

TECTONIQUE CASSANTE ET NEOTECTONIQUE

par

Jacques ANGELIER

(19 figures et 2 planches)

RESUME.- L'étude des déformations récentes porte principalement sur le domaine cassant. L'analyse de la tectonique cassante trouve un fil directeur essentiel dans la reconstitution des états de contrainte à partir des populations de jeux de failles ou de mécanismes au foyer des séismes. La reconstitution locale des orientations des axes des paléocontraintes $\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2, \vec{\sigma}_3$ et d'un rapport Φ lié à la forme de l'ellipsoïde des contraintes fait appel à des méthodes graphiques et numériques; l'analyse quantitative doit s'accompagner d'une étude qualitative poussée, notamment pour les tectoniques polyphasées.

On passe du stade local au stade régional en corrélant les états de paléocontrainte d'une même phase; si le réseau des déterminations locales est assez dense, des cartes des trajectoires de la paléocontrainte extrême subhorizontale sont tracées. L'étape ultime consiste à interpréter ces résultats régionaux dans le cadre géodynamique d'ensemble, en reliant la dynamique (champs de contraintes) à la cinématique (mouvements relatifs et déformation). Cette démarche est illustrée pour un exemple de compression associée à une collision (Taiwan) et pour un exemple d'extension associée à une subduction (Egée). En outre, l'exemple de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique-Europe illustre l'intérêt de l'étude de la tectonique cassante en termes de paléocontraintes dans les zones stables et sa liaison avec la reconstitution cinématique aux frontières de plaques.

Cette étude débouche sur une définition de la néotectonique fondée sur la continuité et l'homogénéité d'un mécanisme géodynamique régional, conduisant par exemple à une période néotectonique de 2-4 Ma pour Taiwan et de 12-13 Ma pour l'Egée. Cette acception n'exclut pas des interruptions mineures ou des réorientations illustrées par des rotations significatives des trajectoires de contrainte accompagnant des modifications cinématiques. L'analyse des mécanismes cassants, effectuée à toutes les échelles et en termes de contraintes, apporte un outil de choix et un fil directeur à l'étude néotectonique.

ABSTRACT.- The study of recent deformation concerns the brittle tectonic domain principally. Paleostress regimes are reconstructed accurately based on mechanical analyses of fault slip data sets collected in the field, or of focal mechanisms of earthquakes reconstituted with seismic records. In this paper, it is claimed that such mechanical analyses provide a powerful tool to understand brittle tectonics. In the first section, the basic principles and techniques for paleostress reconstruction using fault slip data sets are discussed in a general way (details are given in other papers). In the second section, the case of focal mechanisms of earthquakes is presented, because neotectonic studies generally include seismotectonic aspects; contrasts and similarities between fault and earthquake mechanisms are especially discussed from the methodological point of view. Some examples are illustrated, including paleostress analyses of simple monophasic sites as well as complex polyphasic ones, and stress analysis of a group of earthquakes.

Local determinations of paleostresses (or present stresses for active faulting or seismicity) are made based on graphical and numerical analyses of fault slips. Data include fault plane orientations as well as directions and senses of slips. Such data may be processed regardless of the origin of faults, neoformed or inherited (Fig.1). However, identification of neoformed faults (including the common conjugate systems) brings additional constraints, resulting in possibilities to get more information and to carry out rapid preliminary analyses (Fig.2). Because data consist of orientations and senses, not magnitudes, the results are obtained in terms of reduced stress tensors (Fig. 3, 4 and 5). These results consist of (1) the orientations of the three principal stress axes $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ and $\vec{\sigma}_3$, and (2) the ratio Φ of principal stress differences, $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Note that $\vec{\sigma}_1$ designs the maximum compressional stress and $\vec{\sigma}_3$ the minimum stress ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$); Φ values thus range from 0 to 1. The orientation of the stress ellipsoid depends on three independent variables, while its shape and size depend on three other independent variables (Fig.6): Φ (defined before), k (positive scale factor) and I (isotropic stress).

To determine k and I , further analyses are needed in terms of rock mechanics. The importance of careful qualitative analysis in the field is pointed out, especially where fault patterns are polyphase (a common occurrence). Analyses of fault slip data in monophasic and polyphasic settings are illustrated through case examples (Fig.7 and 8, respectively).

The comparison between fault slip and earthquake mechanism data sets independently collected by geologists and geophysicists (Fig.9) reveals strong analogy (Fig.10) and significant differences (Fig.11). A simple robust method, the P and T dihedral method, is applicable in both cases (Fig. 12 and 13). Stress tensor determination by numerical means allows more accurate determination of stress with focal mechanisms of earthquakes (Fig. 14), but requires preliminary choice among nodal planes of each datum.

The third section of this paper shows the significance of such stress-paleostress analyses at the regional scale. In order to reconstruct regional paleostress patterns, it is indispensable first to obtain a dense network of local determinations, and second to establish correlations between paleostresses related to a single tectonic event throughout the area under investigation. Paleostress trajectory maps are thus obtained. The last step consists of integrating these results within the geodynamic framework. Such studies finally allow comparisons between regional dynamics (paleostress fields) and kinematics (plate relative motion and intraplate deformation). This kind of analysis is briefly illustrated through three main examples: first, the regional compression related to arc-continent collision in Taiwan where a recent orogen is growing (Fig.15 and 16, Plate I); second, the more complex relationship between widespread extension that affects the upper plate of a subduction zone in the Hellenic Arc (Fig.17 and 18, Plate II); third, the distribution of intraplate stress in the European platform considered as a key to understand the kinematics of Africa-Eurasia convergence during the Cenozoic (Fig.19). The European case example also demonstrates that the analysis of brittle tectonics brings a powerful tool for geodynamic studies even in very poorly deformed platform domains, because minor fracturation and faulting reliably reflect remote boundary conditions.

Finally, the best definition of «neotectonics» is based on the continuity and the homogeneity of regional geodynamic mechanisms, rather than on arbitrary chronostratigraphic subdivision. As a result, from region to region, the neotectonic period may vary depending on the age of the geodynamic mechanism which still prevails: 2-4 Ma in Taiwan 12-13 Ma in Aegea. This definition of neotectonics does not preclude second order interruptions or reorientations. Such second order changes may involve for instance significant rotations of paleostress trajectory trends related to kinematic modifications, as in Taiwan and Aegea. Paleostress analyses of brittle tectonics at all scales provide an efficient key to investigate such second-order tectonic evolution as well as to identify the time-space extent of first-order geodynamic mechanisms.

La compréhension de la distribution des systèmes de failles et de leurs jeux exige une approche mécanique. En effet, la description géométrique ne peut, en général, permettre à elle seule de remonter de l'observation de structures cassantes aux orientations précises des efforts exercés sur des massifs rocheux ou sur des régions entières. Valable dans des cas simples, l'approche purement géométrique trouve ses limites dès lors que la tectonique affecte un bâti préfracturé, ce qui est le cas le plus fréquent. L'utilisation comme fil directeur du raisonnement

en termes de contraintes s'est révélée un auxiliaire puissant de l'étude géodynamique. La première partie de ce travail est consacrée à une discussion générale des méthodes correspondantes, sans que les techniques soient présentées en détail.

Cette approche mécanique de l'analyse des jeux de failles trouve une application en sismologie, car la plupart des mécanismes au foyer des séismes peuvent être analysés à peu près de la même manière.

I.- ANALYSE DES JEUX DE FAILLES : LA RECONSTRUCTION DES PALEOCONSTRAINTES

A.- Failles néoformées et failles héritées

Deux types principaux de failles sont à distinguer du point de vue de la réponse d'un massif rocheux aux contraintes tectoniques et de la géométrie des systèmes de failles qui en résultent (Fig.1). Dans un milieu initialement dépourvu de plans de défaut susceptibles de glissement se développent des failles néoformées, c'est-à-dire que l'état de contrainte provoque l'apparition de fractures de cisaillement, qui évoluent en failles néoformées dès que le déplacement des compartiments est significatif (Fig.1a). A la rupture, les contraintes normale (ν) et tangentielle (τ) sur un tel cisaillement suivent un «critère de rupture» dont l'expression la plus simple est $\tau = \tau_0 + m\nu$, où τ_0 est la résistance du matériau au cisaillement et m un coefficient positif. Bien entendu, les plans de cisaillement se développent suivant des orientations préférentielles. Dans la plupart des massifs rocheux satisfaisant certaines conditions d'homogénéité et d'isotropie (tout au moins suivant des plans perpendiculaires à un axe principal des contraintes, ce qui est généralement le cas dans un matériau stratifié horizontalement), la rupture aboutit ainsi à la formation de systèmes de cisaillements présentant une symétrie orthorhombique avec pour axes de symétrie les axes principaux des contraintes.

Le dispositif de failles néoformées le plus simple et le plus courant est celui des cisaillements conjugués (Anderson, 1942; Fig.1 a), dans lequel les deux familles de failles contiennent l'axe $\vec{\sigma}_2$ et ont pour bissectrices les axes $\vec{\sigma}_1$ (angle aigu) et $\vec{\sigma}_3$ (angle obtus).

L'identification d'un système de failles conjuguées fait appel à des critères géométriques simples:

- premièrement, les failles se distribuent en deux familles et les stries de glissement sont toutes perpendiculaires à l'intersection des deux familles de plans (Fig.1a et Fig.2);

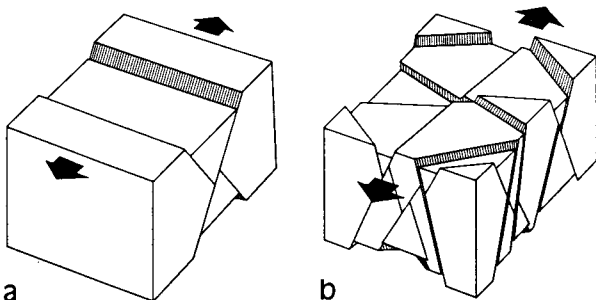


Fig. 1.- Failles néoformées conjuguées (a) et failles héritées (b). Illustration dans le cas de jeux normaux. Flèches: direction d'extension.

- deuxièmement, les sens de mouvement sont opposés, c'est-à-dire que les couples résultants sont de sens opposés; de plus, ces sens sont tels que l'angle aigu des deux familles de failles contient des directions de raccourcissement (couples convergents, Fig.1a et Fig.2);
- troisièmement, l'angle aigu des deux familles de failles est conforme aux propriétés mécaniques de la roche (il dépend notamment du coefficient m déjà mentionné). Cette propriété est la plus difficile à contrôler en l'absence d'essais mécaniques; néanmoins, les angles approximatifs caractéristiques de la plupart des roches communes sont connus (les valeurs les plus courantes allant de 40 à 70 degrés). Il existe des systèmes de failles «quasi-conjuguées» (Angelier, 1979a) qui présentent les deux premières caractéristiques, mais non la troisième.

Si ces trois critères sont satisfaits, la détermination des axes principaux des contraintes est immédiate (Huang et Angelier, 1989), puisque:

- l'axe $\vec{\sigma}_2$ est l'intersection des deux familles de plans de faille (il est donc perpendiculaire aux deux familles de stries);
- l'axe $\vec{\sigma}_1$ est bissecteur de l'angle aigu des failles (donc des stries);
- l'axe $\vec{\sigma}_3$ est bissecteur de l'angle obtus des failles (donc des stries).

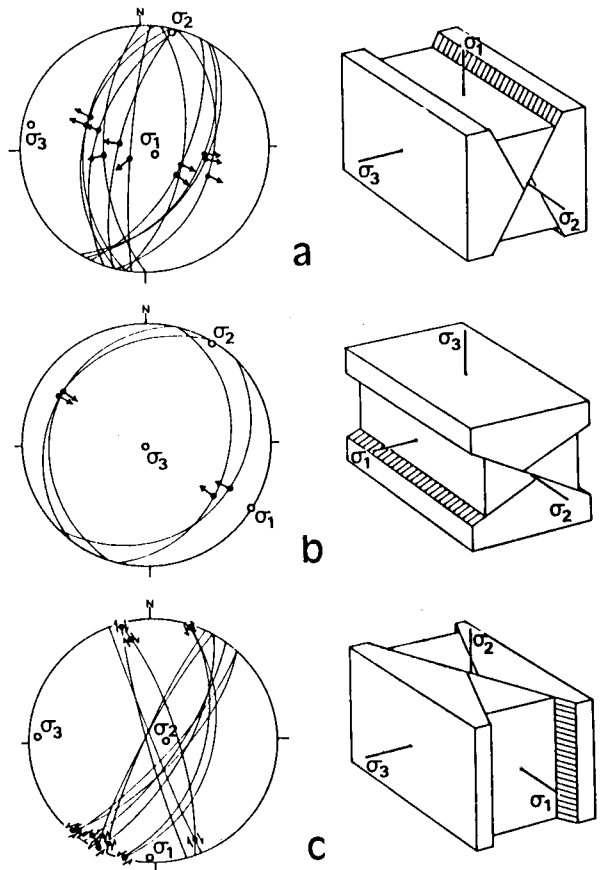


Fig. 2.- Systèmes courants de failles conjuguées.

A gauche, plans de failles et stries en projection de Schmidt, hémisphère inférieure, d'après quelques exemples égyptiens.

A droite, blocs-diagrammes simplifiés correspondants. Les axes des contraintes principales $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$ sont indiqués dans tous les cas.

a, failles normales. b, failles inverses. c, décrochements.

La figure 2 illustre des systèmes conjugués dans trois cas typiques: failles normales, failles inverses et failles décrochantes (a, b, c respectivement). On peut remarquer que chacun de ces systèmes se déduit de chacun des deux autres par une rotation de 90 degrés autour d'un axe principal; tous se ramènent donc au schéma de la Figure 1a.

Si le milieu rocheux est, au contraire du cas précédent, pourvu de plans de défaut d'orientations variées, il y aura glissement suivant ceux de ces plans dont l'orientation par rapport aux axes principaux des contraintes sera favorable. Ces plans de défaut peuvent être des diaclases, d'anciennes failles, des plans de schistosité, etc... Leur activation (ou réactivation) dans le nouvel état de contrainte en fait des failles héritées (Fig.1b). Les contraintes normale (ν) et tangentielle (τ) suivent un «critère de frottement» dont l'expression la plus simple est $\tau = \mu\nu$ (en l'absence de cohésion initiale), μ étant le coefficient de frottement sur la surface considérée (comparer avec le critère de rupture des failles néoformées, évoqué précédemment). L'orientation et le sens du glissement sur un tel plan de faille héritée dépendent évidemment des caractéristiques de l'état de contrainte, suivant des règles dont une version raisonnablement simplifiée sera présentée plus loin.

N'oublions pas que le tectonicien cherche à reconstituer un état de paléocontrainte à partir de l'observation de failles à stries dans un massif rocheux. De ce point de vue, il existe une grande différence entre les failles néoformées et les failles héritées (Fig.1): l'orientation des failles néoformées est imposée par l'état de contrainte responsable de leur apparition, alors que l'orientation des failles héritées, liée à des événements antérieurs, est *a priori* quelconque par rapport aux axes principaux des contraintes qui induisent le glissement. Celui-ci doit toutefois être possible compte tenu du critère de frottement, ce qui en pratique interdit l'activation de plans ayant certaines orientations.

En d'autres termes, le jeu d'une faille étant connu, il existe dans tous les cas (néoformation ou héritage) pour un plan donné une relation entre l'état de contrainte et le glissement qu'il induit; cette relation sera évoquée plus loin. Dans le cas d'une faille néoformée, cette relation existe bien entendu, mais il existe de surcroît une relation entre l'état de contrainte et l'orientation du plan de faille. Il s'ensuit que l'analyse des failles néoformées, particulièrement des failles conjuguées (Fig.1a), permet de reconstituer l'orientation des axes principaux des paléocontraintes en s'appuyant sur une analyse géométrique simple (*cf. supra*). C'est pour cette raison que sur le terrain

même, la recherche des systèmes conjugués de failles donne rapidement accès aux caractéristiques majeures de l'état de contrainte que sont les orientations des axes $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$ (Fig.2).

Toutefois, les systèmes conjugués ne sont pas toujours présents (ou identifiables à coup sûr); en tout état de cause, l'analyse tectonique ne peut être limitée à ces seuls systèmes. Il est donc indispensable de disposer d'un modèle général permettant de déterminer la direction et le sens du glissement sur un plan de faille donné en fonction d'un état de contrainte (problème direct: Wallace, 1951; Bott, 1959) et réciproquement de déterminer l'état de contrainte en fonction des directions et des sens des glissements observés sur des failles diversement orientées (problème inverse: Carey et Brunier, 1974, suivis par de nombreux auteurs). Ces relations générales entre état de contrainte et jeux de failles, également applicables aux failles néoformées et aux failles héritées, sont décrites dans la sous-section suivante.

Dans le cas des failles néoformées (Fig.1a et 2), l'application de ces seules relations générales entraîne une perte d'information (à savoir: la relation entre état de contrainte et orientation du plan de faille). Il est facile de compenser cette lacune *a posteriori* (c'est-à-dire après détermination) en examinant les relations géométriques entre les axes principaux obtenus avec l'ensemble des failles et les plans de failles présumées néoformées.

B.- Etat de contrainte et jeu d'une faille

Nous admettons qu'à l'intérieur d'un volume rocheux soumis à la seule tectonique cassante dans des conditions de faible déformation discontinue sans rotation, l'état de contrainte peut être valablement représenté par un système d'axes principaux unique (Fig.3). Cette approximation, qui revient à négliger les variations d'orientation des contraintes associées aux discontinuités et aux hétérogénéités du matériau, est justifiée *a posteriori* par la cohérence des résultats (*cf. infra*). Il apparaît en effet à l'usage que si les failles sont d'orientations suffisamment variées, les déviations de contraintes tendent à se compenser dans l'ensemble. L'état de contrainte est représentable géométriquement par un ellipsoïde des contraintes dont les axes sont les contraintes principales $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$, $\vec{\sigma}_3$ (Fig.3) et analytiquement par un tenseur des contraintes qui permet d'effectuer tous les calculs nécessaires.

Le tenseur des contraintes moyen (T) décrit l'orientation du trièdre trirectangle des trois axes principaux $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$, $\vec{\sigma}_3$, ainsi que les magnitudes des contraintes principales correspondantes, σ_1 , σ_2 , σ_3 (Fig.3). Ce tenseur renferme donc six

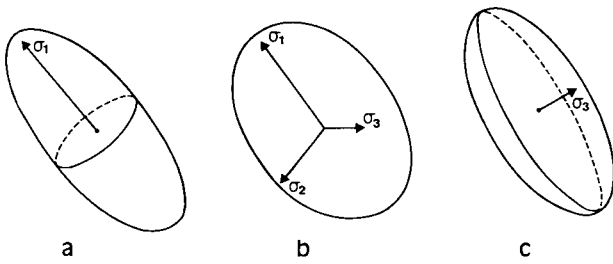


Fig. 3.- Ellipsoïde des contraintes.
 a, ellipsoïde de révolution «en cigare» autour de l'axe $\vec{\sigma}_1$ ($\sigma_2 = \sigma_3$, donc $\Phi = 0$).
 b, ellipsoïde quelconque ($\sigma_1, > \sigma_2, > \sigma_3$, donc $0 < \Phi < 1$).
 c, ellipsoïde de révolution «en galette» autour de l'axe $\vec{\sigma}_3$ ($\sigma_1 = \sigma_2$, donc $\Phi = 1$). On rappelle que $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

variables indépendantes (trois variables décrivent les orientations des trois axes perpendiculaires deux à deux; les trois autres décrivent les magnitudes des trois contraintes principales).

Par ailleurs, les données sur les jeux de failles correspondent à la direction et au sens de chaque glissement (Fig.4 et 5), mais non à l'amplitude des contraintes exercées (Fig.6). Il est facile en effet de vérifier que la multiplication du tenseur T par un scalaire strictement positif k (qui revient à multiplier toutes les contraintes exercées par ce facteur k) ne change ni la direction ni le sens du cisaillement sur tout plan. De même, l'addition à T d'un état de contrainte isotrope II (l'étant un scalaire quelconque et I la matrice unité) n'affecte ni la direction ni le sens du cisaillement sur tout plan (Fig.6). En d'autres termes, tous les tenseurs de la famille $kT + II$ sont équivalents en termes d'orientations des cisaillements sur des plans quelconques (Fig.6).

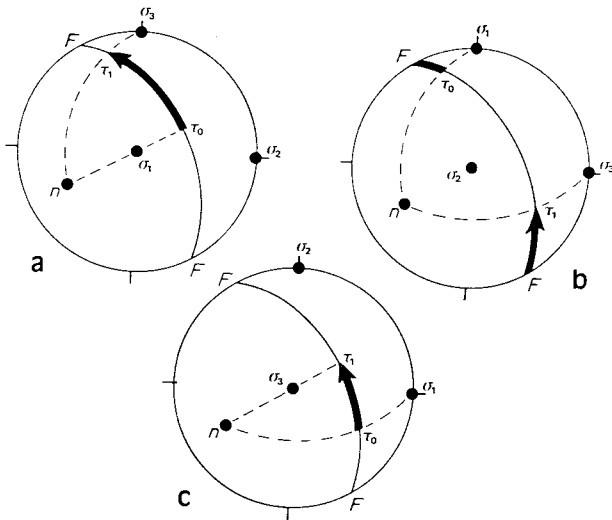


Fig. 4.- Axes de contraintes et jeu d'une faille.
 le plan de faille, F , est représenté en trait fin (projection de Schmidt); sa normale est \vec{n} . Les axes principaux des contraintes sont indiqués ($\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2, \vec{\sigma}_3$). Lorsque le rapport Φ croît de 0 à 1, c'est-à-dire que σ_2 croît de σ_3 à σ_1 (voir Fig.3), la contrainte tangentielle balaie le plan de faille de la position τ_0 à la position τ_1 (suivant la grosse flèche). Les traits tiretés résument la construction donnant les positions extrêmes τ_0 et τ_1 . a, $\vec{\sigma}_1$ vertical, donc jeu normal. b, $\vec{\sigma}_2$ vertical, donc jeu décrochant. c, $\vec{\sigma}_3$ vertical, donc jeu inverse (la construction est applicable à toute autre orientation des axes).

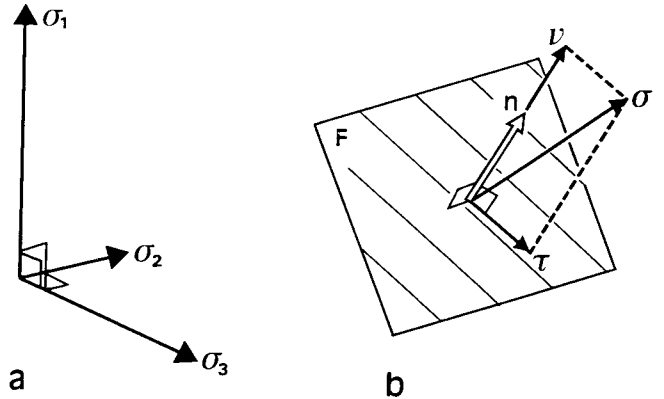


Fig. 5.- Plan de faille et état de contrainte.
 a, axes principaux des contraintes orthogonaux $\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$. b, plan de faille F avec sa normale \vec{n} ; la contrainte $\vec{\sigma}$ exercée sur F se décompose en contraintes normale ($\vec{\nu}$) et tangentielle ou cisailante ($\vec{\tau}$).

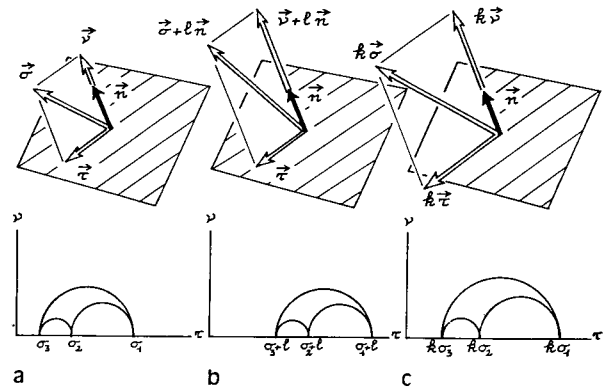


Fig. 6.- Tenseur réel des contraintes et tenseur réduit.
 En haut, plan de faille, sa normale \vec{n} , la contrainte $\vec{\sigma}$ et ses composantes normale $\vec{\nu}$ et tangentielle $\vec{\tau}$. En bas, cercles de Mohr correspondants. a, avec le tenseur T . b, avec le tenseur $T + II$ (II , scalaire quelconque, I matrice unité). c, avec le tenseur kT (k , scalaire strictement positif). Discussion dans le texte.

Cette équivalence fait que seules quatre des six variables indépendantes du tenseur des contraintes jouent un rôle dans la distribution des orientations des cisaillements. Ces quatre variables comprennent les trois variables d'orientation (car tous les tenseurs de la famille $kT + II$ ont les mêmes axes principaux $\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2, \vec{\sigma}_3$) plus une variable liée aux magnitudes σ_1, σ_2 et σ_3 , commodément représentée par un rapport $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ dont la valeur est comprise entre 0 et 1 bornes incluses (Angelier, 1975). Les deux variables restantes servent à fixer les magnitudes des trois contraintes principales (et par conséquent des contraintes exercées sur tout plan) connaissant Φ ; elles sont liées aux scalaires indéterminés k et l (Fig.3 et 6).

En d'autres termes, les données exprimant les directions et les sens des jeux sur des plans de failles sont liées aux orientations des axes principaux $\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2, \vec{\sigma}_3$ de l'ellipsoïde des contraintes ainsi qu'à un facteur Φ associé à la forme de l'ellipsoïde. Ce rapport entre les différences des contraintes principales $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ joue un rôle tout aussi important que l'orientation des axes. Considérons par exemple ses valeurs extrêmes, 0 et 1. Dans le premier cas ($\Phi = 0$), les contraintes

principales σ_2 et σ_3 sont égales et l'ellipsoïde a la forme d'un cigare, de révolution autour du grand axe $\vec{\sigma}_1$ (Fig. 3a). Dans le second cas ($\Phi = 1$), les contraintes principales σ_1 et σ_2 sont égales et l'ellipsoïde a la forme d'une galette, de révolution autour du petit axe $\vec{\sigma}_3$ (Fig. 3c). Dans les cas intermédiaires, les trois contraintes principales diffèrent (Fig. 3b).

Nous disposons donc de quatre variables pour décrire l'état de contrainte responsable des directions et des sens des jeux des failles. Quant aux deux variables restantes, qui avec Φ fixeraient les valeurs des trois contraintes principales, elles sont hors d'atteinte avec les seules données indiquées ci-dessus. Cette indétermination (Fig. 6) signifie que l'ellipsoïde des contraintes pourra être déterminé à un facteur d'échelle près (k) et à une pression de type hydrostatique près (II).

Notons que l'appellation courante «facteur de forme» pour Φ est trompeuse, car la forme de l'ellipsoïde des contraintes (Fig. 3) dépend à la fois de Φ et de I. Il existe donc deux «facteurs de forme» complémentaires (Φ et I) et un «facteur d'échelle» (k).

Les cas particuliers d'ellipsoïde de révolution qui viennent d'être mentionnés (Fig. 3a et c) sont intéressants dans la mesure où ils permettent de fixer géométriquement le jeu cisailant d'un plan connu avant de passer au cas général (Fig. 3b). Remarquons que ces cas particuliers (deux contraintes principales égales) correspondent à un type d'essai communément, mais faussement, appelé «triaxial» en mécanique des roches: L'application d'une contrainte uniaxiale s'ajoutant à une pression de confinement (Fig. 3a ou c). Les cas restants correspondent à l'essai véritablement triaxial (trois contraintes principales différentes, Fig. 3b).

Dans le cas $\Phi = 0$ (axe $\vec{\sigma}_1$ de révolution, Fig. 3a), la contrainte tangentielle sur un plan donné (Fig. 5) est parallèle à la projection orthogonale de l'axe $\vec{\sigma}_1$ sur ce plan (Fig. 5, positions τ_0); le sens du cisaillement est tel que suivant la direction de $\vec{\sigma}_1$ il y a compression. Sur une projection stéréographique (Fig. 4), il suffit donc de trouver le grand cercle passant par le pôle du plan et par l'axe $\vec{\sigma}_1$ pour déterminer, à l'intersection de ce grand cercle avec celui qui représente le plan de faille, la direction de cisaillement; un raisonnement simple sur les positions de l'axe $\vec{\sigma}_1$ et du plan de cisaillement fournit le sens (Fig. 4).

Dans le cas $\Phi = 1$ (axe $\vec{\sigma}_3$ de révolution, Fig. 3c), la construction est la même, mais avec $\vec{\sigma}_3$ au lieu de $\vec{\sigma}_1$ (Fig. 4, positions τ_1).

Dans les cas intermédiaires ($0 < \Phi < 1$), le cisaillement occupera des positions intermédiaires entre ces deux positions extrêmes τ_0 et τ_1 (Fig. 4), mais les constructions à effectuer pour le trouver ne sont pas suffisamment simples pour être couramment utilisables sans grande perte de temps.

Par contre, la détermination mathématique est toujours très simple (Fig. 5). La multiplication du tenseur T par le vecteur unitaire \vec{n} normal au plan donne le vecteur contrainte $\vec{\sigma}$ appliqué au plan. La multiplication du vecteur \vec{n} par le produit scalaire $\vec{\sigma} \cdot \vec{n}$ donne le vecteur contrainte normale \vec{v} . Comme la somme vectorielle de la contrainte normale \vec{v} et du cisaillement $\vec{\tau}$ est le vecteur contrainte $\vec{\sigma}$, le cisaillement $\vec{\tau}$ se trouve entièrement défini en direction et en sens connaissant T et \vec{n} .

Une particularité de ces relations est à souligner: il existe certains plans pour lesquels le cisaillement est fixe en direction et en sens quelle que soit la valeur du rapport Φ . Il est aisé de montrer, avec des constructions semblables à celles de la Fig. 4, que c'est le cas pour les plans

contenant l'axe principal intermédiaire $\vec{\sigma}_2$. En effet, le plan perpendiculaire à cet axe, plan contenant les axes $\vec{\sigma}_1$ et $\vec{\sigma}_3$, est alors perpendiculaire au plan de faille. Par voie de conséquence, les projections orthogonales de $\vec{\sigma}_1$ et de $\vec{\sigma}_3$ sur le plan de faille, qui définissent le cisaillement pour $\Phi = 0$ et pour $\Phi = 1$ respectivement, coïncident. Le cisaillement ne change donc pas, pour de tels plans, lorsque le «facteur de forme» Φ varie de 0 à 1.

Or les failles conjuguées, qui sont les failles néoformées les plus communes (Fig. 1a et Fig. 2), sont par définition parallèles à l'axe principal intermédiaire $\vec{\sigma}_2$ (cf. *supra*). Il s'ensuit que les jeux de failles conjuguées sont insensibles aux variations du facteur Φ , donc qu'ils ne permettent pas de déterminer valablement ce facteur Φ . Pour effectuer cette détermination, il faut disposer de failles obliques par rapport aux axes principaux des contraintes, notamment de failles héritées (Fig. 1b).

C.- Reconstruction du tenseur des paléocontraintes

La section précédente était consacrée au problème direct (Wallace, 1951; Bott, 1959), à savoir la détermination du jeu d'une faille (Fig. 5) connaissant l'état de contrainte (le tenseur T) et le plan de faille (de normale \vec{n}).

Il a été implicitement admis que le glissement se fait dans la direction et dans le sens de la contrainte tangentielle (ou cisaillement, $\vec{\tau}$). Cette hypothèse revient à considérer que chacune des failles joue indépendamment des autres et en fonction d'un état de contrainte uniforme. Evidemment fautive en théorie, l'hypothèse s'est révélée parfaitement acceptable en pratique, en tant que première approximation; nous en verrons plus loin la confirmation.

La présente section est consacrée à la résolution du problème inverse, c'est-à-dire à la détermination de l'état de contrainte moyen à partir de mesures de plans de failles et de stries de glissement (Carey et Brunier, 1974; Angelier, 1975; Carey, 1976; Armijo et Cisternas, 1978; Angelier, 1979a et b; Etchecopar *et al.*, 1981; Angelier *et al.*, 1982; Angelier, 1983 et 1984; Michael, 1984; Reches, 1987; Angelier, 1989).

Rappelons que l'on ne peut déterminer, avec ces données, qu'une famille de tenseurs; deux variables demeurent indéterminées (k et I, section précédente). Le problème inverse est donc un problème à quatre inconnues: trois définissent l'orientation du trièdre trirectangle des axes principaux, la dernière (Φ) définit une relation entre les contraintes principales. Ces quatre inconnues définissent un «tenseur réduit», ce qui

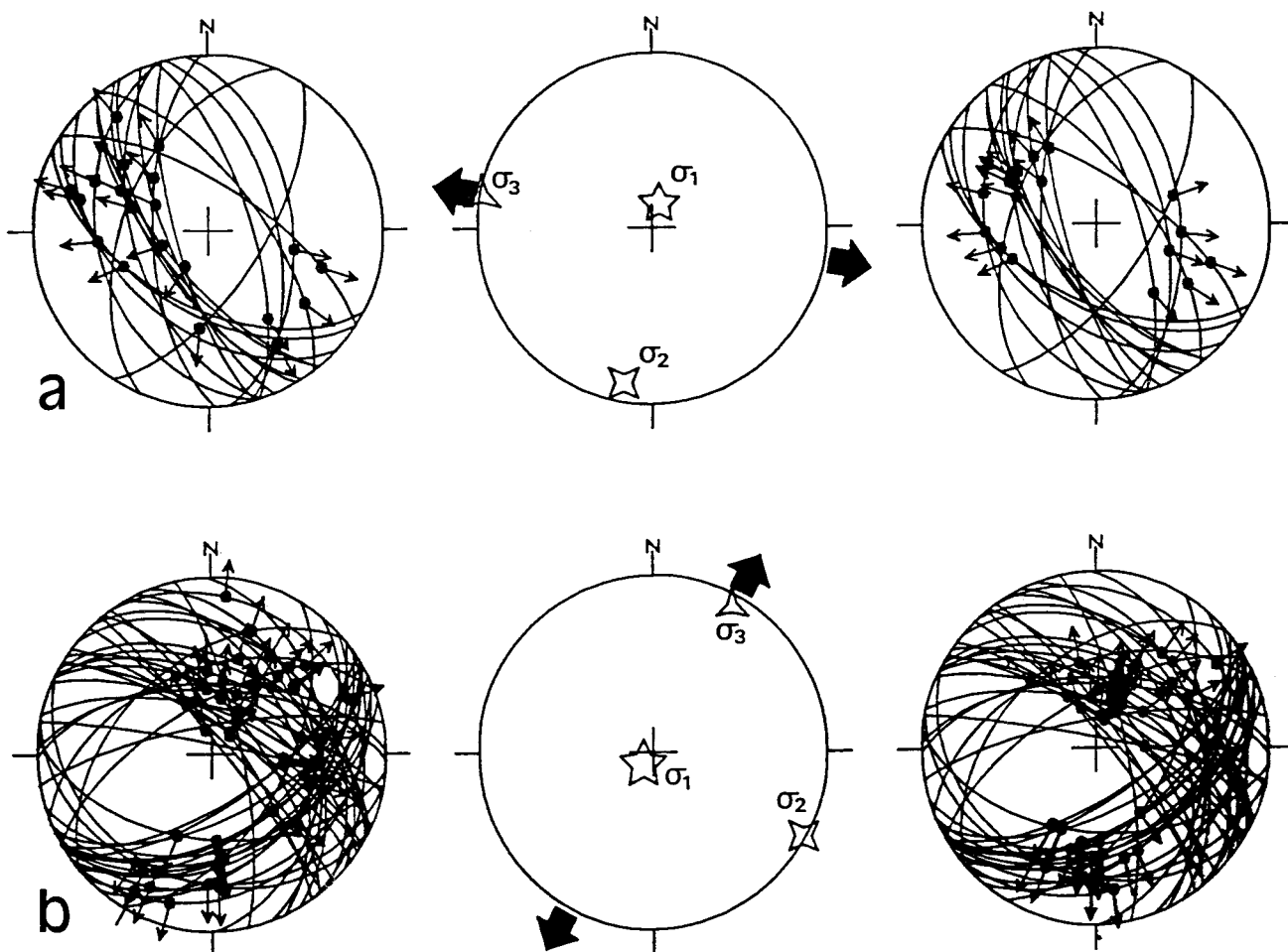


Fig. 7.- Exemple de détermination du tenseur moyen des contraintes pour une population monophasée de jeux de failles. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur. A gauche, failles observées et leurs stries. Au centre, axes de paléocontraintes $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$, $\vec{\sigma}_3$ obtenus par une méthode d'inversion directe de calcul du tenseur. A droite, stries théoriques re-calculées en fonction du tenseur moyen: la comparaison avec le diagramme de gauche donne la mesure des écarts individuels entre glissement réel et glissement théorique. a, extension plio-quaternaire dans les sédiments d'un site de Basse-Californie (Mexique): 20 failles normales, $\Phi = 0.5$, angle moyen strie-contrainte tangentielle inférieure à 19° . b, extension dans les ophiolites tertiaires de Kamogawa (Japon): 50 failles normales, $\Phi = 0.3$, angle moyen inférieur à 19° .

revient à fixer arbitrairement les scalaires k et l ; étant entendu que la solution générale s'en déduit en faisant varier k et l (Fig.6).

Trois cas sont à considérer, en théorie: premièrement, avec moins de quatre jeux de failles (soit quatre équations indépendantes), le tenseur réduit ne peut être déterminé; deuxièmement, avec quatre jeux de failles distincts, le tenseur réduit est exactement déterminé; troisièmement, avec plus de quatre jeux de failles, il y a surdétermination, c'est-à-dire que le nombre des équations excède celui des inconnues. Ce dernier cas est seul intéressant en pratique, car il permet d'atténuer les effets des erreurs de mesure et d'observation, ainsi que d'effectuer une vérification de la cohérence des résultats.

Dans les cas réels courants (Fig.7), on dispose pour un événement tectonique donné dans un site de mesures d'un nombre de jeux de failles compris entre la dizaine et la centaine, ce qui signifie que le problème inverse comporte dix à cent équations pour quatre inconnues. Dans des cas exceptionnels, notamment à des fins d'investigation méthodologique, le nombre de mesures peut dépasser la centaine (Angelier *et al.*, 1985; Fig.8).

Ce genre de problème est résolu par des méthodes diverses. Sans entrer dans le détail, qu'il suffise d'indiquer le principe technique: il s'agit de rendre minimale, généralement au sens des moindres carrés, une somme de fonctions exprimant, pour

chaque faille, l'écart entre le cisaillement calculé (fonction, pour un plan donné, du tenseur des contraintes: voir la section précédente) et la strie mesurée. La fonction la plus aisée à concevoir, mais non la mieux adaptée, est l'angle entre le cisaillement théorique et le jeu réel (0 degré au mieux, 180 degrés au pis); quelques critères sont discutés ailleurs (Angelier, 1984).

Après détermination du tenseur réduit, et par conséquent des orientations des trois axes principaux $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$, $\vec{\sigma}_3$ ainsi que du facteur Φ , il convient de passer en revue toutes les failles utilisées en calculant pour chacune l'écart entre le cisaillement théorique (calculé à partir de la solution moyenne T) et la strie réelle. Ainsi se trouvent détectées les anomalies, dont il convient de rechercher par des méthodes qualitatives indispensables (Angelier, 1983) si elles correspondent à des erreurs angulaires d'observation et de mesure, à des erreurs sur les sens des jeux, à des mécanismes particuliers (notamment en cas d'interactions entre failles ou de rotations de blocs), ou encore au polyphasage (mélange de

mesures correspondant à des épisodes tectoniques différents).

Après correction des anomalies les plus criantes, les écarts angulaires moyens entre les stries réelles et théoriques varient généralement de 5 à 20 degrés suivant les sites et les nombres de mesures (Fig.7). Compte tenu de la part des erreurs de mesure et d'observation, ces dispersions sont modérées: cette cohérence des résultats confirme le bien-fondé des approximations initialement faites (*cf. supra*). Dans le domaine des incertitudes raisonnablement acceptables, le modèle simple des glissements indépendants conformes aux cisaillements imposés par un même tenseur moyen des contraintes peut donc être considéré comme satisfaisant (Fig.4, 5 et 6).

L'une des sources les plus courantes d'une dispersion apparente inacceptable des résultats est le mélange de mesures de jeux de failles liés à deux ou plusieurs états de contraintes successifs (Fig.8). Le calcul d'un seul tenseur moyen des contraintes, qui ne correspond dans ce cas à aucune réalité physique, ne peut alors donner de résultats probants sauf si l'un des états de

contrainte correspond à une écrasante majorité de mesures. Une méthode de séparation automatique des états de contrainte a été mise au point en incluant le calcul des tenseurs moyens des contraintes dans un processus itératif de séparation de classes inspiré de la méthode des «nuées dynamiques» (Angelier et Manoussis, 1980; Angelier, 1984). Il est donc possible de séparer et de déterminer deux ou plusieurs états de contrainte à partir d'une population hétérogène de mesures de jeux de failles (Fig.8). Il faut toutefois avoir soin d'étayer une telle analyse de données polyphasées par des arguments qualitatifs: datations stratigraphiques de certains jeux, chronologies relatives des mouvements (recouvrements de failles et jeux successifs sur un même miroir), différences de minéralisation ou de broyage entre les failles, etc... Il ne faut jamais oublier que les outils de calcul, si puissants soient-ils, ne peuvent se substituer à l'indispensable observation naturaliste qualitative.

La recherche et l'analyse des systèmes de cisaillements conjugués décrits précédemment sont d'une aide précieuse dans la détection des

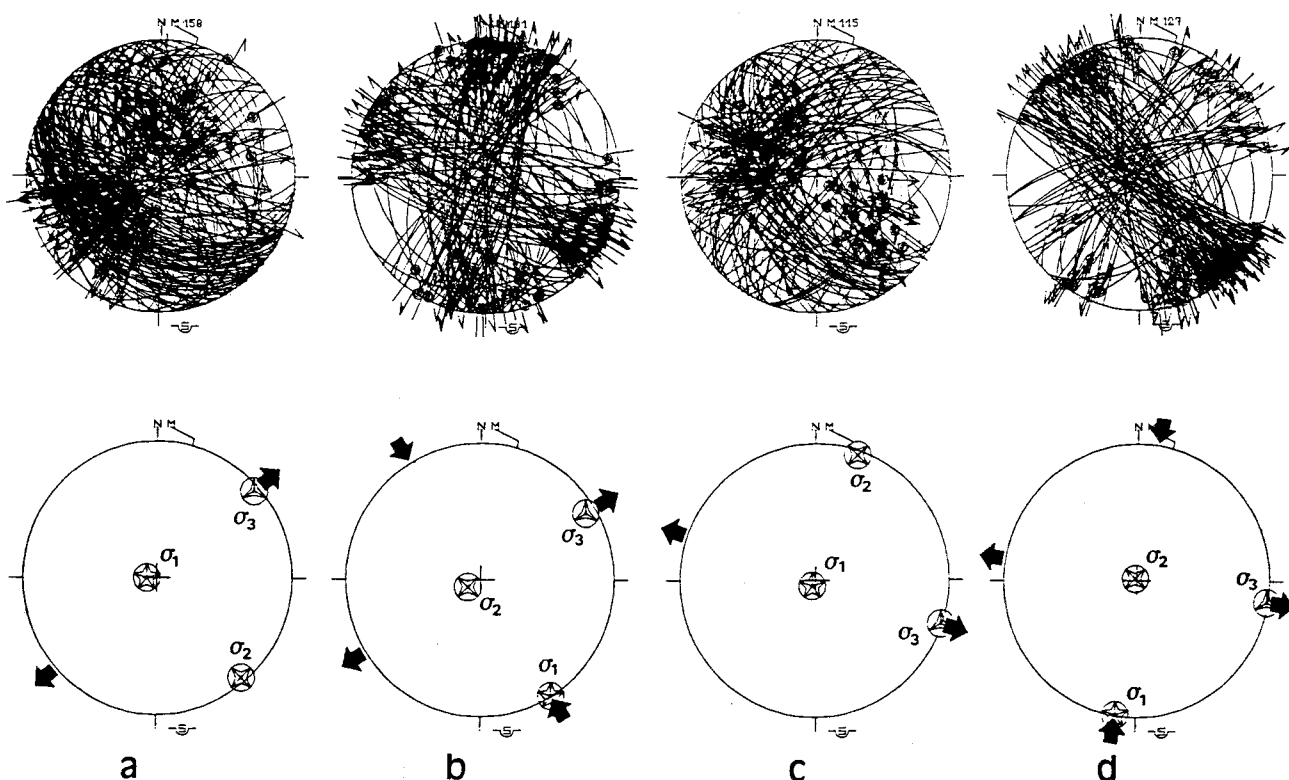


Fig. 8.- Exemple de détermination des tenseurs moyens des contraintes pour une population polyphasée de jeux de failles. Projection de Schmidt, hémisphère inférieure. Diagrammes du haut: résultat d'une séparation en quatre classes mécaniquement homogènes (a, b, c, d) pour une population hétérogène de 531 failles dans la série volcano-sédimentaire miocène du Hoover Dam, Nevada-Arizona, U.S.A. (Angelier *et al.*, 1985): projection des plans de failles et stries observés. Diagrammes du bas: axes de paléocontrainte σ_1 , σ_2 , σ_3 correspondants. a, 158 failles, $\Phi = 0.2$, angle moyen strie-contrainte tangentielle = 15° . b, 131 failles, $\Phi = 0.3$, angle = 11° . c, 115 failles, $\Phi = 0.3$, angle = 16° . d, 127 failles, $\Phi = 0.3$, angle = 10° . Méthode de séparation: Angelier, 1984. Les états de contrainte a et b appartiennent à un premier épisode en extension NE-SW avec permutation σ_1/σ_2 . Les états de contrainte c et d appartiennent à un épisode plus récent en extension WNW-ESE avec le même type de permutation. La séparation mécanique est corroborée par les critères de chronologie relative (recouvrements des failles, jeux successifs).

dispositifs polyphasés sur le terrain, car ils fournissent par leurs symétries promptement détectables une clé géométrique simple (Fig.1a), contrairement aux failles obliques (Fig.1b). L'importance relative des failles néoformées comparées aux failles héritées tend évidemment à décroître avec chaque nouvel état de contrainte lorsque l'évolution tectonique est complexe, puisque les orientations de plans de défaut préexistants deviennent de plus en plus variées lorsque le degré du polyphasage augmente.

La notion d'état de contrainte est évidemment beaucoup plus restrictive que celle d'évènement tectonique (et, *a fortiori*, que celle de phase tectonique). Il peut en effet exister deux ou plusieurs états de contraintes pour un seul épisode tectonique: mentionnons par exemple les rotations de blocs (bascullements, plissements, rotations horizontales) qui accroissent le nombre apparent d'état de contraintes successifs, ou les phénomènes de variation progressive ou brutale du rapport Φ qui peuvent aller jusqu'à la permutation de deux axes principaux ($\vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$, ou $\vec{\sigma}_1$ et $\vec{\sigma}_2$). Il convient donc d'être extrêmement prudent dans l'interprétation tectonique des polyphasages apparents.

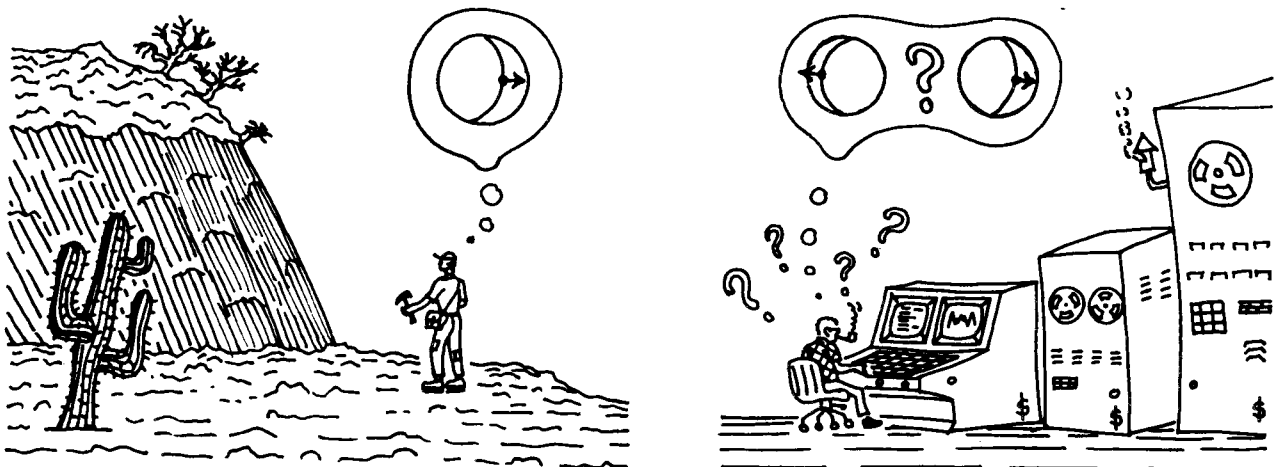
Enfin, pour un état de contrainte donné, il est possible de passer du tenseur réduit (4 variables indépendantes) au tenseur complet (6 variables indépendantes) à condition de connaître la courbe de rupture caractéristique du matériau rocheux. Les deux paramètres k et l (*cf. supra*) peuvent en effet être déterminés en combinant les données de rupture (sur les failles néoformées, spécialement conjuguées) et de friction (sur les failles héritées), avec si cela est possible des données sur la profondeur d'enfouissement lors des jeux de failles. L'analyse se fait sur des diagrammes de Mohr (contraintes normales en abscisse et contraintes tangentielles en ordonnées).

L'utilisation des autres structures associées à la tectonique cassante, notamment des joints (p.ex., Hancock, 1985) doit s'ajouter à ces méthodes, mais elle ne sera pas discutée ici.

II.- JEUX DE FAILLES ET MECANISMES AU FOYER DES SEISMES

A.- Comparaison des données géologiques et sismiques.

Pour le géologue (Fig.9a), l'orientation d'un mécanisme de faille se réduit à un plan (le plan de faille) portant une demi-droite (la strie avec son sens). Cette orientation est commodément caractérisée, sur le terrain, par la mesure de trois angles indépendants: deux caractérisent le plan de faille en direction et en inclinaison, le troisième fixe la direction et le sens du glissement sur ce plan. A partir de ces données d'observation sont construits, pour les besoins de l'analyse géométrique et notamment pour la recherche des symétries d'une population, des plans et axes élémentaires associés à chaque mécanisme de faille (Fig.10a). En particulier, le plan perpendiculaire à la direction de glissement (et par conséquent au plan de faille) est appelé «plan auxiliaire». Le plan de faille et le plan auxiliaire découpent l'espace en quatre dièdres droits dont deux, opposés, contiennent les directions de compression (dièdres P) et les deux autres les directions d'extension (dièdres T). La distinction entre les dièdres P et T est bien sûr liée au sens du jeu (Fig.10b). On démontre que dans l'hypothèse déjà admise d'un glissement parallèle au cisaillement et de même sens, les dièdres P de toute faille doivent idéalement contenir l'axe $\vec{\sigma}_1$ et les dièdres T doivent contenir l'axe $\vec{\sigma}_3$; l'axe $\vec{\sigma}_2$ pouvant appartenir à tout dièdre. Cette construction d'un plan auxiliaire, et par conséquent des dièdres droits P et T, présente



a

b

Fig. 9.- Observation géologique des failles (a) et analyse géophysique des mécanismes au foyer des séismes (b).

donc une signification mécanique et ouvre la voie à une méthode décrite dans la section suivante. Le plan auxiliaire est bien entendu virtuel et n'a pas d'existence au niveau de l'observation (Fig.9a).

Pour le géophysicien (Fig.9b), la construction d'un mécanisme au foyer aboutit, dans le cas où les données sismiques sont suffisamment nombreuses, cohérentes et convenablement distribuées et pour un mécanisme cisailant lié au jeu d'une faille, à l'identification de quatre dièdres droits (Fig.10b). Deux de ces dièdres sont en compression et les deux autres en tension; ils sont séparés par deux «plans nodaux», orthogonaux (les compressions et les extensions sont ici définies par rapport au foyer, non par rapport aux stations sismologiques). L'un des plans nodaux correspond au plan de cisaillement, c'est-à-dire à la faille réelle, et l'autre est le plan auxiliaire, virtuel; la direction de glissement sur le plan de faille est, comme précédemment, perpendiculaire au plan auxiliaire et son sens est lié à la distribution des dièdres P et T. Mais à la différence du géologue, le sismologue ignore souvent lequel des plans nodaux correspond au plan de faille: il existe donc, pour chaque mécanisme au foyer, deux solutions possibles correspondant chacune au choix d'un plan nodal comme plan de faille (Fig.11).

Il est important de noter que, sauf si la faille contient un axe principal des contraintes ou si le rapport Φ vaut 0 ou 1 (ellipsoïdes des contraintes de révolution), la contrainte tangentielle virtuellement exercée sur le plan auxiliaire n'est pas *a priori* perpendiculaire au plan de faille (alors que la contrainte tangentielle réellement exercée sur le plan de faille est perpendiculaire au plan auxiliaire). Par conséquent, les

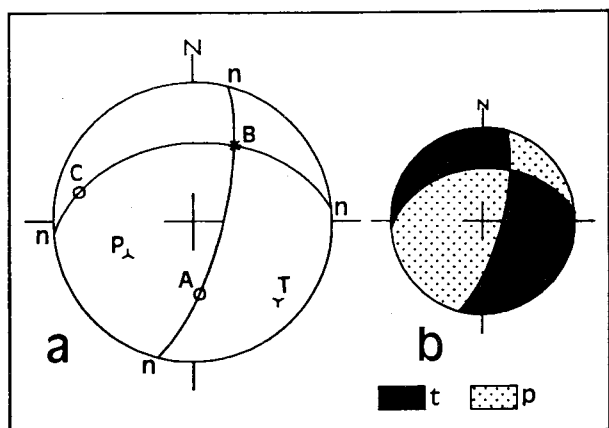


Fig. 10.- Mécanisme au foyer de faille ou de séisme et définition des dièdres droits P et T. Projection de Schmidt. A gauche (a), mécanisme avec ses axes géométriques : les plans nodaux n (perpendiculaires) ont pour normales les axes A et C (l'un de ces axes correspond au glissement réel) et se coupent suivant l'axe B. Les axes P et T sont les bissectrices de A-C. A droite (b), dièdres droits correspondants (t, en noir, est le dièdre en extension; p, en pointillé, est le dièdre en compression; compression et extension étant définies relativement au foyer). Il s'agit donc ici d'un mécanisme en faille normale.

deux solutions possibles pour un mécanisme au foyer de séisme ne sont nullement interchangeables vis-à-vis des relations avec l'état de contrainte (Fig. 11). En d'autres termes, le calcul d'un tenseur moyen des contraintes par les méthodes évoquées précédemment ne peut généralement pas être entrepris sans choix de l'une des deux solutions pour chacun des mécanismes au foyer. Une réponse simple consiste à reconstituer pour une même population de mécanismes au foyer différents tenseurs moyens, en adoptant successivement diverses configurations des données avec des combinaisons raisonnables de solutions individuelles. Le résultat final est la reconstitution d'un état de contrainte moyen, comme pour les failles observées sur le terrain.

Remarquons incidemment que les axes élémentaires P et T d'un mécanisme de faille ou de séisme (Fig.10a) n'ont de signification mécanique que dans un cas parfaitement théorique (milieu parfaitement homogène, isotrope et élastique, bien entendu sans plans de défaut hérités) et que leur usage systématique comme indicateurs statistiques des orientations de $\vec{\sigma}_1$ et $\vec{\sigma}_3$ (respectivement) est à prohiber absolument.

Rappelons enfin qu'une différence importante entre la mesure géologique (Fig.9a) et la détermination géophysique (Fig.9b) est l'incertitude angulaire, bien moindre dans le premier cas (mesures à la boussole et au clinomètre) que dans le second (détermination à partir de multiples rais sismiques plus ou moins bien répartis et dispersés).

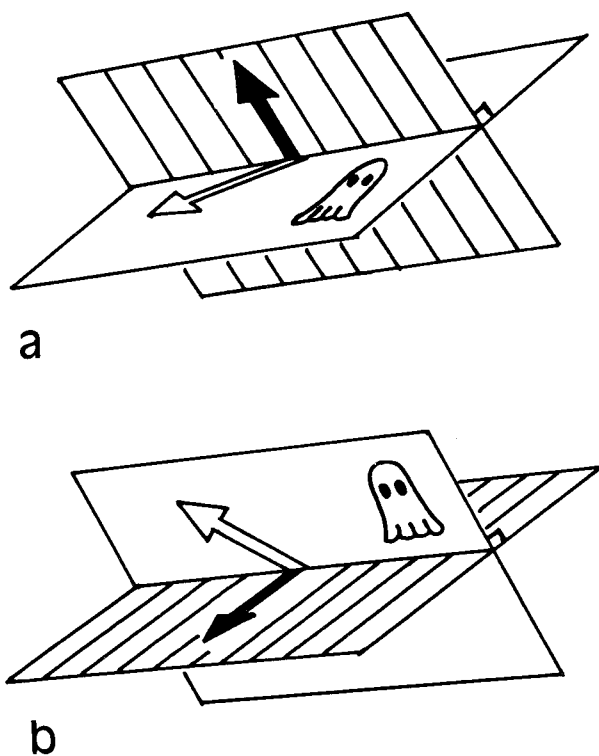


Fig. 11.- Indétermination plan de faille - plan auxiliaire dans le cas des mécanismes au foyer des séismes. Les solutions possibles sont a ou b. Plan de faille: figuré strié. Plan auxiliaire marqué d'un fantôme. Flèche noire: contrainte tangentielle (réelle) dans le plan de faille. Flèche blanche: contrainte tangentielle (virtuelle) qui serait exercée sur le plan auxiliaire. Remarque que si la contrainte tangentielle réelle doit être perpendiculaire au plan auxiliaire, la contrainte tangentielle fictive du plan auxiliaire n'est pas nécessairement perpendiculaire au plan de faille. les deux solutions ne sont pas interchangeables en termes de conformité à un tenseur des contraintes.

Il existe donc une grande analogie entre les déterminations des états moyens de contrainte effectuées à partir de mécanismes au foyer des séismes d'une part et de failles observées sur le terrain d'autre part. Les précisions des orientations sont généralement moins bonnes et les mécanismes moins abondants dans le cas des séismes. En revanche, les problèmes de datation et de phases successives ne se posent plus pour les séismes. Toutefois, il peut exister deux ou plusieurs états de contrainte distincts pour une population de mécanismes au foyer des séismes; bien souvent, ces états de contrainte sont liés par de simples inversions ($\vec{\sigma}_1/\vec{\sigma}_3$) et permutations ($\vec{\sigma}_1/\vec{\sigma}_2$ ou $\vec{\sigma}_2/\vec{\sigma}_3$) des axes de contraintes, phénomènes également constatés pour les failles observées géologiquement.

Cette réserve illustre, encore une fois, la différence entre état de contrainte (qui peut être caractérisé par un seul tenseur moyen) et épisode tectonique (qui peut englober plusieurs états de contrainte synchrones ou successifs). L'explication physique de ces changements d'états de contrainte qui peuvent être très proches dans l'espace et très rapides dans le temps est à rechercher dans les phénomènes de rebond élastique, de relâchement des contraintes et plus généralement d'irrégularités de dissipation d'énergie.

La principale différence entre jeux de faille observés géologiquement et mécanismes au foyer cisailants reconstitués sismologiquement, l'échelle temporelle mise à part, est l'incertitude plan de faille -plan auxiliaire dans le cas des séismes (Fig.10 et 11). En somme, alors que le géologue part de l'observation d'une faille à strie (et en déduit la disposition des dièdres P et T), le géophysicien part de la reconstruction des dièdres P et T et en tire, mais à une incertitude près, l'orientation du plan de cisaillement et du cisaillement lui-même (Fig.9).

B.- Méthodes d'analyse communes aux failles et aux mécanismes au foyer des séismes.

La comparaison entre les observations géologiques et géophysiques qui vient d'être effectuée montre que, pour être également et directement applicable aux deux catégories de données, une méthode de reconstitution de l'état de contrainte moyen doit s'appliquer non pas au plan de faille et à l'orientation du glissement (pour lesquels deux solutions sont envisageables dans le cas du séisme: Fig.11), mais aux dièdres droits P et T (pour lesquels il n'y a aucune différence: Fig.10b).

La méthode en question (Angelier et Mechler, 1977) est fondée sur une constatation déjà exprimée: pour un jeu de faille parfaitement conforme à un tenseur des contraintes, l'axe

principal $\vec{\sigma}_1$ appartient aux dièdres P et l'axe $\vec{\sigma}_3$ appartient aux dièdres T (Fig. 10). Par conséquent, si deux ou plusieurs jeux de failles sont parfaitement conformes à un même tenseur des contraintes, l'axe principal $\vec{\sigma}_1$ correspondant doit appartenir à la région de l'espace commune à tous les dièdres P et l'axe σ_3 doit appartenir à celle commune à tous les dièdres T. Si les jeux de failles sont d'orientations suffisamment variées, ces régions communes de compression (P) et d'extension (T) sont réduites et les positions possibles des axes $\vec{\sigma}_1$ et $\vec{\sigma}_3$ se trouvent étroitement contraintes (Fig.12). La méthode excluant graphiquement toutes les régions non communes à tous les dièdres P et T revient donc à localiser, avec plus ou moins de précision suivant le nombre et la distribution des données, les axes principaux des contraintes (Fig.13).

Il faut remarquer qu'avec la dispersion des mesures, pour un grand nombre de jeux de failles, le risque existe de n'obtenir aucune région commune aux dièdres P ou T même en l'absence d'anomalie manifeste. En effet, si un jeu de faille est tel que l'axe $\vec{\sigma}_1$ ou $\vec{\sigma}_3$ se trouve très près d'un plan nodal (plan de faille ou plan auxiliaire), il suffit d'une faible déviation angulaire pour que cet axe passe hors du dièdre droit correspondant. Ceci n'est possible que parce que les jeux ne sont pas parfaitement conformes à un tenseur unique, mais seulement approximativement conformes à un tenseur moyen. Cet effet destructeur est encore plus net si des anomalies sont présentes dans le lot de données (erreurs d'orientation, erreurs de sens, etc...) ou, bien entendu, si ce lot correspond à des jeux polyphasés.

On pallie très simplement cet inconvénient en substituant à la méthode d'exclusion une méthode de pondération. Il suffit, par exemple, d'attribuer la valeur 100 uniformément sur les dièdres T et la valeur 0 uniformément sur les dièdres P (Fig.12a ou b), puis de calculer la moyenne des valeurs de la population pour toutes les directions de l'espace (Fig.12c). Ainsi, les régions entièrement communes aux dièdres P et T auront finalement les valeurs 0 et 100 respectivement, les autres directions de l'espace correspondant à diverses valeurs intermédiaires. Si par exemple, pour une population de cent jeux de failles parfaitement compatibles on inverse le sens d'un jeu pour créer une mesure incompatible, les valeurs extrêmes ne seront plus que 1 et 99.

Cette technique, dont l'expression graphique est un diagramme d'iso-densités, est donc beaucoup moins sensible aux anomalies et aux dispersions que la technique d'exclusion (Fig.12). On peut l'appliquer graphiquement en représentant sur transparent, pour chaque projection de mécanisme, les dièdres P en blanc et les dièdres T en gris; après superposition des transparents, les zones les plus claires et les plus foncées correspondent aux régions de l'espace de probabilité maximale pour $\vec{\sigma}_1$ et pour $\vec{\sigma}_3$ respectivement. Mais l'application sur calculateur est évidemment moins fastidieuse.

La méthode des dièdres droits (ou des dièdres P et T) présente l'avantage d'être directement applicable aux mécanismes au foyer des séismes, puisque l'incertitude sur les plans nodaux ne lui est d'aucun effet. Elle présente néanmoins un inconvénient majeur: elle ne permet pas de calculer, du moins rigoureusement, la valeur du facteur Φ . En effet, le principe de la méthode revient à considérer qu'il existe un système unique d'axes principaux des contraintes, mais non un facteur de forme Φ unique. En d'autres termes, le rapport Φ est considéré comme pouvant varier librement d'une faille à l'autre; or il exerce une

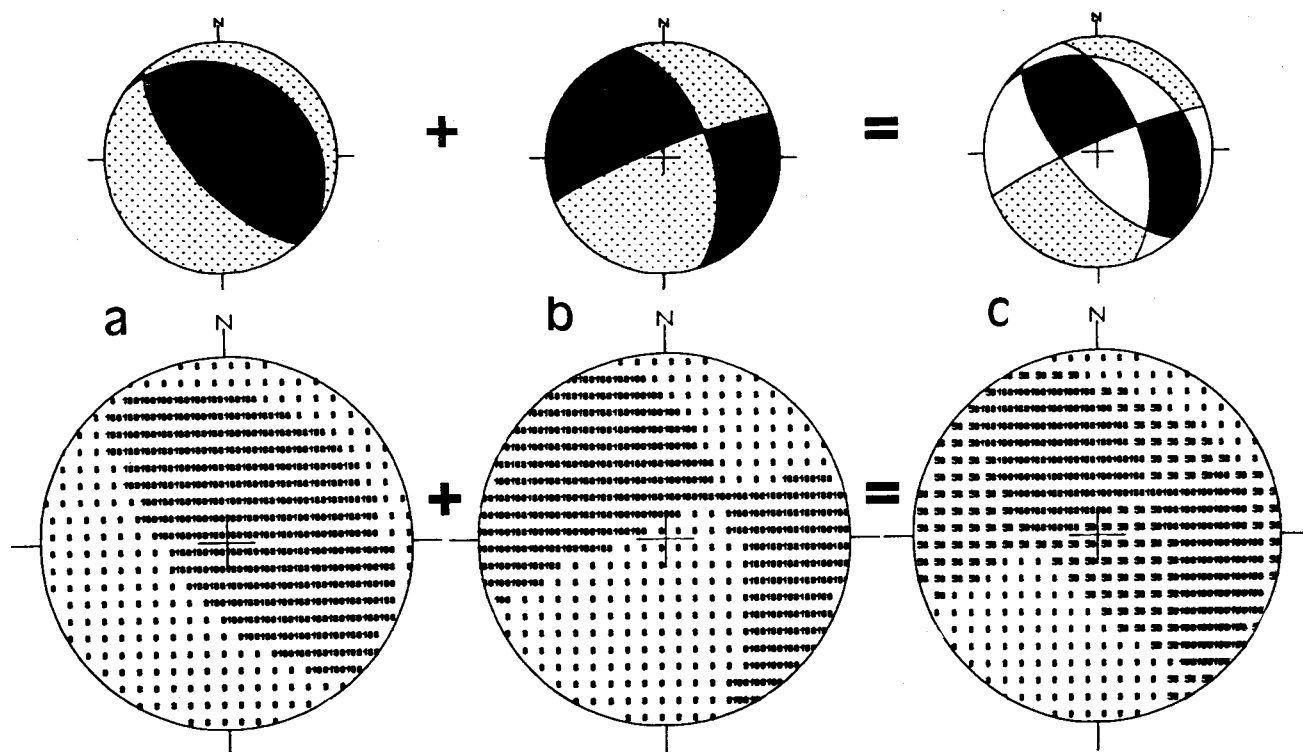


Fig. 12.- Principe de la méthode des dièdres droits.

Projection de Schmidt, hémisphère inférieur. Illustration du principe limitée à la combinaison de deux failles (a et b), avec le résultat (c) à droite. En haut, application graphique (conventions comme pour la Fig. 10b): en blanc, régions d'incompatibilité entre les deux mécanismes; en noir, régions de compatibilité pour l'extension; en pointillé, régions de compatibilité pour la compression. En bas, application numérique correspondante: la compatibilité pour l'extension correspond à la valeur 100, la compatibilité pour la compression correspond à la valeur 0; l'incompatibilité maximale correspond à la valeur 50.

grande influence sur la géométrie du glissement (Fig. 4). Cette liberté individuelle du rapport Φ est évidemment contraire à la notion de tenseur moyen des contraintes. Il en résulte que la méthode des dièdres droits exploite les données correctement mais ne les exploite pas à fond: il y a perte d'information, et cette perte d'information se traduit par l'obtention de résultats partiels (zones de probabilité pour les axes, au lieu de positions optimales, et indétermination de Φ). Cette perte d'information est encore plus sensible dans le cas des failles, puisque la distinction entre plan de cisaillement et plan auxiliaire disparaît avec la construction des dièdres droits (Fig. 10); mais cette dernière limitation est un avantage dans le cas des séismes, puisque l'ambiguïté plan de faille - plan auxiliaire (Fig. 11) n'a pas à être levée.

En résumé, la méthode des dièdres droits (ou des dièdres P et T) apporte par sa simplicité et sa robustesse des possibilités intéressantes pour une première analyse des données tant sismiques que géologiques (Fig. 13), mais elle ne peut remplacer une recherche numérique de tenseurs des contraintes qui exploite les données plus à fond (Fig. 7 et 8 et 14). Elle présente l'avantage d'être graphiquement applicable de manière relativement simple (Fig. 12), ce qui conduit à la recommander particulièrement dans l'initiation aux méthodes d'analyse des jeux de failles.

En somme, l'analyse des mécanismes au foyer des séismes afin de rechercher l'état de contrainte moyen est analogue à celle des failles observées géologiquement, avec deux différences principales: d'une part, il n'existe pas de polyphasage au sens géologique du terme; d'autre part, l'ambiguïté plan de faille - plan auxiliaire inhérente aux reconstitutions de mécanismes focaux exige un traitement supplémentaire, sauf pour la méthode des dièdres droits.

C.- Etats de contrainte actuels.

La figure 14 illustre à la fois les orientations d'une population de mécanismes au foyer de séismes et la reconstitution des contraintes principales qui peut être faite. Il s'agit d'une population de 17 mécanismes reconstitués par Yu et Tsai (1982) dans la région de Yuli à Taiwan. Ces séismes sont localisés le long d'une grande zone de faille (la faille de la Vallée Longitudinale) au contact entre la partie principale de l'île de Taiwan, déformée mais essentiellement solidaire de l'Eurasie, et la Chaîne Côtière orientale, très déformée et solidaire de la plaque de la mer des Philippines (Ho, 1986; Tsai, 1986). Le jeu dominant dans cette grande zone faillée est oblique, à la fois inverse et sénestre (Barrier, 1985). Cette faille est replacée dans le cadre géodynamique d'ensemble sur le bloc-diagramme

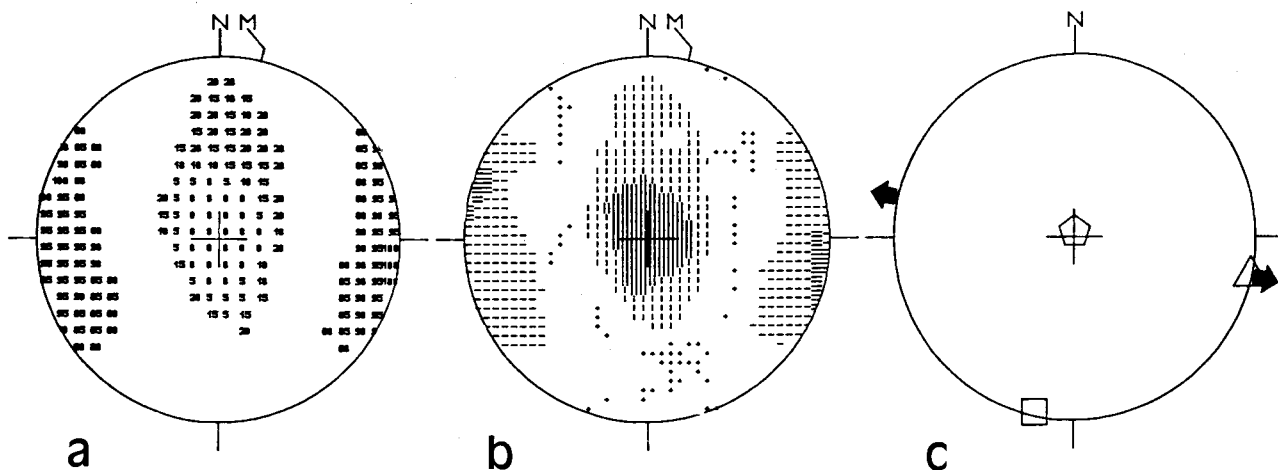


Fig. 13.- Application de la méthode des dièdres droits. Mêmes données que pour la figure 7. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur. a, expression numérique des résultats (même système de valeurs de 0 à 100 que pour la figure 12). b, expression graphique simplifiée: hachures horizontales pour les fortes valeurs (extension), hachures verticales pour les faibles valeurs (compression), petites croix pour la valeur 50 (incompatibilité maximale); régions d'extrema en tiretés denses. c, barycentres des régions de plus fortes (triangle) et de plus faibles valeurs (pentagone) à comparer avec les axes calculés de la Fig.7a. Flèches: direction d'extension approximative.

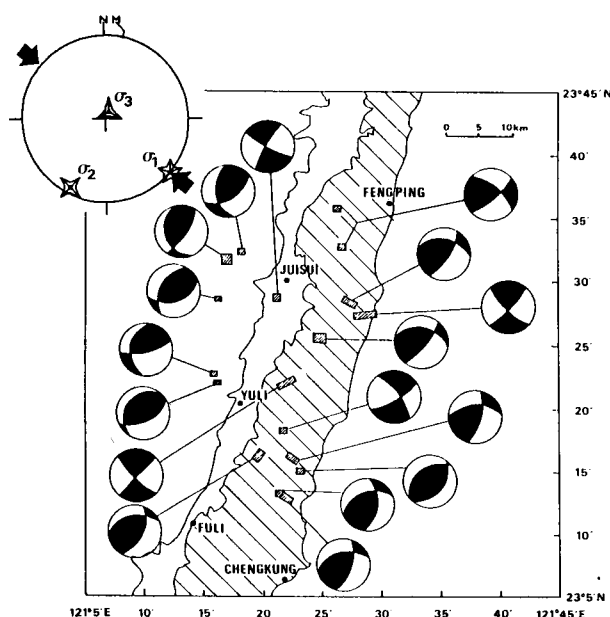


Fig. 14.- Analyse d'un groupe de mécanismes du foyer des séismes en termes d'état moyen de contrainte. Séismes superficiels de Yuli (Taiwan) d'après Yu et Tsai (1982). Projections de Schmidt, hémisphère inférieur. Dièdres P en blanc, dièdres T en noir. En haut à gauche, axes moyens σ_1 , σ_2 , σ_3 obtenus par calcul du tenseur des contraintes. Localisation: figure 15.

de la figure 15 (Angelier, 1986), où les grandes unités lithosphériques sont schématiquement représentées.

Les mécanismes reconstitués par Yu et Tsai (1982) sont soit décrochants soit inverses (Fig.14). L'analyse en termes de recherche d'un état de contrainte moyen pour ce groupe de mécanismes a été prise comme exemple et discutée par ailleurs (Angelier, 1984). D'autres méthodes de principe

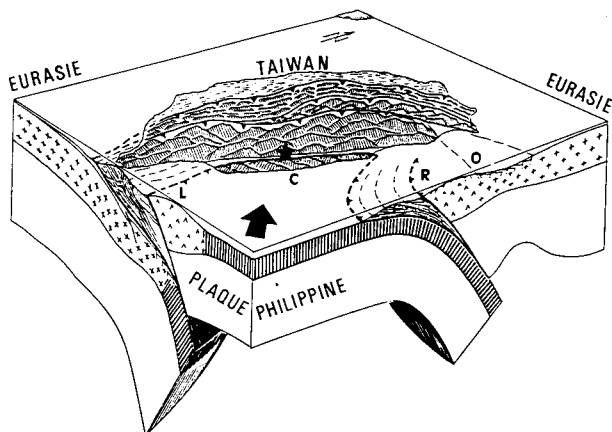


Fig. 15.- Situation géodynamique de Taiwan. Bloc-diagramme schématique (Angelier, 1986). Structure lithosphérique (atmosphère et asthénosphère transparentes). Croûte continentale marquée par des croix, croûte océanique indiquée par des hachures épaisses, croûte d'arcs insulaires avec des «V» renversés. Principaux chevauchements avec des barbes triangulaires du côté chevauchant. L, arc de Luçon (Luzon). C, Chaîne Côtière. R, arc des Ryukyu. O, bassin d'Okinawa. L'étoile localise la région de la figure 14 sur la zone de faille de la Vallée Longitudinale. La flèche large indique la direction de convergence Philippine-Eurasie.

comparable ont été proposées (Gephart et Forsyth, 1984). L'application de la méthode des dièdres droits (P et T) permet de cerner une région de compatibilité assez étroite pour la contrainte compressive maximale (proche de l'horizontale et dirigée WNW-ESE); la région de compatibilité pour la contrainte minimale est proche de la verticale, mais avec une forte latitude de variation dans un plan vertical NNE-SSW. Ce résultat suggère fortement que la valeur du rapport Φ est très faible, donc que les contraintes intermédiaire et minimale sont de magnitudes comparables ($\sigma_2 \approx \sigma_3$).

La situation est donc proche de celle de la figure 3a, avec ici un axe $\vec{\sigma}_1$ qui ne peut être que subhorizontal de direction à peu près WNW-ESE (barycentre des valeurs minimales du diagramme des dièdres droits), ce que le calcul du tenseur moyen des contraintes confirme (Fig.14).

Dans ce contexte particulier (ellipsoïde des contraintes à peu près de révolution), il se trouve que la distinction entre plan de faille et plan auxiliaire revêt beaucoup moins d'importance, surtout pour des failles contenant un axe principal (démonstration in Angelier, 1984, p.5841). Effectivement, les tenseurs des contraintes ont été reconstitués soit avec l'ensemble des plans nodaux considérés comme plans de faille (une technique à prohiber dans le cas général, voir Fig.11), soit avec différentes combinaisons de plans de faille (après le choix d'un plan nodal pour chaque mécanisme, suivant des raisonnements divers, voire au hasard). Ces tenseurs sont pratiquement identiques: les rapports Φ obtenus avoisinent 0.1, les axes $\vec{\sigma}_1$ sont tous subhorizontaux et proches de l'azimut 130 (NW-SE), les axes $\vec{\sigma}_3$ sont tous subverticaux et l'angle moyen entre glissement observé et cisaillement théorique vaut 10 à 15 degrés (discussion in Angelier, 1984, p.5842-5843). Les axes correspondants sont présentés sur la figure 14. L'angle moyen est d'autant plus satisfaisant que l'on doit considérer d'une part la dispersion de la population dans la région étudiée (par opposition avec un site où les mesures sont groupées) et d'autre part les erreurs inhérentes à la détermination des mécanismes au foyer des séismes (beaucoup moins précise, en règle générale, que la mesure géologique à la boussole et au clinomètre). Cet exemple particulièrement simple d'un groupe de mécanismes au foyer bien connus (Fig.14) a mis en évidence la convergence des méthodes graphiques et numériques discutées dans les sections précédentes, tout en soulignant la plus grande facilité d'emploi de la méthode des dièdres droits (P et T) et la plus grande rigueur du calcul d'un tenseur réduit des contraintes.

Il convient de rappeler que la reconstitution des contraintes actuelles fait appel non seulement à l'analyse des mécanismes au foyer des séismes, mais aussi à d'autres méthodes comme la mesure des contraintes *in situ* ou l'étude de l'«ovalisation» des puits de forage. Ces méthodes, qui présentent l'avantage d'être applicables dans les régions peu sismiques ou asismiques, ne seront pas discutées ici. Par ailleurs, la déformation actuelle tant horizontale que verticale peut être mesurée par analyse géodésique et les résultats d'une telle étude doivent être confrontés à ceux de l'étude des mécanismes, posant le problème des relations contrainte-déformation aux niveaux local et régional. Dans le cas de Taiwan (Fig.15), une analyse géodésique serrée des déplacements des différents noeuds d'un réseau établi à cheval sur la zone de faille de la Vallée Longitudinale a permis de reconstituer la déformation récente, effectivement caractérisée par une combinaison de rapprochement et de coulissement sénestre (Yu et Lee, 1986), conformément à l'interprétation de Barrier (1985). Cette déformation est parfaitement compatible avec la compression NW-SE de la figure 14.

III.- APPLICATIONS NEOTECTONIQUES

A.- Collision et forte déformation: Taiwan

Revenant à l'exemple de la Vallée Longitudinale de Taiwan dont un aspect sismique a été discuté (Fig.14), il faut souligner qu'il existe de nombreuses traces de rupture associées aux failles actives visibles sur le terrain. En particulier, dans le cas même de la faille de Yuli, il a été possible d'en relier le mécanisme (principalement inverse avec une composante sénestre) à des traces de rupture observables dans des murs de soutènement et dans divers placages cimentés (Planche I). Plus généralement, une étude des traces de sismicité actuelle et subactuelle a ainsi pu être effectuée dans l'ensemble de la Vallée Longitudinale de Taiwan (Barrier, 1985).

En règle générale, une analyse des mécanismes actuels comme celle qui vient d'être évoquée doit rassembler dans la mesure du possible des informations d'ordre géophysique (sismicité, contraintes *in situ*), géodésique (déformation horizontale et verticale) et séismotectonique (traces des failles actives). Mais elle ne peut ignorer l'analyse tectonique des failles récentes même si celles-ci ne sont pas actives. La région de la Vallée Longitudinale (Fig.14 et 15) en fournit un exemple car de nombreuses reconstitutions de contraintes quaternaires y ont été faites (Barrier, 1985). Ces reconstitutions fournissent un réseau de données tectoniques beaucoup plus dense et mieux réparti que celui des données séismotectoniques, car elles correspondent à une déformation qui s'est répartie et poursuivie durant des centaines de milliers d'années dans l'ensemble de la Chaîne Côtière et de la Vallée Longitudinale (Fig.15). Or la comparaison des mécanismes montre que l'activité séismotectonique ne diffère pas significativement en type et en orientation de l'essentiel de l'activité quaternaire. En d'autres termes, l'étude néotectonique groupe des analyses séismotectoniques et des analyses de la tectonique passée, dans la mesure où les mécanismes sont les mêmes.

Cette constatation débouche sur une définition de la «néotectonique» s'appliquant à la période où les mêmes mécanismes tectoniques ont prévalu. Si l'on préfère, la néotectonique couvre en remontant le temps toute la période durant laquelle les mécanismes tectoniques actuels sont extrapolables (si des interruptions se sont produites, il faut en apprécier l'importance avant de fixer un point de départ à la néotectonique). Une telle définition est beaucoup plus satisfaisante qu'un choix chronostratigraphique (Holocène, Quaternaire, Plio-Quaternaire, Néogène-Quaternaire, etc...) qui se révélerait localement approprié, mais généralement arbitraire.

L'étude des structures tectoniques liées à la collision plio-quaternaire de Taiwan a été effectuée non seulement dans la partie orientale de l'île (déjà évoquée), mais aussi dans l'ensemble de la chaîne (Fig.15). Cette étude, effectuée par traitement de milliers de données de jeux de failles réparties dans des centaines de sites, a abouti à la reconnaissance de deux champs de contrainte essentiels qui se sont succédé dans le temps (Angelier *et al.*, 1986). Ces deux champs de contrainte sont compressifs et se ressemblent beaucoup à une réorientation près (Fig.16). Ils sont caractérisés par une distribution en éventail des trajectoires de la contrainte compressive maximale $\vec{\sigma}_1$ qui vont s'évasant à partir du coin nord-occidental de la plaque philippine (hachurée sur la Fig.16) en direction de l'Eurasie stable.

Dans le détail, la contrainte compressive maximale ($\vec{\sigma}_1$) est restée presque partout et presque toujours subhorizontale dans la zone de collision (compte tenu, bien entendu, des basculements liés au plissement qui sont systématiquement corrigés lors de l'analyse). La contrainte principale minimale ($\vec{\sigma}_3$) s'est avérée tantôt horizontale tantôt verticale, suivant que dominaient les décrochements ou bien les failles inverses et les chevauchements. La figure 16 résume donc dans ses grandes lignes la distribution de la compression durant la collision.

Cette distribution des trajectoires de compression (Fig.16) évoque de manière frappante celle qui apparaît lors de l'indentation d'un milieu déformable (en l'occurrence, la marge du continent eurasiatique) par un milieu plus rigide (en l'occurrence, le coin nord-occidental de la plaque de la Mer des Philippines). C'est la situation de couplage mécanique liée à la collision arc-continent (Fig.15) qui permet cette comparaison interprétative. Hors de la zone de collision, les mécanismes sont différents (pour l'arc des Ryukyu au NE: Letouzey et Kimura, 1986), car une situation de découplage mécanique prévaut dans les zones de subduction. Malgré ses limitations, cette analogie fournit une clef à l'interprétation des relations entre la cinématique de la collision et la distribution des contraintes. Le modèle s'est d'ailleurs trouvé conforté par des analyses en termes d'éléments finis.

En effet, si l'on choisit la période la plus récente, c'est-à-dire celle durant laquelle il n'y a pas eu de variation significative du champ de contrainte régional y compris en orientation, on constate que la direction de convergence Philippine-Eurasie, à peu près SE-NW (azimut 300: Fig.16b) correspond approximativement à une «ligne neutre», axe de l'éventail des trajectoires de la contrainte compressive maximale. Il faut souligner que cette direction de convergence est

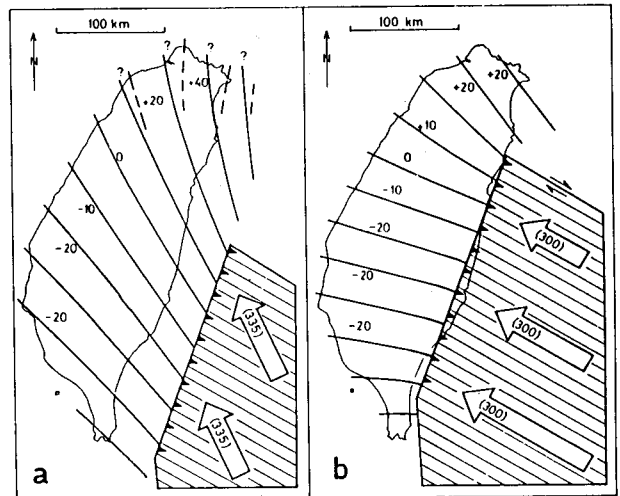


Fig. 16.- Principaux champs de contrainte compressifs associés à la collision plio-quaternaire de Taiwan. a, premier champ de contrainte. b, champ de contrainte le plus récent (persistant actuellement). Plaque eurasiatique en blanc, plaque de la Mer des Philippines hachurée. Frontière de la Vallée Longitudinale (voir aussi Fig.15) en trait épais avec barbes triangulaires du côté chevauchant. Les lignes épaisses sont les trajectoires de la contrainte compressive maximale $\vec{\sigma}_1$, et les valeurs sur ces lignes indiquent la déviation angulaire en degrés (positive dans le sens horaire) par rapport à la «ligne neutre». Pour a, les trajectoires sont corrigées au Nord de Taiwan en fonction de la probable torsion locale de la chaîne de 20° dans le sens horaire (trajectoires dans la configuration actuelle en tiretés). Flèches larges avec azimuts: direction de convergence Philippine-Eurasie (connue pour b, déduite pour a).

connue par des études de cinématique des plaques tout à fait indépendantes de l'analyse tectonique régionale (Seno, 1977; Seno et Kurita, 1978; Seno et Maruyama, 1984). Si l'on considère le champ de contrainte plio-quaternaire antérieur, lié à la même collision, on observe que la «ligne neutre» est dirigée à peu près SSE-NNW (azimut 335: Fig.16a). Par référence au même modèle de collision «en coin», on en conclut que cette «ligne neutre» représente approximativement la direction de convergence des plaques lithosphériques (Philippines et Eurasie) au cours de la plus ancienne des deux périodes considérées (Fig.16a). L'analyse en termes d'éléments finis apporte une touche mécaniquement plus rigoureuse à ce raisonnement élémentaire, sans en modifier sensiblement les conclusions.

En résumé, l'analyse systématique des contraintes et paléo-contraintes compressives associées à la collision plio-quaternaire de Taiwan, si elle exige un travail de longue haleine en raison du nombre de sites indispensable à une couverture régionale satisfaisante, débouche sur deux types de conclusions essentielles. D'une part, les différentes périodes tectoniques sont bien distin-

guées; d'autre part, la distribution des contraintes est reliée à la cinématique de la collision et, en retour, permet d'en reconnaître l'évolution (Angelier *et al.*, 1986). Bien entendu, il existe de nombreux facteurs de complexité dont certains n'apparaissent pas sur la figure 16 (autres épisodes compressifs associés ou non à la collision, extensions locales, etc...). Il convient de mentionner toutefois l'existence d'une rotation horaire d'environ 20° de l'extrémité nord de la chaîne de Taiwan, et de souligner la nécessité d'une correction des orientations en fonction de cette rotation (confirmée par des études paléomagnétiques en cours).

Les sections précédentes de la présente note démontraient la représentativité des états de contrainte moyens reconstitués en un lieu donné à partir de mesures aussi nombreuses que possible de plans, de directions et de sens de cisaillements (failles ou mécanismes au foyer des séismes). Ces reconstitutions locales étaient illustrées par les exemples des figures 7 et 13 pour de simples sites faillés monophasés, de la figure 8 pour l'analyse d'un site polyphasé et de la figure 14 pour un groupe de mécanismes focaux de séismes. Dans la présente section, la démonstration est transférée à une plus vaste échelle: c'est en effet la représentativité de ces états de contrainte locaux à l'échelle régionale qui est discutée. L'exemple choisi, celui de la collision plio-quadernaire de Taiwan (Fig.15) montre non seulement que les trajectoires de la contrainte compressive maximale sont distribuées de façon cohérente dans la région affectée, mais aussi que cette distribution est étroitement liée à la cinématique de la collision et qu'elle a varié au cours du temps avec cette dernière (Fig.16).

B.- Extension et subduction: l'Egée

Comme il a été souligné, les relations entre convergence (notion cinématique) et compression (notion dynamique) en zone de collision sont sinon simples, du moins aisément explicables, en fonction du couplage mécanique d'un tel dispositif (Fig.15 et 16). Cependant, l'analyse locale et régionale en termes de paléocontraintes apporte de nombreuses informations même dans des situations géodynamiques plus complexes où les relations entre cinématique de plaques et régimes de contrainte régionaux sont rendues indirectes, par exemple en fonction d'un découplage mécanique. L'étude néotectonique systématique a par exemple montré que la distension par failles normales était nettement prépondérante au Miocène terminal - Plio-Quadernaire en Egée méridionale, le long de la frontière convergente de l'arc de subduction hellénique (Fig.17). La détermination des champs de contrainte extensifs

néogènes - quadernaires s'est appuyée sur un tissu d'observations particulièrement dense dans la moitié sud de la Grèce (Mercier, 1976; Angelier, 1979a; Mercier *et al.*, 1976 et 1979; Angelier *et al.*, 1982). Ces déterminations nombreuses (plusieurs milliers de mesures, des centaines de sites) ont permis de reconstituer dans de bonnes conditions les cartes des trajectoires de la contrainte compressive minimale $\bar{\sigma}_3$ de la figure 18. Quant à la contrainte compressive maximale $\bar{\sigma}_1$, elle est presque partout verticale dans le domaine sud-égéen (tectonique de failles normales).

Deux grandes périodes néotectoniques ont été distinguées en Egée, l'une essentiellement au Pliocène et au Quadernaire ancien, l'autre au Quadernaire récent; elles diffèrent par l'orientation de l'extension qui a varié de 10 à 40 degrés suivant les régions, mais non par le dispositif d'ensemble qui est demeuré le même (Fig.18, a et b). Les mécanismes séismotectoniques (Planche II) suggèrent que la tectonique actuelle est conforme au schéma de la figure 18b.

La distribution des contraintes régionales en Egée méridionale, reconstituée grâce à l'analyse de la tectonique cassante, a été dominée par une extension principale suivant un système de petits cercles concentriques centrés vers 39°N-21°E pour la figure 18a (comme si l'extension se faisait de l'Ouest de la Turquie vers le bassin ionien au Sud-Ouest). Dans la branche orientale de l'arc hellénique domine une extension secondaire dirigée vers le bassin levantin au Sud-Est (Fig.18). Cette distribution de l'extension en direction des deux bassins profonds de Méditerranée orientale a été expliquée par le retrait vers le Sud du panneau plongeant sous l'arc hellénique, accroissant la courbure de l'arc dont la partie centrale s'est rapprochée de l'Afrique davantage que les extrémités.

Le développement de ce phénomène a été attribué au ralentissement de la subduction imposé par le ralentissement du rapprochement Afrique - Europe (Le Pichon et Angelier, 1979). Sans entrer dans le détail de l'interprétation géodynamique, il convient de noter qu'il existe une relation (beaucoup moins directe que dans le cas de la collision, à cause du découplage mécanique associé à la subduction, mais réelle) entre la cinématique d'ensemble (Fig.17) et la distribution régionale des champs de contrainte extensifs (Fig.18). Par conséquent, la reconstitution systématique des contraintes régionales fournit, là encore, un guide précieux dans l'étude géodynamique.

Des exemples d'autres régions en extension intracontinentale, comme celui de la province des

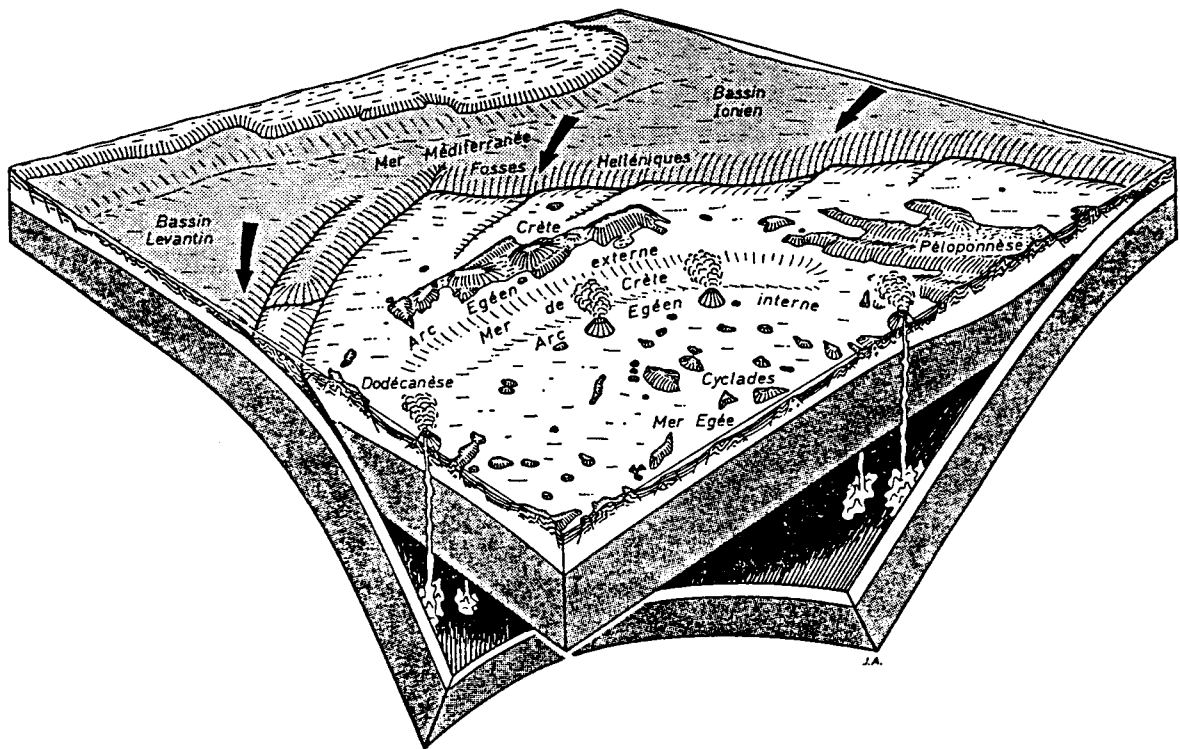


Fig. 17.- Situation géodynamique de l'Egée méridionale et de l'arc hellénique. Bloc-diagramme schématique. Vue du Nord-Est vers le Sud-Ouest (au fond, le littoral libyen d'Afrique). Marge passive africaine, bassin profond de Méditerranée orientale et fossés helléniques en grisé clair. Domaine Egéen en blanc. Asthénosphère supposée transparente; lithosphère avec croûte en blanc et manteau en grisé soutenu. Flèches noires: mouvement de l'Afrique par rapport à l'arc hellénique.

«Basin and Range» de l'Ouest des Etats-Unis, permettraient d'illustrer des relations plus directes entre cinématique et extension régionale, avec là encore des réorientations du champ de contrainte au cours du temps (Zoback *et al.*, 1981; Faugère, 1985; Michel-Noël, 1988).

Malgré le contraste des situations géodynamiques (compression associée à la collision dans un cas, extension dans un contexte de subduction dans l'autre), les évolutions néotectoniques résumées en termes de trajectoires de contrainte sur les figures 16 (Taiwan) et 18 (arc hellénique) présentent un point commun, qui est l'existence de variations sensibles dans l'orientation du système de contraintes avec le temps. Dans les deux cas en effet, un changement significatif des orientations de la contrainte extrême horizontale (trajectoires de $\vec{\sigma}_1$ sur la Fig.16, de $\vec{\sigma}_3$ sur la Fig.18) s'est produite au Quaternaire. Pour Taiwan, il est possible d'attribuer ce changement (Fig.16) à une réorientation du mouvement de la plaque de la Mer des Philippines par rapport à l'Eurasie; cette interprétation est d'ailleurs corroborée par la mise en évidence d'une variation analogue des trajectoires compressives dans la zone de collision du Japon central, le long de la même frontière de plaques. Pour l'Egée, il semble également qu'un changement cinématique soit à l'origine de la réorientation des trajectoires de contrainte (Fig. 18), par modification des conditions aux limites des plaques (Afrique, Eurasie, Arabie, Turquie).

De tels changements sont évidemment considérables en termes d'orientation des mécanismes et ils peuvent entraîner des réorganisations structurales importantes. Toutefois, ils ne modifient pas la relation fondamentale entre une situation géodynamique donnée (Fig.15 ou 17) et une distribution de contraintes (Fig.16 ou 18). Il faut donc les considérer comme des réarrangements plutôt que comme des solutions de continuité dans l'évolution géodynamique. On est ainsi conduit à reconsidérer la définition de la néotectonique déjà discutée. Dans son acception la plus étroite, le terme «néotectonique» ne s'applique qu'à la période durant laquelle l'orientation des mécanismes n'a pas varié significativement (c'est-à-dire une partie du Quaternaire: Fig.16a et 18a). Dans son sens le plus large, ce terme s'applique à toute la période durant laquelle le même système géodynamique a prévalu, même si des réorientations notables ont eu lieu (Fig.16a et b; Fig.18a et b). La définition restreinte est fondée sur la nature et sur l'orientation régionales d'un état de contrainte (et des déformations). La définition la plus large est fondée sur l'existence d'un dispositif géodynamique dans lequel se maintient une certaine relation entre la cinématique et la distribution des contraintes et des déformations dans la lithosphère; c'est la définition la plus générale, et probablement la mieux justifiée, de la notion de phase tectonique (la néotectonique ne désignant que la plus récente).

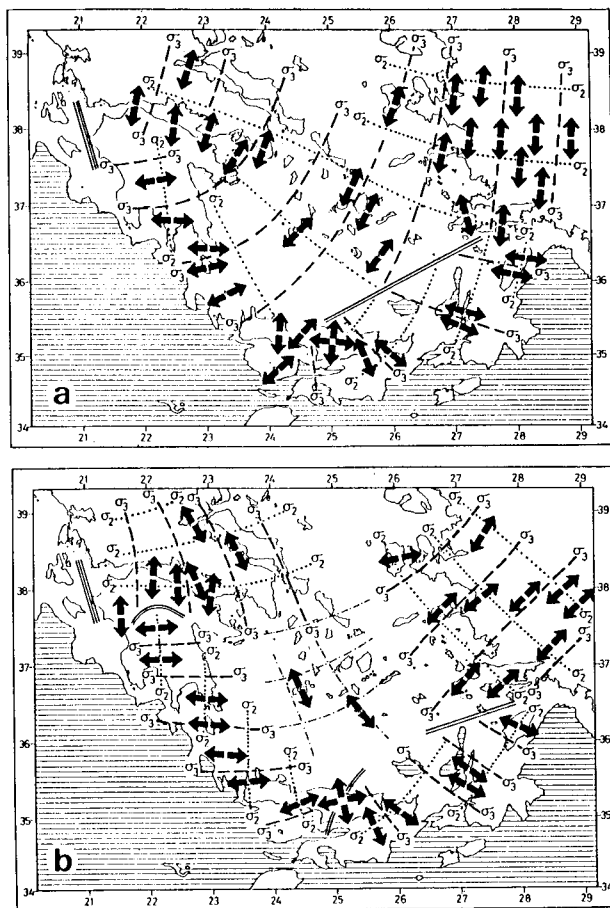


Fig. 18.- Principaux champs de contrainte extensifs associés à l'extension fini-miocène et plio-quaternaire de l'Égée méridionale. Explication détaillée: Angelier *et al.*, 1982. Latitudes N et longitudes e en degrés. Région hachurée: profondeurs supérieures à 2000 m. Trajectoires en tireté: contrainte minimale σ_3 . Trajectoires en pointillé: contrainte intermédiaire σ_2 . Flèches: directions locales dominantes d'extension. Trait double: limite de deux domaines séparés par une permutation σ_2/σ_3 . Trait triple: limite du régime extensif dominant (NW de l'arc hellénique).

C.- Contraintes intraplaques et cinématique de plaques: la plate-forme européenne

Les exemples qui ont été présentés pour illustrer des champs de contrainte régionaux et leur signification dans des contextes compressif (collision de Taiwan, Fig.15 et 16) et extensif (extension hellénique, Fig.17 et 18) étaient caractérisés par une forte déformation. En effet, le rapprochement plio-quaternaire des plaques philippine et eurasiatique à Taiwan se chiffre en centaines de kilomètres et la surface de l'Égée méridionale s'est accrue d'environ un tiers depuis environ 13 Ma. Cette forte déformation se manifeste par une abondance de structures majeures et mineures qui facilite sur le terrain la recherche des données tectoniques: plis, chevauchements, failles inverses et décrochements dans le cas de Taiwan, mosaïque de môles et de fossés

limités par des failles normales dans le cas de l'Égée.

Toutefois, l'analyse de régions fortement déformées ne va pas sans inconvénients. Tout d'abord, l'intensité de la tectonique peut rendre difficile l'identification des structures réellement significatives, par exemple dans la mesure où se développent des structures gravitaires liées à la surrection d'une chaîne ou à la formation de grands bassins. En second lieu, la grande déformation s'accompagne souvent d'un polyphasage local apparent lié à l'existence de rotations d'axe horizontal par plissement ou par basculement de blocs, ou de torsions locales et régionales dans le plan horizontal; l'analyse structurale vient à bout des premières, l'analyse paléomagnétique permet de caractériser les secondes. Enfin, une région très déformée en bordure de plaque enregistre le plus souvent les moindres sollicitations, même celles qui sont liées à des réarrangements cinématiques relativement mineurs, ce qui accroît le polyphasage régional.

Il en résulte que le meilleur moyen de déceler les grands événements tectoniques de l'évolution cinématique des plaques peut paradoxalement consister à reconstituer les événements tectoniques non au voisinage des frontières, mais dans les zones de très faible déformation à l'intérieur des plaques, c'est-à-dire en domaine de plate-forme. La faible intensité de la tectonique supprime d'emblée les problèmes de grande déformation; les événements tectoniques mineurs et les réarrangements peu significatifs ont un écho faible ou inexistant. Pour la plupart, les épisodes tectoniques mis en évidence au sein d'une plate-forme reflètent donc des événements majeurs aux limites des plaques.

Cette analyse de la tectonique de plate-forme ne va cependant pas sans difficulté: d'une part, les structures cassantes mineures (la plupart) ou majeures (rares) sont moins abondantes qu'en zone très déformée; d'autre part, il est permis de se demander si la distribution des contraintes intraplaques n'est pas anarchique ou tout au moins irrégulière. Des études effectuées dans la plate-forme européenne (Bergerat, 1985) ont montré le contraire et ont révélé que la faible densité des structures n'empêche nullement la reconstitution régionale des champs de contrainte: ces derniers sont caractérisés par une régularité surprenante à l'échelle du millier de kilomètres. En somme, l'analyse de la tectonique de plate-forme revient à étudier un signal relativement ténu et assez simple, de préférence à un signal fort mais complexe avec un bruit important. Il est essentiel de souligner que l'on peut ainsi recueillir des informations tout à fait significatives sur la cinématique des plaques en s'éloignant des régions très déformées proches des frontières en direction des régions stables.

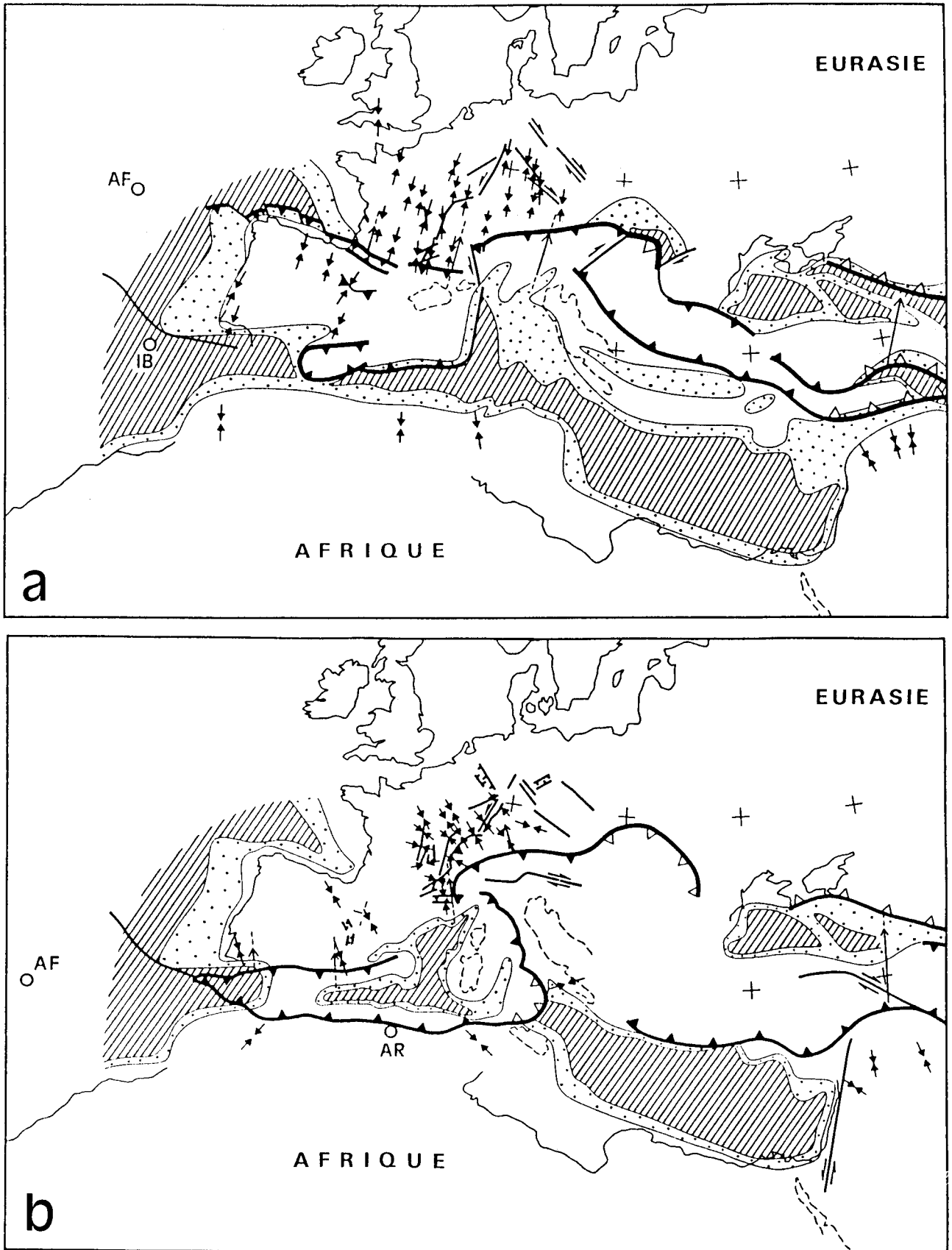


Fig. 19.- Champs de contrainte dans la plate-forme européenne et relation avec la cinématique de plaques. Exemples des phases compressives fini-éocène (a) et fini-miocène (b). D'après Bergerat (1987) et Le Pichon *et al.*, 1988.

Eurasie fixe. AF, pôle de rotation Afrique/Eurasie. IB, pôle de rotation Ibérie-Eurasie. AR, pôle de rotation Arabie-Eurasie. Rotations entre 54 et 35 Ma (a) et entre 10 et 0 Ma (b). Cadre structural et paléogéographique d'après Dercourt *et al.*, 1986. Les couples convergents de petites flèches indiquent les directions de compression reconstituées d'après l'analyse de la tectonique cassante dans la plate-forme européenne (Bergerat, 1985) et dans les régions environnantes (divers auteurs, voir références détaillées in Le Pichon *et al.*, 1988, p. 124) Croûte océanique en hachures, croûte continentale amincie en pointillé, croûte continentale normale ou épaissie en blanc. Lignes épaisses: grands chevauchements (triangles noirs) ou fronts de subduction (triangles blancs), avec triangles du côté chevauchant.

Cette démarche est illustrée sur la figure 19 par deux exemples de phases compressives qui ont été identifiées dans une région très vaste de la plate-forme européenne et bien datées par places (Bergerat, 1985). Il s'agit d'une part de la phase compressive fini-éocène caractérisée par une compression remarquablement homogène dirigée N-S (Fig.19a) et d'autre part de la phase compressive fini-miocène à actuelle caractérisée par une compression en éventail d'axe NW-SE (Fig.19b). Des directions de compression compatibles ont été reconstituées par places à la périphérie de la plate-forme européenne, notamment en Ibérie, en Afrique du Nord et en Arabie. Les deux étapes illustrées correspondent à des stades majeurs, relativement précoce et tardif respectivement, de la collision générale Afrique-Eurasie (Dercourt *et al.*, 1986). On remarque d'une part la relative homogénéité des champs de contrainte (surtout en France et en Allemagne) et d'autre part leur bon accord avec la cinématique générale qui implique effectivement pour ces régions un rapprochement Afrique-Eurasie suivant des directions S-N à l'Eocène et SSE-NNW au Cénozoïque supérieur (pôles de rotation de la Fig.19).

Cette concordance remarquable entre l'évolution cinématique générale et la distribution des champs de contrainte intraplaque suffit à démontrer l'intérêt géodynamique des reconstructions de champs de paléocontrainte en domaine de plate-forme (Bergerat, 1985 et 1987; Letouzey, 1986; Le Pichon *et al.*, 1988). Il faut par ailleurs rappeler que la tectonique de la plate-forme européenne est hautement polyphasée; dans des cas favorables, l'utilisation conjointe des données stratigraphiques et de l'analyse des populations de failles permet de parvenir à une chronologie très fine; on en trouve un exemple avec la tectonique finicrétacée du bassin de Mons (Vandycke *et al.*, 1988).

A l'échelle de l'avant-pays de l'arc alpin, on peut observer que les trajectoires de la contrainte compressive maximale $\vec{\sigma}_1$ sont presque uniformément N-S pour l'Eocène supérieur (Fig.19a) alors que pour le Miocène terminal elles dessinent un éventail à la périphérie des Alpes (Fig.19b). Le dispositif fini-miocène évoque ainsi, à une échelle plus vaste, celui déjà remarqué pour la collision de Taiwan sur la figure 16; sans entrer dans le détail de l'interprétation géodynamique, on peut souligner l'influence de la forme de la frontière de collision (convexe pour l'arc alpin de la Fig.19b, anguleuse et étroite pour Taiwan sur la Fig.16) sur la distribution des trajectoires compressives dans l'avant-pays. Dans ce contexte, il convient pour les Alpes de rapprocher la régularité des trajectoires compressives fini-éocènes et la relative régularité

des segments E-W de la frontière de collision à la même époque (Fig.19a), par opposition avec le dispositif néogène-quaternaire arqué (Fig.19b).

En résumé, dans plusieurs cas, il apparaît que les changements majeurs dans l'orientation des trajectoires de compression intraplaques reflètent des variations dans les conditions aux limites et la cinématique des plaques (Fig.16 et 19), alors que les changements de forme des champs de contrainte et de distribution des trajectoires reflètent surtout des réarrangements de la géométrie des frontières, avec (Fig.19) ou sans changement du mouvement relatif général.

CONCLUSION

L'analyse dynamique locale des populations de failles (ou de mécanismes au foyer des séismes) s'appuie sur des mesures de terrain (plans de glissement, direction et sens des jeux) et sur un modèle mécanique simple (cisaillements indépendants gouvernés par un tenseur des contraintes unique). Ce modèle est vérifiable dans la mesure où l'examen des écarts individuels entre jeu théorique et jeu réel fournit un critère de cohérence et de qualité. L'expérience montre que ces écarts, pour une population monophasée, restent dans les limites imposées par la technique de mesure et par les approximations du modèle. Ce dernier est donc parfaitement utilisable et a pu être appliqué à diverses situations géodynamiques. De telles applications régionales exigent l'établissement d'un réseau de sites aussi dense que possible pour un événement tectonique donné. Lorsque l'histoire tectonique est polyphasée, ce qui est le cas général, une séparation préalable des événements doit être effectuée avant tout à l'aide de critères chronologiques, stratigraphiques et tectoniques qualitatifs, et en dernier ressort par des méthodes de tri dynamique.

Pour chaque événement tectonique important, une carte des trajectoires de la contrainte extrême subhorizontale ($\vec{\sigma}_1$ pour la compression, $\vec{\sigma}_3$ pour l'extension) est finalement dressée. La dernière étape de l'analyse est l'interprétation du champ de contrainte ainsi reconstitué replacé dans le cadre paléogéographique et géodynamique du moment. Cette interprétation permet généralement de relier la distribution des contraintes, la cinématique des grands blocs lithosphériques et la forme des frontières. Une telle démarche est valable tant à partir d'une exploration des régions de forte déformation proches des frontières de plaques que par constitution de réseaux d'observation dans les régions très peu déformées plus éloignées de ces frontières.

La caractérisation de régimes tectoniques cohérents et continus permet de définir rigoureusement la notion de néotectonique, étant entendu que cette cohérence et cette continuité peuvent être altérées par des réorientations non négligeables voire par des interruptions passagères. Deux exemples sont ainsi traités (compression associée à une collision à Taiwan, extension associée à une subduction dans l'arc hellénique): la période néotectonique identifiée suivant la règle adoptée correspond aux derniers 2-4 Ma pour Taiwan et aux derniers 12-13 Ma pour l'Égée méridionale. Dans les deux cas, des réorientations significatives des trajectoires de contraintes trahissent des modifications de la cinématique générale. Le raisonnement en directions de paléocontraintes, appuyé notamment sur les analyses locales de la tectonique cassante, apporte donc un outil essentiel dans l'étude géodynamique et néotectonique.

REMERCIEMENTS

L'auteur a présenté ce travail méthodologique sur invitation au colloque «Tectonique actuelle et récente en Belgique» tenu à Mons en février 1989 et remercie les organisateurs, Ch. Dupuis, Th. Camelbeeck et S. Vandycke. Les travaux régionaux illustrant les méthodes ont été réalisés dans le cadre de divers programmes du CNRS-INSU.

Table des symboles - Table of symbols

T : tenseur des contraintes - stress tensor.

$\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2, \vec{\sigma}_3$: contraintes principales (vecteurs) - Principal stresses (vectors) - Fig.3-5a.

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ magnitudes des contraintes principales - principal stress magnitudes. $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (pressions positives, tensions négatives - pression positive, tension negative).

Φ : rapport des différences des contraintes principales - ratio of principal stress differences. $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

k : facteur d'échelle du tenseur des contraintes - scale factor of stress tensor. $k > 0$. Fig.6.

I : facteur isotrope du tenseur des contraintes - isotropic factor of stress tensor. Le tenseur réel est $kT + II$ (**T**, tenseur réduit; **I**, matrice unité) - actual tensor is $kT + II$ (**T**, reduced tensor; **I**, unit matrix). Fig.6.

\vec{n} : normale au plan de défaut (vecteur unitaire) - normal to weakness plane (unit vector). Fig.5b.

$\vec{\sigma}$: contrainte exercée sur le plan de défaut - stress applied to weakness plane. $\vec{\sigma} = T \cdot \vec{n}$. Fig.5b.

\vec{v} : contrainte normale - normal stress. $\vec{v} = \vec{n}(\vec{\sigma} \cdot \vec{n})$. Magnitude v . Fig.5b.

$\vec{\tau}$: contrainte tangentielle (ou cisailante) - shear stress. $\vec{\tau} + \vec{v} = \vec{\sigma}$. Magnitude τ . Fig.5b.

A, C, B, P, T : axes géométriques élémentaires d'un mécanisme focal - individual geometrical axes of a focal mechanism. Fig.10.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON, E.M., 1942. *The Dynamics of Faulting*. (2nd ed.) Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 p.
- ANGELIER, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 281, D, 1805-1808.
- ANGELIER, J., 1979a. Néotectonique de l'arc égéen. *Soc. géol. Nord, Publ.* 3, 418 p.
- ANGELIER, J., 1979b. Determination of the mean principal stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, T17-T26.
- ANGELIER, J., 1983. Analyses qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXV, 661-672, 8 fig.
- ANGELIER, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journ. geophys. Res.*, 89, 5835-5848.
- ANGELIER, J., 1986. Geodynamics of the Eurasia-Philippine Sea Plate boundary: Preface. *Tectonophysics*, 125, IX-X.
- ANGELIER, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journ. struct. Geol.*, 11, 1/2, 37-50, 9 fig., 3 tabl.
- ANGELIER, J., BARRIER, E. & CHU, H.T., 1986. Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt: the Foothills of Taiwan. *Tectonophysics*, 125, 161-178.
- ANGELIER, J., COLLETTA, B. & ANDERSON, E., 1985. Neogene paleostress changes in the Basin and Range: a case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 347-361.
- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER, E. & HUCHON, P., 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, 86, 159-196.
- ANGELIER, J. & MANOUSSIS, S., 1980. Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 290, sér. D, 651-654.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, 1309-1318.
- ANGELIER, J., TARANTOLA, A., VALETTE, B. & MANOUSSIS, S., 1982. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 69, 607-621.
- ARMIJO, R. & CISTERNAS, A., 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 287, D, 595-598.
- BARRIER, E., 1985. Tectonique d'une chaîne de collision active: Taiwan. Thèse Univ. Paris VI. *Mém. Sci. Terre Univ. P. & M. Curie*, 85-29, 312 p. + 1 vol. annexes.
- BERGERAT, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse. Doct. Etat ès-Sciences, *Mém. Sc. Terre Univ. P. & M. Curie*, Paris, 85-07, 315 p.

- BERGERAT, F., 1987. Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 99-132.
- BOTT, M.H.P., 1959. The mechanisms of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- CAREY, E., 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris-Sud, 138 p.
- CAREY, E. & BRUNIER, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 179, D, 891-894.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.M., GRANDJACQUET, C., SBORSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C. & PECHERSKY, D.H. 1986. The geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamira since the Liassic. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIERES, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journ. struct. Geol.*, 3, 51-65.
- FAUGERE, E., 1985. La tectonique en extension intracontinentale, étude de terrain (le Sud du Nevada, U.S.A.) et modélisation analogique. Thèse de 3ème cycle. *Mém. Sc. Terre Univ. Curie*, 85-06, 194 p.
- GEPHART, J.W. & FORSYTH, D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: an application to the San Fernando earthquake sequence. *Journ. geophys. Res.*, 89, 9305-9320.
- HANCOCK, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journ. struct. Geol.*, 7, 437-457.
- HO, C.S., 1986. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 125-1-16.
- HUANG, Q. & ANGELIER, J., 1989. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. II. Using conjugate sets within heterogeneous families for computing paleostress axes. *Geophys. Journ.*, 96, 139-149, 8 fig.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- LE PICHON, X., BERGERAT, F. & ROULET, M.-J. 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 218, 111-131.
- LETOUZEY, J. 1986. Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. *Tectonophysics*, 132, 215-231.
- LETOUZEY, J. & KIMURA, M. 1986. The Okinawa Through: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, 125, 209-230.
- MERCIER, J.L., CAREY, E., PHILIP, H. & SOREL, D., 1976. La néotectonique plio-quaternaire de l'arc égéen externe et de la mer Egée et ses relations avec la sismicité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 18, 355-372.
- MERCIER, J.L., DELIBASSIS, N., GAUTHIER, A., JARRIGE, J.J., LEMEILLE, F., PHILIP, H., SEBRIER, M. & SOREL, D., 1979. La néotectonique de l'arc égéen. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 21, 67-92.

PLANCHE I

Failles actives en contexte compressif à Taiwan. Régions de Yuli, faille inverse-sénestre de la Vallée Longitudinale. Localisation sur la figure 15 (étoile); frontière majeure Mer des Philippines - Eurasie (Fig.16b); mécanismes sismiques de la figure 14.

a, coupe de la faille à Fuli: à gauche (Est), des terrains pliocènes du «Mélange Lichi» gris sombre, chevauchant les alluvions quaternaires de la Vallée Longitudinale à droite (Ouest). b, mur (village de Tapo), brisé par le jeu de la faille (photographies b, c, d faites le 9 décembre 1982). c, vue plus rapprochée montrant le caractère inverse des cassures et la dilatation verticale du mur comprimé de droite (Sud-Est) à gauche (Nord-Ouest). d, détail du même mur: galet inclus dans le ciment et cisailé suivant l'azimut 147. e, le même mur après sa reconstruction (constatée le 28 avril 1984, mur encore intact; pas de photographie), déjà fissuré à nouveau (photographies e, f faites le 21 novembre 1986). f, vue plus rapprochée montrant les fentes de tension horizontales (dilatation verticale), disposées en échelon de cisaillement inverse incliné de gauche (Nord-Ouest) à droite (Sud-Est).

PLANCHE I



a



b



c



d



e



f

- MICHAEL, A., 1984. Determination of stress from slip data : faults and folds. *Journ. geophys. Res.*, B, 89, 11517-11526.
- MICHEL-NOEL, G., 1988. Mécanismes et évolution de l'extension intracontinentale des «Basin and Range», et développement tectonique des bassins sédimentaires. Thèse, Univ. Paris VI. *Mém. Sci. Terre Univ. P. & M. Curie*, 88-42, 205 p.
- RECHES, Z., 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield criterion. *Tectonics*, 6, 849-861.
- SENO, T., 1977. The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, 42, 209-226.
- SENO, T. & KURITA, K., 1978. Focal mechanisms and tectonics in the Taiwan-Philippine region. Geodynamics of Western Pacific. *Journ. Phys. Earth*, spec. Issue, 249-263.
- SENO, T. & MARUYAMA, S., 1984. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 102, 53-84.
- Tsai, Y.B., 1986. Seismotectonics of Taiwan. *Tectonophysics*, 125, 17-38.
- VANDYCKE, S., BERGERAT, F. & DUPUIS, C., 1988. Paléo-contraîntes à la limite Crétacé-Tertiaire dans le Bassin de Mons (Belgique). Implications cinématiques. Relations avec la zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 307, sér. II, 303-309.
- WALLACE, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journ. Geol.*, 59, 118-130.
- YU, S.B. & LEE, C., 1986. Geodetic measurement of horizontal crustal deformation in eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 125, 73-86.
- YU, S.B. & TSAI, Y.B., 1982. A study of microseismicity and crustal deformation of the Kuanfu-Fuli area in eastern Taiwan. *Bull. Inst. Earth Sci. Acad. sinica*, 2, 1-18.
- ZOBACK, M.L., ANDERSON, R.E. & THOMPSON, G.A., 1981. Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States. In: «Extensional tectonics associated with convergent plate boundaries». Edited by Vine, F.J. & Smith, A.G., *R. Soc. London Proc.*, 189-216.

PLANCHE II

Failles actives en contexte distensif en Egée.

a, faille normale récente affectant des dunes et alluvions quaternaires (à droite) contre des tufs volcaniques pliocènes (à gauche); île de Milos, Cyclades. b, grandes fractures de tension ouvertes dans des brèches quaternaires de l'île de Chios (Mer Egée orientale) et attribuées après étude de sismicité historique à un tremblement de terre de 1546. c, faille normale de Plateas, Attique, peu après le séisme (4 mars 1981). d, détail du même escarpement de faille; remarquer l'allure inverse due à l'ouverture de la faille près de la surface. e, mur dirigé N-S construit en 1957 et décalé en sens dextre par une branche dirigée N80°E de la faille nord-anatolienne (photographies e, f prises le 7 mai 1980); Ismetpaşa, Turquie. f, mur dirigé E-W perpendiculaire au premier (même endroit), faisant un angle faible avec la faille décrochante dextre; remarquer le raccourcissement de son faite bétonné (la partie inférieure a été rapiécée).

PLANCHE II



a



b



c



d



e



f