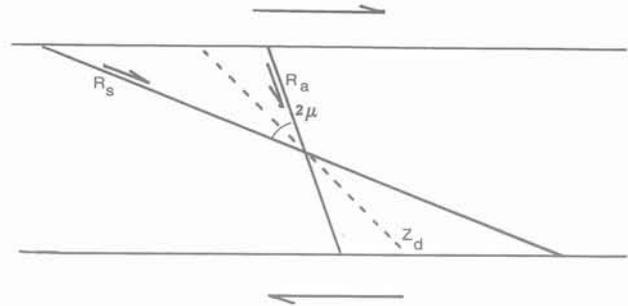


Fig. 8. — Lignes de Riedel. R_s (synthétique), R_a (antithétique).
 Fig. 8. — Riedel lines. R_s (synthetic), R_a (antithetic).

structures créées. Dans le cas précédent du glissement simple, le glissement peut se poursuivre par bifurcation, sur R_s (Riedel synthétique) et ainsi de suite, avec apparition de fissures branchées.

De même au cours d'une phase ultérieure, la déformation peut utiliser des structures préexistantes, du fait de l'anisotropie du milieu (cas de réactivation de failles ou de structures antérieures) ou au contraire s'effectuer sans faire intervenir c'est-à-dire sans réactiver de surface structurale antérieure naturelle, auquel cas la structure est dite passive. Exemple de réactivation : dans un système de deux familles de failles conjuguées, une nouvelle phase de déformation s'effectuera par glissement sur l'une des familles de failles selon son orientation et ses capacités de réactivation, c'est-à-dire selon les valeurs des constantes rhéologiques structurales.

4. CHAMPS DE CONTRAINTES

Les phases de déformation étant déterminées, les champs cinématiques étant définis par les enveloppes des directions principales, les champs de contraintes sont également définis par leur trièdre principal $X_\sigma Y_\sigma Z_\sigma$ et les isostatiques. Leur orientation par rapport aux trièdres cinématiques, de même que leur intensité, nécessite la connaissance de données rhéologiques. Il est possible de déterminer dans certains cas l'orientation des paléocontraintes. L'état de contraintes actuel est sans relation avec la déformation totale, il est relié au champ de vitesse de déformation actuelle, qui fait l'objet des études néotectoniques.

Dans un système de failles conjuguées les directions principales des contraintes génétiques $X_\sigma Y_\sigma Z_\sigma$ sont telles que Y_σ est confondu avec le rectiligne du dièdre, Z_σ , caractérisant la compression majeure, coïncide avec la bissectrice de l'angle aigu des traces des deux failles (fig. 9a).

Lors de la réactivation d'une faille, selon le mécanisme du glissement structural, il est admis (BOTT, 1959) que dans le plan de faille la direction de la contrainte de cisaillement est coaxiale à celle de la strie (fig. 9b).

Dans le cas général, un état de contrainte appliqué à une structure planaire S fait intervenir des plages d'orientations structurales. Par exemple, lorsque Y_σ est situé dans S, selon l'orientation de Z_σ il est possible d'aboutir à une structure plissée (kink-bands notamment), à un glissement structural sur S, à une déformation homogène avec possibilité de création d'une nouvelle structure (fig. 9c).

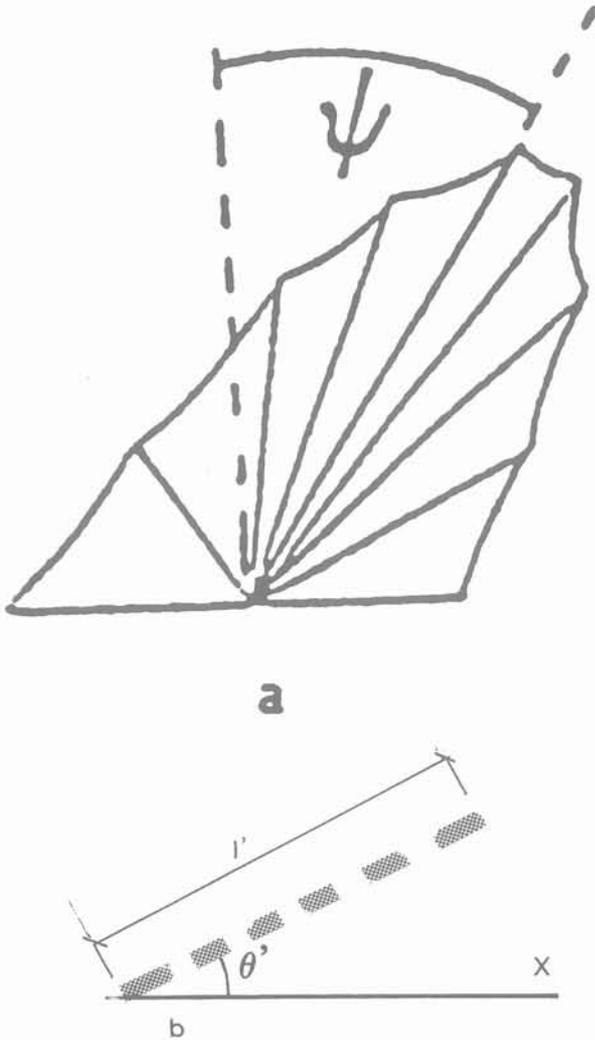


Fig. 7. — Marqueurs. a. Distorsion (fossile déformé) ; b. Extension (boudins).
 Fig. 7. — Markers. a. Distorsion (strained fossil) ; b. Extension (boudins).

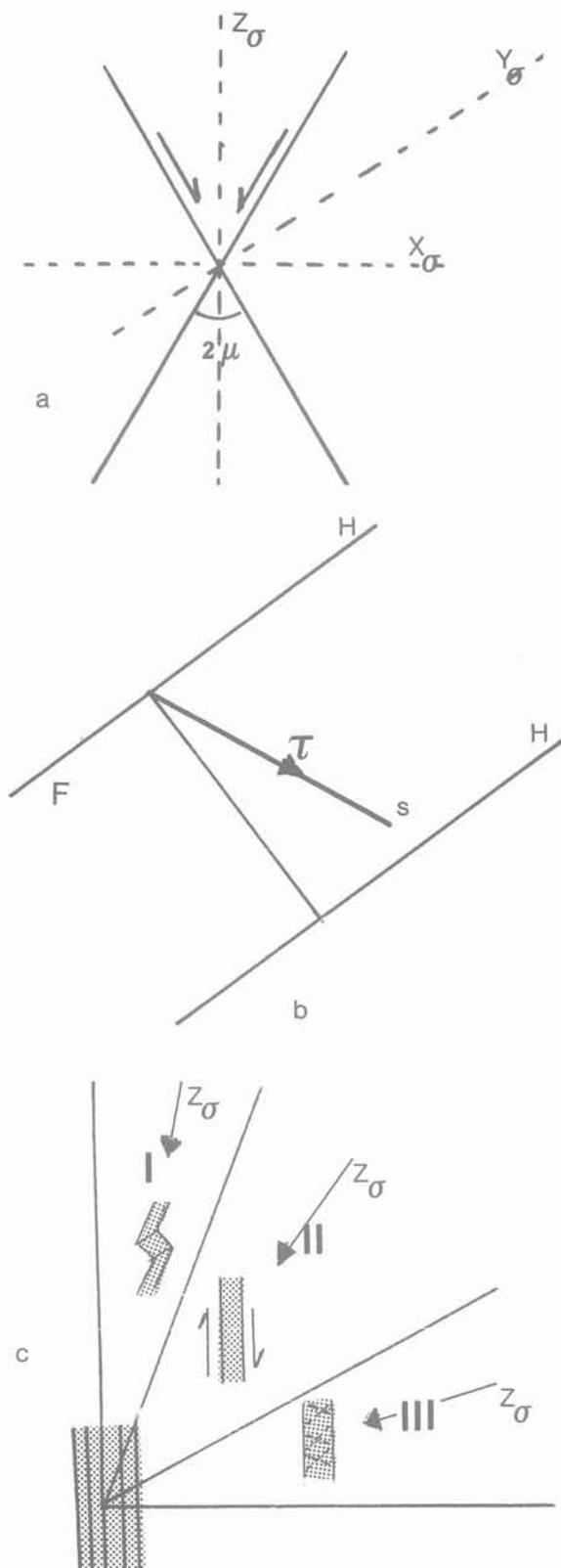


Fig. 9. — Trièdre des contraintes.

9a : Failles conjuguées ; 9b : Glissement structural :

τ = composante de cisaillement, s = strie ;

9c. : Anisotropie discontinue : mécanismes I (plissement), II (glissement structural) et III (néostructure).

Fig. 9. — Stress axis. a : Conjugate faults ; b : Structural slip : τ = shear component, s = striae ; c : discontinuous anisotropy : mechanism I (folding), II (structural slip) and III (neostructure).

Finalement, l'étude de l'histoire d'un massif consiste à analyser les orientations relatives des quatre trièdres : abc (de la structure), XYZC de \bar{D}), $X_d Y_d Z_d$ (de \mathcal{D}) et $X_\sigma Y_\sigma Z_\sigma$ (de Σ).

CONCLUSION

Les observations et mesures de terrain permettent, dans certains cas, de retracer l'histoire cinématique des massifs. Les résultats de la tectonométrie fournissent les champs de déformation finie, de vitesse de déformation donc des différentes phases et éventuellement les champs de contraintes ; ils apportent des informations sur le comportement des roches concernées (par exemple : compétence relative des bancs dans le plissement, intensité de la déformation selon l'épaisseur des bancs). Ils permettent en outre d'envisager les déformations susceptibles de se produire lors de nouvelles sollicitations.

BIBLIOGRAPHIE

- BOTT M.H.D. (1959), *The mechanics of oblique slip faulting*. Geol. Mag., 96, p. 107-109.
- FOUCAULT A., RAOULT J.F. (1984), (2^e édition), *Dictionnaire de Géologie*. Masson, Paris, 347 p.
- GOGUEL J. (1975), (6^e édition), (1^{re} édition en 1950), *Géologie de la France*. Que sais-je ? PUF, 128 p.
- GOGUEL J. (1979), *Analyse théorique du chemin de la déformation, à gradient de vitesse permanent*. Tectonophysics. 60, T 17-T 26.
- MATTAUER M. (1980), *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Paris, Hermann, 4^e édition, 433 p.
- RAMBERG H. (1975), *Superposition of homogeneous strain and progressive deformation in rocks*. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. NS Vol. 6, p. 35-67.
- RAMBERG H., GHOSH S.K. (1976), *Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear*. Tectonophysics, n° 34, p. 1-70.
- RAMSAY J. (1967), *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill. 568 p.
- SIRIEYS P. (1984), *Déformation homogénéisée des roches par glissements hétérogènes continus et discontinus*. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t. XXVI, n° 1, p; 185-192.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976), *Eléments de tectonique analytique*. Masson, Paris, 118 p.

Cinématique et vitesse d'évolution des nappes superficielles : une simulation numérique

Kinematic and velocity of thrust sheets emplacement :
a numerical modeling

J.-L. MUGNIER

Institut Dolomieu et URA CNRS n° 69*

L. ENDIGNOUX

Institut Français du Pétrole**

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 23-32 (juillet 1991)

Résumé

Le déplacement et la déformation des nappes peuvent être décrits, en première approximation, par des algorithmes cinématiques simples, basés sur l'hypothèse suivante : le corps de la nappe se déforme par plissement lors du déplacement de la nappe, et la localisation des plis est liée aux irrégularités de la surface basale. Un programme informatique a été écrit, permettant de simuler, grâce à ces algorithmes, le déplacement des nappes. Son application à l'étude de la cinématique et de la vitesse de formation des Apennins est ici présentée. Les couplages possibles entre modèles cinématiques, modèles de flexion lithosphérique et modèles thermiques sont illustrés.

Abstract

Kinematical algorithms are used to describe the displacement and the deformation of a nappe. They assume that the thrust sheet is deformed by folding during the displacement of the nappe, and that the location of the folds is linked to the variations in the dip of the sole fault. A computer code has been written and has been used to study the Apennin thrust belt. The relations between the kinetic of thrust motion, the flexured isostatic equilibrium and the thermal state are considered.

* 15, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.

** 1 à 4, avenue de Bois-Préau, 92506 Rueil-Malmaison.

Dès la fin du 19^e siècle, les nappes ont été définies en tant que structures géologiques. En effet, il était nécessaire de trouver une explication cinématique à la superposition anormale, sur une même verticale, de terrains anciens reposant sur des terrains plus jeunes. Le concept de nappe a donc été proposé pour expliquer des déplacements horizontaux pluri-kilométriques de volumes rocheux très importants (plusieurs kilomètres cubes).

Les méthodes ici présentées (voir SUPPE, 1984, pour plus de détails) s'appliquent à des structures situées dans la partie superficielle (dans les 5 à 10 premiers kilomètres) de la croûte terrestre. Dans ce domaine une discontinuité cinématique — la surface de chevauchement — sépare l'allochtone (les roches déplacées) de l'autochtone (les roches en place). L'estimation de l'ampleur des déplacements sur cette discontinuité repose sur l'analyse des bilans de grandeurs géométriques (volume, longueur, épaisseur de couches...) (fig. 1).

On peut alors réaliser des coupes géologiques pour lesquelles ce bilan apparaît comme équilibré (MUGNIER, 1984). Dans cet article, est présentée une simulation numérique du déplacement des nappes permettant d'informatiser la construction de coupes équilibrées. Outre la description de la simulation et de son application à des structures réelles, sa signification physique et son utilisation sont discutées.

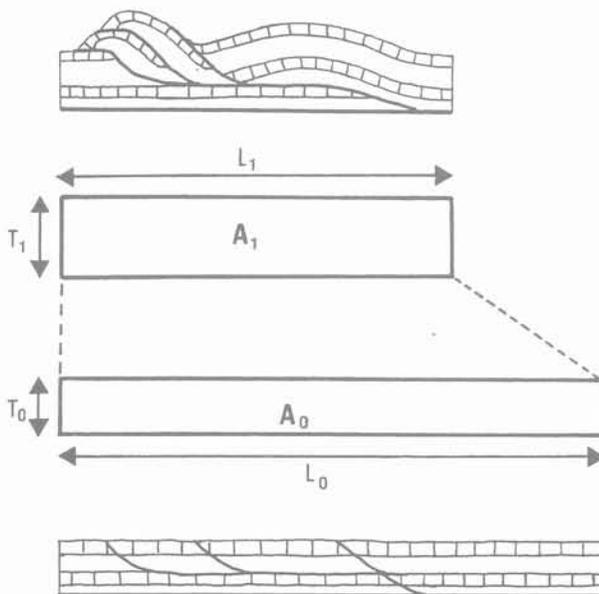


Fig. 1. — Bilan des surfaces et des longueurs.

La déformation est isovolumique, et en coupe $A_0 = A_1$. (A_0 : aire initiale ; A_1 : aire finale). La longueur des horizons compétents est conservée : $L_0 = L_1$ (L_0 : longueur initiale, L_1 : longueur finale) exprime les flèches de chevauchements, et les déplacements relatifs entre les différentes écailles.

Fig. 1. — Line length and area balancing. The bulk deformation preserves the volume, and in a section $A_0 = A_1$. The length of competent strata is preserved : $L_0 = L_1$ is the displacement at the trailing edge of the thrust sheets.

1. LA MÉTHODE DE SIMULATION

1.1. Trajectoire de la surface de chevauchement

Dans le domaine externe d'une chaîne de montagnes, la tectonique affecte un empilement de quelques kilomètres d'épaisseur de sédiments hétérogènes, dont le litage induit une anisotropie des propriétés mécaniques. La déformation d'ensemble des couches sédimentaires lors de la formation des nappes s'effectue par l'apparition de discontinuités cinématiques (failles) dont la trajectoire est guidée par l'hétérogénéité de la pile : failles parallèles aux couches « faibles » (zones plates) et obliques, souvent avec un pendage de 30° par rapport aux couches plus compétentes (BOYER et ELLIOTT, 1982). Du point de vue mécanique, on peut considérer que les couches « faibles » fluent alors que les couches compétentes ont un comportement fragile dont le seuil de rupture est régi par un critère de Mohr-Coulomb.

Pour avoir un état de contrainte cohérent à la fois avec un fluage des couches « faibles » et un glissement le long de fractures orientées à environ 30° par rapport au plan de stratification, il faut envisager une direction principale de compression voisine de l'horizontale et un seuil de fluage très bas par rapport au seuil de fracturation (fig. 2).

1.2. Déformation de l'allochtone

L'allochtone se déplace le long de la surface de chevauchement en se déformant pour s'adapter aux irrégularités de la surface de base. Certains glaciers fournissent une bonne analogie pour comprendre ce pro-

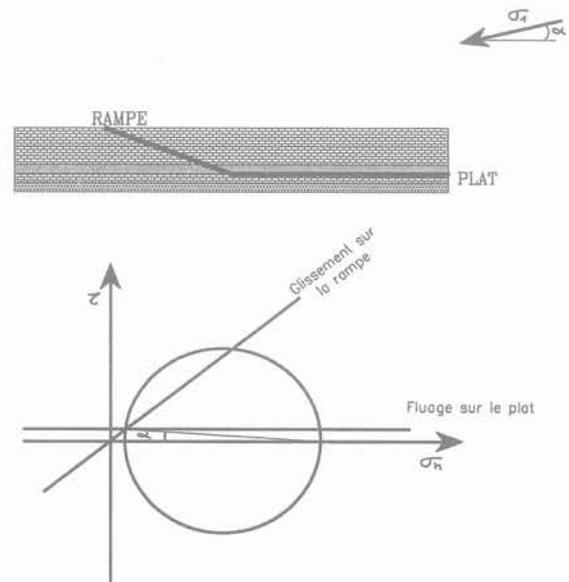


Fig. 2. — Trajectoire en plat et rampe d'une surface de chevauchement dans une pile sédimentaire et état de contrainte permettant le déplacement le long de la surface de chevauchement.

Fig. 2. — Ramp-flat trajectory of a thrust and stress field during the displacement of the thrust sheet.

cessus. Au niveau d'une rupture de pente, le glacier moule cette dernière lors de son déplacement.

La déformation du glacier a à la fois un caractère fragile — apparition de crevasses — et également ductile — fluage et plissement d'ensemble.

Pour simuler ce phénomène d'une façon simple on utilise différents modèles de plissement (MORETTI et al., 1989). Deux d'entre eux sont plus particulièrement utilisés :

— le modèle de plis en kink (SUPPE, 1983) dans lesquels les strates sont des lignes de glissement, et dans lesquels la perturbation liée aux irrégularités de la surface de base se localise dans une surface axiale bissectrice des flancs du pli (fig. 3A) ; dans ce cas l'épaisseur est conservée perpendiculairement à la surface de base et l'épaisseur verticale est donc augmentée ;

— les plis semblables dans lesquels les épaisseurs verticales sont conservées (JONES et LINSSER, 1986) (fig. 3B).

La géométrie des plis dans la nature est bien entendu plus complexe que ces modèles simplistes, et a été analysée en détail par de nombreux auteurs. Il apparaît cependant que pour des formations calcaires bien litées, le modèle des plis en kink est une bonne approximation, et c'est celle que nous utiliserons principalement.

Dans ces modèles de plissement, on est conduit à définir deux types de plans axiaux, ceux qui se déplacent avec la nappe, et donc fixes par rapport à celle-ci, et ceux fixes par rapport à l'autochtone qui voient passer l'allochtone (CRANE, 1987) (fig. 4).

Une des implications de ces modèles est qu'ils prédisent d'éventuelles accentuations ou atténuations de la forme des plis dans la nappe. Ceci a un intérêt pétrolier immédiat : un anticlinal est un piège potentiel pour le pétrole avec une fermeture basse définie par les limites latérales de l'anticlinal. Alors que dans un modèle de plissement par flambage la fermeture est définie dès les premiers stades de la compression, dans les modèles de plissement à l'aplomb des rampes la fermeture peut être réalisée très tardivement (fig. 5).

1.3. Application informatique

Des algorithmes simples ont été écrits pour simuler le déplacement des nappes dans un plan de coupe parallèle à leur direction de mouvement. Il s'agit de modèles de déformation dit « direct » dans la mesure où l'on simule les déformations dans l'ordre où elles se produisent. Les paramètres introduits dans le programme « CICERON » (Cinématique des Chevauchements Equilibrés en Coupes Reconstituées dans l'Ordre et Numériquement) ici utilisé, sont :

- le nombre de failles ;
- la trajectoire de chacune des failles dans la pile sédimentaire avant déformation. Cette trajectoire est considérée comme constituée par une succession de segments de droite ;
- le déplacement le long de chaque faille (sa valeur étant définie à l'arrière du système déplacé) ;
- la séquence de fonctionnement des différentes failles.

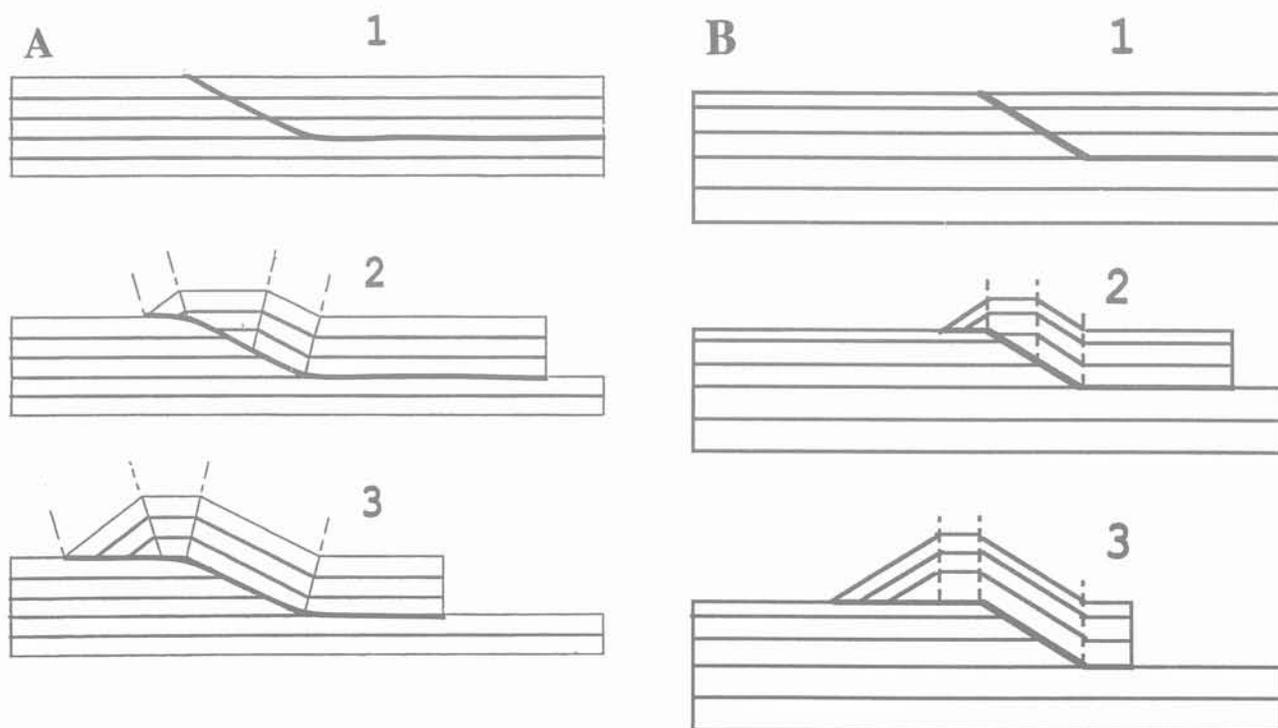


Fig. 3. — Développement de plis A ; en kink, et B : de plis semblables (à droite) à l'aplomb d'une rampe.
Fig. 3. — A : Kink fold and B : vertical simple shear fold at the hanging-wall of a ramp.

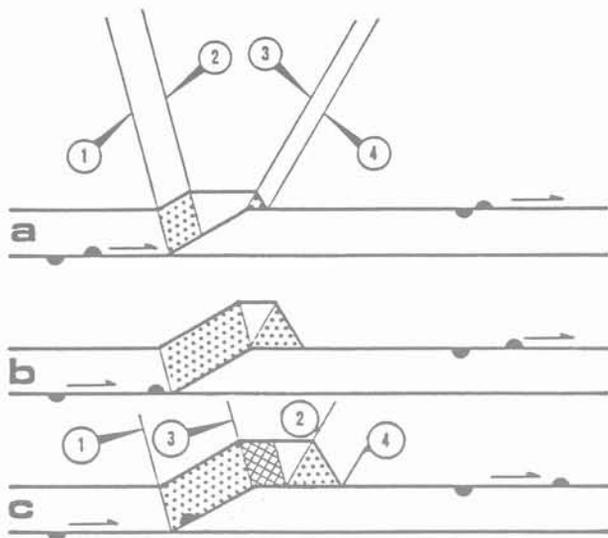


Fig. 4. — Les plans axiaux mobiles (2,4) et fixes (1,3) par rapport à l'autochtone lors de la formation d'un pli de rampe.
 Fig. 4. — Migrating hinges (2,4) and fixed hinges (1,3).

La géométrie de la nappe déplacée est alors calculée en utilisant l'un des deux modèles de plis décrits ci-dessus. Il faut noter que quand le système chevauchant est constitué par une imbrication d'écaillés, la géométrie finale dépend de la séquence de fonctionnement des différents accidents (fig. 6).

Les géométries résultant de la modélisation numérique peuvent alors être comparées avec les données issues d'exemples naturels.

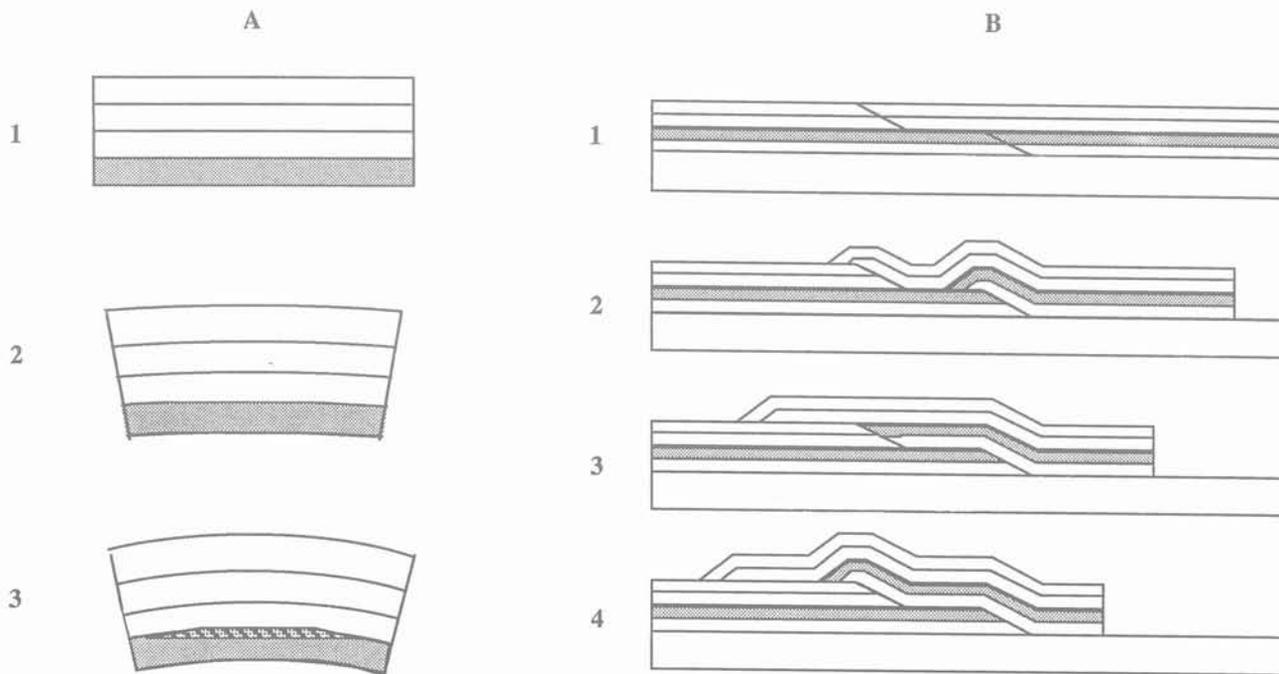


Fig. 5. — Fermeture d'un piège structural (anticlinal) pour une roche poreuse (sombre) ; A : plissement par flambage ; B : plissement passif au-dessus des irrégularités des surfaces de failles.

Fig. 5. — The closure of a petroleum structural trap in a porous rock (dark level) ; A : in a buckled fold, B : in passive hanging-wall anticlines.

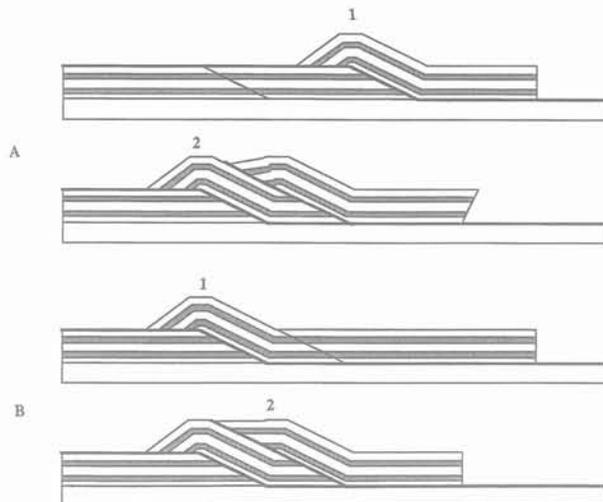


Fig. 6. — Développement d'écaillés imbriquées :
 A : dans une séquence prograde ;
 B : dans une séquence rétrograde.

Fig. 6. — The development of a duplex.
 A : in a forward sequence, B : in an hinterward sequence.

2. APPLICATION A UN EXEMPLE GÉOLOGIQUE : LES APENNINS

2.1. Présentation régionale des Apennins

La chaîne montagneuse des Apennins s'étend sur la plus grande longueur de l'Italie (fig. 7). Elle est constituée par un empilement de nappes déplacées vers l'est, en avant duquel s'est développé un bassin externe : l'avant-fosse adriatique et la plaine du Pô

-  Plateforme Ouest
-  Bassin Lagonegro
-  Plateforme Est
-  Unités ophiolitiques
-  Unités calabriennes

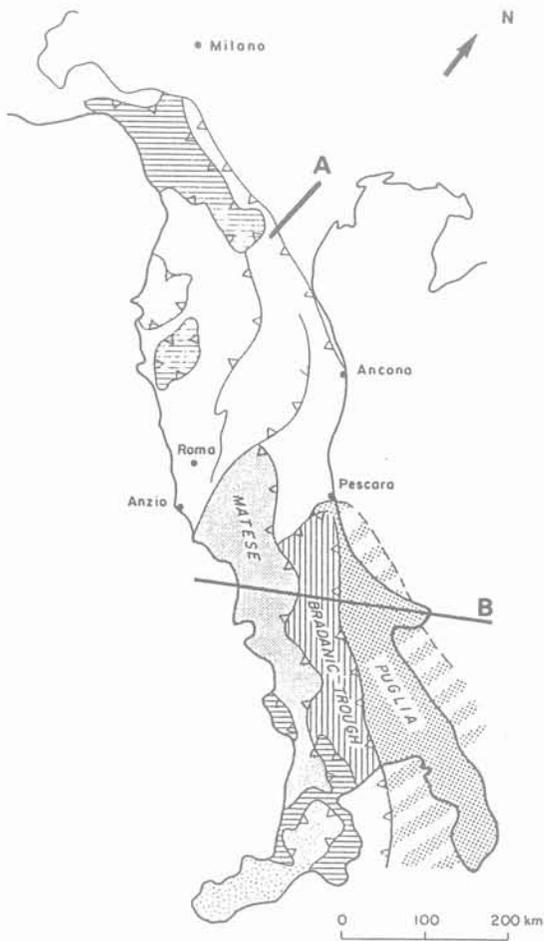


Fig. 7. — Schéma structural des Apennins et localisation des coupes des figures 8 (A) et 11 (B).

Fig. 7. — Structural map of the Apennins and cross-sections location. Figures 8 (A) et 11 (B).

(PAROTTO et PRATURLON, 1979). L'origine des Apennins, à l'échelle des plaques lithosphériques, est à relier à la convergence des plaques africaines et européennes (PHILIP, 1983). L'édification de la chaîne s'est réalisée de l'oligocène à la période actuelle.

2.2. Simulation des relations entre tectonique et sédimentation

À l'avant de la chaîne des Apennins se produisent à la fois des phénomènes tectoniques et sédimentaires. La sédimentation est commandée par la subsidence

régionale de la croûte terrestre sous l'effet de la charge du relief montagneux, tandis que les chevauchements correspondent au domaine frontal de la chaîne. Ces structures sont connues grâce aux forages et aux profils de sismique réflexion verticale (BALLY, 1983) (fig. 8). Elles correspondent à un empilement de multiples écaïlles. Le raccourcissement horizontal global absorbé dans cet empilement, et qui correspond au déplacement de l'écaïlle la plus interne par rapport à son autochtone, est de l'ordre de 30 km.

Les relations géométriques entre les réflecteurs marqueurs des différentes couches sédimentaires enregistrent la compétition entre phénomènes tectoniques et phénomènes sédimentaires lors du comblement de la dépression (PION, 1987) (fig. 9). L'analyse de ces relations géométriques, et la datation des horizons stratigraphiques permet d'estimer les vitesses de déplacement sur les différentes failles. Cependant, l'interprétation des différents biseaux que l'on rencontre dans la pile sédimentaire n'est pas toujours évidente, et nous avons effectué des modélisations géométriques pour les décrypter. Sur la figure 10 on constate que les biseaux sédimentaires (appelés en anglais onlap) s'éloignent au cours du temps de la pointe de l'écaïlle chevauchante si la vitesse de surrection tectonique dépasse celle de la sédimentation. Les vitesses moyennes de déplacement de l'écaïlle la plus interne de la figure 8 ont ainsi été estimées : 0,8 mm/an de -15 à -5 MA, 4 mm/an de -5 MA à nos jours.

2.3. Origine de l'épaississement crustal dans la zone axiale

Dans la zone axiale de la chaîne, les données sont beaucoup moins nombreuses et de qualité moindre que dans la zone externe. Aussi plusieurs interprétations concernant les structures profondes sont envisagées. Plusieurs d'entre elles ont été testées en utilisant le programme « CICERON » (ENDIGNOUX et al., 1989 a et b). Les deux hypothèses extrêmes sont représentées sur la figure 11. Soit l'épaississement crustal n'est lié qu'à un empilement d'écaïlles sédimentaires, soit le cœur de l'empilement de nappes sédimentaires est constitué d'une écaïlle de socle. Si les deux géométries finales sont compatibles avec les données actuelles sur les structures, les vitesses de déplacement qu'elles sous-tendent peuvent servir de critère pour choisir entre les deux interprétations.

En effet, d'après les datations des sédiments syntectoniques (CASERO et al., 1989), la structuration s'est réalisée en moins de 2 MA. L'hypothèse de l'empilement de nappes sédimentaires implique donc une vitesse de déplacement à l'arrière supérieure à 30 mm/an, alors que dans l'hypothèse du socle impliqué elle est supérieure à 10 mm/an. Ces vitesses sont très rapides si on les compare avec les vitesses estimées pour la convergence des plaques Europe-Afrique (PLATT et al., 1989) où à celles déterminées sur la coupe de la plaine du Pô (fig. 8). Aussi l'hypothèse de l'implication du socle, qui minimise la vitesse, est préférée.

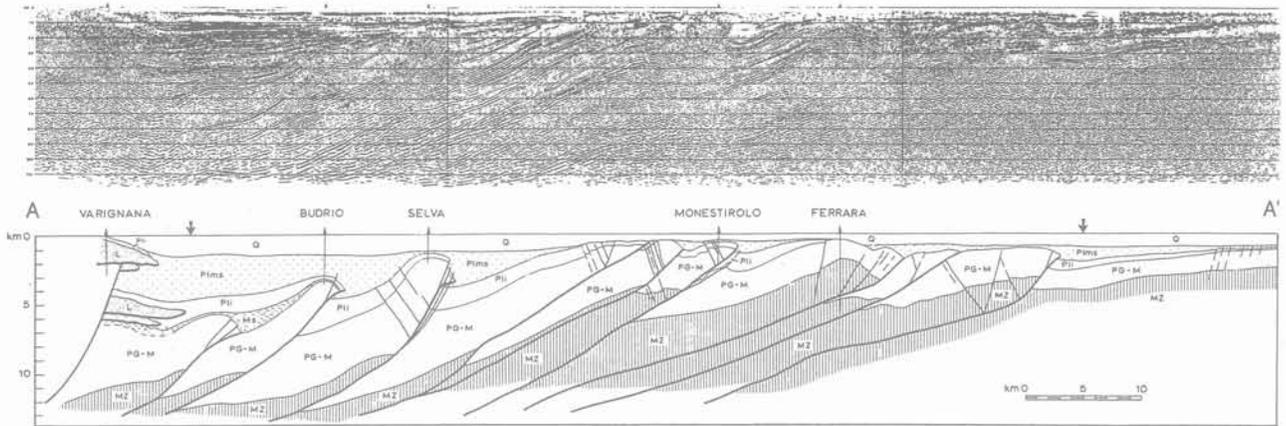


Fig. 8. — Profil sismique interprété de la zone frontale des Apennins du nord (d'après Castellarin et al., 1985 et Pion, 1987).
 Fig. 8. — Seismic profile of the front of the Apennins in the Pô plain.

3. COUPLAGE ENTRE MODÈLES CINÉMATIQUES ET MODÈLES PHYSIQUES

3.1. Flexion de la lithosphère et empilement des nappes

Le poids des empilements de nappes affecte l'équilibre des forces qui s'exercent dans la croûte terrestre.

Un modèle de flexion élastique peut, en première approximation, rendre compte de cet effet de charge (KARNER et WATTS, 1983).

Ce modèle est constitué par une plaque élastique mince représentant la lithosphère, reposant sur un milieu fluide représentant l'asthénosphère et soumise sur ses deux faces à des forces verticales liées à la gravité. La géométrie du bassin sédimentaire localisé à l'avant de l'empilement des nappes est alors fonction de la raideur de la plaque (D) et des sollicitations

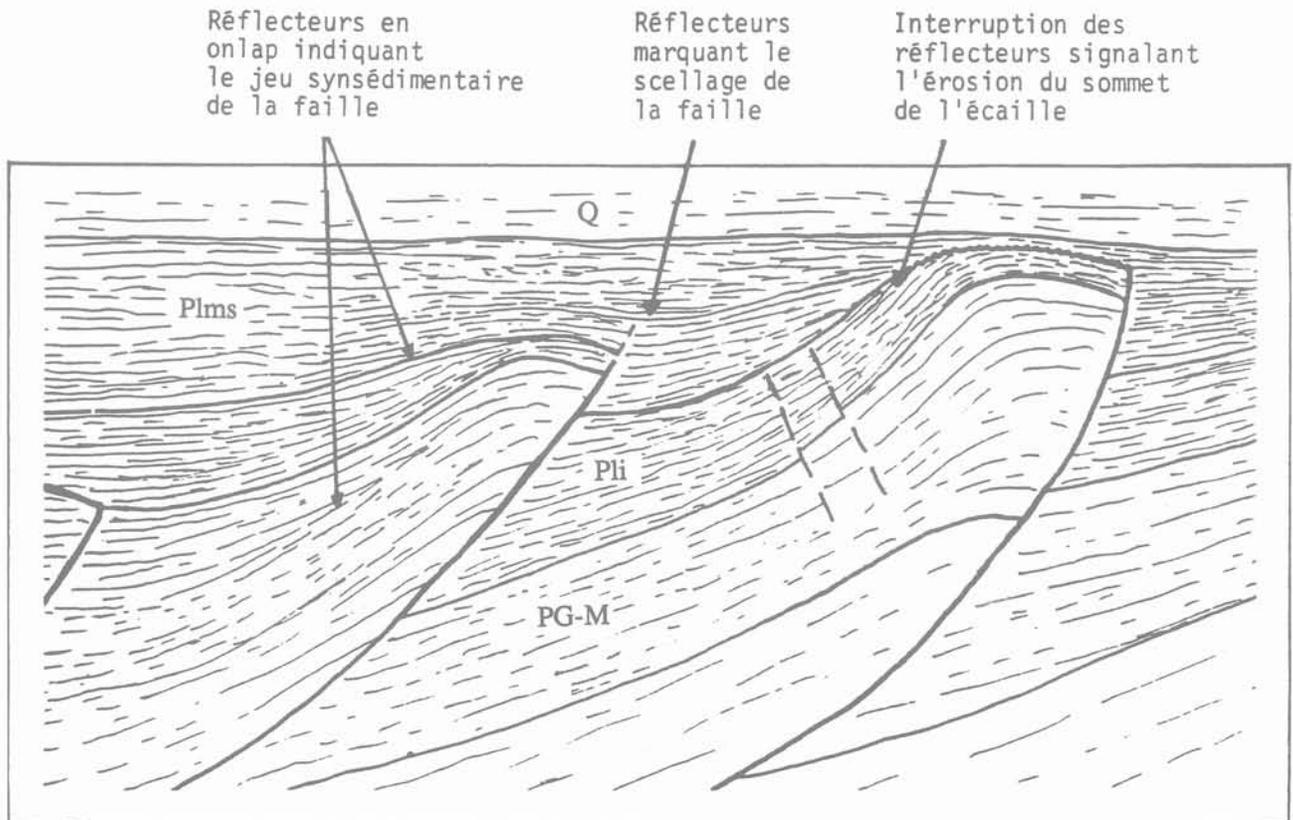


Fig. 9. — Principales organisations de réflecteurs permettant de dater le jeu d'une faille.
 Fig. 9. — Reflectors pattern and datation of the work of a fault.

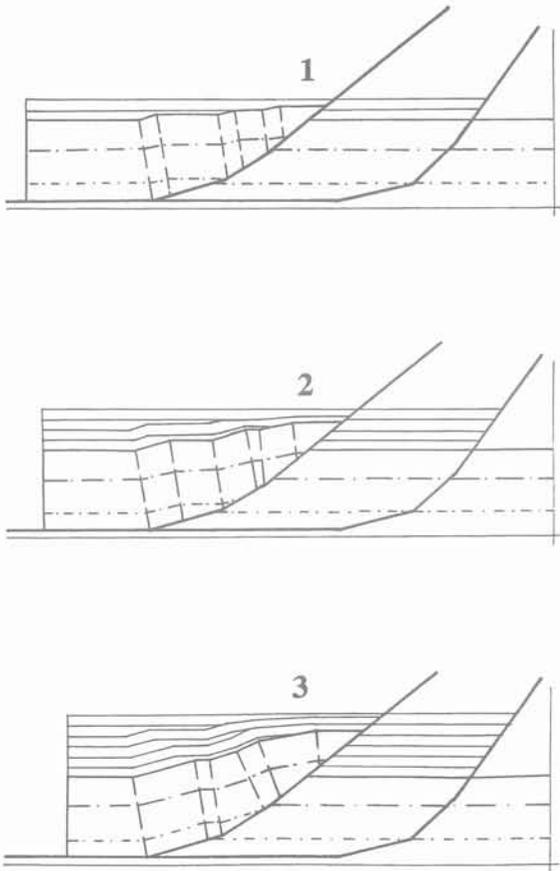


Fig. 10. — Modélisation numérique de l'évolution des bassins transportés.

Fig. 10. — Numerical modeling of « piggy-back » basins.

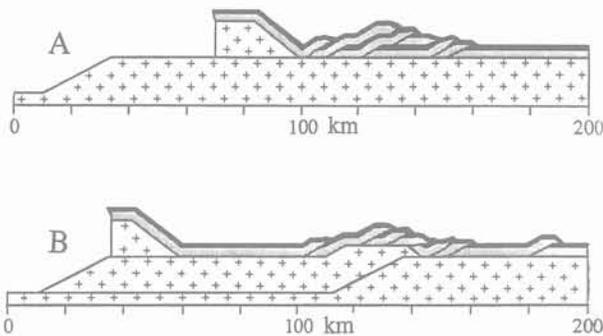


Fig. 11. — Modélisation de l'empilement des nappes le long de la coupe B. (A) : empilement d'écaïlles sédimentaires. (B) : écaïlle de socle au cœur de l'antiforme.

Fig. 11. — Numerical modeling of thrust sheets stacked along cross-section B.

mécaniques à son extrémité (effort tranchant V_0 , Moment de flexion M). Un couplage entre modèle de flexion et modèle cinématique permet de déterminer l'évolution de la forme du bassin d'avant-pays. La figure 12 illustre les résultats d'un tel couplage. Le programme de flexion utilisé est celui développé par LYON-CAEN et MOLNAR (1984). Le programme de cinématique des chevauchements est une adaptation du programme de JONES et LINSSER (1986). Ce type de couplage montre que durant le déplacement d'une écaïlle chevauchante crustale (ici 10 km d'épais-

seur), le bassin d'avant-pays conserve un volume pratiquement constant, l'érosion qui se produit dans sa zone interne compensant la sédimentation qui se produit, elle, dans la zone plus externe. La géométrie d'ensemble du bassin varie assez peu, et elle est pour l'essentiel translatée horizontalement, en même temps que l'écaïlle chevauchante avance. Dès lors, si la sédimentologie montre un abrupt changement dans l'évolution du bassin, ceci implique un changement dans l'évolution de la chaîne de montagne : soit la géométrie de l'empilement de nappe évolue, soit des phénomènes tectoniques autres que la flexion se produisent, liés par exemple à des anomalies thermiques (FLEITOUT, 1990).

3.2. Grands déplacements dans un modèle thermique en éléments finis

Les modèles cinématiques permettent de simuler de grands déplacements et ainsi de transporter des maillages sur lesquels sont réalisés des calculs portant sur des grandeurs physiques (SHI et WANG, 1987 ; ENDIGNOUX et WOLF, 1990).

Sur la figure 13, l'évolution thermique d'une structure anticlinale a été modélisée en éléments finis,

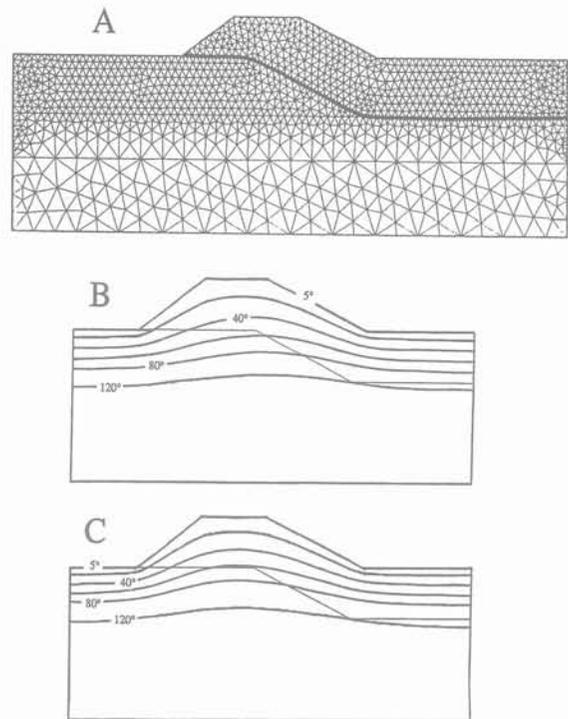


Fig. 13. — Modélisation de l'évolution thermique d'une structure chevauchante.

A : maillage en éléments finis utilisé. B : situation thermique de la structure juste à la fin du chevauchement. Les isothermes sont représentés en trait gras (masse volumique : 2 100 kg/m³ ; chaleur massique : 1 000 J/kg°K ; conductivité thermique : 2,1 W/m°K ; épaisseur du chevauchement : 4 km ; vitesse de chevauchement : 1 cm/an ; déplacement total le long du chevauchement : 12 km. C : régime thermique permanent de la structure.

Fig. 13. — numerical modelling of the thermal evolution of a thrust sheet. A : finite element mesh. B : thermal evolution of a thrust sheet after 0.6 My. (density : 2 100 kg/m³ ; heat capacity : 1 000 J/kg°K ; conductivity : 2.1 W/m°K ; sheet thickness : 4 km ; thrust rate : 1 cm/an). C : steady state.

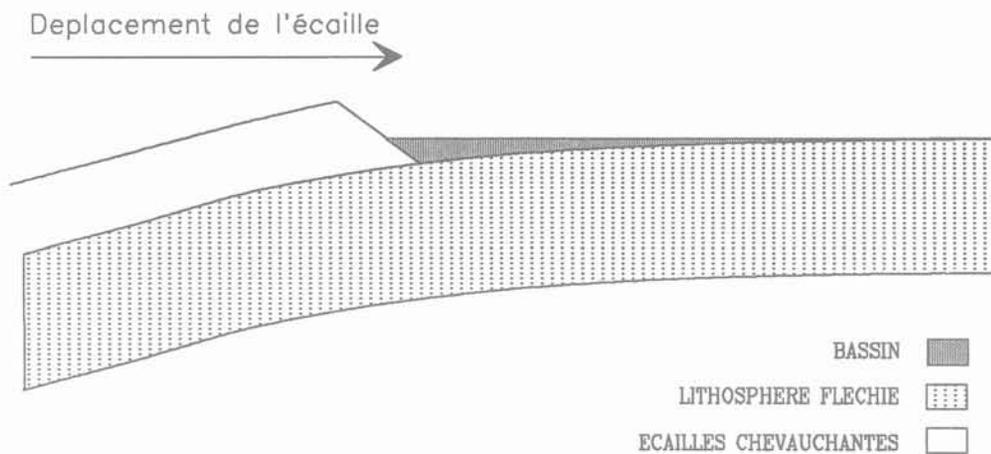
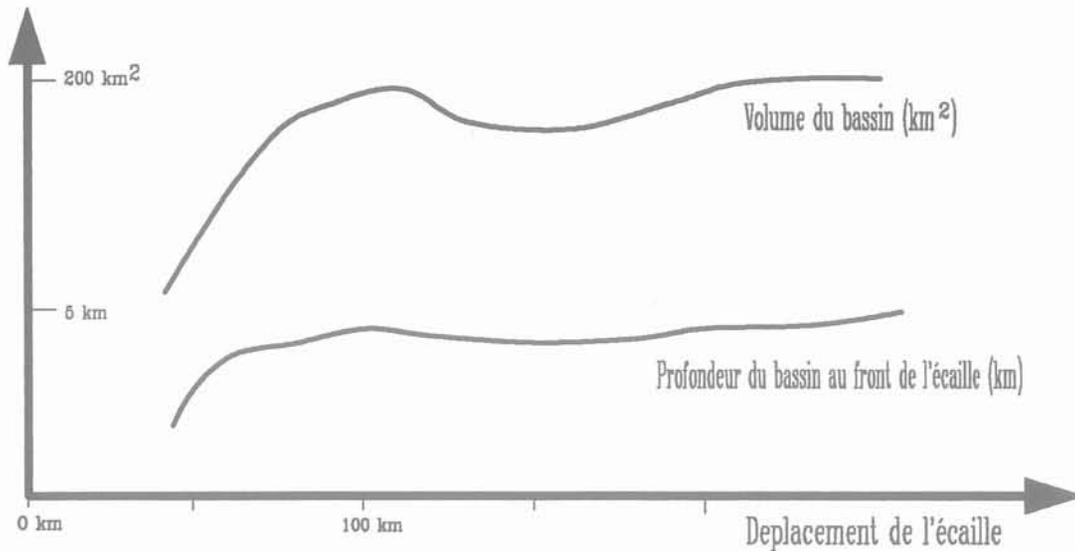


Fig. 12. — Modélisation de l'évolution de la forme d'un bassin d'avant-pays A : modèle de flexion (avec raideur de la plaque $D = 8 \cdot 10^{22}$ N.m ; densité du bassin : 2,4 ; densité de l'écaïlle chevauchante 2,8 ; densité du manteau fluide sous-jacent à la lithosphère fléchie : 3,3 ; B : évolution du volume et de la profondeur du bassin en fonction du déplacement de l'écaïlle.

Fig. 12. — Numerical modeling of a foreland basin. A : flexural model (stiffness $D = 8 \cdot 10^{22}$ N m ; density of the basin : 2.4 ; density of the thrust sheet : 2.8 ; density of the mantle : 3.3). B : the volume and the depth of the basin versus the displacement of the load.

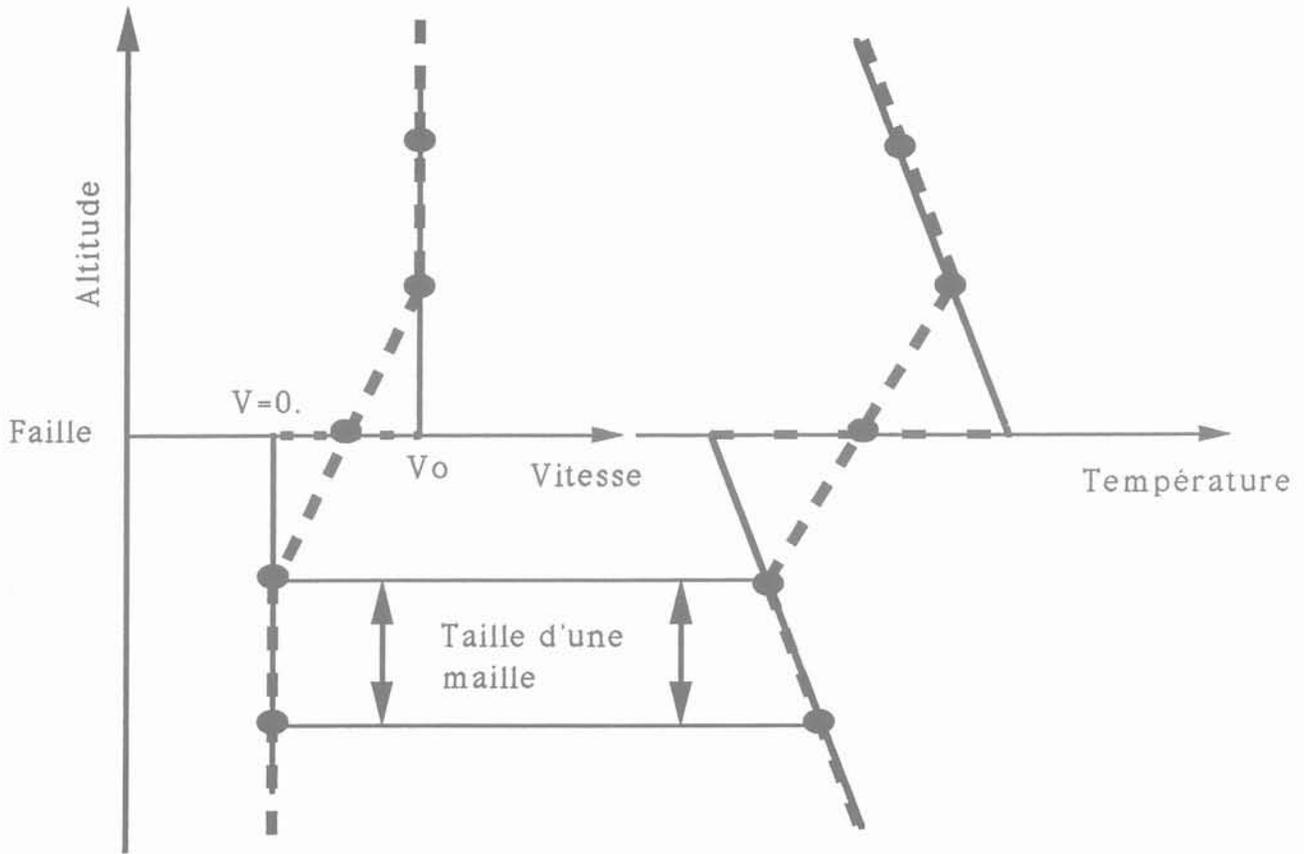
grâce à un couplage entre le mailleur MODULEF et le programme CICERON. Ce type de modélisation montre que pour des écaïlles chevauchantes d'épaisseur inférieure à 10 km, les vitesses de chevauchement sont suffisamment lentes (< 1 cm/an) pour que le régime thermique transitoire durant la déformation soit peu éloigné, quoique un peu plus froid, du régime thermique permanent qui suit la fin des déplacements.

3.3. Signification physique d'une discontinuité cinématique

Ce type de couplage entre modèle cinématique et modèle thermique conduit à s'interroger sur la signi-

fication physique d'une discontinuité cinématique à la base d'une nappe. En effet, du point de vue numérique, les vitesses et les températures sont interpolées au travers de la faille de manière à assurer la continuité de la température dans un milieu solide conducteur de la chaleur (fig. 14).

La faille, en tant qu'objet géologique (fig. 15) n'est pas simplement l'expression du déplacement de deux blocs rigides. Les observations géologiques montrent que dans la croûte inférieure, à plus de 10 km de profondeur, une faille est en fait une zone de cisaillement très intense, où la déformation est continue. Par contre, dans la croûte supérieure, la faille et son voisinage est en fait un système thermodynamique composé de fluides et de solides, avec des change-



————— Champ de vitesse et de température après déplacement

—●— Champ de vitesse et de température après interpolation et position du noeuds du maillage

Fig. 14. — Modèle numérique de discontinuité cinématique.
 Fig. 14. — The numerical modeling of a kinematical discontinuity.

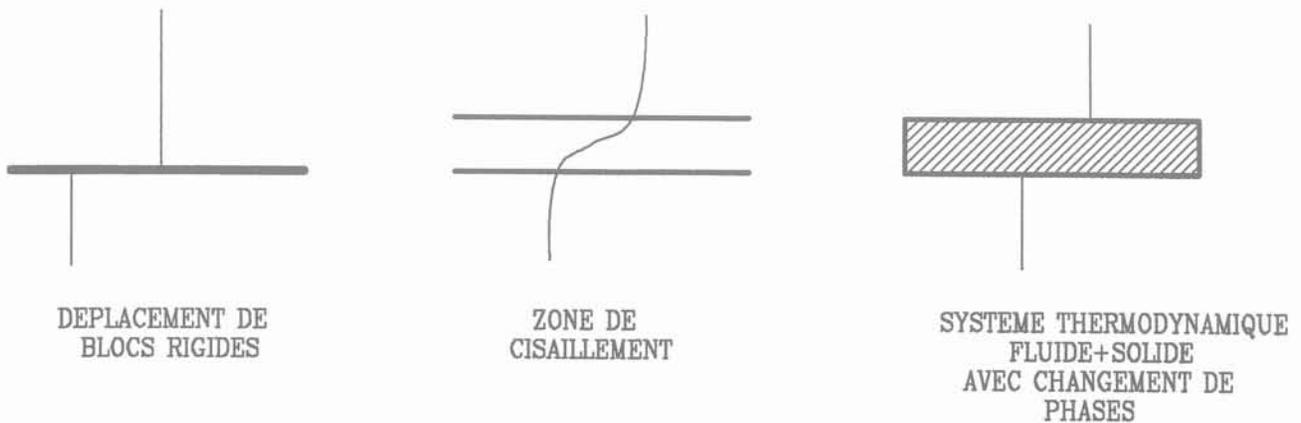


Fig. 15. — Interprétation d'une faille géologique.
 Fig. 15. — The interpretation of a geological fault.

ments de phase (VIALON, 1990). Dès lors, la cinématique des milieux solides ne permet pas une description des phénomènes physiques présents au voisinage d'une faille, et la prise en compte des fluides doit être envisagée aussi bien du point de vue transfert thermique (chute ou augmentation de la conductivité ?) que du point de vue mécanisme de la déformation.

4. CONCLUSION

Les procédures de modélisation basées sur des algorithmes cinématiques directs permettent de simuler les très grands déplacements observés par les géologues, même s'ils ne rendent pas compte dans le détail de la complexité des structures géologiques. Ils fournissent donc un outil permettant de tenir compte des grands déplacements dans l'étude physique des mécanismes tectoniques.

Les vitesses de déplacement qui ont pu être déterminées pour les nappes sont faibles, de l'ordre de 1 à 10 mm/an. Aussi les structures en cours de déplacement ont un régime thermique assez proche du régime permanent et les structures tectoniques sont à tout instant en équilibre isostatique. Les phénomènes d'érosion et de sédimentation se produisent durant le déplacement de la nappe avec des vitesses du même ordre de grandeur et influencent considérablement l'évolution tectonique des nappes.

REMERCIEMENTS

Nous remercions l'Institut Français du Pétrole pour le support financier apporté à ce travail dans le cadre d'une convention de recherche avec l'Université Joseph-Fourier de Grenoble (convention n° 11632).

BIBLIOGRAPHIE

- BOYER S.E., ELLIOTT D. (1982), *The geometry of thrust systems*. Bull. Am. Ass. Pet. Geol., 66, 1196-1230.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MÜLLER C., SAGE L., VIALY R. (1989), *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Géol. It.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G., BATTISTA VAI G. (1985), *Analisi strutturale del fronte Appenninico Padano*. Giornale di Geologia, 47, p. 47-75.
- CRANE R.C. (1987), *Use of fault cut-offs and bed travel distance in balanced cross-sections*. J. Struct. Geol., 9, p. 243-247.
- ENDIGNOUX L., MORETTI I., ROURE F. (1989 a), *Forward modeling of Southern Apennines*. Tectonics, p. 1095-1104.
- ENDIGNOUX L., MUGNIER J.L., (1990 b), *The use of a forward kinematic model in the construction of a balanced cross-section*. Tectonics, p. 1249-1262.
- ENDIGNOUX L., WOLF S. (1989), *Thermal and kinematic evolution of thrust basins : 2D numerical model*. in press. In : Petroleum tectonics in mobile belts, J. Letouzey ed., Technip Editions.
- FLEITOUT L. (1990), *Origine des contraintes tectoniques dans la lithosphère terrestre*. Revue Française de Géotechnique (dans le présent numéro).
- JONES P.B., LINSSER H. (1986), *Computer synthesis of balanced structural cross-section by forward modelling*. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 70 (5), (Abstract), p. 605.
- KARNER G.D., WATTS A.B. (1983), *Gravity anomalies and flexure of the lithosphere*. Journal of Geophysical Research, Vol. 88, No B 12, p. 445-477.
- LYON-CAEN H., MOLNAR P. (1983), *Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere*. J. Geophys. Res., 88, p. 8171-8191.
- MORETTI I., TRIBOULET S. (1990), *Some remarks on the geometrical modeling of geological deformations*. In : Petroleum Tectonics in mobile belts, edited by J. Letouzey, Technip Editions.
- MUGNIER J.L. (1984), *Déplacement et déformation dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Méthode d'étude et modélisation, exemple du Jura*. Thèse USMG Grenoble, IRIGM, 163 p.
- PION E. (1987), *Evolution cinématique d'un bassin d'avant-pays. Exemple du Bassin Padan*. Rapport de DEA de Mécanique des milieux géophysiques et environnement. USTM Grenoble, 125 p.
- PHILIP H. (1983), *La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité*. Thèse Montpellier.
- PLATT J.P., BEHRMANN J.H., CUNNINGHAM P.C., DERVEY J.F., HELMAN M., PARISH M., SHEPLEY M.G., WALLIS S., WESTON P.J. (1989), *Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria*, Nature, 337, p. 158-161.
- SHI Y., WANG C.Y. (1987), *Two dimensional modeling of the PTt paths of regional metamorphism in simple overthrust terrains*. Geology, 15, p. 1048-1051.
- SUPPE J. (1983), *Geometry and kinematics of fault-ben folding*. Am. Jour. of Science, 283, p. 684-721.
- SUPPE J. (1984), *Principles of structural geology*. New-Jersey, Prentice Hall Inc., 300 p.
- VIALON P. (1990), *Objet et démarche de la tectonique*. Revue Française de Géotechnique (dans le présent numéro).

Importance de la déformation interne des roches dans la détermination de la déformation régionale

Importance of the internal rock deformation in the determination
of the regional deformation

M. SPECHT, J. DÉRAMOND

Laboratoire de Géologie structurale et Tectonophysique*

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 33-42 (juillet 1991)

Résumé

L'importance de la déformation interne dans les reconstitutions rétrotectoniques (coupes équilibrées) est discutée. Un exemple pris dans les Pyrénées, intégrant des mesures de déformation, est développé.

Abstract

The importance of the internal deformation in the construction of balanced cross-sections is discussed. An example, from the tectonic belt of the Pyrenees is exposed.

* 38, rue des Trente-six-ponts, 31400 Toulouse.

Pour reconstituer la géométrie des zones en raccourcissement (chaînes de montagnes), il est devenu classique d'utiliser la technique des coupes équilibrées sur une comparaison entre l'état initial (avant déformation) et l'état final, sur une coupe verticale perpendiculaire aux structures.

Dans la plupart des reconstitutions, on admet que la déformation interne continue est négligeable devant la déformation résultant de déplacements discontinus le long des surfaces de failles.

Cette hypothèse sert d'argument aux détracteurs de la méthode des coupes équilibrées pourtant fort utile pour interpréter la géométrie des chaînes de montagne.

Dans les constructions basées sur la technique des coupes équilibrées, il est souvent nécessaire de comparer l'aire d'une surface limitée entre deux repères géologiques linéaires (niveaux stratigraphiques) dont la position finale est connue et la position initiale estimée. Cette aire, en l'absence de toute déformation interne, est la même dans l'état initial et final.

1. LE PROBLÈME GÉOLOGIQUE

On se propose, en prenant comme exemple la zone axiale des Pyrénées, de montrer l'importance de la déformation interne.

1.1. La structure alpine de la zone axiale des Pyrénées : un empilement antiformal d'écaillés paléozoïques

La zone axiale de la chaîne des Pyrénées est constituée par un ensemble d'écaillés de matériel paléozoï-

que chevauchantes et déplacées vers le Sud lors de l'orogénèse alpine (WILLIAMS et FISCHER, 1984 ; DÉRAMOND et al., 1985 ; SÉGURET et DAIGNIÈRES, 1986) (fig. 1 et 2) empilées les unes sur les autres et constituant donc un empilement antiformal. Cet ensemble d'écaillés est limité par (fig. 3) :

- un décollement basal : cette surface structurale recoupe obliquement des séries paléozoïques déjà structurées pendant l'orogénèse hercynienne ; ce chevauchement de mur est le plan de subduction (ou de sous-charriage) de l'Ibérie sous l'Europe ;

- un décollement de toit qui correspond au sommet des séries paléozoïques, matérialisées par les évaporites du Keuper.

Ces chevauchements, de mur et de toit, se branchent, au Sud, sous les épaisses séries mésozoïques de la partie septentrionale de l'Unité sud pyrénéenne centrale (USPC) (fig. 3) et se propagent dans les zones externes méridionales par des chevauchements et des décollements à travers les séries sédimentaires post-permiennes jusqu'au Bassin de l'Ebre.

Un tel dispositif se rapporte, d'un point de vue géométrique, à un empilement antiformal (BOYER et al., 1982) d'échelle crustale : le raccourcissement relayé par cet empilement antiformal est amorti au front de celui-ci (fig. 3).

Les études de terrain permettent une connaissance relativement bonne de la géométrie du décollement supérieur, mais on connaît peu d'informations sur celle du chevauchement inférieur (plan de subduction de l'Ibérie vers le nord). En accord avec les résultats des profils ECORS (ECORS-Team, 1988), nous avons considéré qu'il s'agissait d'une surface plane pentée vers le Nord

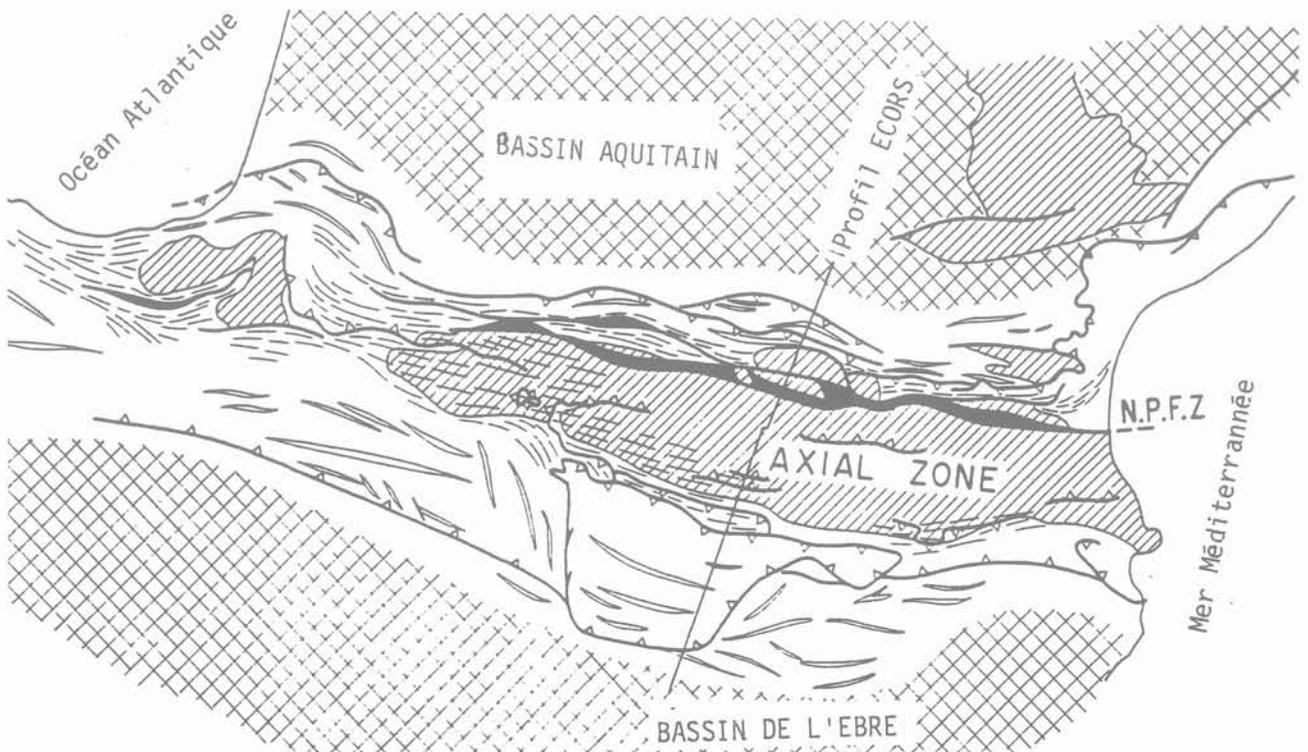


Fig. 1. — Carte de situation du profil ECORS-Pyrénées (d'après ROURE et al., 1989).

Fig. 1. — Location of the ECORS-Pyrenees profile (from ROURE et al., 1989).

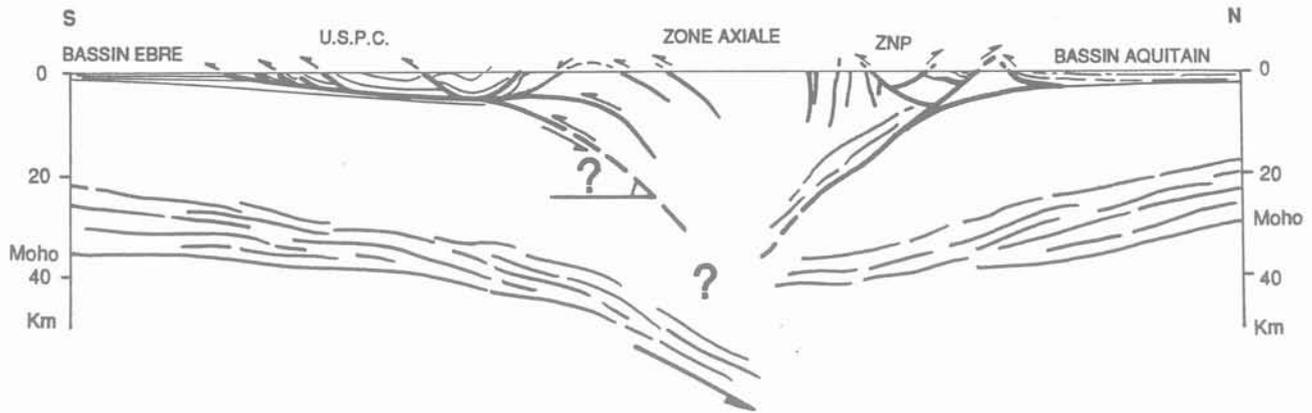


Fig. 2. — Coupe synthétique de la structure de la chaîne alpine des Pyrénées le long du profil ECORS (en partie d'après PUIGDEFABREGAS et al., 1988 et ECORS-Team, 1988). Noter que seule la partie méridionale de la zone axiale est structurée en empilement antiformal à vergence sud. L'élévation des massifs nord-pyrénéens et de la partie nord de la zone axiale est liée au jeu des chevauchements nord-pyrénéens.

Fig. 2. — Synthetic cross-section of the alpine tectonic belt of the Pyrenees along the ECORS-profile (in part from PUIGDEFABREGAS et al., 1988 et ECORS-team, 1988). Note that the southern part of the Axial Zone is structured as an antiformal stack with a southern vergence. The uplift of the North pyrenean massifs in the northern part of the Axial Zone is due to thrusting.

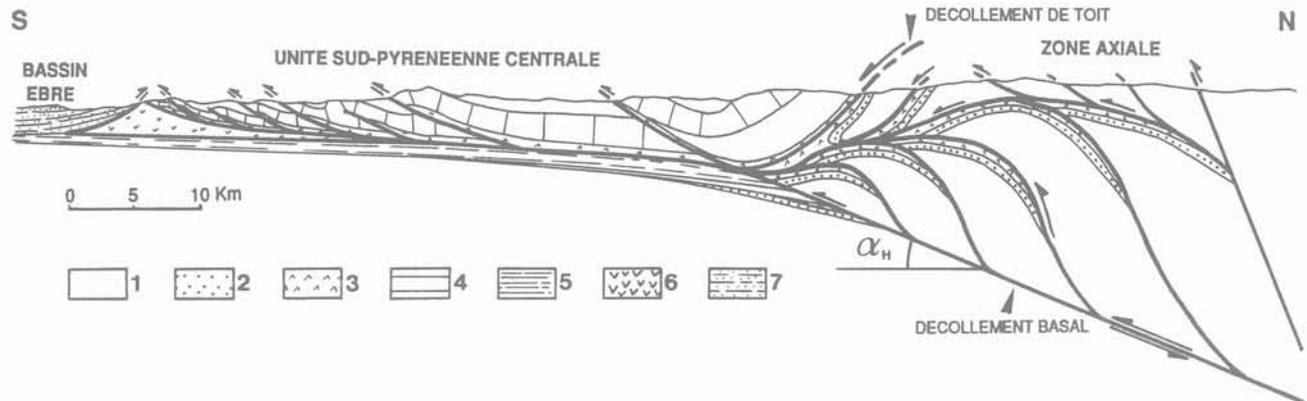


Fig. 3. — Coupe simplifiée du versant sud des Pyrénées. La partie méridionale de la zone axiale est interprétée comme un empilement antiformal d'écaillés de paléozoïque dont le décollement basal plonge vers le nord avec un angle α_H . 1. paléozoïque ; 2. stéphanien et permien (conglomérats, grès et pélites) ; 3. keuper (évaaporites) ; 4. mésozoïque (marnes et carbonates) ; 5. tertiaire (faciès marneux) ; 6. eocène supérieur (évaaporites) ; 7. oligocène (marnes et grès).

Fig. 3. — Simplified section of the southern par of the Pyrenees. The antiformal stack is interpreted as a imbricate stack with a sole decollement dipping northward with an α_H angle. 1. paleozoic series ; 2. stephanian to permian conglomerates and sandstones ; 3. triassic evaporites ; 4. mesozoic marls and limestones ; 5. tertiary marls ; 6. late eocene evaporites ; 7. oligocene marls and sandstones.

(fig. 2). Nous avons tenté d'estimer le pendage dont une méthode a été développée, dérivée de celle dite de la « surface transférée » et basée sur le principe que les bilans de longueur au toit et au mur du Paléozoïque sont réalisés à l'échelle du versant sud des Pyrénées ; autrement dit le raccourcissement exprimé dans la partie méridionale de la zone axiale est intégralement transmis et amorti dans les nappes et séries décollées du versant sud des Pyrénées.

1.2. Déformation interne dans un empilement antiformal

Dans un empilement antiformal, la série chevauchée est sous-charriée le long du décollement basal dont

le pendage s'accroît progressivement au cours du raccourcissement (fig. 3).

La croissance d'un empilement antiformal s'accompagne du plongement de la partie chevauchée ; ce type de structure n'est envisageable qu'à l'échelle des plaques.

La somme des déplacements au sein d'un empilement antiformal est égale à la somme des raccourcissements au front de celui-ci si la déformation interne est négligeable ; mais comme dans les chaînes de collision cette dernière l'est rarement, il en sera tenu compte dans la formulation.

Hormis le cas d'une déformation plane (déformation nulle selon la direction principale intermédiaire), la

déformation interne des roches au cours d'un raccourcissement est anisotrope, dans le plan d'observation, les surfaces et les longueurs des séries impliquées dans les chevauchements sont modifiées. Le calcul du pendage du chevauchement basal de l'empilement antiformal doit tenir compte de la déformation interne.

Lors de la construction d'une coupe, deux aspects de la déformation interne doivent être abordés et quantifiés :

— la variation de surface des séries intégrées dans l'empilement antiformal (dans les zones internes des chaînes les déformations sont rarement planes homogènes et donc isoaires) ;

— le raccourcissement homogène des séries où s'amortit la somme des déplacements des écaillés composant l'empilement antiformal (bien que difficile à quantifier, le négliger conduirait à sous-estimer le raccourcissement total).

1.2.1. La variation de surface

Pour une déformation isovolume, anisotrope dans le plan XZ, la variation de la surface d'une coupe entre état initial (S_0) et état final (S_1) est égale à :

$$\frac{S_1}{S_0} = \lambda_x \lambda_z = \frac{1}{\lambda_y} \quad (1)$$

On note $C_s = \lambda_y$ le « coefficient correcteur de surface » qui permet d'annuler l'effet anisotrope d'une déformation et de retrouver la valeur de S_0 , nécessaire au calcul du pendage d'un empilement antiformal.

S_1 est mesuré sur la coupe de l'état actuel ; $C_s = \lambda_y$ est calculé par des méthodes statistiques d'analyse de la déformation à partir de données de terrain (cf. J. DÉRAMOND, 1979, pour une revue de ces méthodes).

1.2.2. Le raccourcissement homogène parallèle au toit de l'empilement antiformal

Le raccourcissement homogène parallèle aux couches précède généralement les chevauchements et les plis associés (CASAS et MUNOZ, 1987 ; COOPER et al., 1983 ; GEISER, 1988) ; il peut s'exprimer dans l'état actuel, en notant (fig. 4) :

$$\lambda = (1 + \epsilon) = L_{T1}/L_{T0}$$

L_{T0} = longueur avant raccourcissement homogène (dans les séries où s'amortit le raccourcissement exprimé dans l'empilement antiformal) ;

L_{T1} = longueur après raccourcissement homogène (mesurée depuis l'arrière de l'empilement antiformal jusqu'à la ligne d'extrémité des déplacements) ;

par :

$$L_{T0} - L_{T1} = L_{T1} \frac{1 - \lambda}{\lambda} = L_{T1} \frac{-\epsilon}{1 + \epsilon} \quad (2)$$

Le raccourcissement est la somme du raccourcissement homogène au toit de l'empilement antiformal ($L_{T0} - L_{T1}$) et du raccourcissement exprimé dans les chevauchements et plis associés ($L_0 - L_1$) (fig. 4).

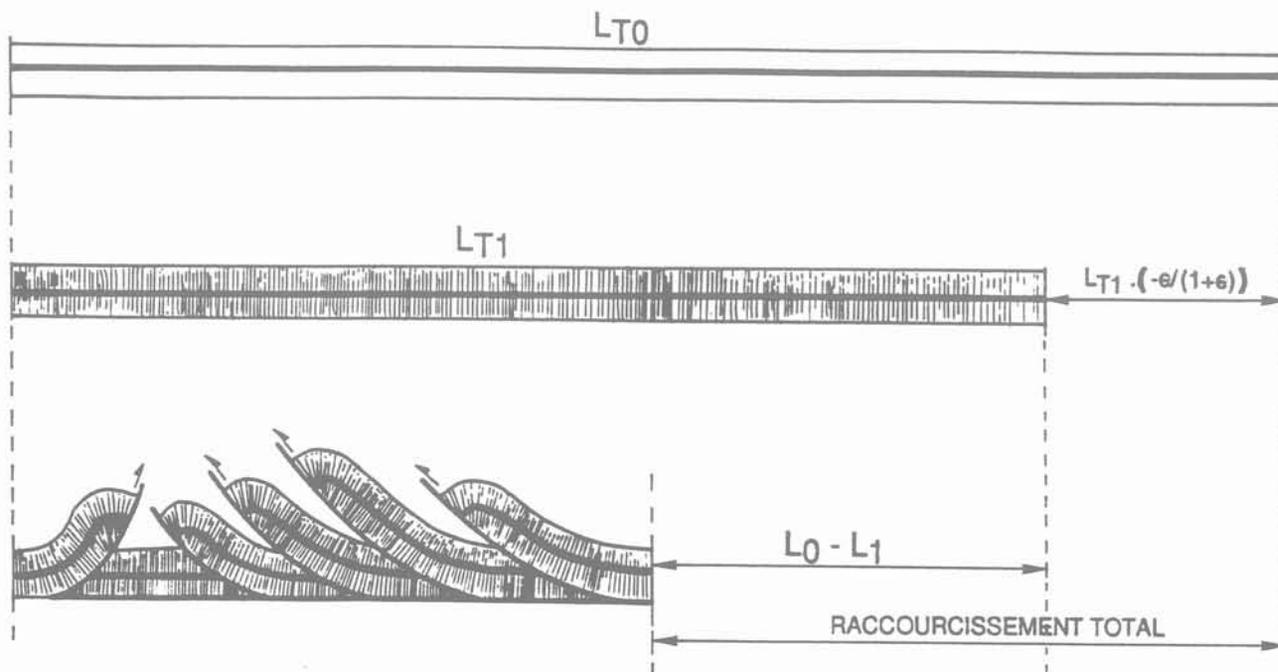


Fig. 4. — Raccourcissement total d'une série sédimentaire : somme du raccourcissement homogène et du raccourcissement par plissement et chevauchement.

Fig. 4. — Total shortening of a sedimentary pile : sum of the homogeneous shortening and of the shortening due to folding and thrusting.

1.3. Pendage du chevauchement basal d'un empilement antiformal

Le pendage du chevauchement basal d'un empilement antiformal s'accroît au cours de la déformation.

La surface en coupe de l'empilement antiformal est égale :

— avant raccourcissement (fig. 6), à :

$$S_0 = \frac{T_0^2 - T_1^2}{2} \cdot \text{tg } \alpha_0 \quad (3a)$$

— après déformation, à :

$$S_1 = S + \frac{T_1^2}{2} \cdot \text{tg } \alpha \quad (3b)$$

avec :

- T_0 = longueur initiale du toit de l'empilement antiformal ;
- T_1 = longueur finale de l'empilement antiformal ;
- α = pendage actuel du chevauchement ;
- S = surface transférée (au-dessus de la position initiale du décollement de toit de l'empilement antiformal).

Si la déformation interne est négligeable (fig. 5), alors $C_S = \dot{\gamma} = 1$, l'angle α est donné par :

$$\text{tg } \alpha = \frac{2 S}{T_1 (L_0 - L_1)} \quad (\text{fig. 5 et 6}) \quad (4a)$$

En tenant compte de la déformation interne (fig. 6), on peut écrire :

$$T_0 \cdot T_1 \text{tg } \alpha = (2S + T_1^2 \text{tg } \alpha) \cdot C_S$$

Le pendage du décollement basal de l'empilement antiformal après la déformation est donné par :

$$\text{tg } \alpha = \frac{2 S C_S}{T_1 (T_0 - T_1 C_S)} \quad (4b)$$

avec : $T_0 = T_1 + (L_0 - L_1) + L_{T1} (-\epsilon/(1 + \epsilon))$

où :

L_{T1} = longueur sur laquelle le raccourcissement exprimé dans l'empilement antiformal est amorti (mesuré par curvimétrie sur un banc repère situé au toit de l'empilement antiformal) ;

$L_{T0} - L_{T1} = L_{T1} (-\epsilon/(1 + \epsilon))$: raccourcissement homogène parallèle aux couches ;

avec :

$\lambda = 1 + \epsilon$ = extension linéaire mesurée parallèlement aux couches dans le plan de coupe ;

$T_0 - T_1$ = raccourcissement total ;

$L_0 - L_1$ = raccourcissement associé aux chevauchements (mesuré au toit et au front de l'empilement antiformal).

2. LES MESURES

Les mesures effectuées dans la zone axiale (région de Gavarnie) sont résumées dans le tableau ci-après.

Ces mesures ont été effectuées sur divers marqueurs géologiques. XY est le plan de schistosité ; X la direction d'extension maximale ; e_1, e_2, e_3 sont les déformations principales logarithmiques.

3. RÉSULTATS : PENDAGE DU DÉCOLLEMENT BASAL DU PLAN DE SUBDUCTION IBÉRIE-EUROPE

Le calcul de αH (pendage du décollement basal du plan de subduction après déformation) nécessite l'estimation des différents paramètres ($L_0 - L_1, T_1, S$) ;

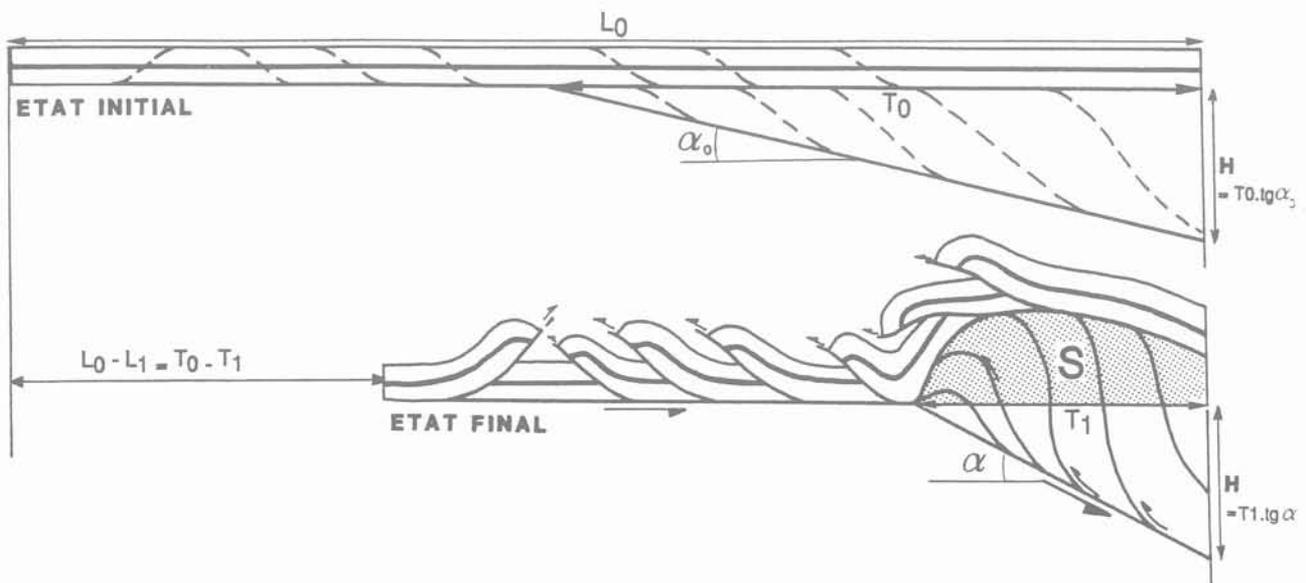


Fig. 5. — Empilement antiformal : paramètres nécessaires au calcul de α et α_0 . Cas d'une déformation isoaire.
Fig. 5. — Antiformal stack : parameters of α and α_0 calculation. Equal area deformation.

Age du terrain	Marqueurs	Orientations		Déformations principales		
		XY	X	e ₁	e ₂	e ₃
Carbonifère	radiolaires	115 N 65	20 N 65	0,35	- 0,09	- 0,26
		110 N 70	180 N 70	0,32	- 0,09	- 0,23
		100 N 70	180 N 70	0,34	- 0,12	- 0,22
		130 N 70	010 N 65	0,32	- 0,04	- 0,28
		125 N 70	015 N 75	0,33	- 0,11	- 0,22
		100 N 60	170 N 60	0,37	- 0,13	- 0,24
		130 N 60	170 N 85	0,41	- 0,10	- 0,31
Silurien	taches pyriteuses	120 N 30	020 N 35	1,79	- 0,21	- 1,58
Dévonien inf. & moyen	taches limoniteuses	HORIZ.	180/HOR	1,23	0,37	- 1,61
		085 N 35	095/HOR	1,38	- 0,36	- 1,03
		090 N 20	095/HOR	0,74	0,32	- 1,06
Dévonien inférieur	« pellets »	HORIZ.	015/HOR	0,94	0,15	- 1,09
		090 N 15	020 N 15	0,92	0,25	- 1,17
	taches limoniteuses	HORIZ.	030/HOR	1,34	0,60	- 1,94
Carbonifère	goniatites (2)	085 N 15	020 N 15	0,44	0,03	- 0,47
		085 N 20	010 N 10	0,39	0,03	- 0,42
Dévonien sup.	goniatites	HORIZ.	090/HOR	0,32	- 0,12	- 0,20
Crétacé	quartz (3)	070 N 10	170 N 10	0,30	- 0,09	- 0,21
Trias	galets (4)	080 N 10	170 N 20	0,56	- 0,16	- 0,40
Crétacé	galets (boudinage) (5)	110 N 30	020 N 35	0,53	0,39	- 0,93
	galets	090 N 15	175 N 05	0,52	0,42	- 0,94
Crétacé	galets (boudinage)			0,51	0,44	0,95
Trias	galets	HORIZ.	090 HOR	0,97	- 0,20	0,76
Crétacé	galets (boudinage)	HORIZ.	015 HOR	0,55	0,13	0,68
Trias	galets	075 N 10	025 N 20	0,45	0,34	- 0,79
		070 N 15	015 N 15	0,44	0,25	- 0,68
Crétacé céno-manien	dragées quartz	085 N 15	180 N 10	0,60	0,21	- 0,81
Santonien	foraminifères + « pellets »	HORIZ.	010 HOR	0,56	0,15	- 0,71
		090 N 10	020 N 10	0,16	0,04	- 0,20
Campano-Maastrichtien	foraminifères	100 N 35	080 HOR	0,42	0,06	- 0,48
		110 N 40	080 E 20	0,39	0,07	- 0,46
		105 N 40	090 HOR	0,46	0,07	- 0,52

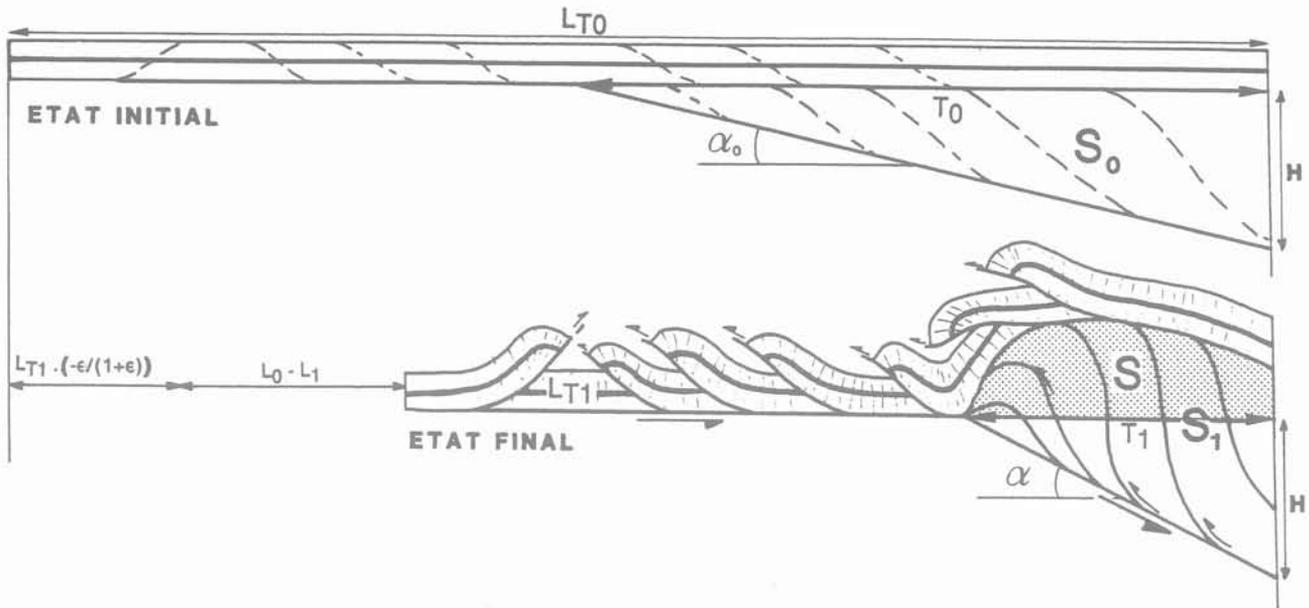


Fig. 6. — Empilement antiformal : paramètres nécessaires au calcul de α et α_0 . Cas d'une déformation anisotrope et anisolinéaire.
 Fig. 6. — Antiformal stack : parameters of α and α_0 calculation. Non equal area deformation.

c'est sur S que l'incertitude est la plus forte car sa détermination sur la coupe de l'état actuel nécessite des approximations géologiques dont certaines peuvent être sujettes à caution (par exemple sur la position du toit du Paléozoïque avant et après déformation).

3.1. Quantification de la déformation interne (des séries paléozoïques au cours de la structuration de la zone axiale en empilement antiformal)

La quantification de la déformation alpine de la zone axiale des Pyrénées pose deux problèmes, celui des marqueurs et celui des séquences de la déformation.

3.1.1. Les marqueurs de la déformation

Les calculs de la déformation des roches s'effectuent par traitement statistique de la géométrie de marqueurs ponctuels qui nécessite un grand nombre de mesures (250 à 300 mesures par station), nombre rarement atteint dans la zone axiale des Pyrénées. De plus, dans ces terrains paléozoïques, les marqueurs (goniatites par exemple) enregistrent les effets de deux déformations successives (hercynienne et alpine), ce qui rend délicate la mesure de la déformation alpine.

3.1.2. La superposition des déformations

La déformation finie résulte de la superposition d'une déformation hercynienne et d'une déformation alpine (chacune pouvant correspondre à la superposition de plusieurs phases). Faire la part de la déformation alpine n'est possible qu'en de rares points de la zone axiale. Ce seul travail important permettant de caractériser l'ellipsoïde de la déformation alpine, à partir de l'étude des séries paléozoïques, a été effectué par DÉRAMOND (1979) au cours d'une étude sur les

mécanismes de structuration de la nappe alpine de Gavarnie (Hautes-Pyrénées, bordure sud de la zone axiale). La nappe de Gavarnie, constituée de séries paléozoïques, est la partie frontale de l'un des « horsses » constitutifs de la zone axiale des Pyrénées (PARISH, 1984 ; GRAHAM et al., 1987).

La déformation totale des séries paléozoïques est isovolume mais non plane (DÉRAMOND, 1979) : l'extension est-ouest (perpendiculaire au plan de coupe) n'est pas nulle : l'extension logarithmique globale (hercynienne et alpine) fluctue de $-0,10$ à $+1,38$.

Les résultats (DÉRAMOND et al., 1976) sur la déformation hercynienne (assez constants dans tout le secteur de Gavarnie) indiquent une extension logarithmique horizontale e_{EW} de l'ordre de $0,1$ soit 10% . L'extension logarithmique alpine ($e_{EW})_A$ varie alors de $-0,20$ à $+1,28$. Sa valeur moyenne est de $(e_{EW})_A = 0,37$ soit 45% .

La déformation interne, contemporaine de la structuration de l'empilement antiformal dans la région de Gavarnie, n'est donc pas isoaire dans le plan de coupe N-S. La variation de surface correspond le plus souvent à une diminution mais aussi, parfois, à une augmentation. Une diminution de surface dans le plan XZ (vertical, N-S) se conçoit bien. Une augmentation de surface est plus problématique. Peut-être n'est-elle qu'apparente : résultant par exemple de variations spatiales (diminution locale de l'extension hercynienne dans la direction EW que nous avons supposée constante).

Variation de surface dans le plan de coupe

En général, les coupes à travers les chaînes de montagnes sont construites dans le plan XZ de la déformation supposée plane ($\lambda_Y = 0$). Cette déformation

peut être néanmoins anisotrope dans le plan XZ si elle est anisovolume (HOSSAK, 1979).

Dans le secteur de Gavarnie, comme déjà précisé, la déformation est isovolume :

$$\text{soit } \lambda_1 \lambda_2 \lambda_3 = 1 \quad (5a)$$

$$\text{ou : } e_1 + e_2 + e_3 = 0 \quad (5b)$$

et EW est une direction principale.

La connaissance de l'extension linéaire λ_{EW} fournit la variation de surface dans le plan de coupe N-S égale d'après (1) à :

$$\frac{S_1}{S_0} = \frac{1}{\lambda_{EW}}$$

L'extension λ_{EW} dans le secteur de Gavarnie a été calculée à partir des données (DÉRAMOND, 1979) qui portent sur environ 2 500 mesures d'orientation des axes et des rapports axiaux de marqueurs ellip-

soïdaux (fig. 7). Ces mesures (effectuées dans les terrains paléozoïques de la partie centrale de la nappe) indiquent une valeur $e_{EW} = 0,47$, soit $\lambda_{EW} = 1,6$. L'extension logarithmique hercynienne étant estimée à 0,1 (DÉRAMOND et RAMBACH, 1979) soit $(e_{EW})_H = 0,1$ ou $(\lambda_{EW})_H = 1,1$, l'extension logarithmique alpine serait donc de $(e_{EW})_A = 0,37$ ou $(\lambda_{EW})_A = 1,45$ soit 45 %.

La variation de surface dans le plan NS dans le secteur de Gavarnie, pendant la croissance de l'empilement antiformal, est alors de :

$$\frac{S_1}{S_0} = \frac{1}{(\lambda_{EW})_A} = 0,69 \text{ soit } \frac{\Delta S}{S_0} = -31\%$$

Remarque : Ce calcul dit de la « surface non transférée » (diminution de la surface dans le plan de coupe) utilise la valeur (EW = 45 % qui paraît très élevée en comparaison de celles mesurées dans d'autres chaî-

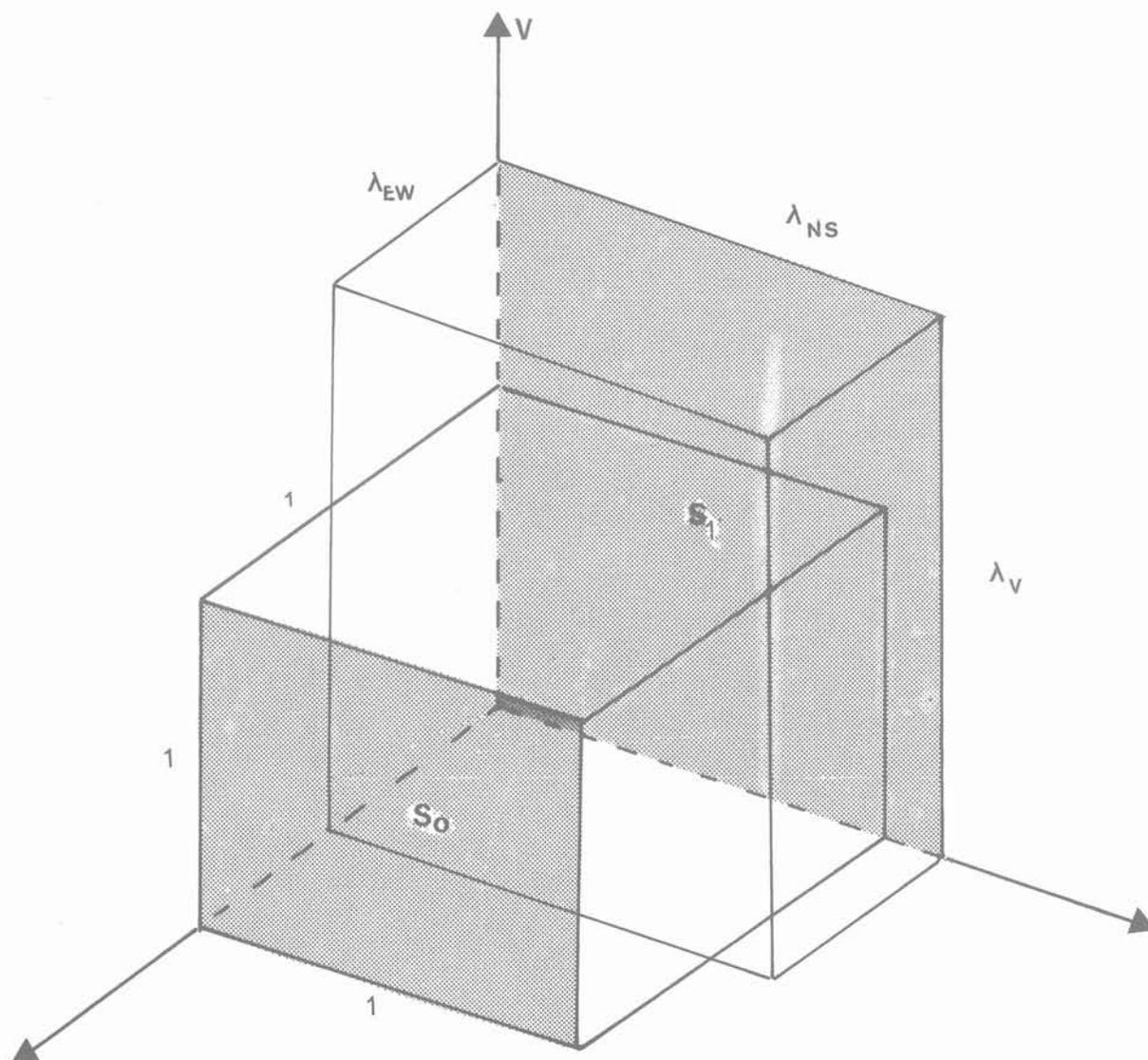


Fig. 7. — Variation de surface dans un plan de coupe, plan principal de la déformation.

Fig. 7. — Surface variation in the section plane, principal plane of strain.

nes de montagne. Ainsi HOSSACK (1979), dans une rapide compilation, ne cite jamais de valeurs supérieures à 15 %. De plus, une extension aussi forte est bien sûr difficilement envisageable à l'échelle de la chaîne. Ainsi (cf. paragraphe suivant), la valeur 31 % n'a de signification qu'à l'échelle de la nappe ; elle n'est représentative que de ce domaine et ne peut, en toute rigueur, être étendue à l'ensemble de la zone axiale.

3.2. Application à la subduction de l'Ibérie

Certains paramètres (S , T_0 , T_1), nécessaires au calcul de la position initiale et actuelle du plan de subduction de l'Ibérie, sont connus avec une relativement bonne précision :

$S = 730 \text{ km}^2$; $T_0 - T_1 = 100 \text{ km}$; $T_1 = 50 \text{ km}$.

En revanche (cf. paragraphe 1), C_S est difficile à déterminer de façon exacte ; nous proposons donc de calculer les pendages pour trois valeurs de C_S dont deux sont des valeurs limites (tableau 1) :

— $C_S = 1,45$: valeur déduite des mesures à Gavarnie ; (la valeur de α est surestimée) ;

$C_S = 1$: la déformation alpine est supposée plane (ce qui revient à sous-estimer la valeur de α) ;

— $C_S = 1,18$: valeur intermédiaire (moyenne harmonique des deux valeurs limites précédentes) cohérente avec celles calculées dans d'autres chaînes de collision (HOSSACK, 1979).

Sur la coupe de l'état actuel (fig. 7).

Pour la partie méridionale de la zone axiale des Pyrénées, α est obtenu à partir de (4b).

L'application numérique montre que l'angle α entre le plan de subduction après raccourcissement et le toit du paléozoïque avant déformation est compris entre 16° ($C_S = 1$) et 28° ($C_S = 1,45$) et que sa valeur se situe probablement autour de 21° ($C_S = 1,18$).

Le pendage actuel du plan de subduction est donc probablement voisin de :

$\alpha_H = \alpha + 9^\circ = 30^\circ \text{N}$

Tableau 1. — Valeurs de α , α_H , α_0 , α_{0H} pour différentes valeurs de C_S avec $S = 730 \text{ km}^2$, $T_1 = 50 \text{ km}$ et $T_0 - T_1 = 150 \text{ km}$.

Table 1. — α , α_H , α_0 , α_{0H} values for different C_S with $S = 730 \text{ km}^2$, $T_1 = 50 \text{ km}$ and $T_0 - T_1 = 150 \text{ km}$.

C_S	1,43	1,18	1
α	28°	21°	16°
α_H	37°	30°	25°
α_0	10°	$7,5^\circ$	$5,5^\circ$
α_{0H}	15°	$12,5^\circ$	$10,5^\circ$

(la valeur 9° correspond à l'angle entre le toit du paléozoïque et l'horizontale dans l'état initial).

Sur la coupe de l'état restauré (fig. 8).

L'angle α_0 entre l'inclinaison du futur plan de subduction et le toit du paléozoïque avant déformation est donné par la formule (4a).

Pour C_S variant entre les valeurs limites 1 et 1,43, α_0 est compris entre $5,5^\circ$ ($C_S = 1$) et 10° ($C_S = 1,43$), sa valeur étant probablement voisine de $7,5^\circ$ ($C_S = 1,18$). Le pendage du plan de subduction dans l'état restauré (Garumnien mis à l'horizontale) est donc de l'ordre de :

$(\alpha_0)_H = \alpha_0 + 5^\circ = 12^\circ \text{N}$ (fig. 8)

(la valeur 5° correspond à l'angle entre le Garumnien et l'horizontale).

Discussion et conclusion : dans le but de contraindre la construction d'une coupe équilibrée d'échelle crustale le long du profil ECORS-Pyrénées, nous avons tenté de reconstituer la géométrie du plan de subduction de l'Ibérie vers le nord. Pour cela a été développée une méthode originale basée sur la méthode de la surface transférée dans laquelle intervient la déformation interne. A la suite de son application, deux points doivent être soulignés :

1. la prise en compte de la déformation interne à l'échelle d'une chaîne de collision nécessite un très grand nombre de mesures (plusieurs milliers) souvent complexes à traiter ; de plus cette démarche, très longue, ne peut être réalisée que dans la partie superficielle d'un tel édifice structural, et seules des extrapolations, évidemment discutables, permettent de proposer des valeurs de déformation dans les zones profondes d'une chaîne ;

2. le calcul du pendage du plan de subduction de l'Ibérie vers le nord montre que les résultats sont peu différents, que l'on tienne compte ou non de la déformation interne : la différence est de 5° pour la valeur du pendage actuel du plan de subduction (30° ($C_S = 1,18$) contre 25° ($C_S = 1$)) et seulement de 2° pour celle du pendage de ce plan avant raccourcissement ($12,5^\circ$ contre $10,5^\circ$ ($C_S = 1$)).

Ainsi, dans le cas présent, il apparaît que l'extrapolation de mesures de déformation interne à l'échelle d'une chaîne (opération toujours délicate surtout dans le cas de la superposition de déformations) n'est pas nécessaire. Une coupe équilibrée pourrait donc être construite sans tenir compte de cette déformation et les résultats pourraient paraître cohérents. Cependant, le problème de la mesure de la déformation interne dans l'ensemble de la chaîne et son intégration dans la construction des coupes reste posé, car ici on a utilisé des mesures ponctuelles extrapolées à une coupe de plusieurs centaines de kilomètres de long. Une meilleure précision dans la détermination de la déformation régionale à partir des coupes équilibrées suppose soit la multiplication des mesures de déformation interne tout le long de la coupe, soit la mise au point de méthodes plus performantes d'intégration de données ponctuelles à l'échelle d'une coupe.

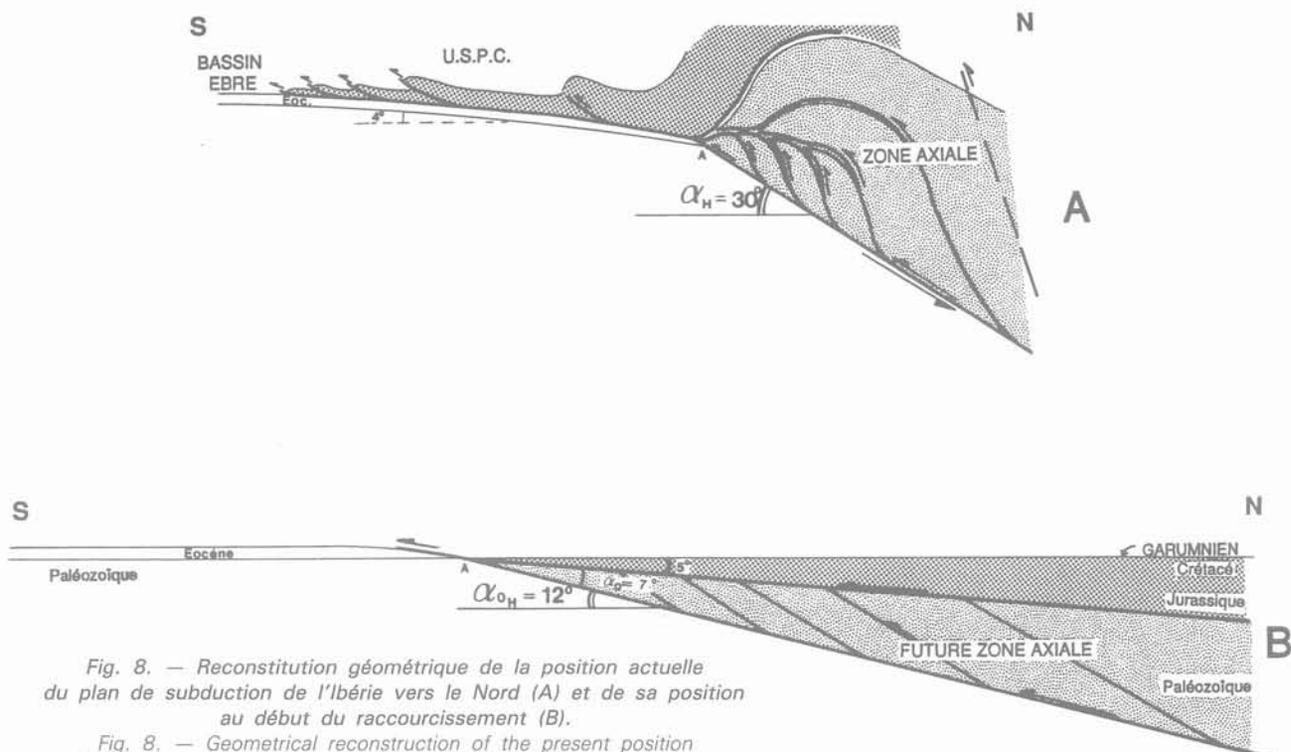


Fig. 8. — Reconstitution géométrique de la position actuelle du plan de subduction de l'Ibérie vers le Nord (A) et de sa position au début du raccourcissement (B).

Fig. 8. — Geometrical reconstruction of the present position of the subduction plane of the Iberia (A) and its position at the beginning of the shortening (B).

BIBLIOGRAPHIE

- BOYER S.E., ELLIOTT D. (1982), *The geometry of thrust systems*. A.A.P.G. Bull., vol. 66, n° 9, p. 1196-1230.
- CASAS J.M., MUNOZ J.A. (1987), *Sequences of mesostructures related to the development of Alpine thrusts in the Eastern Pyrenees*. Tectonophysics, vol. 135, n° 5, p. 67-75.
- COOPER M.A., GARTON M.R., HOSSACK J.R. (1983), *The origin of the Basse-Normandie duplex, Boulonnais, France*. J. Struct. Geol., vol. 5, n° 2, p. 139-152.
- DÉRAMOND J. (1979), *Déformations et déplacement des nappes : exemple de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)*. Thèse Doct. Etat, Toulouse, 409 p.
- DÉRAMOND J., GRAHAM R.H., HOSSACK J.R., BABY P., CROUZET G. (1985), *Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées*. CR Acad. Sc. Paris, t. 301, sér. II, n° 16, p. 1213-1216.
- DÉRAMOND J., BABY P., CROUZET G., SPECHT M. (1989), *Influence de l'anisotropie sur la géométrie des chevauchements. Exemples de la zone nord-pyrénéenne*. CR Acad. Sci. Paris, t. 308, sér. II, p. 1481-1484.
- ECORS-Pyrénées Team (1988), *Deep reflection seismic survey across an entire orogenic belt : the ECORS-Pyrenees profile*. Nature, vol. 331, p. 508-511.
- GEISER P.A. (1988), *Mechanisms of thrust propagation : some examples and implications for the analysis of overthrust terranes*. J. Struct. Geol., vol. 10, n° 8, p. 829-845.
- GRAHAM R., HOSSACK J.R., DÉRAMOND J., SOULA J.C. (1987), *Géométrie des surfaces de chevauchement*. Bull. Soc. géol. France, (8), t. III, n° 1, p. 169-181.
- HOSSACK J.R. (1979), *The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction - a review*. Journ. Geol. Soc., London, vol. 136, p. 115-166.
- PARISH M. (1984), *A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean geology*. J. Struct. Geol., vol. 6, n° 3, p. 247-255.
- RAMSAY J.G. (1967), *Folding and fracturing of rocks*. Ed. Mac Graw Hill., 568 p.
- SÉGURET M., DAIGNIÈRES M. (1986), *Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees ; discussion*. Tectonophysics, vol. 129, n° 1-4, p. 303-318.
- SOUQUET P., DÉRAMOND J. (1989), *Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne)*. CR Acad. Sc. Paris, t. 309, sér. II, p. 137-144.
- SPECHT M. (1989), *Tectonique de chevauchement le long du profil ECORS-Pyrénées : un modèle d'évolution de prisme d'accrétion continental*. Thèse Univ. de Brest et Toulouse, 353 p.
- WILLIAMS F.S., FISCHER M.W. (1984), *A balanced section across the Pyrenean orogenic belt*. Tectonics, vol. 3, p. 773-780.

Origine des contraintes tectoniques déviatoriques dans la lithosphère terrestre

The sources of lithospheric tectonic stresses

L. FLEITOUT

Laboratoire de Géologie ENS*

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 43-50 (juillet 1991)

Résumé

Les contraintes associées aux déformations tectoniques de grande ampleur ont trois origines possibles : 1. les forces appliquées en bout de plaque contrebalancées par la résistance visqueuse sous les plaques, 2. les hétérogénéités de densité à l'intérieur des plaques, à moins de 150 km de profondeur, 3. les hétérogénéités de densité situées profond dans le manteau terrestre. Dans le cas d'une convection à deux couches dans le manteau terrestre, cette dernière source de contrainte est moins importante que les deux premières.

Abstract

The stresses associated with large-scale tectonic deformation have three possible origins : 1. the plate-boundary forces counter-balanced by the viscous drag beneath the plates, 2. density heterogeneities situated within the plates (so at depth shallower than 150 km), 3. deep mantelic mass heterogeneities. If the mantle convects in two layers, the deep mass anomalies appear to be less important than the other two sources of stress.

* 24, rue Lhomond, 75005 Paris.

1. INTRODUCTION

Les grandes structures géologiques continentales (chaînes de montagnes, grabens et bassins), se forment par épaissement ou étirement des « plaques ». Ce sont aux contraintes qui induisent ces épaisissements ou amincissements que nous allons nous intéresser dans cet article. Nous qualifierons ces contraintes de « tectoniques » par opposition aux contraintes flexurales ou thermiques, qui existent évidemment aussi dans les roches, mais qui ne peuvent être associées à de grandes déformations lithosphériques.

La lithosphère désigne la partie la plus externe de la terre située entre la surface et environ 100 km de profondeur. Elle est plus froide que le manteau sous-jacent, et donc moins déformable. C'est en fait elle qui constitue les plaques. Elle est constituée d'une croûte de densité relativement faible (2,7-2,9), d'environ 30 km d'épaisseur sous les continents et 5 km d'épaisseur sous les océans. La partie inférieure de la lithosphère constitue la partie la plus externe du manteau : elle a une composition pétrologique très proche de celle du manteau sous-jacent mais une densité légèrement plus élevée puisqu'elle est plus froide (la température varie de 0 °C à environ 1 200 °C entre le haut et le bas de la lithosphère et le coefficient d'expansion thermique est voisin de $3 \cdot 10^{-5}/^{\circ}\text{C}$. La densité du manteau, voisine de 3,3, varie donc de quelques pourcents à cause des variations de température). Comme il sera montré dans la section 2, les anomalies de densité associées à des variations d'épaisseur de la croûte ou de la lithosphère thermique sont les sources principales des variations

de relief et modifient fortement le champ de contrainte.

Le relief, moyenné régionalement, est gouverné par l'isostasie : le poids d'une colonne verticale de matière prise entre la surface et la base de la lithosphère est partout le même :

$$\int_0^L \Delta\rho dz = -\rho_c h \quad (1)$$

où h désigne l'altitude au-dessus de la colonne considérée, L l'épaisseur maximale de la lithosphère et ρ_c la densité de la croûte. Ainsi, au-dessus d'anomalies de densité négatives dans la lithosphère, il y a une élévation d'altitude de façon que (1) soit vérifiée. La figure 1 représente un schéma simple de lithosphères amincies et de lithosphères épaissies. Un épaissement crustal correspond à une anomalie négative de densité, mais l'épaissement de la partie inférieure de la lithosphère (constituée de manteau froid) correspond à une anomalie positive de densité (et vice-versa pour un amincissement lithosphérique). Compte tenu des différences de densité entre la croûte, la lithosphère mantélique froide et le manteau sous-jacent, l'altitude est plus basse (graben) au-dessus d'une lithosphère amincie alors qu'elle est plus élevée (chaîne de montagne) au-dessus d'une lithosphère épaissie. Certaines montagnes ou certains plateaux sont dus à une lithosphère plus chaude sans épaissement de la croûte.

Seul le déviateur de contrainte est important pour la déformation lithosphérique. C'est donc à l'origine de ces contraintes déviatoriques que nous allons nous

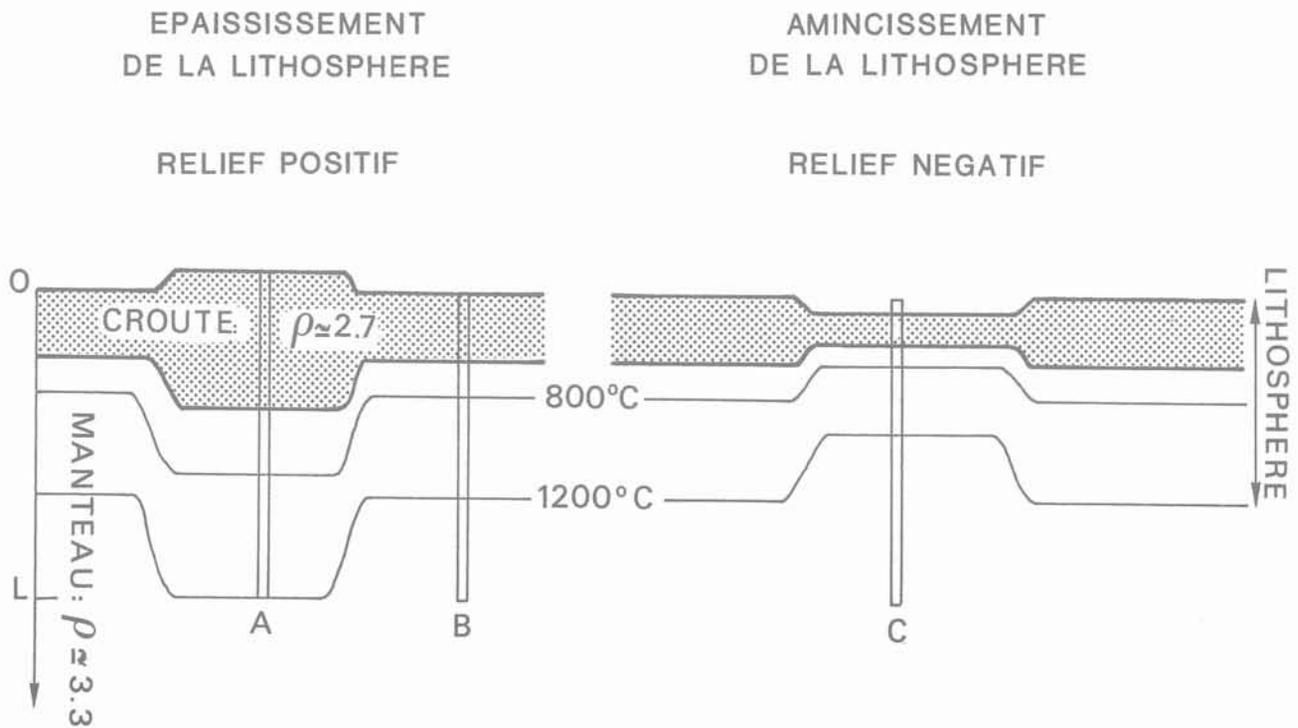


Fig. 1. — Schémas d'une lithosphère épaissie et d'une lithosphère amincie compensées.

L'isostasie implique que les poids de colonnes de la même base situées en A, B ou C sont égaux.

Fig. 1. — Schematic representation of thickened and thinned lithospheres. Isostasy implies equal weight for the columns A, B and C.

intéresser. A grandes longueurs d'onde, c'est la quantité $\Sigma = \int_0^L \sigma_{xx} - \sigma_{zz} dz$ qui va gouverner la déformation. Nous noterons positivement les déviateurs d'extension. Nous dirons donc qu'il y a extension au sens géologique (étirement de la lithosphère) lorsque Σ est positif. Notons que Σ a pour unité des Pa.m (ou kbar.km), comme les « forces » par unité de longueur décrites au paragraphe suivant.

2. FORCES SUR LES PLAQUES

La principale force qui meut les plaques est la conséquence de la subduction : c'est la traction des plaques plongeantes, denses qui entraînent vers elles à la fois la plaque océanique à laquelle elles sont attachées et la plaque chevauchante. La traction exercée par une plaque plongeante sur la plaque océanique est due à l'excès de poids de la plaque froide par rapport au manteau :

$$P = \int \int \int \Delta\rho g dz dx dy$$

Pour une plaque de 700 km de long, ce poids est d'environ $4 \cdot 10^{13}$ Pa.m multiplié par δy (δy désigne ici la largeur de la plaque dans la direction perpendiculaire au plan de la figure 2). Des forces de résistance visqueuses s'opposent à la pénétration de la plaque plongeante dans le manteau et supportent une partie importante du poids de la plaque plongeante. La force horizontale finalement disponible pour tirer

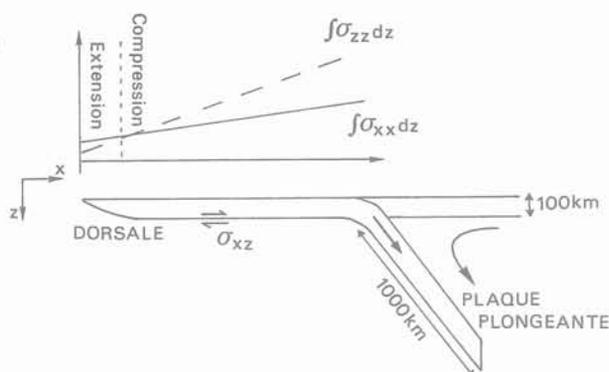


Fig. 2. — Schéma de l'évolution des contraintes dans une plaque océanique homogène tirée par une plaque plongeante. A cause du cisaillement visqueux sous la plaque, la contrainte horizontale croît de gauche à droite. La contrainte verticale dans la plaque non subductée croît également au fur et à mesure que la plaque se refroidit. La contrainte tectonique qui correspond à la différence entre contrainte horizontale et contrainte verticales (i.e. à la différence entre les courbes en trait plein et en pointillés sur le graphique) correspond à de l'extension près de la dorsale et à de la compression loin de la dorsale.

Fig. 2. — Simplified evolution of the horizontal and vertical stresses in an oceanic lithosphere dragged by a slab. The shear stress associated with the viscous drag beneath the plate implies an increase of the horizontal stress away from the ridge. As the lithosphere cools (i.e. becomes denser) away from the ridge, the vertical stress also increases. The "tectonic stress" which corresponds to the difference between the horizontal and vertical stresses is observed to be extensional close to the ridge and compressive at older ages.

la plaque est bien inférieure au poids de la plaque plongeante, vraisemblablement de l'ordre de 10^{12} Pa.m δy .

Le mouvement des plaques en surface induit un flux de matière dans le manteau sub-lithosphérique visqueux, accompagné d'une contrainte de cisaillement à la base des plaques. Cette contrainte de cisaillement correspond à une force résistant au mouvement de la plaque (fig. 2). Il existe plusieurs autres forces s'exerçant sur les plaques qui sont des forces d'interactions entre plaques, surtout résistantes : ce sont les forces correspondant au cisaillement au niveau des failles transformantes ou à la résistance à la collision entre plaques (FORSYTH et UYEDA, 1975). On inclut souvent dans les forces exercées sur les plaques la « poussée à la dorsale ». Cette dernière correspond en fait plutôt à une variation de contrainte verticale liée aux variations de densité thermiques dans la lithosphère (FLEITOUT et FROIDEVAUX, 1983) et sera discutée au paragraphe suivant.

La figure 2 présente un schéma simple d'une plaque plongeante et du cisaillement sous la plaque. La courbe en trait plein présente la variation de contrainte horizontale intégrée induite par le cisaillement sous la plaque : en effet, l'équation d'équilibre horizontal implique :

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_0^L \sigma_{xx} dz = -\sigma_{xz} \quad (2)$$

Il sera montré au paragraphe suivant que la contrainte verticale varie aussi avec x (ligne tiretée sur la figure 2) et que donc la contrainte déviatorique moyenne $\int_0^L \sigma_{xx} - \sigma_{zz} dz$ ne peut être déterminée par σ_{xx} seule.

Ces forces sur les plaques ont pendant longtemps été considérées comme la seule source de contraintes dans les plaques (RICHARDSON et al., 1979). Dans les paragraphes suivants nous allons montrer l'importance d'autres sources de contraintes. Cependant, ces forces sur les plaques, et en particulier la traction exercée par les plaques plongeantes, restent des éléments très importants du champ de contrainte. L'état de contrainte dans la plaque indienne est, en particulier, un bon exemple de l'importance de ces forces en bout de plaque. La subduction indonésienne tire vers le nord la plaque indienne. La collision continentale au niveau de l'Himalaya résiste à ce mouvement vers le nord. Il en résulte une compression importante nord-sud dans le bassin du Bengale, avec par contre une tendance à l'extension perpendiculairement à la zone de subduction (CLOETINGH et WORTEL, 1985).

3. ANOMALIES DE DENSITÉ DANS LA LITHOSPHERE

Les forces sur les frontières de plaques contrebalancées par le frottement visqueux sous les plaques ne peuvent expliquer les brusques variations du champ de contrainte observées dans certaines régions telles que l'Europe. En effet, comme on verra à la fin de ce paragraphe, il existe de nombreux exemples de zone de compression et d'extension situées côte à côte à quelques centaines de kilomètres l'une de l'autre. Les variations de densité à l'intérieur de la lithosphère

constituent des éléments importants du champ de contrainte qui permettent d'expliquer de telles variations de contraintes.

3.1. La loi du « moment »

Considérons une anomalie de masse surfacique Δm , située dans la lithosphère à une profondeur d . On veut comprendre comment elle influence le champ de contrainte. Des calculs rigoureux ont été effectués dans le cas de couches visqueuses par FLEITOUT et FROIDEVAUX (1982). Ici, nous présentons une démonstration simple basée sur des approximations valables « à grande longueur d'onde » i.e. nous allons nous placer dans le cas où l'extension horizontale dx de l'anomalie de masse est grande par rapport à L , l'épaisseur de la lithosphère. Dans ce cas, le taux de déformation horizontale $\dot{\epsilon}_{xx}$ ne dépend pas de z . (La différence entre σ_{xx} et σ_{zz} se réajuste en fonction de la profondeur pour que $\dot{\epsilon}_{xx}$ reste constant.) La vitesse et le signe de la déformation ne dépendent alors que de l'intégrale $\Sigma = \int_0^L \sigma_{xx} - \sigma_{zz} dz$.

L'équilibre horizontal de la plaque implique :

$\int_0^L \sigma_{xx} dz = cte$ (l'influence de la contrainte de cisaillement en base de lithosphère dans l'équation (2) est négligeable sur de courtes distances horizontales). Si le style tectonique varie d'une région à une autre, ce ne peut donc être dû aux variations de la contrainte horizontale.

Comment varie la contrainte verticale σ_{zz} ? Nous allons examiner la différence de contrainte verticale entre une colonne loin de l'anomalie de densité δm (colonne B sur la figure 3) et une colonne contenant l'anomalie de masse (colonne A).

A la profondeur L , σ_{zz} est le même pour les deux colonnes (même pression dans le fluide qu'est le manteau sub-lithosphérique). L'équation d'équilibre vertical s'écrit :

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} = \Delta \rho g \tag{3}$$

où $\Delta \rho$ représente l'anomalie de densité locale.

A grande longueur d'onde, le terme $\partial \sigma_{xz} / \partial x$ peut être négligé. Donc $\partial \sigma_{zz} / \partial z$ est le même pour les deux colonnes sauf en $z = d$:

$$\partial(\sigma_{zzA} - \sigma_{zzB}) / \partial z = 0 \text{ pour } z \neq d \tag{4}$$

$\sigma_{zzA} - \sigma_{zzB}$ présente une discontinuité égale à $\delta m g$ en $z = d$. La différence $\sigma_{zzA} - \sigma_{zzB}$ correspond donc à la courbe tracée figure 3. On en déduit :

$$\int_0^L \sigma_{zzA} - \sigma_{zzB} dz = \delta m g d \tag{5}$$

L'influence d'une anomalie de masse intralithosphérique sur le champ de contrainte est donc proportionnelle à son moment défini comme étant le produit de son amplitude par sa profondeur. (Ce terme a été choisi par analogie avec le « moment » d'un dipôle : l'anomalie de masse et la topographie qu'elle induit forment en effet un dipôle de masse de moment $\delta m d$.) Une anomalie de masse positive induit une compression ($\sigma_{zz} > \sigma_{xx}$), et vice versa, une anomalie de masse négative induit de l'extension.

Notons qu'un relief égal à $-\delta m / \rho$ se forme au-dessus de l'anomalie de masse δm (compensation isostatique, équation 1).

Par souci de simplicité, nous n'avons jusqu'à présent considéré qu'une anomalie de masse à une profondeur unique d . Il est évident que dans le cas d'une distribution d'anomalies de densité $\Delta \rho(z)$, la variation de contrainte verticale intégrée s'écrit :

$$\int_0^L \Delta \sigma_{zz} dz = g \int_0^L \Delta \rho(z) z dz \tag{6}$$

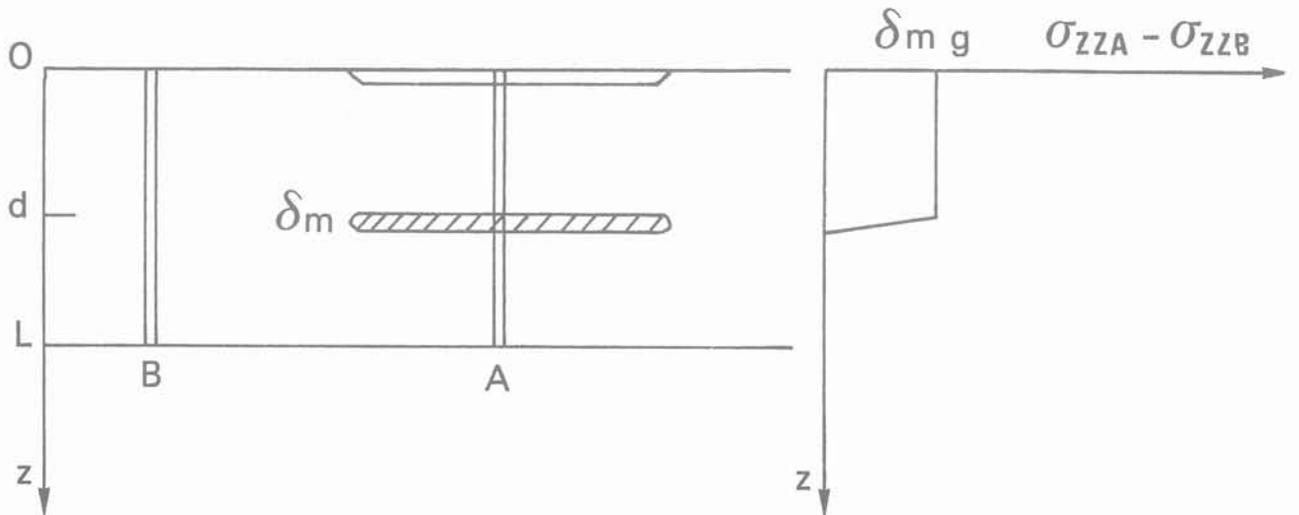


Fig. 3. — L'anomalie de masse δm située à la profondeur d induit une variation de contrainte verticale égale à $\delta m g$ entre d et la surface. L'effet de l'anomalie de masse δm est donc d'accroître $\int_0^L \sigma_{zz} dz$ d'une quantité $\delta m g d$.

Fig. 3. — The mass anomaly δm located at a depth d induces a vertical stress increase $\delta m g$ between d and the Earth's surface.

$\int_0^L \sigma_{zz} dz$ is in turn increased by $\delta m g d$.

Selon l'équation (1), la variation de relief h est égale à :

$$h = - \int_0^L \Delta\rho(z) dz / \rho_c \quad (7)$$

Les deux intégrales dans (6) et (7) n'ont pas forcément le même signe. Ceci est illustré sur la figure 4 où il y a superposition d'une anomalie peu profonde, d'amplitude $-2\Delta m_1$ et d'une anomalie d'amplitude Δm_1 trois fois plus profonde. Plaçons nous dans le cas où Δm_1 est positive. L'anomalie de topographie est alors positive mais la contrainte est plus compressive dans la région des anomalies de masse. Le relief seul ne suffit donc pas à indiquer le signe des contraintes associées aux anomalies de densité lithosphériques. Nous verrons que cette constatation est importante pour comprendre l'état de contrainte au-dessus des chaînes de montagne.

Les raisonnements simples présentés dans ce paragraphe ne sont valables qu'à grandes longueurs d'onde. Des calculs basés sur la résolution de l'équation de Navier-Stokes dans le cas de couches visqueuses (FLEITOUT et FROIDEVAUX, 1982) montrent les limites du domaine d'application de cette formulation pour des longueurs d'onde voisines de l'épaisseur de la lithosphère.

3.2. Quelques exemples géologiques

Il a été expliqué au paragraphe 2 que la contrainte horizontale moyenne dans une lithosphère océanique croît avec la distance à la dorsale. Cependant, la plaque océanique se refroidit et devient de plus en plus épaisse au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la dorsale. Ce refroidissement correspond à des anomalies de densité positives profondes, donc à une augmentation de $\int_0^L \sigma_{zz} dz$ avec la distance à la dorsale.

La structure thermique de la lithosphère en fonction de la distance de la dorsale est bien connue. Cela permet d'évaluer l'augmentation de $\int_0^L \sigma_{zz} dz$ entre la

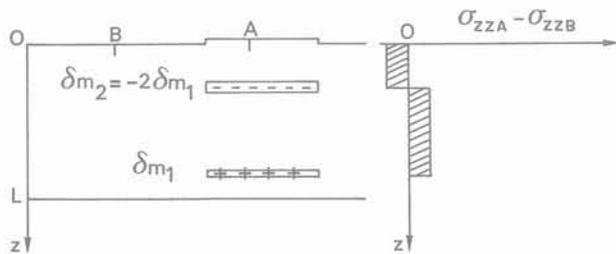


Fig. 4. — Malgré son relief élevé, la lithosphère en A est plus « en compression » qu'en B : le « moment » de l'anomalie de masse positive profonde δm_1 est supérieur au « moment »

de l'anomalie négative δm_2 . $\int_0^L \sigma_{zzA} - \sigma_{zzB} dz$ (différence des aires hachurées à droite de la figure) est en effet positive.

Fig. 4. — Despite the fact that the relief is high around A, tectonic "compression" is stronger in A than in B: the "moment" of the positive deep mass anomaly δm_1 is larger than the "moment" of the negative shallower mass anomaly δm_2 . Consequently, $\int_0^L \sigma_{zzA} - \sigma_{zzB} dz$ (which corresponds to the difference between the shaded areas on the left of the figure) is positive.

dorsale et un vieil océan (appelée habituellement poussée à la dorsale) à environ $2 \cdot 10^{12}$ Pa.m. L'évolution de $\int_0^L \sigma_{xx} - \sigma_{zz} dz$ en fonction de l'âge dépend de l'amplitude du cisaillement sous les plaques. Les données de contrainte dans les océans indiquent en fait que ce cisaillement est suffisamment faible pour que $\int_0^L \sigma_{xx} - \sigma_{zz} dz$ décroisse avec la distance à la dorsale (FLEITOUT et FROIDEVAUX, 1983) : la contrainte déviatorique intégrée au niveau de la dorsale est une contrainte d'extension faible car la lithosphère y est mince. En dehors des zones très proches des dorsales, les plaques océaniques sont presque toujours en compression comme le montrent les observations des mécanismes au foyer des séismes dans les plaques océaniques (SYKES et SBAR, 1974). Une telle évolution des contraintes déviatoriques implique que la contrainte verticale croît plus vite que la contrainte horizontale. Cette évolution des contraintes est schématisée sur la figure 2.

Les zones de hauts plateaux comme les Andes ou le Tibet sont en extension généralement perpendiculaire à la direction de convergence, alors que l'épaississement lithosphérique semble continuer, autour de ces plateaux dans les zones de plus basse altitude. La figure 5 montre l'état de contrainte actuel dans les Andes d'après MERCIER et al. (1990). Cette variation du style tectonique d'est en ouest, s'explique facilement par une variation de la contrainte verticale moyenne σ_{zz} . Les Andes ont à la fois une croûte plus épaisse et une lithosphère mantélique plus mince que les régions adjacentes qui sont en compression. L'épaississement crustal et l'amincissement lithosphérique correspondent à des anomalies de masses négatives, responsables à la fois de la haute altitude des Andes, et, par application de la loi du « moment », de la tectonique en extension de la chaîne de montagne. Ce régime tectonique a varié en fonction de la contrainte horizontale σ_{EW} , qui selon MERCIER et al. (1990) change avec la forme de la plaque plongeante. Ainsi, à la fin du Miocène l'état de contrainte dans les Andes correspondait à $\sigma_{EW} > \sigma_{NS} > \sigma_{zz}$ (fig. 5).

La tectonique du Tibet et celle des Andes nous indiquent que lorsqu'un plateau atteint une altitude d'environ 4 000 m, la contrainte verticale intégrée sur l'épaisseur de la lithosphère devient inférieure à (plus compressive que) la contrainte horizontale. Comme dans ces deux cas, la contrainte verticale intégrée sur l'épaisseur de la lithosphère peut être estimée à environ $5 \cdot 10^{12}$ Pa.m, on a là une estimation des contraintes horizontales déviatoriques dans les plaques. Tout modèle qui prédit des contraintes horizontales dans les plaques très supérieures à cette quantité a de fortes chances d'être construit sur des hypothèses fausses.

Près de nous, le Massif Central avec les grabens de la Limagne et du Forez est une zone caractérisée par une extension E-W et une compression N-S alors que les Alpes sont une chaîne encore active, avec dans la partie française une compression E-W. L'altitude du Massif Central est plus faible que celle des Alpes. L'anomalie de densité négative totale sous les Alpes est donc plus grande en valeur absolue que sous le Massif Central. Cependant, la haute altitude du Massif Central est due non pas à un épaississement crustal

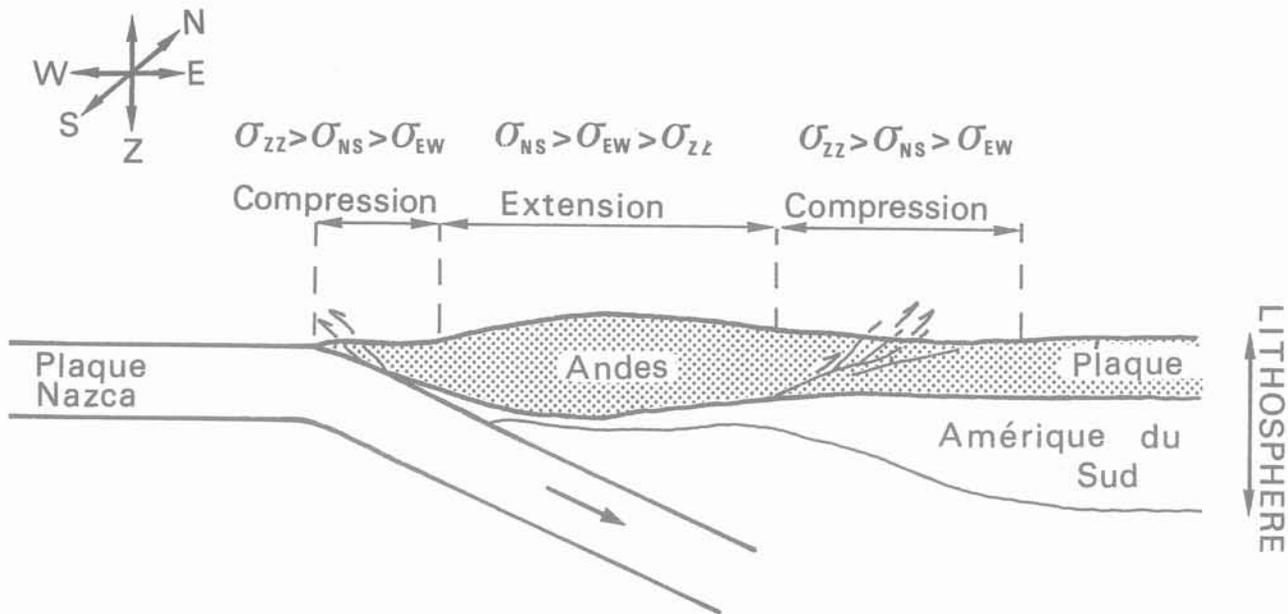


Fig. 5. — Schéma des contraintes dans les Andes (d'après MERCIER et al. 1990). Les Andes sont une zone de haute altitude compensée par des anomalies de masse négatives en profondeur : croûte épaissie et lithosphère plus chaude. Ce sont ces anomalies de masse négatives profondes qui sont la cause de l'extension des plateaux Andins.

Fig. 5. — Schematic representation of the state of stress in the Andes (from MERCIER et al. 1990). The Andes correspond to a high altitude plateau. This plateau is compensated by low density material at depth : thickened crust or warmer lithosphere. This low density material induces extension in the Andes.

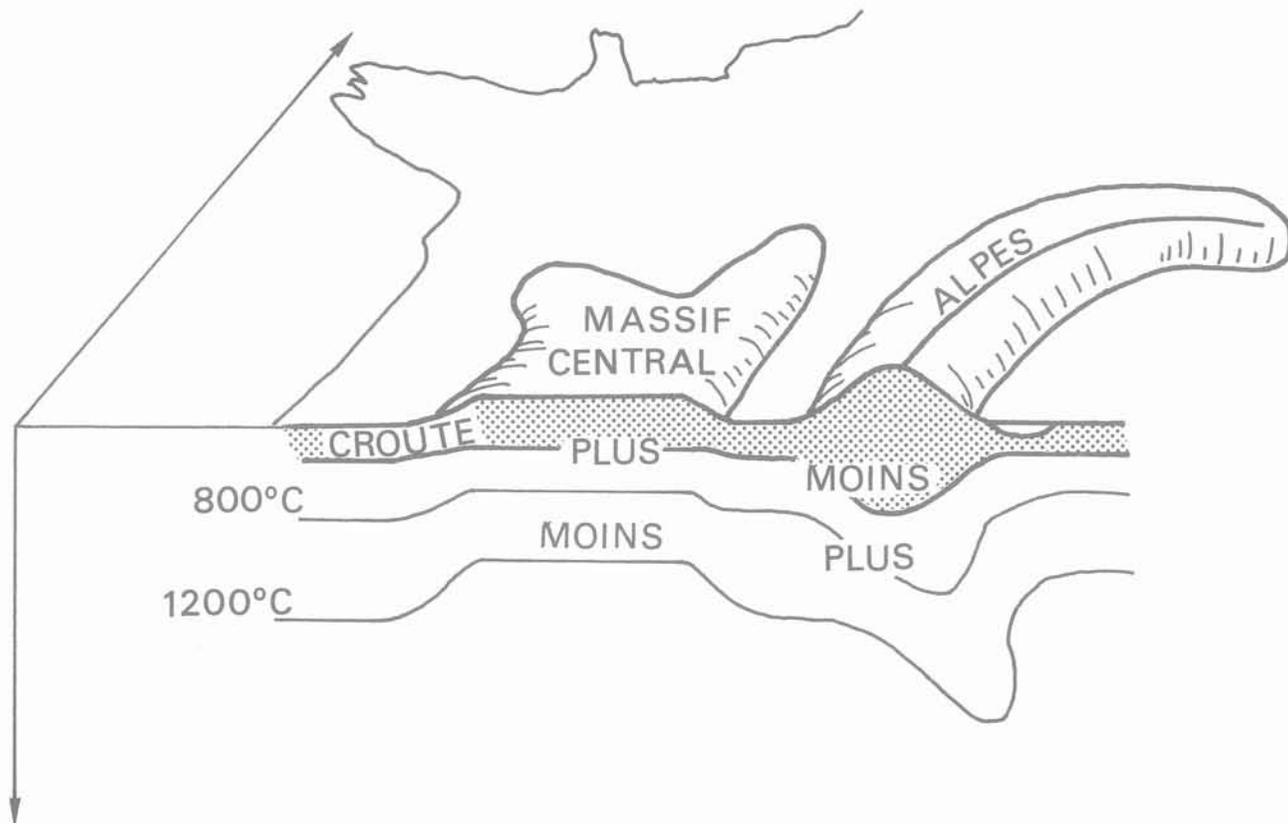


Fig. 6. — Coupe schématique à travers le Massif Central et les Alpes. Dans ce cas, épaissement crustal et épaissement de la lithosphère thermique correspondent à des anomalies de masse de signe opposé. Comme sur le schéma de la figure 4, ce sont les anomalies les plus profondes qui ont l'influence tectonique prépondérante.

Fig. 6. — Schematic cross-section through the Alps and the Massif Central. Crustal thickening implies lighter material at depth while the thickening of the cold (dense) mantelic material forming the lower part of the lithosphere implies denser material at depth. As for figure 4, the deeper mass anomaly has a predominant tectonic influence.

tral, mais à un réchauffement de la lithosphère, donc à une anomalie de densité négative profonde, à fort « moment ». L'altitude des Alpes est due à un épaississement crustal peu profond, vraisemblablement accompagné d'une anomalie de masse positive profonde correspondant à un épaississement lithosphérique (BABUSKA et al., 1984). Si l'on schématise la différence de densité entre les Alpes et le Massif Central, on a à faible profondeur une anomalie de masse négative sous les Alpes, positive sous le Massif Central. Cependant, à grande profondeur l'anomalie de masse est positive sous les Alpes et négative sous le Massif Central. On se trouve dans un cas semblable à celui de la figure 4 où l'anomalie de masse la plus profonde, bien que de plus faible amplitude, l'emporte par son « moment » et produit l'effet tectonique dominant. Notons qu'il y a de nombreux exemples de chaînes de montagne en compression à côté de bassins en extension (Toscane et Appennins, Bassin Pannonien et Carpathes...).

4. ANOMALIES PROFONDES DE DENSITÉ

La « loi du moment » indique que plus une anomalie de densité se trouve profondément enfouie dans la lithosphère, plus elle influence le champ de contrainte lithosphérique. Qu'en est-il des anomalies de masse sub-lithosphériques ? Depuis quelques années, la tomographie sismique permet de détecter des variations latérales de vitesse sismique dans le manteau terrestre à des profondeurs entre 100 et 3 000 km. Ces anomalies sismiques correspondent à des anomalies profondes de densité.

Ces anomalies de densité profonde ont-elles une influence très forte sur le champ de contrainte ? La réponse à cette question dépend de la structure convective du manteau en une couche ou en deux couches.

4.1. Si le manteau convecte en une seule couche, en calculant, par résolution de l'équation de Navier-Stokes, l'écoulement du matériau visqueux entraîné par ces anomalies de masse, on montre que des contraintes déviatoriques très importantes (supérieures à 10^{13} Pa.m) peuvent être induites dans la lithosphère par les anomalies de densité du manteau inférieur (RICARD et al., 1984). Des variations de relief importantes, de l'ordre de ± 1 km devraient aussi être associées à ces anomalies de densité profondes.

Si le manteau convecte en deux couches, les anomalies de densité entraînent une déflexion de l'interface à 670 km mais la lithosphère se trouve mécaniquement découplée du manteau inférieur. Ni contraintes tectoniques importantes, ni reliefs ne doivent être dans ce cas associés aux anomalies de densité du manteau inférieur.

Aucune anomalie de relief n'est observée au-dessus des anomalies de densité du manteau inférieur (COLIN et FLEITOUT, 1990). Pour cette raison, l'auteur du présent article préfère le modèle de convection à deux couches où la lithosphère est mécaniquement découplée du manteau inférieur par la dis-

continuité à 670 km. Dans ce cas, les anomalies profondes de densité ne devraient pas constituer une source importante de contraintes.

5. CONCLUSION

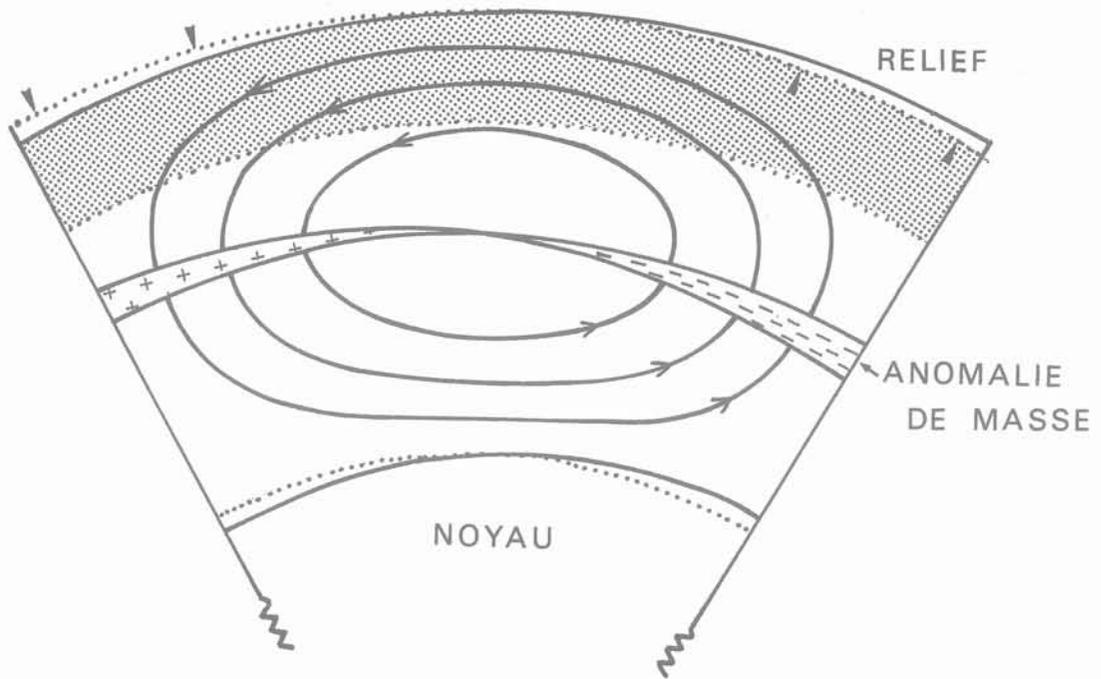
Les forces exercées sur les frontières de plaques (en particulier la traction des plaques subductées), la résistance visqueuse au mouvement de la plaque, et les anomalies de densité à l'intérieur des plaques sont les principales sources du champ de contrainte.

Cet article ne traite que des sources du champ de contrainte. Ces contraintes agissent sur un milieu toujours hétérogène. La déformation est souvent concentrée sur des failles. Ces hétérogénéités mécaniques de la lithosphère influent évidemment sur le champ de contrainte local. Elles apparaissent comme un élément supplémentaire qu'il est important d'introduire dans les modèles de champ de contraintes.

BIBLIOGRAPHIE

- BABUSKA V., PLOMERAVA J., SILENY J. (1984), *Large scale oriented structures in the subcrustal lithosphere of Central Europe*. Annales Geophysicae, 2-16, 117-123.
- CLOETINGH S.A.P.L., WORTEL M.J.R. (1985), *Regional stress field of the Indian plate* GRL, 12-2 77-80.
- COLIN P., FLEITOUT L. (1990), *Topography of the ocean floor : thermal evolution of the lithosphere and interaction of deep mantle heterogeneities with the lithosphere* GRL. 17-11 1961-1964.
- FLEITOUT L., FROIDEVAUX C. (1982), *Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities*. Tectonics, 1, 21-56.
- FLEITOUT L., FROIDEVAUX C. (1983), *Tectonic stresses in the lithosphere* Tectonic, Vol. 12, n° 3, 315-324.
- FORSYTH D., UYEDA S. (1975), *On the relative importance of the driving forces of plate motion* Geophys. J.R. Astron. Soc., 43, 163-200.
- MERCIER J.L., SEBRIER M., LAVENUE A., CABRERA J., BELLIER O., DUMONT J.F., MACHARE J., *Changes in tectonic regime above a subduction zone of andean type : the Andes of Peru and Bolivia during the pliocene-pleistocene* (JGR in press).
- RICARD Y., FLEITOUT L., FROIDEVAUX C. (1984), *Geoid heights and lithospheric stresses for a dynamid earth*. Annales Geophysicae, Vol. 2, 267-286.
- RICHARDSON R.M., SOLOMON S.C., SLEEP N.H. (1979), *Tectonic stresses in the plates*. Rev. Geophys. and Space Phys., 17, 981-1019.
- SYKES L.R., SBAR M.L. (1974), *Focal mechanism solutions of intraplate earthquakes and stresses in the lithosphere* in « Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area » edited by L. Kristjanson, 207-224, Reidel Dordrecht.

CONVECTION SUR UNE SEULE COUCHE



CONVECTION SUR DEUX COUCHES

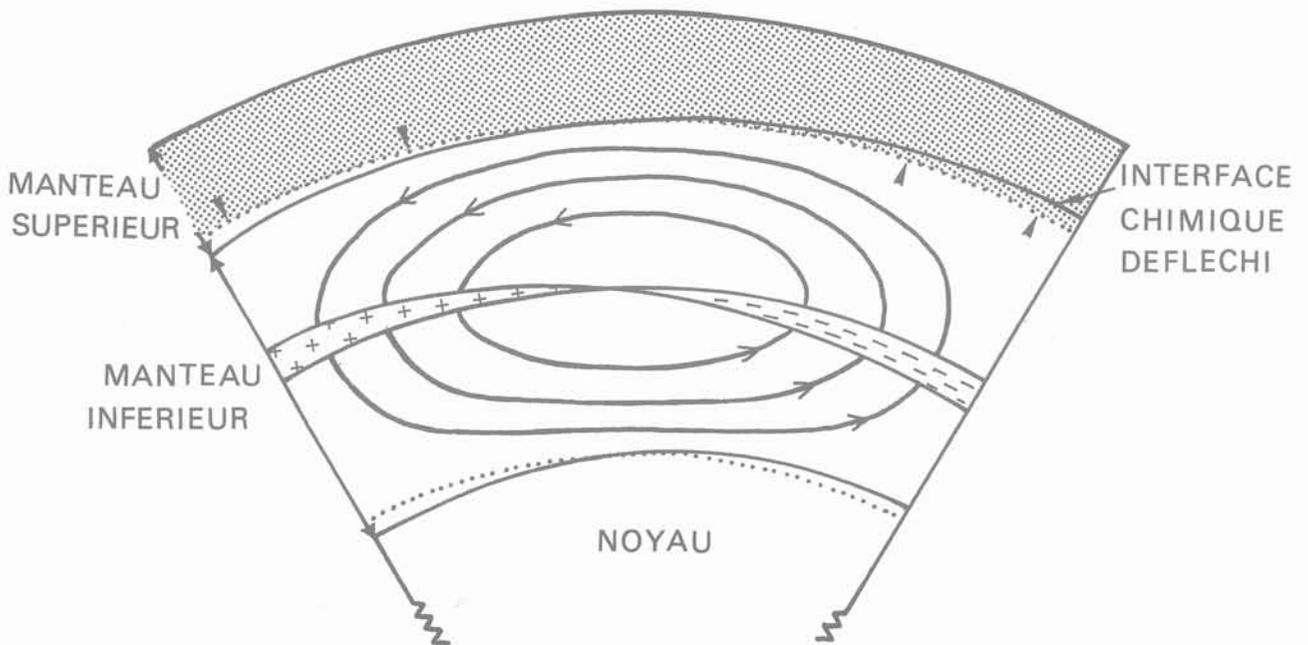


Fig. 7. — Schéma montrant l'influence possible d'anomalies de densité profondes sur les contraintes lithosphériques. Si le manteau convecte en une seule couche, les anomalies de densité du manteau inférieur peuvent induire à la fois d'importantes contraintes lithosphériques de l'ordre de 10^8 Pa pour une lithosphère de 100 km d'épaisseur et des anomalies topographiques pouvant atteindre ± 1 km. Si le manteau convecte en deux couches, la lithosphère se trouve mécaniquement isolée du manteau inférieur. Ni anomalies de relief, ni contraintes tectoniques ne sont alors associées aux anomalies de densité du manteau inférieur.

Fig. 7. — Influence of deep mantelic density heterogeneities on the lithospheric stresses. For one layer mantle convection, the lower mantle mass heterogeneities induce huge lithospheric stresses and topography anomalies (of the order of 10^8 Pa \times 100 km and ± 1 km respectively). For two layer mantle convection, the lithosphere is mechanically decoupled from the lower mantle. The relief and the stress field are not affected by lower mantle mass heterogeneities.

Orientation de la charnière d'un kink-band

Kink-band hinge orientation

P. HABIB

Laboratoire de Mécanique des Solides*
(Ecole Polytechnique - ENSMP - ENPC - Associé au CNRS)

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 51-55 (juillet 1991)

Résumé

L'orientation de la charnière d'un kink-band est en relation avec l'angle de dilata-
tance des feuillets lors d'un cisaillement parallèle à la foliation.

Abstract

Kink-band hinge orientation is related with the angle of dilatancy of a shear strain
parallel to the foliation.

* 91128 Palaiseau Cedex.

1. INTRODUCTION

Un « kink-band » se produit lorsqu'un matériau très anisotrope, comme une roche schisteuse, est sollicité en compression dans le plan de la foliation (1) (3). La photographie de la figure 1 montre un kink-band bien développé dans un échantillon de schiste provenant du col de Seigne, entre la France et l'Italie, dans le massif du Mont-Blanc. L'épaisseur de la bande déformée en bayonnette est ici égale à l'épaisseur de l'empilement schisteux initial ; il en résulte que la charnière du kink est bissectrice de l'angle du kink si l'on admet que la longueur des feuillettes dans la bande est égale à sa longueur initiale, et si le volume de la bande est resté égal au volume initial après la transformation ayant engendré le plissement, ce qui semble conforme à la réalité, la roche étant aussi compacte dans le pli que hors du pli. En général, les angles caractéristiques des « kink-bands » ne sont pas souvent aussi réguliers que dans le présent exemple et la charnière du kink est rarement exactement bissectrice de l'angle du kink (4). Du fait de l'enchevêtrement des kinks et de leur interaction tridimensionnelle, peut-être aussi

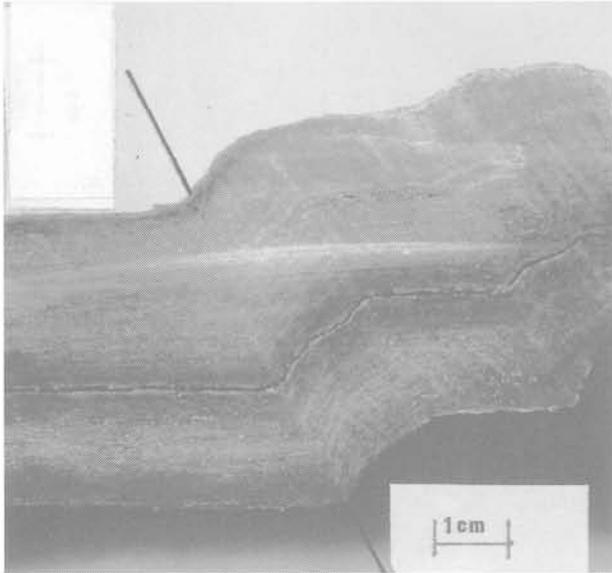


Fig. 1. — Photographie d'un kink-band bien développé.
Fig. 1. — Well formed kink-band photography.

des déformations tectoniques ultérieures, la dispersion des angles mesurés est forte, peut-être de l'ordre de $\pm 5^\circ$. Les notations sont précisées sur la figure 2 ; 2α est l'angle du kink ; $\pi - 2\alpha$ est la déviation des feuillettes ; l'angle de la charnière du kink avec la normale à la foliation est $\frac{\pi}{2} - \alpha$. L'expérience montre que cet angle est toujours inférieur à $\frac{\pi}{4}$ ce qui indique que ce phénomène est sans rapport avec la formation d'un plan de glissement qui, lui, serait toujours plus incliné que $\frac{\pi}{4}$. Il s'agit en fait d'une instabilité analogue à un flambage local.

2. MODÉLISATION

Examinons l'instabilité du modèle mécanique suivant. Les feuillettes du schiste dans le kink sont remplacés par un empilement de plaquettes articulées à leurs extrémités, les points d'articulation étant alignés sur deux droites parallèles inclinées de l'angle $\frac{\pi}{2} - \alpha$ sur la normale aux feuillettes (fig. 3).

Sous l'effet d'une contrainte dans le plan des feuillettes, le système est instable d'un seul côté, vers le haut sur la figure 3. Au début du mouvement, lorsque les

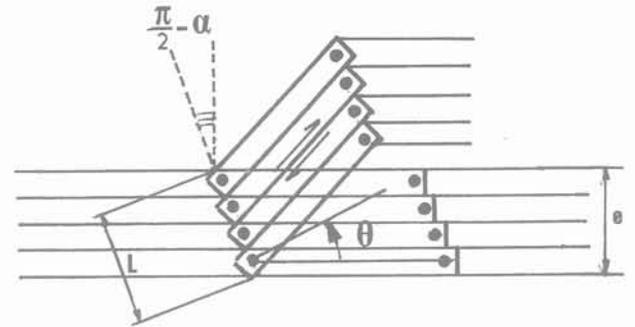


Fig. 3. — Modélisation.
Fig. 3. — Modelisation.

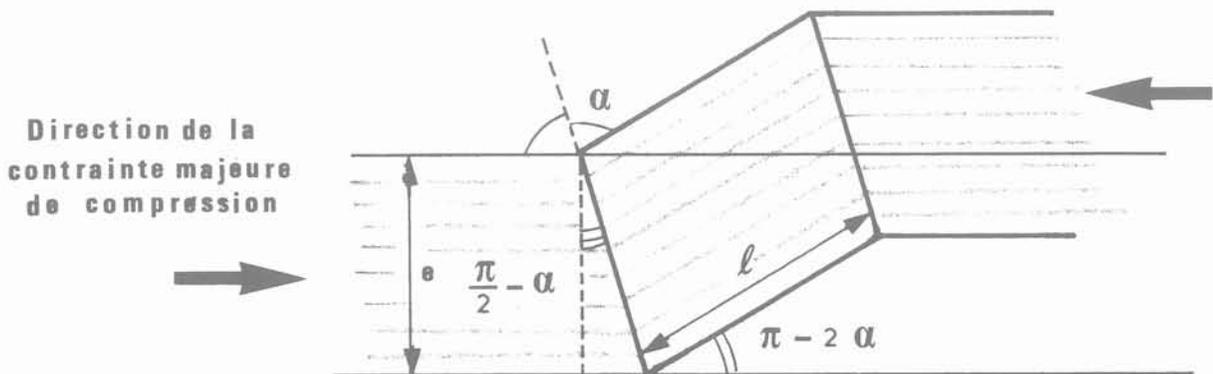


Fig. 2. — Notations.
Fig. 2. — Notations.

plaquettes tournent d'un angle θ , elles s'écartent les unes des autres ; l'épaisseur de la bande articulée

passse par un maximum pour $\theta = \frac{\pi}{2} - \alpha$ puis re-

vient à l'épaisseur initiale e lorsque $\theta = \pi - 2\alpha$. A ce moment, le mécanisme se bloque et ne peut aller plus loin. Il est facile de calculer la variation d'épaisseur en fonction de θ .

La longueur L de la charnière est :

$$L = \frac{e}{\sin \alpha}$$

L'épaisseur $e(\theta)$ de l'empilement est :

$$e(\theta) = e \frac{\sin(\alpha + \theta)}{\sin \alpha}$$

La déformation d'épaississement, c'est-à-dire la dilatation normale est :

$$\epsilon_n = \frac{e(\theta) - e}{e} = \frac{\sin(\alpha + \theta)}{\sin \alpha} - 1$$

$$\frac{d e(\theta)}{d \theta} = e \frac{\cos(\alpha + \theta)}{\sin \alpha}$$

$$\text{nul pour } \theta = \frac{\pi}{2} - \alpha$$

La plus grande valeur de $\frac{d e(\theta)}{d \theta}$ se produit pour $\theta = 0$:

$$\frac{d e(\theta)}{d \theta} (\theta = 0) = \frac{e}{\text{tg } \alpha}$$

$$= e \text{tg} \left[\frac{\pi}{2} - \alpha \right]$$

qui est identique évidemment, au signe près, à

$$\frac{d e(\theta)}{d \theta} (\theta = \pi - 2\alpha)$$

La dilatation normale pour $\theta = 0$ est donc une fonction croissante de $\frac{\pi}{2} - \alpha$: au début de l'instabilité, le volume du modèle augmente et il augmente d'autant plus que l'angle $\frac{\pi}{2} - \alpha$ est grand. Si l'em-

pilement de plaquettes est situé dans un champ de contraintes triaxiales, avec une contrainte non négligeable σ_3 perpendiculaire au plan des feuillets, le travail de la dilatation normale s'oppose à l'instabilité et

cela d'autant plus que $\frac{\pi}{2} - \alpha$ est grand. Il en résulte que l'instabilité se produira préférentiellement pour l'angle de charnière $\frac{\pi}{2} - \alpha$ le plus petit possible.

Considérons maintenant le mouvement relatif de deux plaquettes (fig. 4). Une plaquette étant considérée

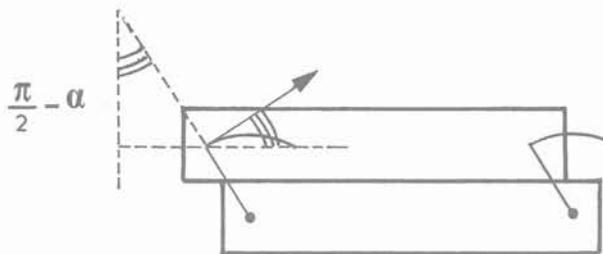


Fig. 4. — Mouvement relatif de deux plaquettes.
Fig. 4. — Relative movement of two small plates.

comme fixe, la voisine est animée d'un mouvement de translation circulaire et l'angle de la tangente au cercle avec le plan des feuillets au début du mouvement est $\frac{\pi}{2} - \alpha$.

Mais les feuillets minéraux ne sont pas des plans parfaits et si on cherche à les faire glisser l'un sur l'autre au début du mouvement, il se produit une dilatance δ liée aux irrégularités des surfaces en contact. Si δ est plus grand que $\frac{\pi}{2} - \alpha$, le mouvement des pla-

quettes est bloqué et l'instabilité ne peut commencer : l'ensemble des plaquettes forme un monolithe. Ainsi, l'angle de la charnière avec la normale aux feuillets doit d'une part, être le plus petit possible et d'autre part, il ne peut pas être inférieur à l'angle de dilata-

tance. On a donc $\frac{\pi}{2} - \alpha = \delta$. Sur la figure 1, on lit $\frac{\pi}{2} - \alpha = 24^\circ$.

3. DISCUSSION

La modélisation proposée est évidemment très simplifiée ; elle ne tient pas compte par exemple, de l'existence d'une cohésion entre feuillets, comme s'il s'agissait des pages d'un livre. Cependant, dans un champ de contraintes triaxiales, les actions de contact par frottement sont certainement prédominantes pour un matériau très anisotrope. Elle ne tient pas compte non plus que la contrainte principale majeure peut ne pas être rigoureusement parallèle à la foliation.

Mais le kink se développe-t-il d'une pièce entre deux charnières ou bien, comme c'est souvent admis (1) (2), s'élargit-il progressivement comme le font les bandes de Luders ? Les expériences, en essai triaxial à température ambiante, sur des échantillons de gypse fer de lance chargés dans une direction parallèle aux plans de clivage ont semblé nous montrer que c'était plutôt le premier mécanisme qui se produit. Mais alors quelle serait la longueur des feuillets dans la bande ? Il est évident que le modèle proposé est trop simple pour pouvoir répondre à cette importante question.

On peut cependant essayer d'approfondir ce point. Si σ_3 est la pression de confinement autour du matériau au moment de la formation du kink, $(\sigma_1 - \sigma_3)$ est la contrainte déviatorique située par hypothèse dans le plan des feuillets.

La force tangentielle ϕ exercée par ce déviateur sur la facette inclinée à $\frac{\pi}{2} - \alpha$ (c'est-à-dire la direction du kink-band) dans un empilement d'épaisseur e (fig. 2) est :

$$\phi = (\sigma_1 - \sigma_3) e \cos \alpha$$

Le volume initial du matériau qui va former le kink-band (fig. 2) est ℓe (pour une épaisseur unitaire). Après la rotation Θ on calcule aisément que ce volume devient $V_{(\Theta)} = \ell e \frac{\sin(\alpha + \beta)}{\sin \alpha}$ dont la dérivée est $V'_{(\Theta)} = \ell e \frac{\cos(\alpha + \beta)}{\sin \alpha}$. La variation du volume ΔV est donc égale à :

$$\Delta V : \ell e \frac{\cos \alpha \cos \Theta - \sin \alpha \sin \Theta}{\sin \alpha} \Delta \Theta$$

et pour Θ petit il vient :

$$\Delta V = \ell e (\cotg \alpha - \Theta) \Delta \Theta$$

Le travail de la dilatance est $\Delta W = \sigma_3 \Delta V = \sigma_3 \ell e (\cotg \alpha - \Theta) \Delta \Theta$ et ce travail est équivalent à celui d'une force tangentielle F appliquée sur la face inclinée du kink-band. Le travail de cette force lors du glissement $\Delta \Theta$ serait $F \cdot \Delta \Theta \cdot \sin \alpha$. Le travail de la dilatance est donc équivalent à celui d'une force d'opposition $F = \frac{\sigma_3 e (\cotg \alpha - \Theta)}{\sin \alpha}$. On remarque que cette expression est indépendante de ℓ .

Tant que la force ϕ engendrée par le déviateur est inférieure à F il ne se passe aucun mouvement, mais si σ_1 augmente et que ϕ dépasse F d'une quantité $\Delta \phi$, il peut se produire une rupture en kink puisque F décroît avec Θ , et il y a instabilité puisque le kink peut se produire vers la droite ou vers la gauche. Pour calculer Θ , on peut écrire l'équation d'équilibre :

$$\Delta \phi + \left[(\sigma_1 - \sigma_3) e \cos \alpha - \sigma_3 e \frac{\cos \alpha}{\sin^2 \alpha} \right] + \frac{\sigma_3 e \Theta}{\sin \alpha} = \frac{G e \Theta}{\sin \alpha}$$

[$\phi - F$] = 0

où G est le module de cisaillement de la roche.

D'où :

$$\Theta = \frac{\Delta \phi}{e} \frac{1}{\sin \alpha} (G - \sigma_3)$$

On voit que Θ devient infini pour $\sigma_3 = G$ ce qui signifie qu'il y a alors instabilité.

Il est évidemment extrêmement difficile d'évaluer G à long terme d'un ensemble feuilleté surtout si l'on tient compte qu'il existe une cohésion (à long terme elle aussi) entre les feuillets, peut-être d'ailleurs fonction de σ_3 . En fait, il faut simplement interpréter cette relation en disant que pour que le kink se produise, il faut que la pression de confinement soit supérieure ou égale à une certaine valeur, fonction du matériau et dans ce cas, le kink peut se produire avec une longueur de feuillets indéterminée puisque ℓ ne figure pas dans l'équation d'équilibre. Le rapport entre l'épaisseur des feuillets élémentaires et leur longueur ℓ doit évidemment intervenir pour éviter que les feuillets ne flambent et se raccourcissent lorsqu'ils cessent d'être en contact avec leurs voisins au cours de la rotation Θ et on ne peut pas imaginer des épaisseurs de kink-band très grandes. S'il y a un raccourcissement des feuillets, la direction du kink-band cesse d'être bissectrice de l'angle de kink 2α , l'angle extérieur à la bande étant plus petit que l'angle dans la bande ce qui semble se vérifier statistiquement expérimentalement (4).

CONCLUSIONS

Avec les hypothèses adoptées, la modélisation proposée pour interpréter la formation d'un kink-band aboutit aux conclusions suivantes :

- la direction du kink-band est voisine de la bissectrice de l'angle 2α du kink. S'il y a raccourcissement (ou plissement) des feuillets dans le kink l'angle extérieur à la bande est plus petit que l'angle extérieur à la bande ;
- l'angle entre la direction de la bande et la normale aux feuillets de la schistosité est égal à l'angle de dilatance du glissement des feuillets les uns sur les autres ;
- l'épaisseur de la bande pliée n'est pas un paramètre du modèle. Elle peut donc être quelconque dans des limites raisonnables et on peut même imaginer des mécanismes de kink-bands en sifflet.

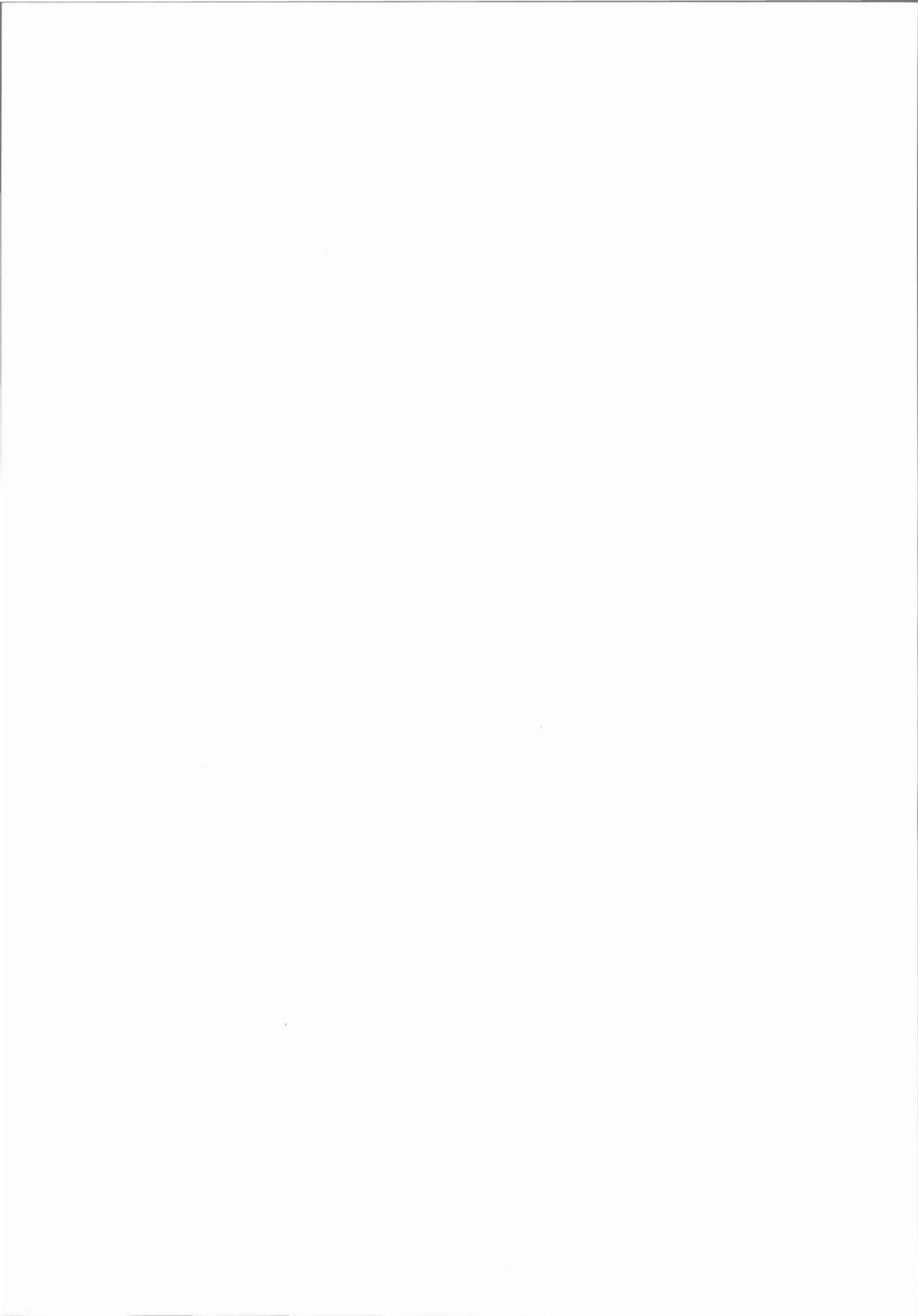
Le kink-band ne peut apparaître que si la pression de confinement autour du milieu feuilleté dépasse une certaine valeur.

— Enfin, si la contrainte σ_3 augmente fortement, les forces de contact entre feuillets rétablissent la continuité mécanique ; il est bien connu alors que l'anisotropie s'efface et que si la rupture se produit, elle se matérialise par une surface de glissement coupant les feuillets et non plus par des kink-bands. Les orientations sont alors tout à fait différentes.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) APARICO M., SIRIEYS P. (1978), *Déformation naturelle des roches par kink-bands*. Colloque Int. « Sciences de la terre et mesures ». Orléans 1977. Mémoires du BRGM, n° 91 (1978), pp. 187-198.
- (2) DONATH F.A. (1968), *Experimental study of kink-band development in Martinsburg slate in « Kink Bands and Brittle Deformation »*. Géol. Surv. Pap. Can. 68-52, pp. 255-288.

- (3) SIRIEYS P. (1985), *Mécanismes de glissement plastique des roches à structure planaire*. Coll. Int. du CNRS n° 319 - « Comportement plastique des solides anisotropes », pp. 475-488.
- (4) STUBLEY M.P. (1990), *The geometry and kinematics of a suite of conjugate kink bands, southeastern Australia*. *Journal of Structural Geology*. Vol. 12, n° 8, 1990, pp. 1019-1031.



Analyse des zones de cisaillement naturelles

Natural shear zones analysis

C. LAMOUREUX

Université des Sciences et Techniques de Lille-Flandres-Artois,
Laboratoire de Géologie Physique*

P. DEBAT

Université Paul-Sabatier, Laboratoire de Géologie Structurale et de Tectonophysique**

P. SIRIEYS

Institut Dolomieu, Laboratoire de Géologie Alpine***

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 57-65 (juillet 1991)

Résumé

L'analyse de la déformation et du déplacement dans des zones de cisaillement ductiles naturelles, développées dans des roches différentes (granodiorite et calcaire), met en évidence des analogies morphologiques mais surtout, des différences géométriques notamment dans l'allure des courbes de glissement (trapézoïdale ou gaussienne). Cette différence traduit des hétérogénéités de déformation dépendant de la composition polyminérale ou monominérale des roches et du comportement des constituants minéraux.

Abstract

The analysis of the deformation and displacement of natural ductile shear zones in different rocks (granodiorite and limestone) reveals morphological analogies and geometrical differences in particular in the trend of the shear curves (trapezoidal or gaussian). This last difference indicates strain heterogeneities depending on the rock composition (polymineral or monomineral) and on the constituting behaviour.

* Bât. SN5, 59655 Villeneuve-d'Ascq Cedex.

** 38, rue des Trente-Six-Ponts, 31400 Toulouse.

*** 15, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.

Les zones de cisaillement sont des zones de faible épaisseur finie par rapport à leur étendue, caractérisées par de très fortes déformations matérialisées par divers types de structures planaires résultant d'un déplacement relatif de deux compartiments eux-mêmes indéformés. Elles peuvent présenter différents caractères : des zones fragiles, fragiles-ductiles et ductiles sont habituellement distinguées (RAMSAY, 1980). Les zones ductiles naturelles ont été reconnues depuis longtemps (TEALL, 1885) mais la première étude synthétique avec description des principaux types et analyse mathématique de la déformation et évaluation du déplacement est assez récente (RAMSAY et GRAHAM, 1970). Depuis, de très nombreux travaux ont décrits les zones de cisaillement à toutes les échelles, du cristal au continent (RAMSAY et ALLISON, 1979 ; SIMPSON, 1983 ; vol. 2, 1980 et vol. 7, 1987 du Journal of Structural Geology ; LAMOUREUX et al., 1991) les interprétations cinématiques reposant pour l'essentiel sur les travaux de RAMSAY (1980) et de RAMSAY et HUBER (1987). En suivant ces auteurs, nous considérons que les zones de cisaillement résultent d'une déformation par cisaillement hétérogène avec ou sans variation de volume qui peut être caractérisée, ainsi que le déplacement associé, par la géométrie de structures induites telles que la foliation ou de marqueurs préexistants (foliations antérieures, filons,...).

Dans ce travail, après un bref rappel de la cinématique des zones de cisaillement, nous examinons des exemples de telles zones développées naturellement dans deux roches différentes : granodiorite du massif du Néouvielle (Pyrénées-centrales) et calcaire de

l'encaissant du massif de la Maladetta (Pic de la Tuca Arnau, Sierra Negra, Pyrénées-centrales). Après quantification de la déformation (et du déplacement) en différents points des zones, les problèmes posés par sa localisation et son hétérogénéité sont discutés.

1. DÉFORMATION PAR CISAILLEMENT : CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Le cisaillement homogène (ou glissement simple) est une déformation rotationnelle caractérisée, dans le référentiel xyz avec l'axe ox parallèle à la direction de glissement et l'axe oz perpendiculaire au plan de glissement xy, par le champ de déplacement (indépendant de x et y) :

$$u = \gamma z \quad (1a)$$

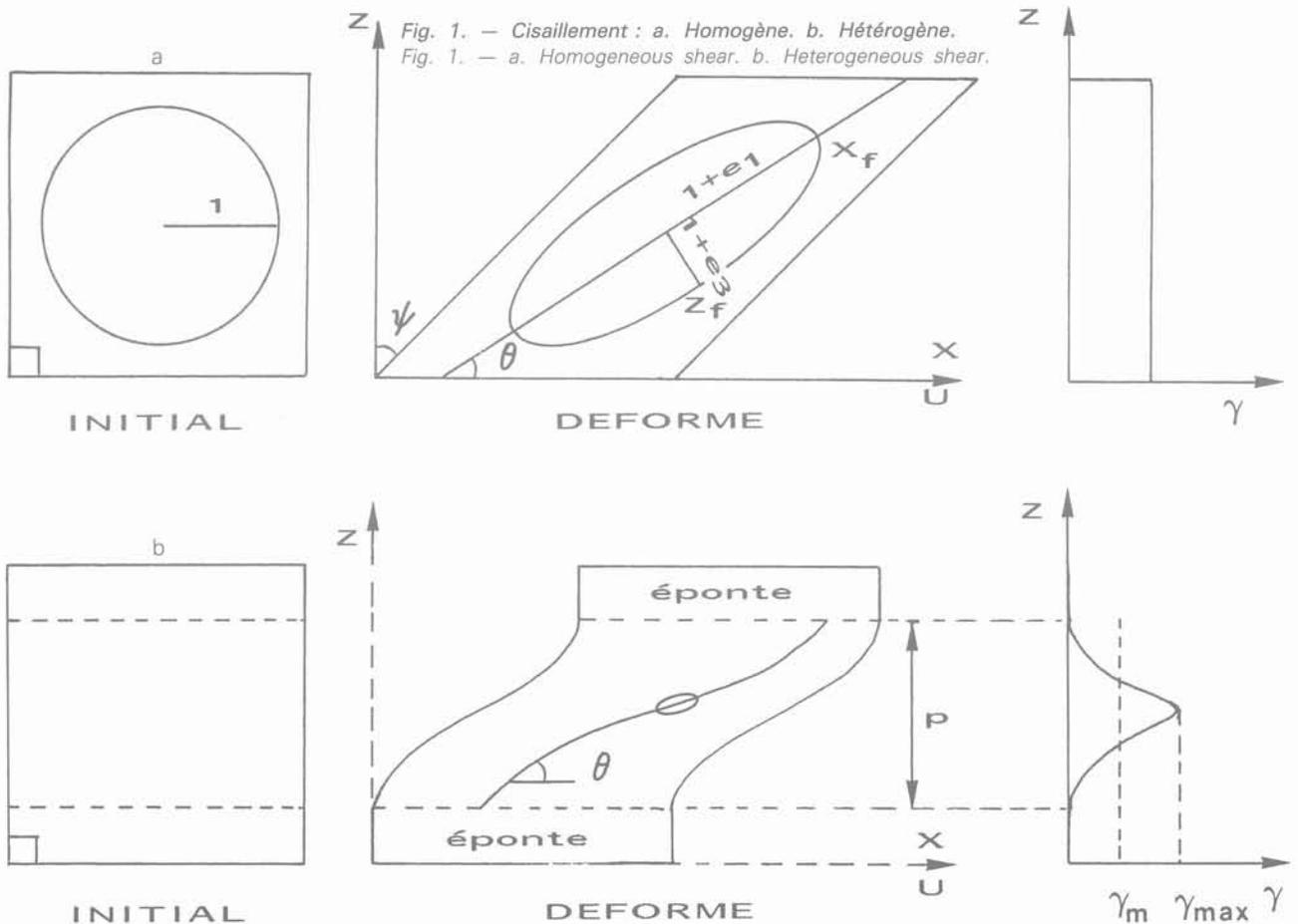
$$v = w = 0 \quad (1b)$$

u, v et w sont les composantes du déplacement selon x, y et z et γ une constante.

Il est imagé par le glissement du matériau le long d'une infinité de plans de glissement (shear planes), parallèles aux épontes de la zone et, dans ces plans, suivant une direction constante, celle de glissement (shear direction).

La déformation transforme un cube en un parallélépipède oblique et dans le plan xz, un carré en un parallélogramme (RAMSAY et GRAHAM, 1970). Le glissement γ est lié à la distorsion angulaire d'un angle droit dont un côté, initialement parallèle à oz fait (fig. 1), après déformation, un angle ψ avec sa direction initiale, par la relation :

$$\gamma = \tan \psi \quad (2)$$



Les déformations principales sont e_1, e_2, e_3 , (une sphère unitaire contenue dans ce cube est transformée en ellipsoïde de demi-axes $1 + e_1, 1 + e_2, 1 + e_3$) avec :

$$e_1 \geq e_2 \geq e_3 \quad (3a)$$

$$\text{et } (1 + e_1)^2 = [2 + \gamma^2 + \gamma(\gamma^2 + 4)^{1/2}]/2 \quad (3b)$$

$$e_2 = 0 \quad (3c)$$

$$(1 + e_3)^2 = [2 + \gamma^2 - \gamma(\gamma^2 + 4)^{1/2}]/2 \quad (3d)$$

avec la relation d'invariance de volume

$$(1 + e_1)(1 + e_3) = 1.$$

Les axes principaux de la déformation incrémentale X_i, Y_i, Z_i sont orientés, selon y et dans xz , à $\pi/4$ et $3\pi/4$ de la direction de glissement. Initialement (pour γ petit), les axes principaux de la déformation finie (X_f, Y_f, Z_f) coïncident avec ceux de la déformation incrémentale (X_i, Y_i, Z_i). Mais, dès que la déformation évolue (lorsque γ croît), ils ne sont plus en coïncidence, le matériau devenant, en outre, anisotrope.

L'orientation des axes principaux qui correspond aux lignes de déformation principale est donnée par : $\theta = (x, X_f)$ tel que :

$$\tan 2\theta = 2/\gamma = 2 \cot \psi \quad (4)$$

Dans le cisaillement hétérogène, le champ de déplacement a mêmes expressions, mais $\gamma = du/dz$ n'est plus constant mais fonction de z seulement, soit $\gamma(z)$ et nous utiliserons cette formulation. Les relations précédentes restent valables et les quantités ψ, θ, e_1 et e_3 sont alors fonction de z .

2. CARACTÉRISTIQUES DES ROCHES DÉFORMÉES DANS LES ZONES DE CISAILLEMENT

Les études des zones de cisaillement ont été réalisées dans des roches de nature et de caractères différents mais pouvant être considérées comme initialement isotropes : une granodiorite (fig. 2a), roche siliceuse polyminérale et un calcaire (fig. 2b), roche carbonatée monominérale.

A l'extérieur des zones de cisaillement, la granodiorite du Néouvielle est composée de 30 % de quartz, 55 % de feldspath et 15 % de ferro-magnésiens, les cristaux sensiblement homométriques ayant une dimension moyenne de 1 à 2 mm. Les grains de quartz ont un allongement A (longueur/largeur) de l'ordre de 1 et une extinction régulière ou roulante. La distribution des composants est homogène, sans concentration particulière ni orientation associée à une structure magmatique originelle; à l'échelle des zones de cisaillement la granodiorite représente un matériau homogène et isotrope (fig. 2a).

Les zones de cisaillement apparaissent comme des lentilles de teinte bleutée, très allongées (plusieurs mètres à dizaines de mètres), aux limites tranchées, sensiblement planes et parallèles, de quelques centimètres d'épaisseur. A l'intérieur de la zone, la folia-

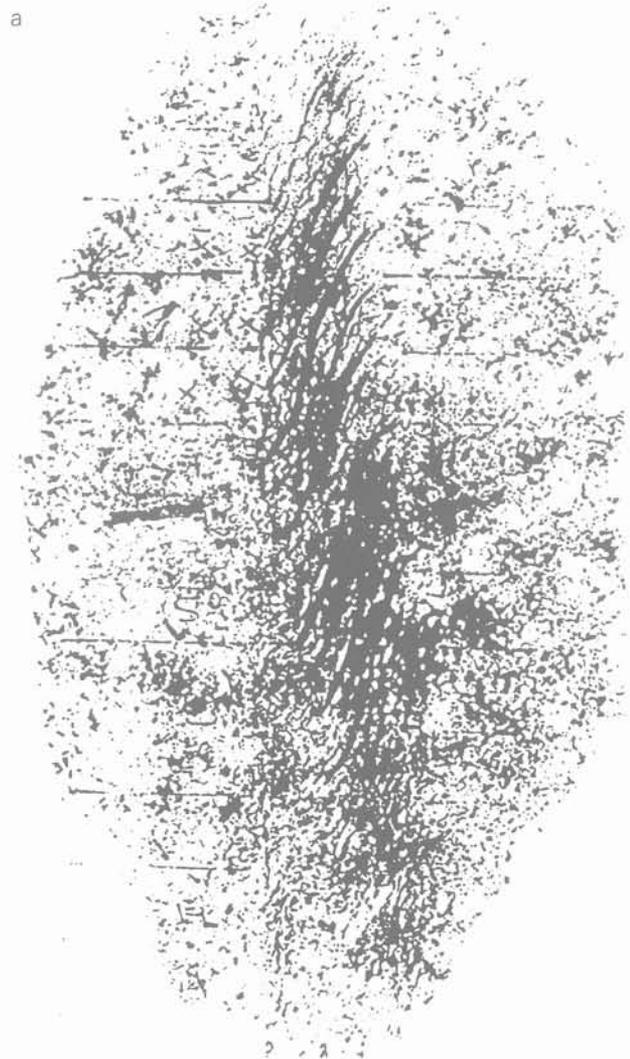


Fig. 2. — Aspect de zones de cisaillement.
a. Dans la granodiorite. b. dans le calcaire.

Fig. 2. — Aspects of shear zones.
a. In the granodiorite. b. In the limestone.

tion globalement sigmoïde (avec donc un point ou une zone d'inflexion) est caractérisée par l'orientation préférentielle des cristaux les plus compétents (feldspaths, cristaux ferro-magnésiens) et l'étirement des cristaux les plus déformables (quartz). A proximité des épon-

tes, la foliation est fruste et θ est voisin de 40 à 45° alors qu'au point d'inflexion l'angle θ décroît jusqu'à 10-5°. L'examen au microscope montre, selon la foliation, une variation continue des caractères cristallins, notamment de la morphologie et de la granulométrie des cristaux de quartz (phénomène déjà observé par SIMPSON, 1983 ; LAMOUREUX, 1987 ; LAMOUREUX et al., 1991). Près des éponges, la roche est une protomylonite avec des cristaux de quartz de taille moyenne et peu allongés ($A \leq 2$). Dans la zone d'inflexion, la roche est une orthomylonite avec des cristaux de quartz de petite taille et très allongés ($A > 4$) et des baguettes d'amphibole boudinées.

Le calcaire de la Maladetta est constitué quasi exclusivement de calcite et a, hors des zones, un caractère massif et isotrope. Les zones de cisaillement (fig. 2b) ont des épaisseurs décimétriques, la foliation sigmoïde étant soulignée par l'alternance de lits clairs et sombres, de composition identique.

3. MESURES DE LA DÉFORMATION (ET DU DÉPLACEMENT)

La quantification de la déformation et du déplacement, au sein de zones naturelles se fait par l'analyse géométrique des marqueurs de la déformation (RAMSAY et GRAHAM, 1970), induits par le cisaillement (foliation, fentes de tension) ou préexistants (foliations antérieures, filons, surface de contact, ...). Ainsi, il est fréquent d'observer des structures foliées définies par l'orientation morphologique préférentielle de cristaux (antérieurs ou contemporains de la déformation). Ces structures sont assimilées à la foliation et, dans le plan xoz , leurs traces sont alors confondues avec la courbe enveloppe de la direction principale d'extension. Par ailleurs, dans ce même plan, la trace des éponges est considérée comme direction de glissement. Compte tenu de ces deux postulats, il est possible de déterminer, en divers points de la zone, l'angle θ entre la direction de glissement et celle d'extension finie. Ainsi, le déplacement relatif des éponges correspond d'après (1) à la sommation :

$$u = \int_0^p \gamma dz \quad (5)$$

Cette intégrale, égale à la surface sous-tendue par la courbe $\gamma(z)$ (fig. 1), déterminée par la méthode de SIMPSON (SIBONY et MARDON, 1984) qui consiste à diviser l'épaisseur p en $(2n)$ intervalles de largeur constante m , avec $m = p/2n$, a pour valeur :

$$u = (m/3) [z_1 + z_{2n+1} + 2(z_3, \dots, z_{2n-1}) + 4(z_2 + \dots + z_{2n})] \quad (6)$$

Le déplacement peut être défini en utilisant d'autres marqueurs tels que fentes de tension, stratification, foliations antérieures, filons, (RAMSAY et GRAHAM, 1970 ; RAMSAY, 1980 ; INGLÈS, 1985 ; WEIJERMAS, 1987) qui n'apparaissent pas dans nos exemples naturels ; γ et u seront donc obtenus en utilisant les relations (4) et (5).

4. RÉSULTATS

L'étude de la déformation au sein de la zone est donc basée sur l'analyse de la variation de l'angle θ entre la foliation et les éponges. Les mesures ont été effectuées, dans les deux types de roches, dans la portion médiane des zones, c'est-à-dire loin des extrémités, et seuls ont été retenus les exemples où les variations de volume sont négligeables sinon nulles (relativement aux moyens d'analyse utilisés) en accord avec le champ (1).

4.1. Dans la granodiorite

Dans une zone d'épaisseur centimétrique, dix trajectoires de foliation régulièrement espacées suivant x , ont été tracées. L'angle θ a été mesuré aux intersections de ces trajectoires avec une famille de lignes équidistantes parallèles aux éponges, (fig. 3a). Les résultats obtenus sont (fig. 3b, tab. I) les suivants :

- la forme sigmoïde de la foliation se marque par une zone d'inflexion, d'étendue plus ou moins grande, non systématiquement située à mi-distance des éponges, qui se traduit par un palier bien individualisé de la courbe $\gamma(z)$, caractéristique d'une sous-zone à déformation homogène ; la courbe $\gamma(z)$ a une forme assimilable à celle d'un trapèze ;
- les valeurs extrêmes γ_{\max} de 4,49 et de 2,65 correspondent respectivement à des extensions e_1 de 370 % et de 200 % ;
- l'angle θ et donc le glissement γ et le déplacement u , présentent des fluctuations en fonction de x (fig. 3b et 6a).

4.2. Dans le calcaire

La caractérisation précise des trajectoires de foliation étant difficile, l'angle θ a été mesuré aux nœuds d'un réseau orthogonal constitué par deux familles de lignes équidistantes parallèles et perpendiculaires aux éponges (fig. 4a). Les huit résultats obtenus, dans la zone ayant une puissance de l'ordre de 40 cm (fig. 4b, tab. II), montrent que :

- la forme sigmoïde et irrégulière de la foliation montre une zone d'inflexion non située à mi-distance des éponges, d'étendue très réduite, et assimilable à un point ; la courbe $\gamma(z)$ présente un pic, et n'a pas de sous-zone à déformation homogène ;
- la variation, avec z , de γ est donc très hétérogène, les valeurs élevées étant localisées dans une sous-zone aux limites parallèles aux éponges ; les valeurs extrêmes γ_{\max} de 7,46 et de 3,76 correspondent respectivement à une extension e_1 de 659 % et de 300 % ;
- la variation de u en fonction de x se traduit par une courbe fluctuante globalement croissante.

Finalement, les mesures effectuées dans des zones de cisaillement affectant des roches différentes mettent en évidence des analogies entre les structures (morphologie générale des zones, caractère sigmoïde de la foliation) mais aussi des différences importantes (étendue de la zone d'inflexion, valeur maximale et hétérogénéité de γ).

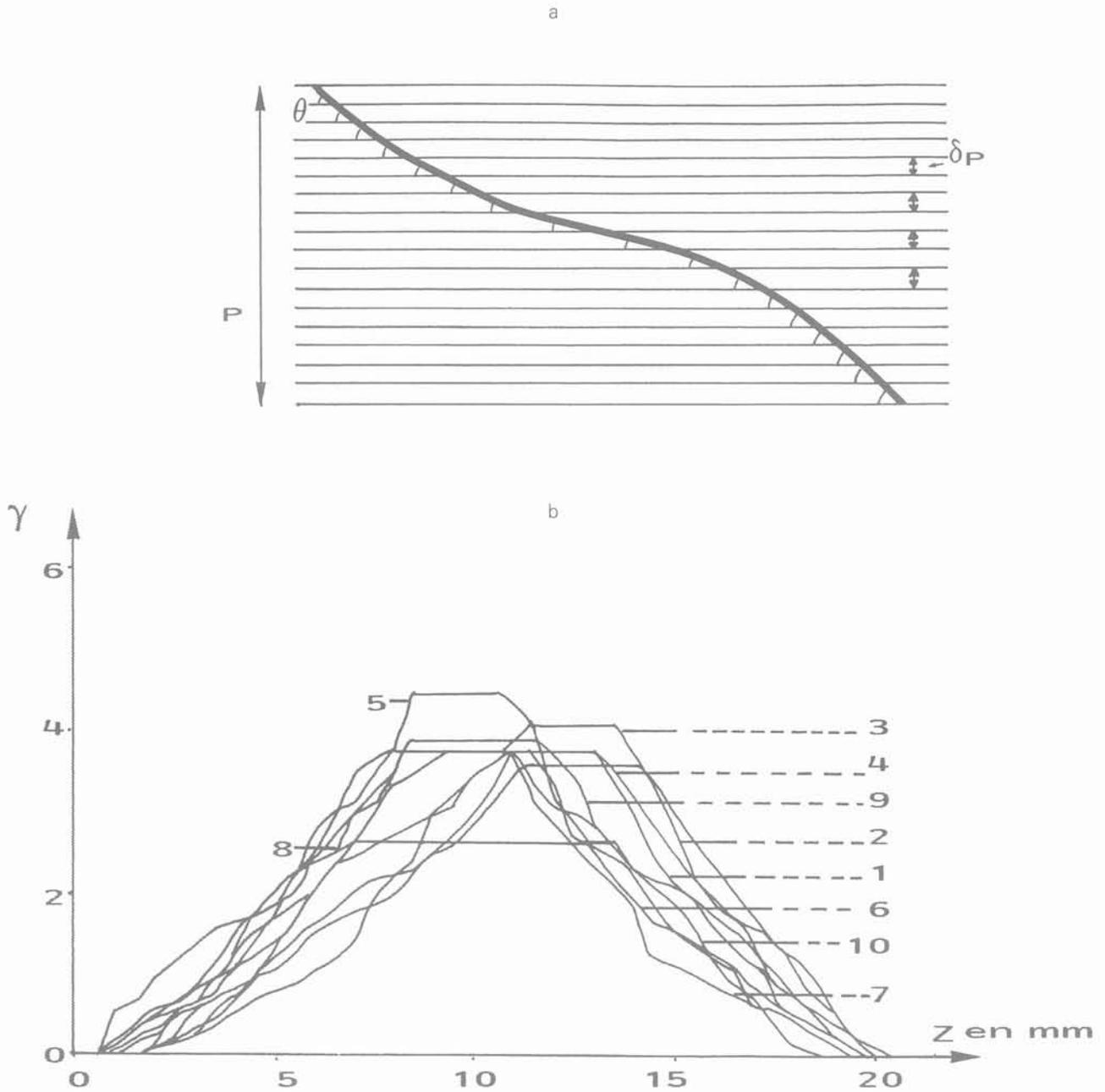


Fig. 3. — Valeurs de γ dans la granodiorite : a. Méthode. b. Résultats.

Fig. 3. — Values of γ in the granodiorite : a. Method. b. Results.

Tableau I. — Résultats des mesures dans la granodiorite.

Table I. — Results of measures in the granodiorite.

X (mm)	θ m	U (mm)	γ m	h	γ_{\max}
10	24,7	34,4	1,72	2,19	3,76
20	24,6	34,6	1,73	2,09	3,61
30	23,5	37,4	1,87	2,19	4,1
40	22,9	39,0	1,95	1,93	3,76
50	21,7	42,1	2,11	2,13	4,49
60	24,7	34,3	1,72	2,19	3,76
70	24,0	36,0	1,8	2,09	3,76
80	25,8	31,5	1,58	1,68	2,65
90	23,1	38,4	1,92	2,04	3,92
100	22,9	38,7	1,94	1,94	3,76

Tableau II. — Résultats des mesures dans le calcaire.

Table II. — Results of measures in the limestone.

X (mm)	θ m	U (mm)	γ m	h	γ_{\max}
110	34,3	344	0,78	5,26	4,10
220	32,2	421	0,96	4,47	4,29
330	28,7	564	1,28	4,29	5,49
440	29,8	516	1,17	3,21	3,76
550	28,2	585	1,33	3,38	4,49
660	25,8	696	1,58	3,90	6,16
770	22,6	874	1,99	3,75	7,46
880	27,8	595	1,35	3,66	4,95

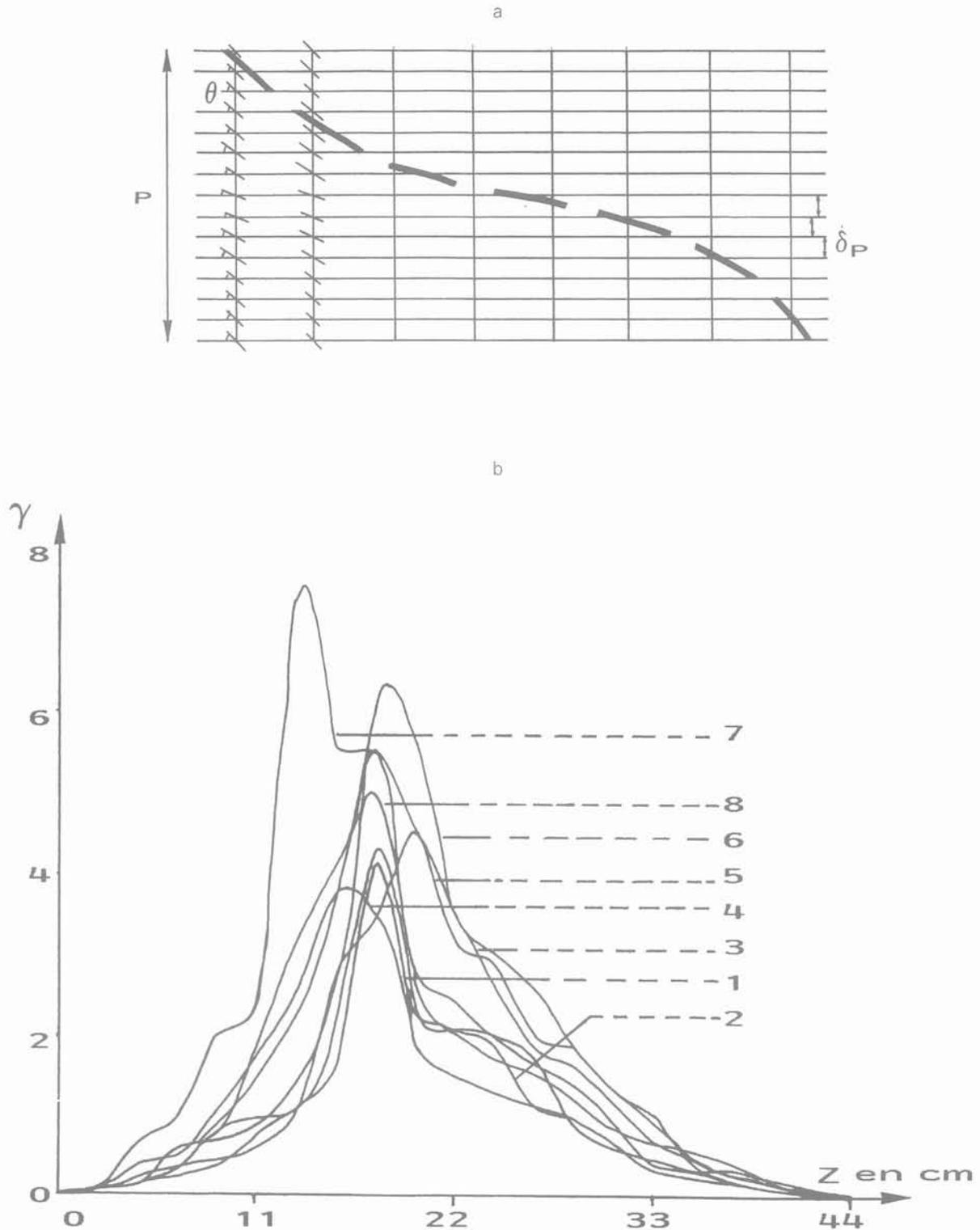


Fig. 4. Valeurs de γ dans le calcaire : a. Méthode. b. Résultats.
 Fig. 4. — Values of γ in the limestone : a. Method. b. Results.

5. HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA DÉFORMATION

L'hétérogénéité de la déformation dans les zones de cisaillement mérite une analyse particulière.

5.1. Glissement moyen

La comparaison des deux zones de cisaillement (d'épaisseurs très différentes 2 et 40 cm) s'effectue à

l'aide d'un premier paramètre : le glissement moyen γ_m (celui qui correspond au cas d'un cisaillement homogène où le glissement est constant et la foliation rectiligne) caractérisé par :

$$\gamma_m = u/p \quad (7)$$

Les résultats, pour les deux types de roches, sont très comparables (tab. I et tab. II). Les valeurs de γ_m dans la granodiorite sont (à une exception près) comprises dans la fourchette de celles, plus dispersées, du calcaire. En outre, la moyenne des valeurs de γ_m pour chaque zone, soit γ_M , est du même ordre de grandeur : 1,31 (calcaire) et 1,83 (granodiorite).

Ainsi, le glissement moyen dans les zones de cisaillement de ces deux types de roches ayant des valeurs voisines, nous pouvons comparer, pour chacune, l'hétérogénéité de glissement, matérialisée par la géométrie des courbes $\gamma(z)$.

5.2. Facteur d'hétérogénéité

Dans les deux zones de cisaillement, la déformation moyenne est voisine, mais les courbes $\gamma(z)$ sont différentes. Cette variation est caractérisée par un deuxième paramètre h , le facteur d'hétérogénéité, tel que :

$$h = \gamma_{\max}/\gamma_m \quad (8)$$

Pour la granodiorite (tab. I et tab. II), h varie entre 1,68 et 2,19 (valeur moyenne 2) et pour le calcaire, entre 3,21 et 5,26 (valeur moyenne 4). Cette différence entre les moyennes (de 2 à 4) est liée au type de courbe $\gamma(z)$, trapézoïdale ou avec un pic.

Dans la granodiorite, les courbes $\gamma(z)$ ont une forme en trapèze (fig. 5a) caractérisée par deux catégories de sous-zones :

- une sous-zone centrale, qui occupe 15 à 25 % de l'épaisseur p de la zone, où γ est constant, ce qui indique un cisaillement simple (glissement homogène) ;

- deux sous-zones latérales, de part et d'autre de la sous-zone centrale, où le gradient de γ suivant z est constant (de l'ordre $0,5 \text{ mm}^{-1}$).

Dans le calcaire, en revanche, les courbes $\gamma(z)$ ont une allure gaussienne avec des sous-zones aux limites plus ou moins bien définies (fig. 5b) :

- une sous-zone centrale avec un pic élevé et un gradient de γ voisin de $0,1 \text{ mm}^{-1}$;

- deux sous-zones latérales avec un faible gradient de γ (environ dix fois plus petit que celui de la sous-zone centrale).

5.3. Variation longitudinale du glissement moyen

L'interprétation des mesures de terrain est effectuée à l'aide du champ (1) pour lequel le glissement γ (donc le déplacement u) est indépendant de x , direction du glissement (et de y). Il convient d'examiner dans quelle mesure cette hypothèse de travail se trouve vérifiée.

Pour la granodiorite (fig. 6a), la valeur moyenne de u est de 36,8 mm (avec un écart maximal de ± 14 %). Sur la longueur de la zone mesurée, la déformation par glissement s'accompagne d'une défor-

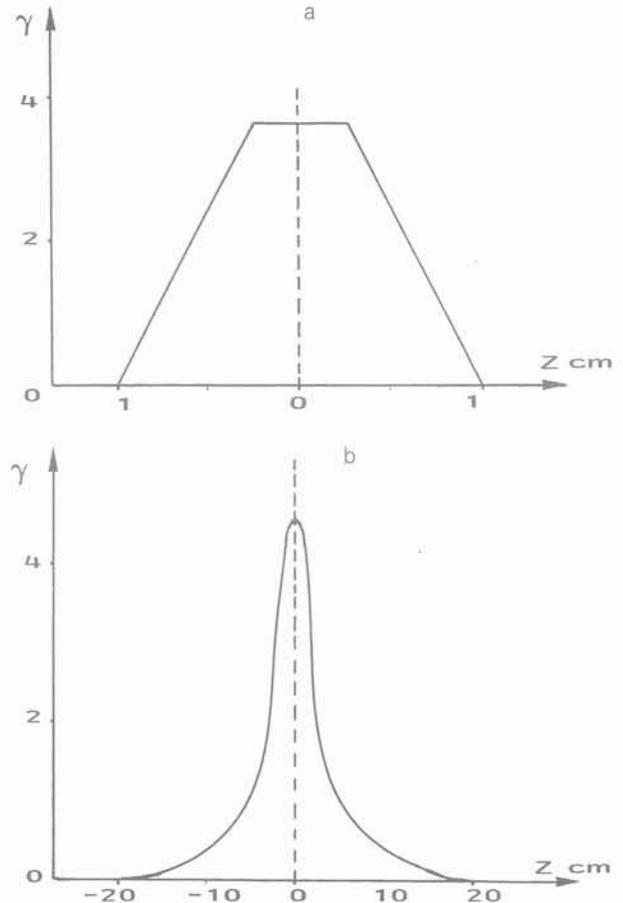


Fig. 5. — Hétérogénéité de la déformation; courbes $\gamma(z)$.

a. Trapèze. b. Allure gaussienne.

Fig. 5. — Deformation heterogeneity: $\gamma(z)$ curves.

a. Trapezium. b. Triangular (gaussian shape).

mation moyenne selon Ox égale à 4,7 %, évidemment négligeable en regard des valeurs des extensions majeures obtenues par glissement (supérieures à 200 %) justifiant la relation (1).

Dans le calcaire (fig. 6b), en revanche, u a des variations plus importantes jusqu'à 43 % autour de la valeur moyenne 60,9 mm) ; son gradient (c'est-à-dire la déformation moyenne parallèle à Ox) est de 38,6 %, valeur certes faible en regard des déformations de cisaillement atteignant 300 %. Il conviendrait ici de tenir compte de ce fait dans l'interprétation des résultats, avec une matrice de déformation plus complexe que celle déduite du champ (1). Néanmoins, ces valeurs ne devraient pas modifier de façon significative nos conclusions. Cette roche, plus déformable que la précédente, justifierait de nouvelles mesures.

6. PROCESSUS DE DÉFORMATION (A L'ÉCHELLE DU GRAIN)

Dans ces zones de cisaillement et malgré des glissements moyens analogues, l'évolution du glissement est donc très différente, probablement du fait des comportements distincts des deux roches. Ainsi, en première analyse, si le glissement hétérogène résulte de

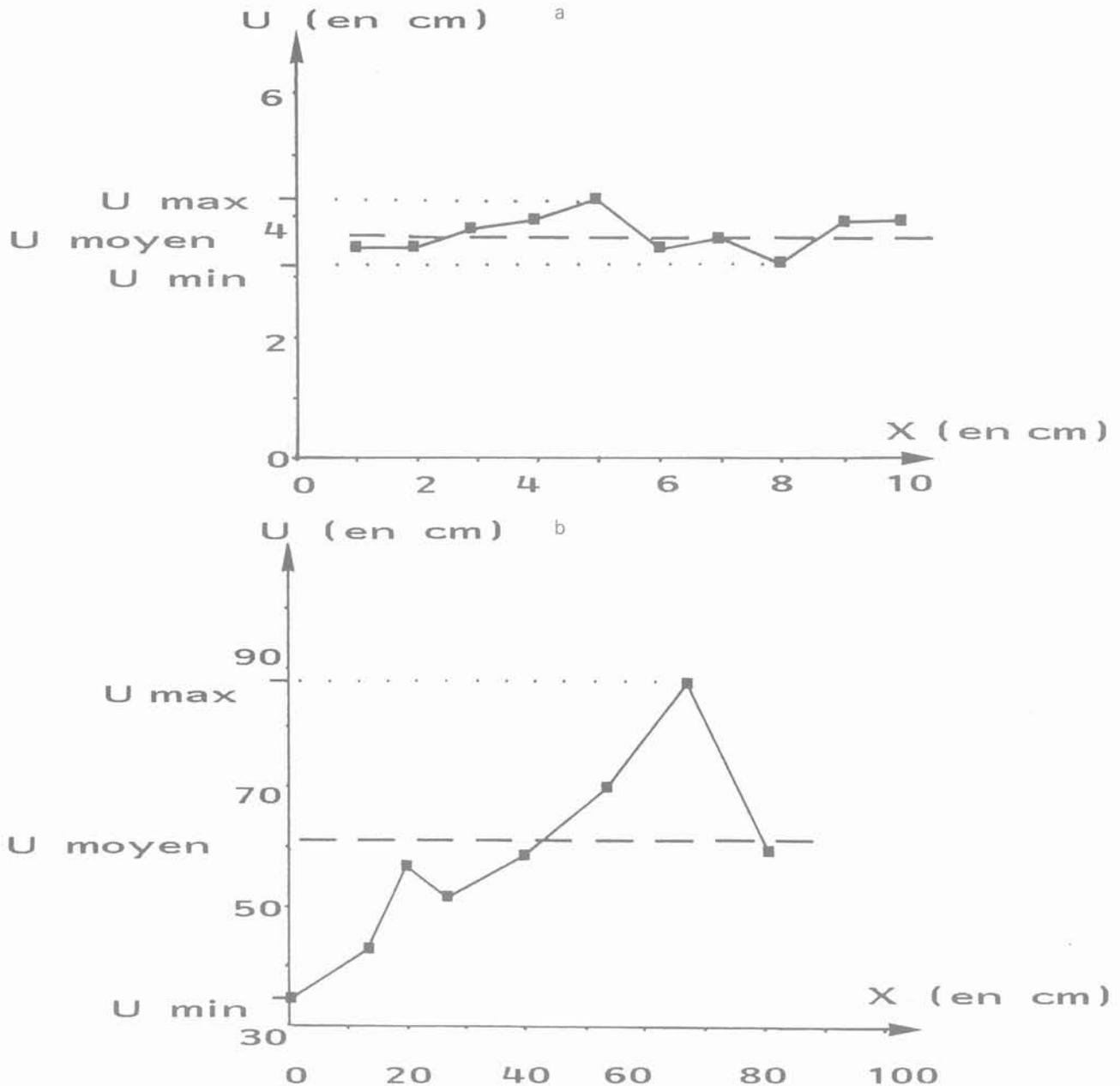


Fig. 6. — Déformation en fonction de x (direction du cisaillement) : a. Granodiorite. b. Calcaire.
 Fig. 6. — Deformation in the direction of x (shear direction) : a. Granodiorite. b. Limestone.

l'activation d'un ensemble de processus de déformation qui affecte les matériaux respectifs, l'apparition de limites-critiques dans le cas de la granodiorite indique l'activation de nouveaux processus spécifiques. Une telle différence pourrait être attribuée, au moins partiellement, à la composition des roches : l'évolution du glissement est hétérogène dans la roche polyminérale (granodiorite) et homogène dans la roche monominérale (calcaire). Cette influence de l'hétérogénéité de la composition minérale de la roche sur l'évolution du glissement et celle de son comportement est basée sur nos résultats et aussi sur ceux d'autres auteurs (RAMSAY et GRAHAM, 1970 ; SIMPSON, 1983b).

Dans la granodiorite, la déformation, dans les sous-zones latérales, résulte surtout de celle du quartz. A

proximité des épontes, elle se marque par la modification de la forme des grains de quartz (SIMPSON, 1983a) et par des mouvements aux limites de tous les cristaux mais surtout des plus compétents (feldspaths). Près des limites de ces sous-zones, l'augmentation de la déformation provoque une importante restauration du quartz marquée par l'apparition de bandes de déformation et une recristallisation localisée suivant la foliation ; dans les autres minéraux, moins déformables (feldspaths, biotite, amphibole), se développent des fentes de tension. Dans la sous-zone centrale, la déformation maximale accentuée, dans le quartz, la restauration et la recristallisation en fonction de γ_{\max} et de la quantité d'eau dont la circulation est facilitée par l'anisotropie induite (apparition de la foliation). Dans les autres minéraux, la déforma-

tion se manifeste par la généralisation du développement de fentes de tension, par des mouvements aux limites de grains et par un début de restauration dans de rares cristaux compétents.

Dans le calcaire, constitué uniquement de grains de calcite, les processus sont identiques dans l'ensemble de la zone :

— mouvements aux limites de grains ; la taille des cristaux, initialement très variée, s'homogénéise vers la sous-zone centrale (c'est-à-dire avec l'accroissement de γ). La multiplication du nombre de grains, en augmentant la longueur des contours de grains de façon quasi-exponentielle, favorise l'accentuation de ces mouvements ;

— formation de macles bien développées dans les plus gros cristaux mais également observables dans de petits grains.

Notons qu'au sein d'un métagabbro (constitué de plusieurs minéraux très compétents), RAMSAY et GRAHAM (1970) obtiennent des courbes trapézoïdales lorsque le glissement maximal atteint une valeur critique (de l'ordre de 20). En deçà de cette valeur, la courbe est plutôt du type homogène. Par ailleurs, SIMPSON (1983b) a déterminé, dans des roches granitiques, une évolution homogène du glissement (l'hétérogénéité de la compétence des divers minéraux étant très atténuée par les conditions de déformation du faciès amphibolite).

Finalement, c'est plus le contraste de compétence entre les constituants des roches que leur nature qui influe sur l'hétérogénéité de l'évolution du glissement. En conséquence :

— dans les roches composées de minéraux à différence de compétence très marquée, l'accroissement du glissement se marque par une augmentation progressive de la déformation dans les sous-zones latérales où elle affecte des minéraux de plus en plus compétents et qui présentent une ductilité croissante. Pour une valeur critique, γ_{\max} , la recristallisation du quartz tend à se développer et le glissement à devenir plus homogène, les mouvements des grains compétents au sein de la matrice constituée par la multitude de petits cristaux étant facilités ;

— dans les roches monominérales (ou constituées de minéraux de compétence voisine), la déformation provoque toujours les mêmes processus.

CONCLUSION

Au sein de deux types de roches (granodiorite et calcaire), les zones ductiles de cisaillement sont caractérisées par la localisation de la déformation dans des zones peu épaisses (relativement à leur longueur), limitées par des épontes globalement planes. Les traces des surfaces de foliation induites ont une forme sigmoïde dont l'analyse géométrique permet de quantifier la déformation et le déplacement relatif des deux compartiments. Les résultats montrent plusieurs différences, la plus importante étant dans la forme des courbes de glissement, qui ont respectivement une allure trapézoïdale et une allure gaussienne. Cette différence peut être attribuée à l'hétérogénéité de compétence des éléments constitutifs des roches qui dépend, à la fois, de la nature des minéraux et de

leur comportement mécanique lui-même fonction notamment des conditions physiques de déformation.

BIBLIOGRAPHIE

- INGLÈS J. (1985), *Theoretical and natural strain patterns in ductile simple shear zones*. Tectonophysics, Amsterdam, The Netherlands, vol. 115, 315-334.
- LAMOUREUX C. (1976), *Les mylonites dans le massif du Néouvielle. Déformations pyrénéennes d'un complexe plutonique hercynien*. Thèse présentée à l'Université Paul-Sabatier (Toulouse), soutenue le 16 octobre 1976 pour obtenir le grade de docteur de 3^e cycle, 148 p.
- LAMOUREUX C. (1987), *Les mylonites des Pyrénées. Classification, mode de formation et évolution*. Thèse présentée à l'Université Paul-Sabatier (Toulouse), soutenue le 6 février 1987 pour obtenir le grade de docteur ès-Sciences, 395 p. Mémoire Société Géologique du Nord, Lille, n° 19, 1991.
- LAMOUREUX C., INGLÈS J., DEBAT P. (1991), *Conjugate shear zone*. Tectonophysics, Amsterdam, The Netherlands, vol. 185, 309-323.
- RAMSAY J.G. (1980), *Shear geometry : a review*. Journal of Structural Geology, Oxford, England, 2, 83-99.
- RAMSAY J.G. (1982), *Chap. 1-9 Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts*. In Hsü K.J., Editor, Mountain building processes, Academic Press, London, pages 111-127.
- RAMSAY J.G., GRAHAM R.H. (1970), *Strain variation in shear belts*. Canadian Journal of Earth Sciences, Canada, 7, 786-813.
- RAMSAY J.G., ALLISON I. (1979), *Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynian granite, Maggia Lappen, Pennine zone, Central Alps*. Schweizer mineralogisches petrographisches Mitteilungen, Suisse, 59, 251-279.
- RAMSAY J.G., HUBER M.I. (1987), *Session 26 Ductile and Brittle Shear Zones*. In Ramsay J.G. & Huber M.I., Editors, The techniques of modern structural geology, vol. 2, Academic Press, London, pages 595-640.
- SIBONY M., MARDON J.C. (1984), *Ch. IV : Approximation, interpolation, dérivation et intégration numérique*. In Approximations et équations différentielles. Edition Hermann, Paris, pages IV.2-IV.185.
- SIMPSON C. (1983a), *Strain and shape fabric variations associated with ductile shear zones*. Journal of Structural Geology, Oxford, England, 5, 61-72.
- SIMPSON C. (1983b), *Displacement and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations*. Journal of Structural Geology, Oxford, England, 5, 497-506.
- WEIJERMARS R. (1987), *The construction of shear strain profiles across brittle-ductile shears. Preliminary estimates of conventional shear strain rates for Truchas and Palomares Shears (Spain) and the Alpine Fault (New Zealand)*. Annales Geophysicae, EGS-Gauthier-Villars, Paris, 5B, (2), 201-210.

Evolution de la nappe phréatique depuis un siècle dans Paris et niveaux connus en 1990

Evolution of the phreatic water table for a century in Paris
and known levels on 1990

A.M. PRUNIER-LEPARMENTIER

Inspection générale des carrières*

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 67-75 (juillet 1991)

Résumé

A une impressionnante baisse des niveaux à Paris, essentiellement en rive droite, qui connut son maximum vers 1970-71, succéda une remontée rapide mais de ce fait moins importante.

Depuis 1983 environ les piézomètres suivis par l'Inspection générale des Carrières semblent indiquer un nouvel état d'équilibre. Dans quelle mesure ces deux années de sécheresse 89 et 90 ne vont-elles pas le modifier ?

Abstract

After a severe drawdown of the water table in Paris, mainly on the right bank, the maximum of which during 1970-71, a fast upward movement occurred but not so large.

Since about 1983 the piezometers which are surveyed by the "Inspection générale des Carrières" seem to show a new equilibrium. Are modifications to appear after the two very dry years 1989-1990 ?

* 1, place Denfert-Rochereau, 75014 Paris.

La nappe phréatique, ou première nappe rencontrée dans le sous-sol, suscite un intérêt particulier depuis une vingtaine d'années, et les mesures de son niveau se sont intensifiées, en raison des fortes remontées enregistrées dans certains secteurs de la capitale.

Des synthèses sur l'évolution de la nappe phréatique depuis 1858 ont été réalisées : DELESSE (1858), DIFFRE (1965), MARVY (1985), COLIN (1986), PRUNIER-LEPARMENTIER (1988). Parallèlement, l'Inspection générale des Carrières suit régulièrement un réseau de piézomètres répartis dans Paris.

Trois périodes doivent être distinguées. La première représente la baisse générale du niveau des nappes, elle dure un siècle environ et s'arrête en 1970-71. La deuxième intègre toute la remontée et dure environ 12-13 ans. Enfin la troisième est la période actuelle où semble-t-il un nouveau équilibre s'instaure. Elle caractérise les 6 dernières années.

1. LE CONCEPT DE NAPPE PHRÉATIQUE A PARIS

Géologiquement, on peut définir quatre grands ensembles dans Paris (fig. 1) :

- le premier est constitué par la plaine alluviale. C'est le domaine de la nappe alluviale ;
- le deuxième au sud est établi sur la plate-forme lutétienne. Le calcaire grossier est fortement exploité dans les zones hors d'eau pour les carrières. La nappe phréatique est lutétienne et se situe préférentiellement

dans le calcaire grossier moyen voire inférieur, généralement sous le pied de carrière ;

— le troisième est symbolisé par la plate-forme du marno-calcaire de Saint-Ouen. C'est le domaine de la nappe dite de l'Eocène supérieur ;

— la quatrième zone se superpose à la troisième au niveau des buttes. Sur le sommet, on rencontre les nappes perchées dites des glaises vertes. Sur les flancs, les formations de pente amènent des circulations d'eau qu'il est difficile à contrôler.

Les 3 premiers ensembles définissent chacun leur propre nappe phréatique. Il existe donc à Paris 3 nappes formant la nappe phréatique. La nappe alluviale présente toutefois une particularité : elle est souvent « soutenue » par la nappe comprise dans l'aquifère sous-jacent. Par exemple, dans le sud du 15^e arrondissement, la nappe de la craie a sensiblement le même niveau piézométrique que celle des alluvions. Au nord du 15^e la nappe alluviale s'écoule sur l'argile plastique et connaît un début de dépression. Dans le centre de Paris, les alluvions anciennes sont souvent sèches, la nappe phréatique était constituée par la nappe lutétienne.

2. EVOLUTION DE LA NAPPE PHRÉATIQUE JUSQU'AUX ANNÉES 1970

Essentiellement deux cartes hydrogéologiques résumant cette évolution pendant un siècle. La carte de DELESSE (fig. 2) donne un aperçu des niveaux de

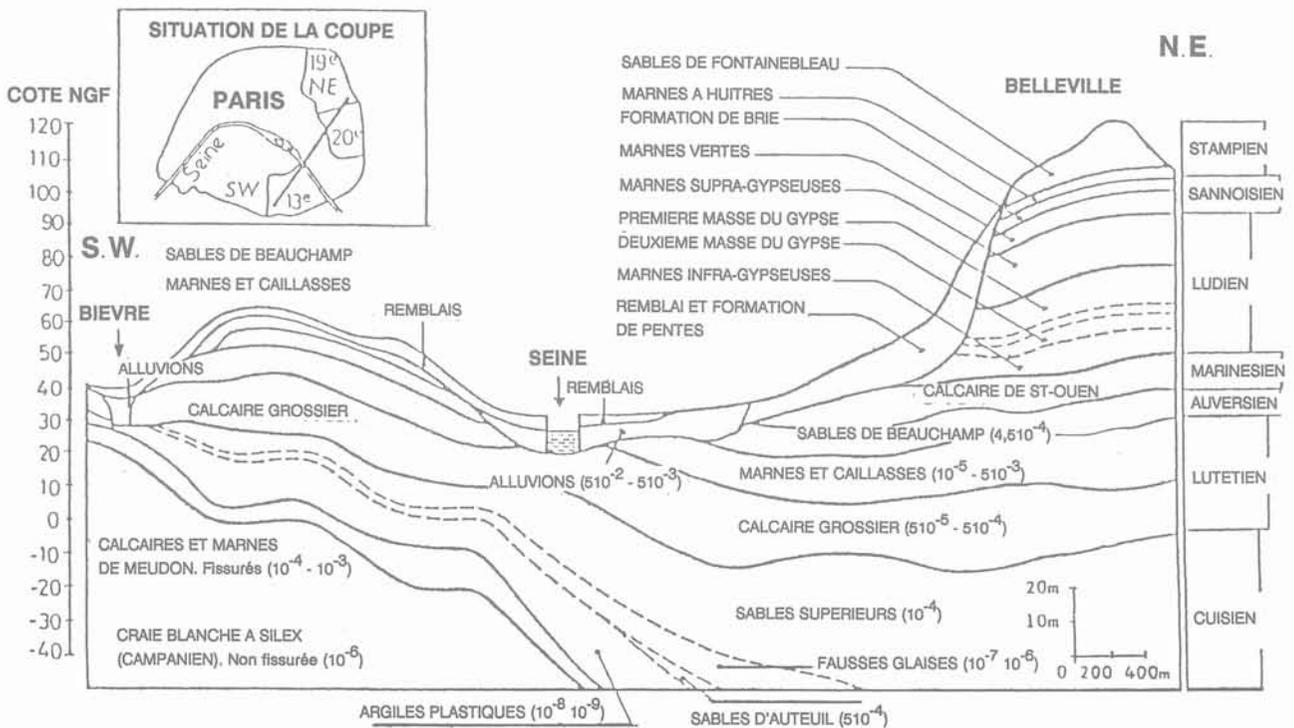


Fig. 1. — Coupe géologique schématique de Paris avec un ordre de grandeur des coefficients de perméabilité des différents horizons en m/s (tirée de PRUNIER-LEPARMENTIER, 1984).
 Fig. 1. — Schematic geological cut through Paris with the order of magnitude of the different layers permeability (m/s). From PRUNIER-LEPARMENTIER, 1984.

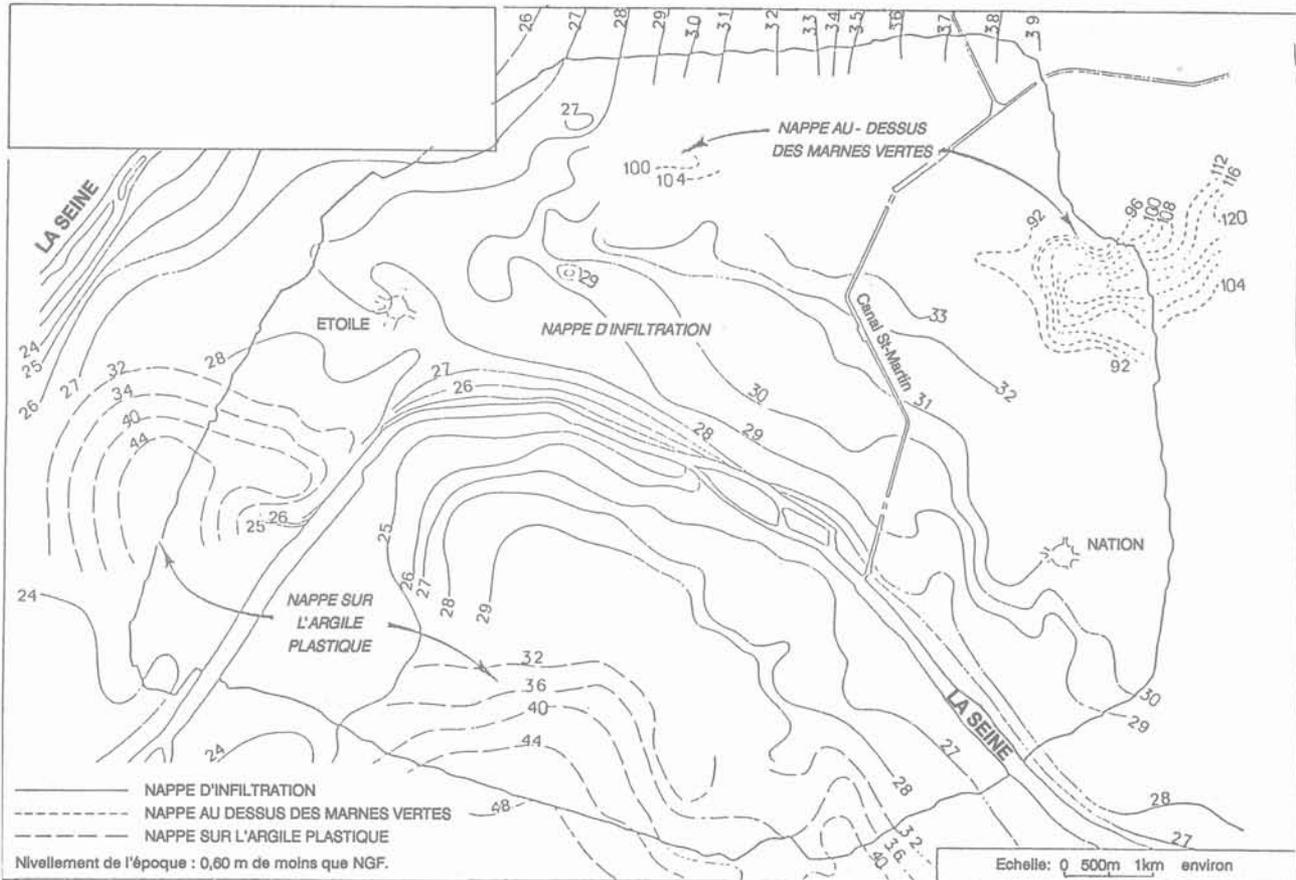


Fig. 2. — Piézométrie en 1858. Extrait de la carte hydrologique du département de la Seine (par DELESSE).

Fig. 2. — 1858 piezometric map. From DELESSE.

nappes au siècle dernier. Elle sert actuellement de référence pour le niveau des nappes superficielles. A cette époque, les pompages étaient relativement faibles et les infiltrations directes d'eau pluviale ou autre dans le sol. Ce dernier n'était pas encore étanchéifié par l'urbanisation.

En comparant cette carte à celle de DIFFRE en 1965 (fig. 3), on constate qu'en rive droite les tracés se sont fortement modifiés, les niveaux piézométriques sont très nettement inférieurs à la cote + 20,00 NGF (système orthométrique ou Lallemand) pour Paris centre rive droite. Dans ce secteur, la Seine alimente la nappe. Les travaux du RER aux Halles ont montré que les alluvions anciennes étaient sèches.

On peut également observer une baisse sensible dans le quartier de l'Etoile. Bien que moins accentuée, cette chute des niveaux est évaluée à 8 m par endroit (actuellement 4 m).

En rive gauche le comportement de la nappe phréatique semble inchangé.

Cette baisse est la conséquence de cinq phénomènes :

— le premier, plus évident, est l'installation humaine sur le site de Paris. Les eaux souterraines et de Seine ont été toutefois interdites à la consommation courante et ont été essentiellement utilisées pour les usages industriels ;

— les pompages industriels se sont intensifiés, surtout dans la nappe yprésienne autour d'Aubervilliers. Mais leur influence est déjà très sensible en centre rive droite. Actuellement il est encore difficile d'évaluer le total et la répartition dans le détail des débits prélevés ;

— les différents grands travaux de ces 15 dernières années constituent la troisième cause. Par exemple pour le centre PTT Marat, 150 m³/h ont été pompés pendant un an, de décembre 1974 à février 1976. On peut citer également le Forum des Halles avec 60 m³/h, plusieurs pompages de 20 à 100 m³/h dans les galeries du RER lors de sa construction...

Pour les années de 1965 à 1977 le débit moyen total, dû aux différents chantiers temporaires dans Paris intramuros, a été estimé à 500 m³/h soit environ 5 millions de m³/an en moyenne avec un maximum en 1971 et 7 millions de m³ et un minimum de 2 millions de m³ en 1977 (BRGM 79 SGN 086 IDF) ;

— Le drainage permanent dans les ouvrages souterrains existants constitue le quatrième facteur. Le métro, les canalisations et les égouts forment autant de galeries drainantes qui font plafonner le niveau de la nappe phréatique ou qui facilitent les circulations d'eau à leur contact. Les parkings par leur nombre peuvent aussi influencer la nappe. Les 8 principaux parkings drainant la nappe représentent à eux seuls 1,5 millions de m³/an ;

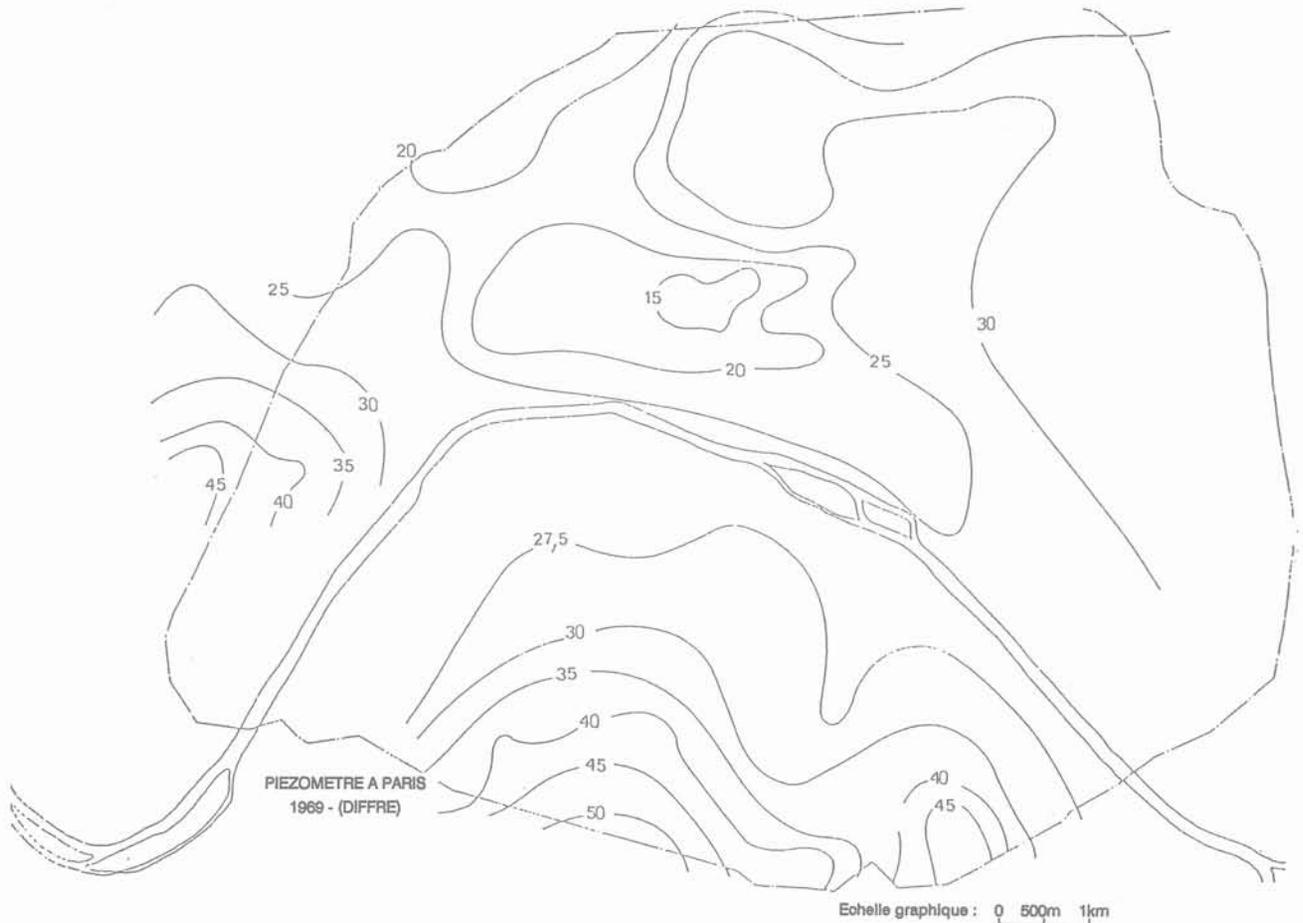


Fig. 3. — Carte hydrogéologique de DIFFRE, 1965 (tirée de DIFFRE, 1969).

Fig. 3. — Hydrogeological map. From DIFFRE, 1969.

— enfin le niveau des nappes baisse tout simplement parce qu'elles sont mal réalimentées. Les aménagements urbains ne laissent guère d'espaces verts pour que l'eau puisse s'infiltrer (dômes des Bois de Boulogne et Vincennes).

Une des nombreuses conséquences de ce phénomène a été la baisse de 12 m environ enregistrée entre 1854 et 1960 dans le quartier de l'Opéra. Les alluvions sont encore sèches sur une large zone en centre rive droite.

3. MODIFICATIONS DU COMPORTEMENT DES NAPPES PHRÉATIQUES PENDANT LES ANNÉES 70-80

Après cette chute des niveaux piézométriques jusqu'aux années 1965-70, un équilibre semblait devoir s'instaurer. Depuis 1975, quelques incidents indiquent une tendance à la remontée. Parmi les premières manifestations, on peut citer la condamnation de deux sous-sols d'un parking aux Champs Elysées, des venues d'eaux importantes Porte Maillot sur un ouvrage juste terminé, des altérations de matériaux comme au Pont de Neuilly.

Il est également à noter des incidents plus dommageables pour la stabilité des ouvrages en zone de gypses antéludiens. La baisse des niveaux des nap-

pes en règle générale a modifié les écoulements dans les aquifères et les équilibres physico-chimiques. En particulier, une partie du gypse antéludien s'est trouvée en zone non saturée et s'est dissoute. Lors de la remontée, les nappes ont de nouveau saturé des horizons décomprimés, ont noyé des sous-sols et ont accéléré le déséquilibre des terrains. Une des solutions choisies par les propriétaires pour éviter d'envoyer les ouvrages a été de pomper directement dans les nappes afin de les rabattre localement. Les effets ont été rapides : ces pompages ont accéléré les décompressions et déstabilisé les fondations des immeubles concernés.

A 95 % ceci résulte d'une conjugaison de facteurs humains.

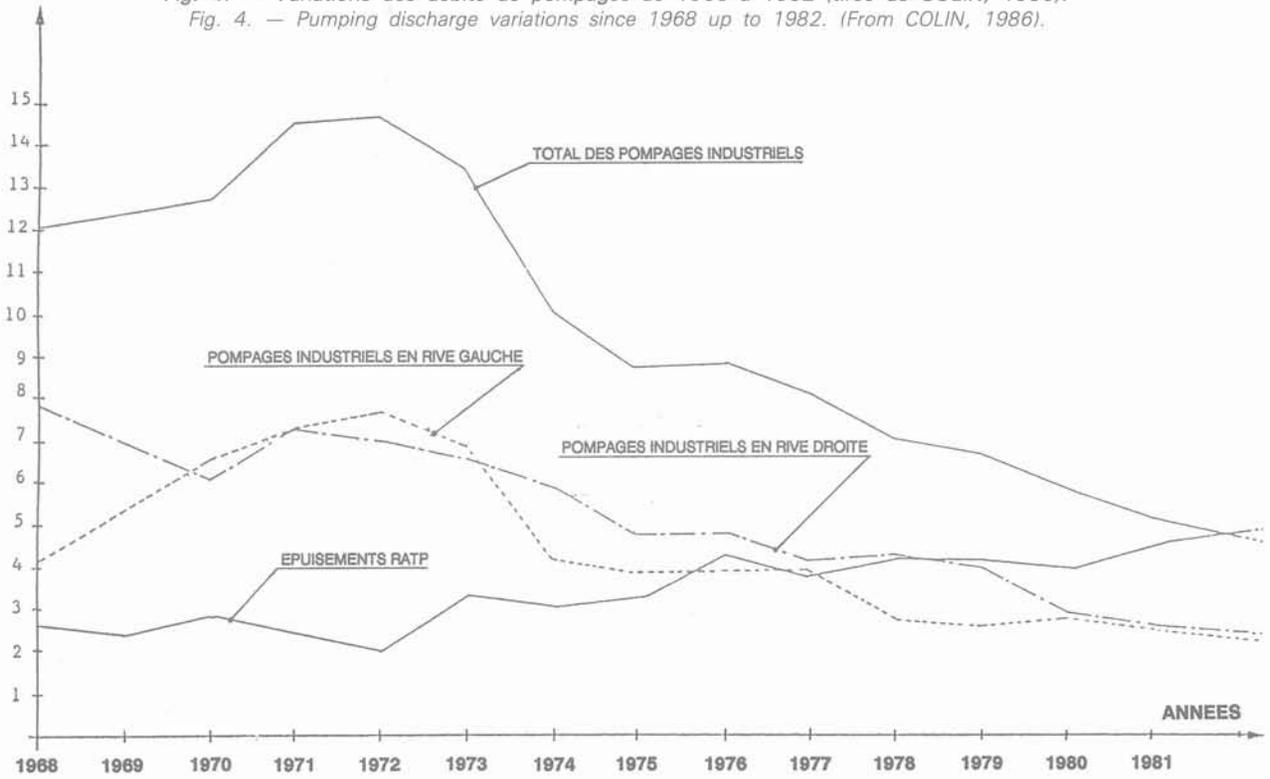
En premier lieu, le ralentissement des pompages industriels dans Paris qui résultent du départ de certaines entreprises et de l'application de la taxe parafiscale (1964) sur les prélèvements d'eau de nappe, peut expliquer une forte proportion de cette remontée.

Le débit total des prélèvements déclarés dans la nappe phréatique a chuté de $15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ en 1971 et $5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ en 1982 à Paris (fig. 4).

La carte de COLIN (fig. 5) a été réalisée en superposant celle des hydroisohypses de 1982 en centre

Débits prélevés
en $10^3 \text{ m}^3/\text{an}$

Fig. 4. — Variations des débits de pompages de 1968 à 1982 (tirée de COLIN, 1986).
Fig. 4. — Pumping discharge variations since 1968 up to 1982. (From COLIN, 1986).



Piézométrie en rive droite
année 1982



Fig. 5. — Superposition carte piézométrique. Carte des prélèvements (1982) en rive droite (tirée de COLIN, 1986).
Fig. 5. — Superposition of the piezometric map and of the map on the Right Bank, 1982. From COLIN, 1986.

rive droite à celle des débits déclarés en 1982. On obtient une forte corrélation entre le maximum des débits et le maximum de rabattement de la nappe phréatique.

Aux décentralisations industrielles s'ajoutent les techniques de recyclage d'eau (climatisation - réfrigération avec réinjections), la nette régression du nombre des grands travaux et de leur emprise sur la nappe, l'encombrement du sous-sol... Du fait de l'alimentation de la nappe par la Seine, le réaménagement de cette dernière peut avoir une influence non négligeable. Il en est de même de tous les réseaux d'eaux artificiels pas toujours très étanches tels les égouts anciens, les canaux, les lacs artificiels...

Enfin un facteur naturel entre en jeu : la pluviométrie. En effet la période 1978-1983 a été spécialement pluvieuse et les crues de 1982 et 1983 importantes.

4. TENDANCES ACTUELLES AU VU DES RELÉVÉS DE L'INSPECTION GÉNÉRALE DES CARRIÈRES

Depuis 1978, l'IGC suit l'évolution de quelques piézomètres (15 en 1978, 30 en 1981, 80 en 1989, 100

en 1990). Ce suivi a mis en évidence une remontée de la nappe très nette en centre rive droite (fig. 7). La nappe phréatique semble avoir atteint un pseudo-équilibre depuis 1983, jusqu'à de nouvelles modifications non prévisibles actuellement (nouveaux pompages, travaux souterrains, réalisation et étanchement de réseaux souterrains actuellement drainants ou futurs...).

D'autres constatations ont pu être faites aussi. Ainsi en rive gauche les nappes ont très peu évolué (fig. 6). A la Concorde en proximité de la Seine (130 m), on observe l'influence des crues de 1982 et 1983. On constate que la crue de 1982 a élevé de 0,8 m le niveau de la nappe et celle de 1983 de 0,5 m. Etant donné l'importance de ces crues, on peut en conclure que le lit de la Seine doit être en partie colmaté.

De tous ces relevés piézométriques, deux types de synthèses sont faites à l'IGC :

— des cartes piézométriques sont réalisées soit à partir de modèle mathématique comme la carte de COLIN (1986), (fig. 8) dont il faut s'astreindre des effets de bord, soit à partir des relevés directement comme la



Fig. 6. — Evolution dans le temps du niveau piézométrique de 1978 à 1989 de piézomètres n° 5 et n° 8 du réseau IGC (doc. IGC).

Fig. 6. — IGC network piezometer 5 and 8 level as a function of time. From IGC.



Fig. 7. — Evolution dans le temps du niveau piézométrique de 1978 à 1989 des piézomètres n° 9 et n° 10 du réseau IGC (doc. IGC).

Fig. 7. — IGC network piezometer 9 and 10 level as a function of time. From IGC.

carte d'octobre 1989 de PRUNIER-LEPARMENTIER (fig. 9) (il a été préféré une carte piézométrique de 1989 à une de 1990 en raison des baisses enregistrées pour les uns et d'une certaine anarchie incontrôlée pour les autres probablement due à des modifications de débit de pompage). Ce dernier type de cartes permet de mettre en évidence des zones d'anomalies. Actuellement trois zones d'anomalies ont été mises en évidence. La première se situe dans le 19^e arrondissement. Elle correspond à la zone du décret de 1977 concernant les poches de dissolution de gypse. Tout se passe comme si des « cheminées » mettaient la nappe phréatique (Eocène supérieur) en liaison avec la nappe sous-jacente (nappe lutétienne). Les niveaux mesurés indiquent un équilibre local entre les deux nappes. La deuxième (emplacement du fossé Charles V) et la troisième (fin de l'ancien rû de Ménilmontant) zones se situent toutes les deux dans le centre rive droite. L'anomalie est négative (niveau prévu - niveau réel). Géologiquement chacune se caractérise par une forte épaisseur de remblais et la troisième comporte en plus des alluvions modernes. On rencontre dans les deux cas de l'eau en base de ces remblais indépendamment de la nappe lutétienne. Ces zones seront probablement modifiées au niveau de

l'ancien lit de la Seine en fonction des mesures réalisées ;

— un rapport synthétique (9) donnant une carte de risques a aussi été réalisée. Cette carte au 1/25 000 de 1985 définit cinq zones à indices de risques différents en fonction du nombre de sous-sols réalisables hors d'eau, c'est-à-dire hors nappe et/ou circulations d'eau comme on peut en rencontrer dans les formations de pente. Ce document n'est consultable qu'à l'IGC.

L'IGC augmente régulièrement son parc de piézomètres, 90 ont été suivis mensuellement cette année, 20 viennent d'être forés. Ces mesures grossissent la banque de données piézométriques qui est en cours d'informatisation. Une enquête a également été réalisée afin de connaître les besoins et les souhaits des utilisateurs et de déterminer l'opportunité de créer un bulletin d'informations hydrogéologiques.

Enfin un projet ambitieux de banque de données commune avec le BRGM et l'Agence Financière de Bassin est à l'étude. Il a pour nom « GOEPARIF » et devrait permettre d'établir plus aisément des cartes hydroisohypses et des courbes d'évolution historique.

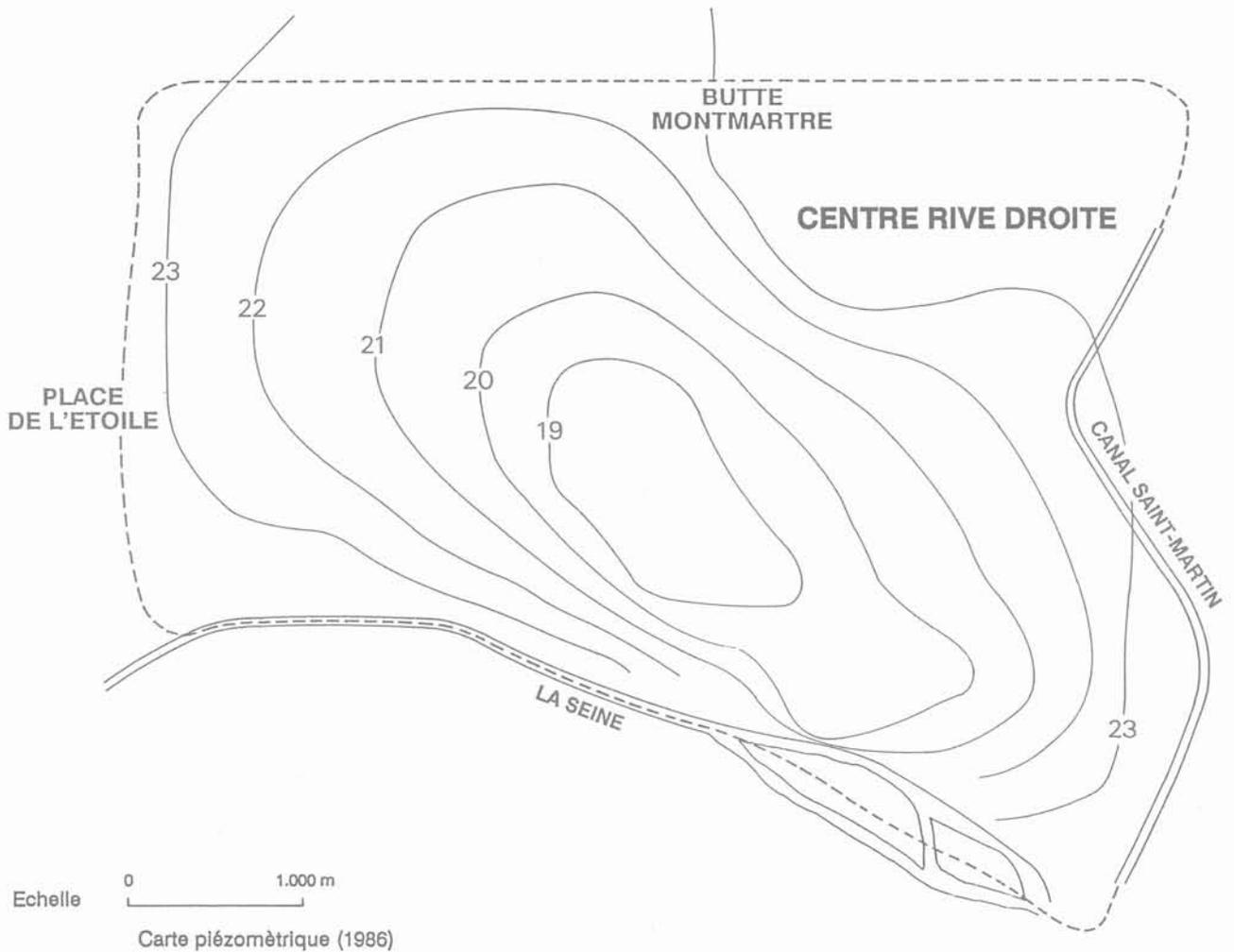


Fig. 8. — Carte piézométrique du Centre Rive Droite obtenue par simulation informatique (tirée de COLIN, 1986).
 Fig. 8. — Informatic modelisation of the Right Bank Central part piezometric map. From COLIN, 1986.

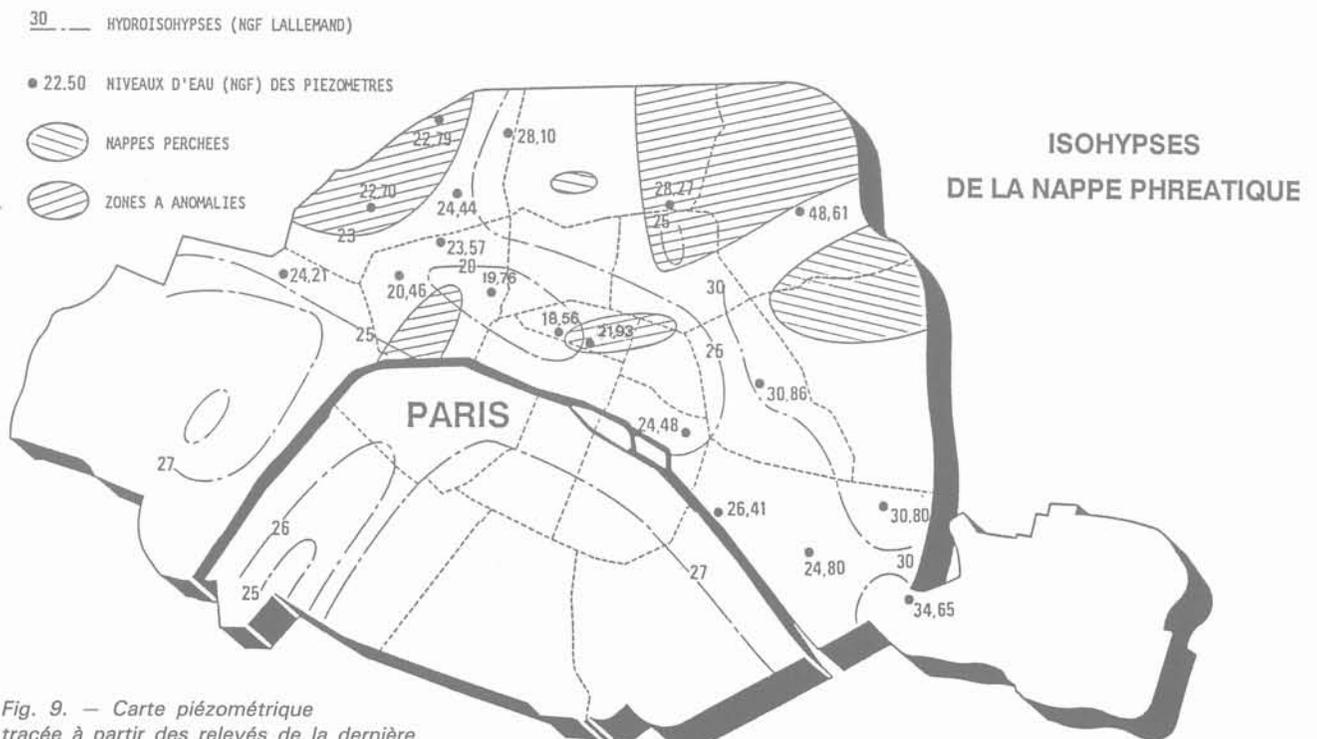


Fig. 9. — Carte piézométrique tracée à partir des relevés de la dernière semaine d'octobre 1989 des piézomètres de l'IGC faite par PRUNIER-LEPARMENTIER (1989).
 Fig. 9. — Piezometric map in october 1989. From PRUNIER-LEPARMENTIER, 1989.

Le but de toutes ces études et de ces moyens futurs et/ou actuels est de renseigner le public le plus justement possible, bien que ces renseignements ne soient qu'indicatifs et en aucune manière extrapolables. Certains projets, parfois même de simples forages mal rebouchés, peuvent en effet modifier temporairement voire définitivement les écoulements de nappe.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) BERGER G., MARQUET G. (1983), *Etude de l'évolution piézométrique des nappes d'eau souterraines à Paris et en proche banlieue au cours des dix dernières années*. Rapport BRGM 83 SGN 098 IDF, février 1983, 26 p.
- (2) BERGERON G., DESHAYS H., POINTET T. (1983), *Remontées des nappes d'eau souterraines, causes et effets*. Doc. BRGM n° 60, 1983, 100 p.
- (3) COLIN P.L. (1986), *Evolution des nappes peu profondes à Paris depuis un siècle*. PFE, ENSMP, Paris, juillet 1986, 62 p.
- (4) DELAFON H. (1981), *Etude de la nappe phréatique à Paris*. PFE, ENPC, Paris, 1981.
- (5) DELESSE (1858), *Carte hydraulique de Paris*.
- (6) DIFFRE P. (1969), *Géologie dynamique. Hydrologie de Paris et de sa banlieue*. Thèse de Doctorat 3^e cycle, Paris, 1969, 345 p.
- (7) DIFFRE P. (1979), *Désordres dus à la remontée du niveau des nappes peu profondes sous Paris*. Doc. BRGM n° 8, Lyon, mars 1979, pp. 593-598.
- (8) DIFFRE P., POMEROL C. (1979), *Paris et ses environs. Guide géologique*. Paris, Masson, 171 p.
- (9) MARVY J. (1986), *Les problèmes posés par la nappe phréatique à Paris*. Rapport interne IGC, 1986, 60 p. + annexes.
- (10) PRUNIER-LEPARMENTIER A.M. (1984), *Contexte géologique et géotechnique de la ville de Paris. Problèmes hydrogéologiques*. TFE ENSG Nancy et mémoire de DEA en géologie de l'ingénieur, 1984, 85 p + annexes.
- (11) PRUNIER-LEPARMENTIER A.M. (1988), *Les problèmes géologiques et géotechniques de la ville de Paris*. Thèse de l'ENSMP en géologie de l'ingénieur, Paris, décembre 1988, 244 p.



DISCUSSION

de l'article « Comportement de l'écran de soutènement d'une tranchée expérimentale étroite » par F. Descœudres et F. Pellet

P. HABIB

Laboratoire de Mécanique des Solides*
(Ecole Polytechnique. ENSMP, ENPC. Associé au CNRS)

Rev. Franç. Géotech. n° 56, pp. 77-78 (juillet 1991)

Dans un article récent, F. DESCŒUDRES et F. PELLET (RFG n° 55, avril 1991) ont présenté un calcul élastoplastique très élaboré (anisotropie élastique, critère de Coulomb, radoucissement, décollement possible de l'écran) utilisant la méthode des éléments finis pour un écran de soutènement d'une tranchée expérimentale étroite (programme EFEMER de l'EPFL), ainsi qu'un calcul par la méthode du module de réaction selon le modèle de WINKLER (programme DENEbola du LCPC). La comparaison des résultats de ces calculs entre eux et l'observation des déplacements réels mesurés au cours de quatre phases successives de la construction de la tranchée a montré quelques légères discordances mais donne l'impression d'ensemble de ce que l'on peut appeler, globalement, une prévision satisfaisante de la réalité à partir de l'évaluation expérimentale des paramètres mécaniques de la déformabilité par des essais de laboratoire et des essais in situ, dans le cas présent pressiométriques. Cette analyse est tout à fait satisfaisante ; elle appelle néanmoins les commentaires suivants.

La méthode du module de réaction a été pendant longtemps la seule dont on disposait pour le calcul d'une paroi de soutènement. Cette méthode ne s'est pas avérée trop mauvaise en ce sens qu'on ne cite pas dans la littérature d'accidents liés à son emploi et aussi parce que les mesures des contraintes dans les parois ou les mesures des contraintes normales aux parois au contact du sol, sur des ouvrages réels, n'ont pas montré de désaccords trop importants, ce qui n'était pas toujours le cas avec les équilibres limites. Le modèle de WINKLER enfin, a donné d'excellents résultats dans un problème analogue pour calculer la déformée des rails de chemin de fer sous l'appui d'une roue. On peut donc le considérer conceptuellement pour les parois rigides comme, localement satisfaisant, même s'il est mécaniquement plus difficile à interpréter.

Il ne faut donc pas s'étonner si une méthode beaucoup plus complète comme le calcul par éléments finis, donne des résultats comparables pour les contraintes. En effet, la méthode par éléments finis examine le détail des contraintes dans un champ infini, ou tout au moins suffisamment vaste pour que des conditions aux limites de déplacements nuls ne perturbent pas trop le calcul au voisinage de la tranchée. De la même façon, la méthode des éléments finis donne des résultats satisfaisants pour les déformations et pour les déplacements.

Par contre, la méthode du module de réaction peut donner des résultats aberrants pour les déplacements. La figure 1 est suffisamment explicite pour montrer ce qui peut se produire en déformation lors du creusement de deux fouilles dans le même matériau lorsque, dans un cas, le milieu est semi-fini (a), dans l'autre, lorsqu'il repose sur un matériau beaucoup plus raide (b).

On voit que les rotations des bords verticaux des deux fouilles *peuvent être de sens contraire*. Si ces fouilles avaient été bordées de parois verticales rigides raisonnablement encastrées avant le creusement, il en aurait été de même, les déplacements d'ensemble auraient été différents dans les deux cas, même si les contraintes dans les parois avaient été analogues et si les calculs par une méthode locale (le module de réaction) ou par une méthode globale (les éléments finis) avaient donné des valeurs voisines en *contraintes*.

D'où vient alors dans le cas présent l'excellent accord trouvé par les auteurs entre les déplacements calculés par éléments finis et par module de réaction ? Simplement du fait que la tranchée étudiée était étroite et, par conséquent, que l'effet du déchargement du poids du sol en fondation, créé par l'excavation, est faible sinon localement du moins à une certaine distance de la tranchée, où il devient rapidement imperceptible. Bien entendu, la suppression de la butée de la tranchée n'est pas négligeable à dis-

* 91128 Palaiseau Cedex.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE CHIRAT
42540 ST-JUST-LA-PENDUE
EN JUILLET 1991
DÉPÔT LÉGAL 1991 N° 6042

IMPRIMÉ EN FRANCE