Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne.

Françoise Bergerat

▶ **To cite this version:**

Françoise Bergerat. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne.. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1985. tel-00502834

HAL Id: tel-00502834
https://theses.hal.science/tel-00502834

Submitted on 15 Jul 2010

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

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ACADÉMIE DE PARIS

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Mémoires des Sciences de la Terre

Françoise BERGERAT 85-07

DÉFORMATIONS CASSANTES ET CHAMPS DE CONTRAINTE TERTIAIRES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

Unité d'Enseignement et de Recherche des Sciences de la Terre
4, place Jussieu - 75230 Paris cedex 05

DUPONT
- personnel -

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT

ès Sciences Naturelles

présentée

à l'Université Pierre et Marie Curie

-Paris 6-

par

Françoise BERGERAT **85-07**

DÉFORMATIONS CASSANTES ET CHAMPS DE CONTRAINTE TERTIAIRES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

pour obtenir le grade de DOCTEUR ès SCIENCES

soutenue le 27 Février 1985

devant le jury composé de :

MM	J. AUBOUIN Membre de l'Institut	Président
	J. ANGELIER	Rapporteur
	X. LE PICHON	"
	P. TAPPONNIER	"
	J. DERCOURT	Examinateur
	M. MATTAUER	"
	R. STELLRECHT	"

DÉPARTEMENT DE GÉOTECTONIQUE

La recherche active (des failles transformantes)...a néanmoins remis à l'honneur l'importance des décrochements en tectonique, et ceci n'est pas un mince mérite. La faille a été trop longtemps négligée, mal cartographiée, mal observée : la structure géologique noble, c'était le pli et, plus généralement, les grands plis couchés, comme on en rencontre dans les Alpes. La faille semblait dépourvue de signification importante. Erreur qu'avait pourtant relevée et combattue tant Argand que Wegener, mais qui était demeurée une constante, bien sûr confuse et informulée, dans l'esprit de la plupart des géologues de terrain.

Claude ALLEGRE

"L'écume de la Terre" 1983

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre du L.A. 215. Le financement des recherches (missions, frais de calcul, réalisation de ce mémoire) est dû au C.N.R.S. (L.A.215 et A.T.P. "Géodynamique" et "Sismogenèse, plis, failles").

Je dois au Professeur A. Caire les bases de ma formation de géologue. Disparu en 1979, il ne connut que les prémices de ce travail sur le "Rhegmatisme péri-alpin" qu'il me suggéra d'entreprendre et dont ce mémoire est l'aboutissement.

Dès 1980, J. Angelier, alors Maître-Assistant au Laboratoire de Géodynamique, s'est intéressé à mes recherches et a mis à ma disposition ses programmes de traitement de la tectonique cassante.

En 1982, le C.N.R.S. me recrutait comme Attaché de Recherche et J. Angelier, qui venait d'être nommé Professeur au Laboratoire de Géologie Structurale, m'accueillit alors dans son équipe "naissante". Je le remercie de la confiance qu'il m'a accordée et de la liberté d'action qu'il m'a laissée dans la conduite de mon travail.

J. Geyssant a parcouru avec moi le Jura souabe et la Franconie, à la recherche de miroirs striés, stylolites et autres tectoglyphes. Ce mémoire doit beaucoup à nos discussions, tant sur le terrain qu'au laboratoire. Il m'est agréable de pouvoir l'en remercier ici.

Je tiens à exprimer ma gratitude à mes collègues du Département de Géotectonique qui par leur appui ou leur amitié ont contribué à l'aboutissement de ce travail, et en particulier à C. Grandjacquet et C. Lepvrier pour les discussions finales sur "la Téthys".

La téléanalyse des images Landsat a été faite en collaboration avec J. Chorowicz.

Les essais de mécanique des roches ont été réalisés au Laboratoire de Mécanique des Solides de l'Ecole Polytechnique, grâce à J. Bergues. Sa collaboration a permis l'estimation des valeurs des paléo-contraintes. Je lui en suis reconnaissante.

Tous mes remerciements vont à ceux qui, au Département de Géotectonique, ont, d'une manière ou d'une autre, contribué à la réalisation de cette thèse:

B. Mulmann a avec efficacité effectué la tâche ingrate de la première frappe et celle des légendes des figures. A. Bourgois a assumé avec compétence la lourde tâche de la frappe du texte et de la bibliographie, sans rien perdre de sa bonne humeur, pourtant souvent mise à l'épreuve.

Les résumés anglais et allemand ont été traduits par C. Sorlien et R. Pohl, je les en remercie.

L'illustration doit beaucoup à J. Lebeau dont les dessins, les retouches et les précieux conseils ont largement amélioré la présentation de cet ouvrage. Je lui en suis reconnaissante.

S. Santarossa a entoilé les nombreuses cartes nécessaires sur le terrain. Les clichés des figures et les planches photographiques sont l'oeuvre de M. Vesleau et M. Danrée. A. Berthet, dont la conscience n'est plus à souligner, a effectué les réductions et le tirage final de ce volume.

Les recherches bibliographiques ont été facilitées par l'obligeance des bibliothécaires de "Géologie-Recherche". Qu'elles trouvent ici l'expression de ma gratitude.

J'ai beaucoup apprécié l'aide des opérateurs et des ingénieurs du Centre de Calcul de l'IN2P3, ainsi que et surtout celle de S. Manoussis et D. Lefebvre, pour la partie informatique du traitement des données.

Enfin, je remercie particulièrement Monsieur le Professeur J. Aubouin, Membre de l'Institut, qui, malgré ses charges nombreuses, a bien voulu présider mon jury de thèse.

Je suis également très reconnaissante à Monsieur le Professeur J. Dercourt d'avoir accepté d'examiner ce travail; à Monsieur le Professeur M. Mattauer, de l'Université de Montpellier, qui a toujours porté une grande attention à mes travaux et qui a accepté de juger ce mémoire; à Monsieur le Professeur R. Stellrecht, de l'Université de Karlsruhe, qui a accepté de participer à ce jury en jetant un regard "germanique" sur cette étude.

Monsieur P. Tapponnier, de l'I.P.G. de Paris et Monsieur le Professeur X. Le Pichon m'ont consacré des moments de discussion dans la phase finale de ce travail, ils ont ensuite accepté de rapporter sur ce mémoire, ainsi que Monsieur le Professeur J. Angelier, je les en remercie.

DÉFORMATIONS CASSANTES ET CHAMPS DE CONTRAINTE TERTIAIRES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

RÉSUMÉ

En avant de la chaîne alpine, la plate-forme européenne a subi une tectonique cassante liée à la répartition des paléo-contraintes engendrées par la collision Afrique-Eurasie.

I.- MÉTHODOLOGIE

L'analyse des déformations cassantes va du stylolite à la faille observée sur le terrain et au linéament détecté par satellite. Diverses méthodes d'études ont donc été utilisées : mécanique des roches, analyse structurale et microstructurale de terrain, télédétection. Ces méthodes sont brièvement exposées à partir d'exemples relatifs à l'étude de la plate-forme.

Deux approches leurs correspondent : - l'une géométrique, illustrée par la télédétection et l'analyse statistique de la fracturation ; - l'autre cinématique, fondée sur la détermination des paléocontraintes (axes et valeurs des contraintes principales).

II.- DÉFORMATIONS CASSANTES ET PALÉO-CONTRAINTES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

L'étude de la plate-forme européenne a été menée dans les zones peu ou pas déformées, ainsi que le long des accidents majeurs :

- au front des Alpes centrales et orientales : d'une part au sein de la plate-forme carbonatée sud-germanique (Jura bâlois, souabe et franconien), d'autre part le long des lignes de Pfahl et de Franconie et sur les bordures du Fossé rhénan ;
- au front des Alpes occidentales : d'une part en Bourgogne et en Haute-Provence, d'autre part le long du Rift ouest-européen, poursuivant au Sud le Fossé rhénan (Fossé de la Saône, couloir rhodanien, Limagnes).

Plusieurs milliers de mesures dans ces différentes régions ont permis d'y établir l'évolution de la déformation et la succession des états de contrainte durant le Tertiaire.

1.- Trajectoires de contraintes et déformations.

Durant l'Eocène supérieur, un champ de contrainte caractérisé par une compression horizontale subméridienne a induit dans la plate-forme européenne un régime tectonique décrochant. La structure cassante majeure créée à cette époque est le triangle germano-tchèque, limité à l'Est, en bordure du Massif bohémien, par un système de coulissements dextres N130-150 : les lignes de Pfahl et de Franconie, et à l'Ouest par une ligne de coulissement sénestre N20 le long du futur Fossé rhénan. Cette ligne se prolonge vers le Sud jusqu'à la Méditerranée par des segments NO à N45 constituant le futur Rift ouest-européen. Ce réseau de décrochements conjugués se retrouve, à plus petite échelle, dans les zones peu déformées de la plate-forme.

Dès la fin de l'Eocène et pendant tout l'Oligocène a ensuite fonctionné le Rift ouest-européen, sur le bord occidental du triangle. Les différentes portions de ce rift sont reliées entre elles par des zones transformantes plus ou moins bien caractérisées. De petits fossés existent également dans l'Ouest du Jura souabe et dans le Massif bohémien, mais en dehors de ces manifestations distensives locales, aucune distension n'est observable dans les zones peu déformées de l'avant-pays. La direction d'extension est généralement très proche de celle de l'épisode précédent (approximativement E-W). La différence entre ces deux épisodes se résume à une permutation $\sigma 1$-$\sigma 2$.

Au début du Miocène, le régime tectonique change complètement et une compression horizontale NE-SW affecte une grande partie de la plate-forme. Les principales déformations cassantes sont des rejeux en failles inverses des lignes de Pfahl et de Franconie, et des mouvements décrochants dextres le long des accidents NO à N30 du Fossé rhénan ainsi que du couloir rhodanien (fossé d'Alès, Vaucluse). Aucune manifestation de cet épisode tectonique n'a été observée à l'Ouest du Rift ouest-européen (Bourgogne, Lorraine).

Dès la fin du Miocène et jusqu'à l'Actuel, les trajectoires de contraintes, jusque là étonnamment constantes en direction, dessinent un éventail autour de l'arc alpin. Les principales déformations cassantes (décrochements, chevauchements) sont d'ailleurs situées à l'avant immédiat de la chaîne alpine et y sont associées à des plis (Jura, chaînes subalpines). Dans la plate-forme proprement dite, à une certaine distance de la chaîne, il s'agit surtout de rejeux modestes sur des accidents antérieurs. La direction de compression dans ces zones éloignées des Alpes est approximativement NW-SE à la fin du Miocène, elle varie peu jusqu'à l'Actuel où elle est NNW-SSE (contraintes *in situ*, mécanismes au foyer).

2.- Valeurs des paléo-contraintes.

Une tentative de quantification des paléo-contraintes, à l'origine des systèmes de décrochements conjugués, a été faite à partir d'analogies avec la fracturation expérimentale. Des courbes intrinsèques "à la rupture" et "à la fissuration" ont été établies, à partir d'essais triaxiaux, pour les roches (calcaires, grès) provenant de cinq sites choisis dans le triangle germano-tchèque.

La contrainte lithostatique (évaluée à partir de la surcharge au moment du fonctionnement des accidents) est assimilée à la pression de confinement des essais et la contrainte axiale est déterminée par une construction de Mohr. L'utilisation de la courbe intrinsèque "à la fissuration" permet de se rapprocher des conditions naturelles de la rupture.

Les valeurs des paléo-contraintes tectoniques ainsi déterminées seraient de l'ordre de 40 à 130 MPa, pour des contraintes lithostatiques de 5 à 20 MPa.

III.- EVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Une comparaison avec les données de la tectonique des plaques (L.A. Savostin *et al.*, 1984) permet de vérifier que la succession des états de contrainte dans la plate-forme européenne est bien le témoin des mouvements relatifs des plaques Afrique et Eurasie. Une série de reconstructions présente l'évolution de la déformation et du champ de contrainte de tout le domaine de plate-forme péri-méditerranéen dans le contexte de la collision Afrique - Eurasie.

A l'Eocène supérieur, la compression subméridienne est généralisée à toute la plate forme européenne, du Portugal à la Tchécoslovaquie au moins, ainsi qu'à l'Afrique du Nord. La direction de cette compression est en très bon accord avec le vecteur mouvement AF/EA dirigé vers le Nord entre 54 et 35 M.A.

L'Oligocène correspond, dans la plate-forme, à un régime tectonique distensif, dont les manifestations sont essentiellement localisées au niveau d'une déchirure crustale majeure : le Rift ouest-européen. Le vecteur mouvement est alors dirigé vers l'WNW entre 35 et 20 M.A., ce qui correspond à un déplacement de l'Eurasie vers l'Est plus rapide que celui de l'Afrique. L'Eurasie, solidaire de l'Afrique, s'en détache partiellement au niveau du rift, l'Europe atlantique (Ibérie, Ouest-France) restant plus ou moins fixée à l'Afrique.

Au début du Miocène, la convergence entre Afrique et Europe reprend et le mouvement relatif entre 20 et 10 M.A. se fait vers le NNE. La compression NE-SW caractérisée dans le triangle germano-tchèque, ainsi que dans le Sud de la France et en Ibérie, traduit ce changement dans le mouvement relatif des plaques.

Enfin, depuis la fin du Miocène, la compression dans le domaine de plate-forme, loin de la chaîne alpine, tourne légèrement de NW-SE au fini-Miocène à NNW-SSE à l'Actuel, ce qui est en excellent accord avec le vecteur mouvement qui, depuis 10 M.A., est dirigé vers le NNW. Autour de l'arc alpin, les trajectoires de contraintes dessinent un éventail attribuable à un effet de poinçonnement.

La succession des états de contraintes dans le domaine de plate-forme est donc bien un témoin direct des mouvements des plaques lithosphériques dans le cadre de la collision Afrique-Eurasie. Certains états de contraintes locaux (à proximité des Alpes) sont à relier à l'évolution propre de l'arc alpin.

TERTIARY STRESS FIELDS AND BRITTLE DEFORMATION IN THE EUROPEAN PLATFORM

ABSTRACT

On the foreland of the Alpine chain, the european platform was subjected to a brittle tectonics related to the repartition of paleo-stresses caused by the collision of Africa and Eurasia

I METHODS

The analysis of the brittle deformation ranges in scale from styloliths to faults observed in the field to lineaments detected by satellite Diverse methods of study have been utilized rock mechanics, structural and microstructural analysis of the terrain, and remote sensing. These methods are briefly described through examples relative to the study of the platform.

Two approaches correspond to these methods one geometric, illustrated by remote sensing and by statistical analysis of the fracturing ; the other dynamic, based on the determination of kinetic paleo-stresses (axis and values of principle stresses)

II. BRITTLE DEFORMATIONS AND PALEO-STRESSES IN THE EUROPEAN PLATFORM

The study of the European platform has taken place in the slightly or non-deformed zones as well as along the lenghts of major faults :

- on the foreland of the central and eastern Alps . in one case part the heart of the South germanic carbonate platform, in the other case the lenght of the Pfahl and Franconie lines and on the edges of the Rhenan trough ,
- on the foreland of the western Alps for one part in Burgundy and on Haute-Provence, on the other part along the lenghts of the west-european Rift, following to the South the Rhenan trough (trough of the Saône, rhodanian valley, Limagnes).

Several thousand measures in these different regions have permitted the establishment of the evolution of the deformation and the succession of states of stress during the Tertiary.

1) Trajectories of stresses and deformations.

During the upper Eocene, a stress field characterized by a N-S horizontal compression has inferred in the European platform a transcurrent tectonic regime. The major faulted structure created at this epoch is the germano-czech triangle, limited to the east, along the edge of the Bohemian Massif, by a system of dextral strike-slip faults N130-150 ; the Pfahl and Franconie lines, and to the west by a line of senestral strike-slip faults N20 along the lenght of the future Rhenan trough. This line is extended toward the South to the Mediterranean by segments, NO to N45, composing the future west-european Rift. This network of conjugate transcurrent faults is also found, at a smaller scale, in the slightly deformed zones of the platform.

Afterwards, from the end of the Eocene and during all the Oligocene, the west European rift functioned on the west side of the triangle the different parts of this rift are connected by more or less well characterized transform zones. They are also little troughs in the west of the Swabian Jura and in the Bohemian Massif, but outside of these local distensive effects, no distension is observable in the little deformed zones of the foreland. The direction of extension is generally very close to that of the preceding episode (approximately E-W). The difference between these two episodes consists of an inversion σ_1 - σ_2

At the beginning of the Miocene, the tectonic regime changed completely and a horizontal NE-SW compression affected a large part of the platform. The principle brittle deformations were the reactivation of the reverse faults of the Pfahl and Franconie lines, and dextral strike-slip movement along the faults (NO to N30) of the Rhenan trough, along with those of the Rhodanian valley (trough of Alès, Vaucluse). No effects of this tectonic episode have been observed to the West of the west-european Rift (Burgundy, Lorraine)

From the end of the Miocene until the Present, the trajectories of stresses until then astonishingly constant in direction, form a fan-shaped pattern around the Alpine arc The principle faults are also situated (immediately exterior) in the immediate foreland of the Alpine chain, and they are associated with folds (Jura, Subalpine chains). On the platform proper, at a certain distance from the chain there was generally a modest reactivation of pre-existing faults. The direction of compression in these zones that are remote from the Alps was approximately SW-SE at the end of the Miocene, and varied little until the Present, where it is NNW-SSE (*in situ* stresses, focal mechanism).

2) Values of paleo-stresses.

An attempt at quantification of paleo-stresses, utilizing systems of conjugate transcurrent faults, has been made through analogies with experimental fracturation Intrinsic curves "to rupture" and "to cracking" have been established, through triaxial tests, for rocks coming from five chosen sites in the germano-czech triangle.

The lithostatic stress (evaluated with the overload at the moment of the faulting) is related to the confining pressure of the tests, and the axial stress is determined by a Mohr construction. The use of the intrinsic curve "to cracking" permits the approach to natural conditions of rupture.

The value of the tectonic paleo-stresses thus determined were about 40 to 130 MPa, for lithostatic stresses of 5 to 20 MPa.

III. GEODYNAMIC EVOLUTION

A comparison with the plate tectonic data (L.A. Savostin *et al.*, 1984) permits the verification that the succession of states of stress is good evidence of relative movements between the African and Eurasian plates. A series of reconstructions presents the evolution of the deformation and of the stress field of all the domain of the peri-mediterranean platform in the context of the Africa-Eurasia collision.

During the upper Eocene, the N-S compression became general in all European platform, from Portugal to Czechkoslovakia at least, as well as in North Africa. The direction of that compression is in very good agreement with the vector movement (AF/EA) directed toward the North between 54 and 35 M.A.

The Oligocene corresponds, in the platform, to a distensive tectonic regime, of which the evidences are essentially localized to the level of a major crustal tear : the western european Rift. The vector movement was then directed towards the WNW between 35 and 20 M.A., which corresponds to a more rapide displacement of Eurasia towards the East than that of Africa. Eurasia, attached to Africa partially detached itself at the rift, Atlantic Europe (Iberia, Western France) staying more or less fixed to Africa.

At the beginning of the Miocene the convergence between Africa and Europe started anew, and the relative movement between 20 and 10 M.A. was towards the NNE. The NE-SW compression characteristic of the germano-czech triangle, as well as of the south of France and Iberia, translated this change in the relative movement of the plates.

Finally, since the end of the Miocene, the compression in the domain of the platform, distant from the Alpine chain, turned slightly from NW-SE at the end of the Miocene to NNW-SSE at currently, which is in excellent agreement with the vector movement that, since 10 M.A., is directed towards the NNW. Around the Alpine arc, the trajectories of stress sketch out a fan pattern attributable to an effect of the punching of Apulia into Eurasia.

The succession of states of stresses in the domain of the platform is therefore a good direct evidence of the movement of lithospheric plates in the framework of the Africa-Eurasia collision. Certain local stress states (in proximity to the Alps) are related to the distinctive evolution of the Alpine arc.

BRUCHTEKTONIK UND TERTIÄRE SPANNUNGSFELDER DER EUROPÄISCHEN PLATTFORM

ZUSAMMENFASSUNG

Die europaïsche Plattform im Vorland der Alpen erlitt eine Bruchtektonik mit wechselnden Paläospannungen, die aus dem Zusammenstoß Afrikas mit Eurasien entstanden sind.

I. METHODIK

Die Analyse der Bruchtektonik reicht von störungsgebundenen Stylolithen über im Gelände zu aus Satellitendaten ablesbaren Lineationen: es wurden also verschiedene Untersuchungsmethoden verwerdet: gesteinsmechanische, mikro- und makrogefügekundliche Methoden und Methoden zur Auswertung von Fernerkundungsdaten. Diese methoden werden anhand von Beispielen aus dem Bereich der Europaïschen Plattform kurz abgehandelt.

Zwei Verfahrensweisen wurden dabei gewählt :

- eine geometrische, die sich der Fernerkundung und der statistischen Analyse von Brucherscheinungen bedient;

und

-eine Kinematische, die sich auf die Bestimmung von Paläospannungen (d.h. Große und Richtung der Hauptspannungen) stützt.

II. BRUCHTEKTONIK UND PALÄOSPANNUNGEN DER EUROPÄISCHEN PLATTFORM

Die Untersuchung der europäischen Plattform wurde hauptsächlich in Gebieten mit schwacher oder fehlender Deformation, aber auch im Bereich größerer Störungen durchgeführt:

- Im Vorland der Zentral- und der Ostalpen, und zwar einerseits im Schweizer, im schwäbischen und Fränkischen Jura und andererseits entlang dem Pfahl, der Fränkischen Linie und den Rändern des Oberrheingrabens ;
- Im Vorland der Westalpen, und zwar einerseits in Burgund und in der Haute-Provence und andererseits entlang dem Westeuropäischen Rift, das sich nach Süden im Sâone-, Rhône- und Limagnegraben fortsetzt.

In den erwähnten Gebieten wurden mehrere tausend Messungen durchgeführt; die Auswertung der Messungen erlaubt es, die Entwicklungsgeschichte der tektonischen Überprägung und eine Abfolge zeitlich unterschiedlich gerichteter Spannungszustande im Tertiär festzulegen.

1) Richtung der Spannungen und Deformationen.

Während des oberen Eozän induzierte ein Spannungsfeld, mit horizontaler, mehr oder weniger N-S-gerichteter Kompressionstendenz auf der europäischen Plattform eine System von Blattverschiebungen. Die bedeutendste bruchtektonische Struktur dieser Zeit ist das "deutsch-tschechische Dreieck", dam im Osten, am Rande des Bömischen Massivs, durch die rechtshändigen, mit 130-150° streichenden Blattverschiebungen des Pfahls und der Fränkischen Linie und im Westen durch die linkshändingen, mit 20° streichenden Blattverschiebungen des entstehenden Oberrheingrabens begrenzt ist; diese strktur ist nach Süden bis zum Mittelmeer in einzelnen Abschnitten mit südwestlichem Streichen weiterzuverfolgen, insgesamt das spätere "westeuropäische Rift". Diese Netz konjugierter Blattverschiebungen ist in allerdings wesentlich kleinerem Maßstab in den wenig deformierten Gebieten der europaïschen Plattform wiederzufinden.

Ab Ende Eozän und während des gesamten Oligozäns bildet sich an der W-Seite des Dreiecks das Westeuropäische Rift. Die einzelnen Abschnitte dieses Rifts sind miteinander durch mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Blattverschiebungzonen verbunden. Auch im westlichen Schwäbischen Jura und im Böhmischen Massiv existieren Kleinere Grabensysteme: außer diesen lokalen Äußerungen von Zerrungsbeanspruchung in den nur schwach deformierten Gebieten des deutsch-tschechischen Dreieks konnten jedoch keine weiteren Hinweise auf

Zerrungsbeanspruchung gefunden werden. Generell liegt die Richtung der Extension änlich derjenigen des vorangegangenen Zeitabschnittes (ungefähr E-W); die beiden Zeitabschnitte unterscheiden sich durch einen Austausch von σ_1 mit σ_2.

Zu Beggin des Miozäns ändert sich der tektonische Stil grundlegend, und ein großer Teil der Plattform wird durch eine horizontale Kompression in NE-SW-Richtung erfaßt. Die wichtigsten Brucherscheinungen sind Reaktivierungen von Aufschiebungen am Pfahl und den Fränkischen Linie und rechtshändige Verschiebungen an den Störungen des Oberreingrabens (0-30°) und des Rhônegrabens (Graben von Allès, Vaucluse). Westlich des westeuropaïschen Rifts (Burgund, Lothringen) wurden keine Spuren dieser tektonischen Beanspruchung beobachtet.

Seit dem Ende des Miozäns und bis heute fächern die bis dahin erstaunlich konstanten Hauptspannungsrichtungen um den Alpenbogen herum auf. Die wesentlichen Bruchtektonischen Erscheinungen (Auf- und Überschiebungen) sind übringens an das unmittelbare Vorfeld des Alpenbogen gebunden und stehen mit dem dort vorkommenden Faltenbau (Faltenjura, subalpine Ketten) im Zusammenhang.

Auf der Plattform und in einiger Entfernung von der Alpen handelt es sich um schwache Wiederbewegungen an bereits bestehenden Störungen; die richtung der maximale Einengung ist im diesen von den Alpen weiter entfernten Gebiet am Ende des Miozäns etwa NW-SE und variiert nur gering bis zur Gegenwart: nach *in-situ* Spannungmessungen und Herdfläschenbestimmungen ist sie augenblicklich NNW-SSE.

2) Paläospannungswerte.

Es wurde versucht, Paläospannungen in Analogie zu experimentellen Bruchversuchen zu quantifizieren, und zwar mit Hilfe von konjugierten Blattverschiebungen. In Triaxialversuchen wurden an Kalk- und Sandsteinen von fünf Lokalitäten aus dem Bereich des deutsch-tschechischen Dreiecks mit Hilfe der Mohrschen Hüllkurven Bruchzeitpunkt und Auftreten von Haarrissen bestimmt.

Die Lithostatische Spannung (bestimmt durch die Überlast im Augenblick des Bruchbeginns) ist vergleichbar dem Umschließungsdruck des Bruchversuchs und die achsiale Spannung ist durch die Konstruktion nach Mohr festgelegt. Die Morsche Hüllkurve für die Bildung von Haarrissen anzuwenden, Heißt, sich natürlichen Bruchbedingungen anzunähern.

Die auf diese Weise bestimmten Paläospannungen dürfen in der Größenordnung zwischen 40 und 130 MPa, die zugehöringen lithostatischen Spannungen zwischen 5 und 20 MPa liegen.

III. GEODYNAMISCHE ENTWICKLUNG

Ein Vergleich mit Plattentektonischen Ergebnissen (L.A.Savostin *et al.*, 1984) gestattet zu überprüfen, daß die Abfolge der Spannungszuständen auf der europäischen Plattform wirklich die Relativbewegungen der afrikanischen und eurasischen Platte bezeugt. Eine Reihe von Rekonstruktionen zeigt die zeitliche Entwicklung der Deformation und des Spannungsfeldes im gesamten perimediterranen Bereich im Zusammenhang mit der Kollision Afrika-Eurasien.

Im oberen Eozän tritt die etwa N-S-gerichtete Kompression einheitlich auf der europäischen Plattform von Portugal bis mindestens in die Tschechoslowakei und sogar bis Nordafrika hinein auf. Die Einengungsrichtung stimmt sehr gut mit dem Vektor der Bewegung-Afrikas gegenüber Eurasiens überein, der zwischen 54 und 35 Millionen Jahren nach N ausgerichtet ist.

Das Oligozän entspricht auf der europäischen Plattform einer Zerrungstektonik mit starter Krustendehnung; durch diese Beanspruchung entsteht das westeuropäische Rift. Zwischen 35 und 20 Millionen Jahren ist der Bewegungsvektor WNW gerichtet: dies stimmt mit einer Verschiebung Eurasiens nach Osten überein, die relativ schneller als diejenige Afrikas abläuft. Das mit Afrika verknüpfte Eurasien bricht zum Teil im Bereich des westeuropäischen Rifts auseinander; das atlantische Europa (Iberische Halbinsel, Westfrankreich) bleibt mehr oder weniger fest mit Afrika verbunden.

Zu Beginn des Miozäns nähern sich Afrika und Europa wieder die Relativbewegung zwischen 20 und 10 Millionen Jahren verläuft nach NNE. Die im deutsche-tschechischen Dreieck, in Südfrankreich und auf der iberischen Halbinsel charakteristische NE-SW Kompression zeigt diese Änderung in der Relativbewegung der Platten.

Seit dem Ende des Miozäns dreht sich die Kompressionrichtung auf der europäischen Plattform in den von den Alpen entfernter liegenden Bereichen geringfügig von NW-SE auf die heutige NNW-SSE Richtung: diese Änderung stimmt ausgezeichnet mit dem Bewegungsvektor überein, der seit etwa 10 Millionen Jahren NNW-gerichtet ist. Die Hauptspannungsrichtungen sind vom Alpenbogen aus fächerförmig nach außen gerichtet: dies läßt sich auf eine keilförmige Beanspruchung zurückführen (Poinçonnement-Effekt).

Die Aufeinanderfolge der Spannungszuständen im Bereich der europäischen Plattform ist damit direkter Hinweis auf die Bewegungen der lithosphären Platten im Rahmen der Kollision Afrika-Eurasien. Einige Spannungszustände lokaler Natur (in Alpennähe) sind auf die eigenständige Entwicklung des Alpenbogens selbst zurückführen.

P R É A M B U L E

PRÉSENTATION GÉNÉRALE

L'étude de terrain dans la plate-forme européenne a été menée dans les zones pas ou peu déformées par les plissements, ainsi que le long des accidents majeurs : - au front des Alpes centrales et orientales : d'une part au sein de la plate-forme carbonatée sud-allemande (Jura souabe et franconien) et d'autre part le long des lignes de Pfahl et de Franconie et du Fossé rhénan ; - au front des Alpes occidentales : en Bourgogne et en Haute-Provence et le long de la portion du Rift ouest-européen poursuivant au Sud le Fossé rhénan : Fossé de la Saône et couloir rhodanien. Il ne sera donc pas ici question des ensembles plus ou moins allochtones et plissés : Jura, chaînes subalpines et Provence s.s. Une brève étude bibliographique du Massif bohémien complète vers l'Est ce travail de terrain. Au fur et à mesure de ce travail, j'en ai publié les résultats partiels (cf. bibliographie). Ce mémoire reprend ces articles, parfois modifiés ou complétés par des observations ultérieures ; les résultats non encore publiés y sont bien sûr développés. Il représente donc la somme du travail effectué.

PLAN

Cet ouvrage comprend quatre parties : méthodes, analyse régionale, interprétations et modèle cinématique.

Dans le premier chapitre, les méthodes d'étude de la fracturation sont rappelées : les différentes échelles sont abordées avec la télédétection, l'analyse microstructurale et la mécanique des roches. Il ne s'agit pas là d'un exposé exhaustif mais d'une présentation rapide, à partir d'exemples, des méthodes utilisées au cours de ce travail et qui peut être utile au lecteur peu familiarisé avec la tectonique cassante.

Le second chapitre expose l'application de ces méthodes à l'étude des déformations cassantes de la plate-forme européenne depuis le Tertiaire, suivant deux grands ensembles : le triangle germano-tchèque et le Rift ouest-européen.

Le troisième chapitre présente la synthèse des déformations du bâti européen avec l'établissement des trajectoires de paléo-contraintes et une tentative d'estimation de leurs valeurs.

En conclusion, on propose un modèle cinématique de l'évolution des déformations cassantes du bâti européen en liaison avec la collision des plaques Afrique-Eurasie.

TEXTE

Le plan choisi est volontairement classique, en grande partie à cause de l'étendue du territoire étudié et de la diversité des régions rencontrées, ainsi que du nombre d'épisodes tectoniques, et afin de conserver une relative clarté dans leur analyse.

Dans la partie analytique de ce travail (chapitre II), l'étude est menée d'Est en Ouest puis du Nord au Sud Chaque grand ensemble tectonique a été morcelé en sous-ensembles, chacun possédant une unité structurale propre. L'analyse de ces sous-ensembles est suivie d'une première synthèse à l'échelle de l'ensemble considéré (triangle germano-tchèque, Rift ouest-européen et avant-pays alpin occidental). Une synthèse de second niveau intègre toute la plate-forme européenne au front des Alpes occidentales, centrales et orientales (chapitre III). Enfin celle-ci est considérée dans le cadre des mouvements des plaques (Eurasie et Afrique) et un schéma évolutif est proposé en accord avec les résultats régionaux (Chapitre IV).

Le lecteur intéressé par l'analyse de telle ou telle région peut ainsi se reporter soit à l'analyse de détail soit directement à la synthèse régionale. Il peut s'il ne désire qu'une vue globale de l'évolution tectonique se contenter du second niveau de synthèse

FIGURES

Afin d'éviter, dans la mesure du possible, les descriptions fastidieuses, la priorité a été donnée à l'illustration. Pour les divers sous-ensembles structuraux, chaque épisode tectonique est illustré par une figure synthétique : carte ou schéma géologique de la région, sur lesquels sont portées les directions principales des contraintes provenant de l'analyse des failles. Ces diagrammes sont généralement situés sur les cartes à l'emplacement du secteur qu'ils intéressent, ou en marge et une flèche renvoie alors à leur localisation. Les coordonnées des axes principaux du tenseur des contraintes (à défaut celles des barycentres des secteurs de confiance obtenus par la méthode des dièdres droits, quand la population de failles ne permet pas de calculer un tenseur) correspondant aux diagrammes dessinés, sont donnés dans un angle de chaque figure.

A côté de ces cartes régionales, figurent quelques analyses complètes de sites significatifs de tel ou tel épisode tectonique Des photographies et des dessins d'affleurements montrent pour chaque région quelques aspects caractéristiques des déformations.

Toutes les projections ont été réalisées sur l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt. La légende détaillée des diagrammes est donnée dans les figures 29 et 30, de même que celle des analyses fréquentielles dans la figure 27. Ces légendes ne seront pas rappelées par la suite (ou le seront de façon succincte).

Une liste située à la fin de ce volume fournit les indications nécessaires à la localisation des sites de mesures et/ou d'observations structurales et microstructurales Cette liste correspond aux noms de lieux portés sur les exemples d'analyse de failles ainsi que sur les dessins ou photographies d'affleurements. Pour chaque nom sont indiqués : le Pays d'origine, le N° de la figure correspondante, le nom de la carte topographique à 1/50 000 sur laquelle il est situé, la latitude Nord et la longitude Est. Exemple URACH, R F A 55 Urach 48°28 9°25.

Enfin, chaque grand ensemble structural (triangle germano-tchèque, Rift ouest-européen) fait l'objet d'une figure synthétique où sont représentées uniquement les directions de compression ou d'extension dans les secteurs analysés. Il en est de même pour l'ensemble de la plate-forme européenne.

CHAPITRE I

OUTILS ET MÉTHODES

CHAPITRE I

OUTILS ET MÉTHODES

Toutes les structures, que ce soit à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, ou à l'échelle kilométrique, fournissent des informations pour l'interprétation tectonique régionale ou continentale. Les rapports entre micro et macrostructures sont assez importants pour qu'il soit permis d'utiliser les petites structures pour interpréter les grandes. M. Mattauer et J.L. Mercier (1980) donnent à cela deux raisons essentielles : d'une part il existe souvent des relations géométriques simples entre petites et grandes structures, d'autre part une population de microstructures de même âge caractérise l'état de contrainte correspondant et, à l'échelle régionale, son étude permet de définir un champ de contrainte cohérent et homogène, fondamental pour l'interprétation des grandes structures. Ainsi malgré la différence d'échelle, l'analyse microstructurale peut aider à la compréhension des problèmes de la tectonique des plaques, en particulier, et c'est le cas de la plate-forme européenne, celui de la déformation intracontinentale syn- et post-collision. De même la reconstitution des champs de contrainte successifs permet de contrôler les hypothèses sur le déplacement des plaques.

L'étude des déformations cassantes s'adresse donc à des structures de taille diverses : du linéament visible sur une mosaïque d'images Landsat à la fissure d'une éprouvette de roche soumise à un essai mécanique en laboratoire ou au plan de faille mesurable dans une carrière. A ces différentes structures correspondent des moyens d'acquisition des données et des méthodes d'étude différents.

I. TÉLÉDÉTECTION

La figure 1 ainsi que les photos des planches XIV et XV et la carte de la figure 2 illustrent les trois "niveaux" de la télédétection, celle-ci étant définie comme "l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci" (J.O. du 11 décembre 1980). En télédétection aérospatiale, la saisie des données est faite à partir d'appareillages embarqués sur des véhicules aériens ou spatiaux. L'analyse et le traitement des données saisies par la télédétection constituent la téléanalyse.

On peut en effet distinguer trois niveaux dans cette discipline (les deux premiers ayant un caractère technologique essentiel) (J. Chorowicz, 1980) :
- acquisition des données à partir des couples capteurs-vecteurs (fig.1) ;
- transmission et traitement des informations, aboutissant à la mise en forme de documents (planches XIV et XV) ;
- interprétation de ces documents dans un cadre thématique (fig.2).

On trouvera dans ce chapitre une approche non exhaustive -puisque portant uniquement sur les techniques utilisées lors de ce travail- de la télédétection et de la téléanalyse, l'interprétation des images proprement dite se trouvant incluse dans le chapitre II.

A. TECHNIQUES ET DONNÉES

1) TÉLÉDÉTECTION MULTISPECTRALE VISIBLE

La télédétection multispectrale utilise certaines des ondes électromagnétiques qui constituent le spectre électromagnétique. Certaines portions de celui-ci sont absorbées par l'atmosphère, d'autres sont entièrement transmises, ce sont les "fenêtres" de trans-

mission (bandes spectrales). Les capteurs utilisés en télédétection multispectrale sont des radiomètres à balayage (on emploie aussi fréquemment le terme anglais : Scanner) dont le principe est de capter séparément les rayonnements électromagnétiques réfléchis ou émis par les matériaux, suivant certaines plages de longueur d'ondes et d'enregistrer quantitativement le signal correspondant sur une bande magnétique (J.Y. Scanvic, 1983). La réflectance (rapport entre quantité de radiations réfléchies et quantité d'énergie reçue pour une longueur d'onde donnée) est variable suivant la région du spectre.

Le dispositif comprend trois parties principales (fig.1) :
- un miroir tournant balayant le sol point par point et ligne par ligne ;
- des détecteurs captant l'énergie et la transformant en un signal électrique ;
- un système d'enregistrement.

Les images qui ont été utilisées ici proviennent du radiomètre MSS des satellites Landsat, qui fournit des images dans les bandes spectrales 4, 5, 6 et 7 : bande 4 = 0,5-0,6µ, bande 5 = 0,6-0,7µ, bande 6 = 0,7-0,8µ, bande 7 = 0,8-0,9µ. La planche XIV-1 en offre un exemple, on y reconnaît l'extrémité sud du Fossé rhénan dans l'angle nord-ouest, le Jura suisse septentrional entre les lacs de Neuchâtel et de Constance et, dans l'angle sud-est, une partie des Alpes suisses. Pour l'observation des phénomènes géologiques, on utilise généralement les bandes 5 et 7 ou 6 et 7, en faisant appel à la pseudo-stéréoscopie à chaque fois que cela est possible. Depuis 1983, de nouvelles bandes spectrales sont accessibles avec le "Thématic Mapper" de Landsat D (entre 1,6 et 2,5µ) (A. Bothorel, 1983). Ces données n'ont pas été utilisées lors de ce travail.

Une image Landsat couvre 33 000 km^2, avec une résolution de 70 m, ce qui permet l'apport d'informations originales, souvent occultées par les nombreux détails que montrent les photographies aériennes par exemple. J.Y. Scanvic (1983) souligne "l'effet synoptique qui permet d'intégrer des éléments linéaires à priori disparatres entre eux". Sur la photo du Jura suisse (planche XIV-1) on distingue ainsi par exemple, les failles inverses de Mandach et de Mettau la flexure rhénane (cf.Chapitre II : II-B-3) et certains grands décrochements du Jura plissé, tel que la ligne de La Caquerelle. Le rôle des images spatiales, dans le domaine de la tectonique linéamentaire en particulier, est prépondérant.

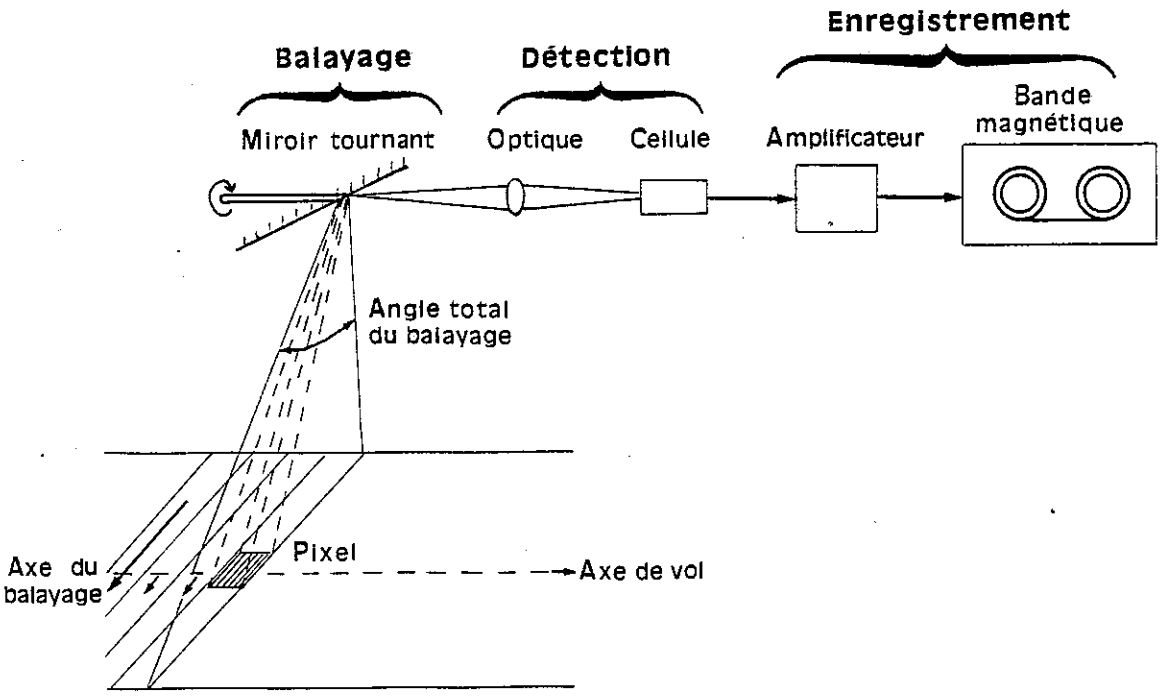


Fig. 1. - Schéma théorique d'un radiomètre à balayage (Scanner) (d'après J. Y. Scanvic, 1983).

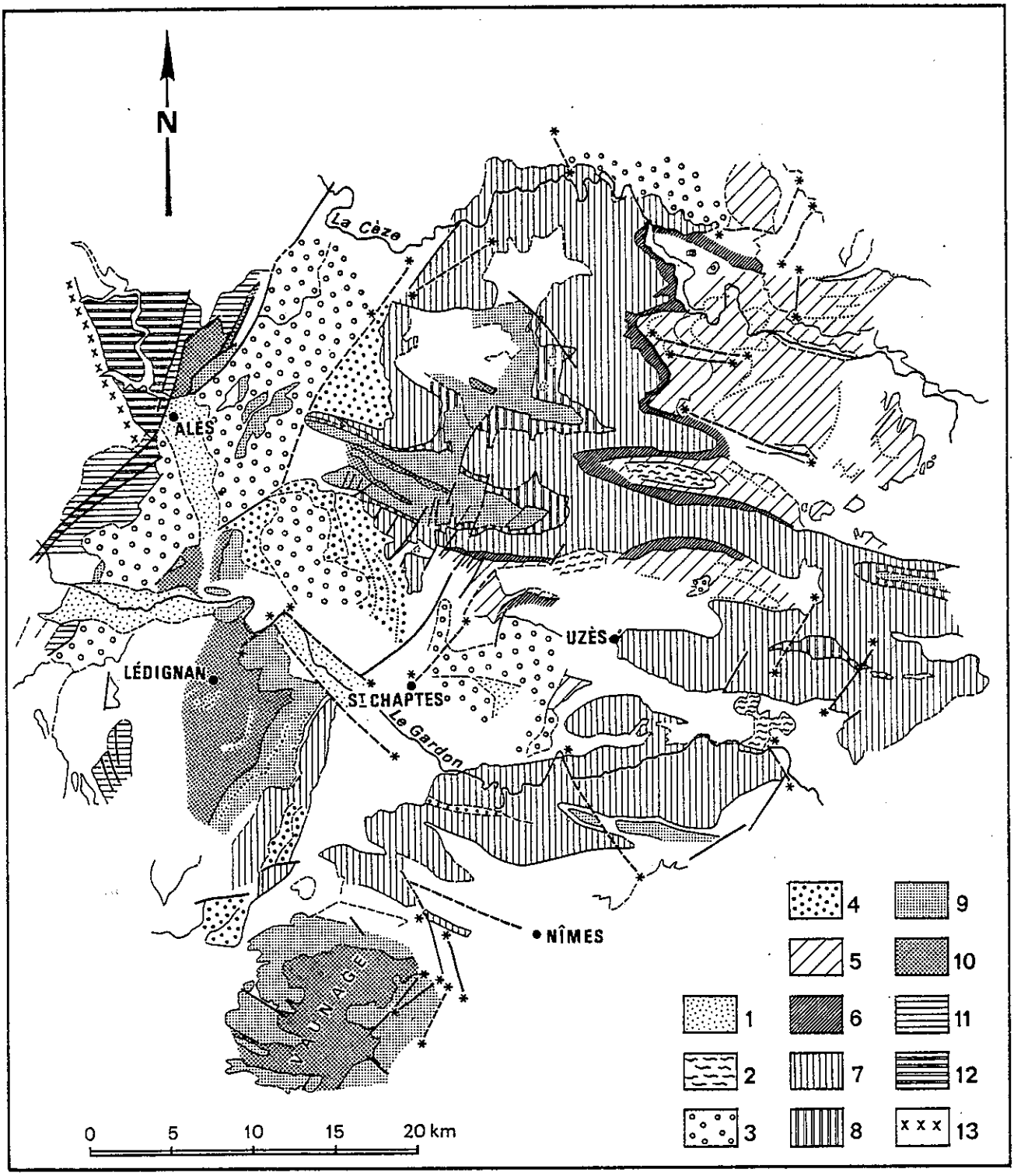


Fig. 2. - Carte téléanalytique obtenue à partir de la composition colorée standard d'une image MSS-Landsat de la région ardéchoise. (d'après F. Bergerat, A. Bothorel et J. Chorowicz, 1985b).

1, Alluvions récentes ; 2, Burdigalien marin ; 3, Oligocène continental ; 4, Eocène continental ; 5, Clansayésien-Albien-Cénomanien-Turonien, marnes et calcaires à Rudistes ; 6, Gargasien marneux ; 7, Urgonien-Bédoulien calcaire ; 8, Barrémien inférieur marneux ; 9, Hauterivien calcaire ; 10, Valanginien marneux ; 11, Jurassique supérieur calcaire ; 12, Lias-Dogger carbonaté ; 13, Cristallin. Les astérisques marquent les failles reconnues sur l'image et n'existant pas sur les cartes géologiques.

2) TÉLÉDÉTECTION PAR HYPERFRÉQUENCES

La télédétection par hyperfréquences utilise des capteurs micro-ondes transmettant une courte impulsion (entre 6 mm et 1 m de longueur d'onde) renvoyée par les objets et dont une partie, qui constitue le signal rétrodiffusé, retourne au radar (fig.3).

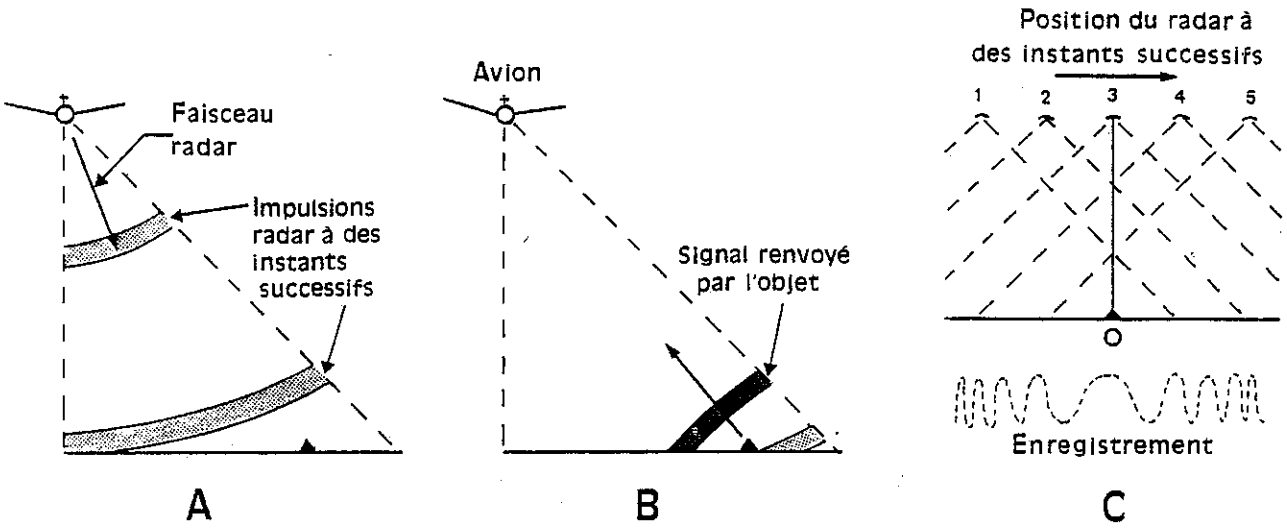


Fig. 3. - Principe du radar latéral (d'après H. Jensen *et al.*, 1977 ; J. Y. Scanvic, 1983).

A, B : Fonctionnement d'un radar latéral à antenne synthétique (SAR) ;
C : Le radar occupe en vol les positions successives 1, 2, 3, 4, 5 d'où il "éclaire" l'objet O au sol. Les échos renvoyés provoquent une série d'interférences enregistrées selon les procédés de l'holographie.

Avec un radar classique, à antenne réelle (SLAR, Side Looking Airborne Radar), l'image au sol est obtenue par une représentation optique de l'énergie des échos reçus au cours du temps. La résolution géométrique se dégrade avec la portée et, si celle-ci augmente, il faut alors augmenter les dimensions de l'antenne pour améliorer la résolution. Une autre solution utilise la technique de la synthèse d'ouverture. Le radar est alors dit à antenne synthétique (SAR, Synthetic Aperture Radar). Dans ce cas, non seulement l'amplitude des échos est prise en compte, mais également leur phase. Le traitement des signaux est plus complexe et l'image de la surface sol est restituée après un traitement numérique ou optique (fig.4) de l'amplitude des échos reçus en fonction du temps et de leur décalage en fréquence par rapport à une onde de référence, c'est à dire de l'effet Doppler (C. Elachi et A. Fontanel, 1981).

Les radargraphies utilisées ici dans l'étude du Nivernais et du Morvan proviennent d'un radar de type monofréquence multipolarisation : le radar JPL Bande L dont le vecteur était un Falcon Jet Mystère 20 biréacteur, volant à environ 10 000 mètres. Le vol a été réalisé en juillet 1979. Le radar JPL est un radar latéral à ouverture synthétique construit par le Jet Propulsion Laboratory. Les caractéristiques principales en sont les suivantes :

- longueur d'onde 25 cm (Bande L) ;
- polarisation horizontale et croisée (HH et HV) ;
- antenne 75 x 25 cm ;
- ouverture du faisceau : longitudinalement 90° (centré à 45° de la verticale), transversalement 18° (centré au zéro Doppler) ;
- résolution : 10 m (longitudinalement), 10 m (transversalement à 45°) ;
- largeur couverte au sol, environ 15 km.

Les micro-ondes utilisées par les radars latéraux permettent la restitution sous forme d'images photographiques du signal radiodiffusé. Ces images représentent pour chaque détail de la topographie des effets d'ombre et donc une impression forte de relief.

L'interprétation de ces documents étant basée essentiellement sur les données géomorphologiques, il était tentant d'essayer d'en obtenir une vision stéréoscopique. Différents essais ont été faits, le plus souvent infructueux : quand les directions d'éclairage sont différentes les déformations sont telles qu'il n'y a aucune vision stéréoscopique possible ; lorsqu'on regarde la même bande dans 2 polarisations différentes, la superposition occulaire est facile mais ne donne pas d'impression de relief. Seule la superposition de deux bandes différentes se recouvrant partiellement et dont la direction d'éclairage est la même donne des résultats; malheureusement la plupart du temps, le pourcentage de recouvrement est très faible. La méthode qui a apporté le plus d'informations est la confection de mosaïques (J. Chorowicz *et al.*, 1980) . Les radargraphies correspondent à des bandes adjacentes se recouvrant plus ou moins, dont il est relativement facile de faire des assemblages. Les vues d'ensemble ainsi obtenues sont intéressantes de part leur échelle (environ 1/250 000) intermédiaire entre celle des photographies aériennes et celle des images Landsat. De plus, les vols se faisant toujours parallèlement à un axe donné, il est généralement possible d'obtenir deux mosaïques différentes en fonction de l'éclairage.

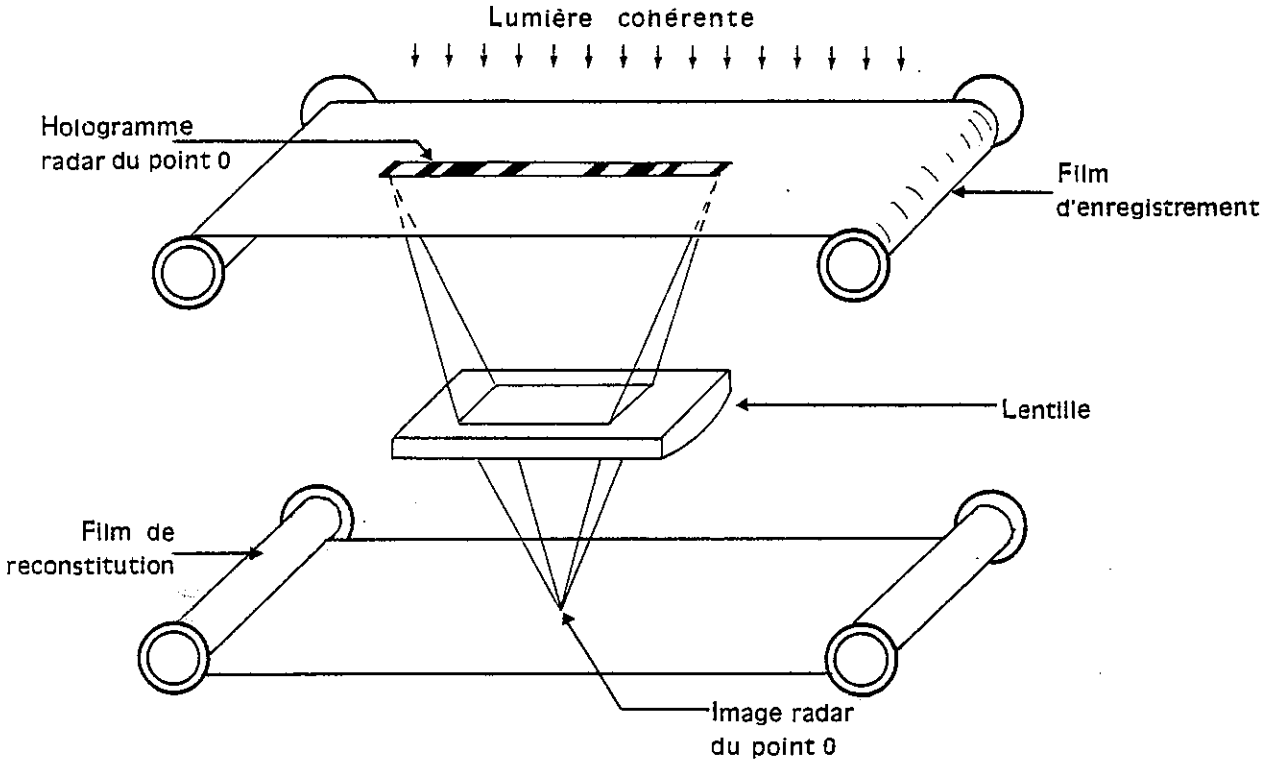


Fig. 4. - Restitution optique d'une image holographique (d'après H. Jensen *et al.*, 1977 ; C. Elachi et A. Fontanel, 1981).

Le film sur lequel ont été enregistrées les interférences est éclairé en lumière cohérente (laser). Pendant qu'il avance dans le faisceau laser, l'image reconstituée est enregistrée sur un autre film mobile.

Les caractéristiques du radar en font un détecteur original, capable de fournir des documents : - quelque soit le temps, puisque la propagation des ondes radar n'est pas (ou peu) perturbée par les gouttelettes d'eau en suspension dans l'atmosphère (les ondes radar traversent donc les nuages qui sont un obstacle aux ondes lumineuses) ; - de nuit comme de jour, puisque le radar est actif et envoie ses propres ondes qui sont ensuite réfléchies ou réfractées par les objets, on obtient ainsi des images différentes suivant la direction

d'éclairage. De plus, les documents sont toujours obtenus avec un éclairage oblique ; quand l'angle d'incidence est compris entre 20° et 80°, de faibles variations de pente peuvent provoquer une importante variation de l'énergie de l'écho radar. D'une façon générale, les radargraphies sont des documents bien adaptés aux études de caractère géomorphologique. Elles offrent en particulier des possibilités dans le domaine de l'analyse structurale. Elles peuvent représenter un complément intéressant des images Landsat tant par leur échelle qui permet d'accéder à des structures plus petites, que par la possibilité d'éclairer les scènes différemment.

B.PROCÉDÉS D'AMÉLIORATION DES DONNÉES

Dans le cas de l'imagerie spatiale, la représentation photographique est déjà une interprétation de l'information originale (enregistrée sur bande magnétique), mais malgré son utilité c'est une interprétation "pauvre". Pour un pixel [1] d'une image il y a 128 valeurs de gris possibles ; même si la photographie n'utilise qu'une partie de cette plage, quand on sait que l'oeil humain ne distingue efficacement que 5 gris, on comprend la perte d'information d'un tel document. La visualisation d'une image traitée, telle une composition colorée, n'est donc pas une fin en soi mais bien une amélioration de l'image liée aux caractéristiques de l'oeil. A l'exception des filtrages optiques, utilisés également pour les radargraphies, les autres méthodes de traitement n'ont été appliquées, au cours de ce travail, qu'aux images Landsat, les planches XIV et XV en représentent des exemples.

1) FILTRAGE OPTIQUE

La photo 2 de la planche XIV est une image filtrée en lumière cohérente de la photo 1, où apparaissent nettement les directions N10-20 (direction "rhénane") et N60 (direction "transformante", cf.chapitre II : III-A-1).

Le traitement optique en lumière cohérente est une méthode éprouvée permettant d'extraire des images une information directionnelle. Le principe du filtrage optique est le suivant : si une image -fonction à deux dimentions f (x,y)- (photographie semi-apparente) est disposée dans un faisceau de lumière cohérente (laser), chacun de ses points peut être considéré comme une source secondaire et émet de la lumière. Les interférences formées à l'infini par ces rayons diffractés représentent la transformée de Fourier de l'image, c'est à dire son spectre à 2 dimensions. Ce spectre peut être ramené à une distance finie grace à un système optique. La figure de diffraction F (u,v) ainsi engendrée est le produit d'un terme "d'amplitude" et d'un terme "de phase". En observant "à l'oeil" ou en photographiant cette figure de diffraction, on perd le terme phase pour ne conserver que le terme énergétique. La simplification de l'image ainsi obtenue permet de décrire les objets initiaux par leur forme moyenne et leur distribution spatiale.

$$F(u,v) = \underbrace{|F(u,v)|}_{\text{terme d'amplitude}} \quad \underbrace{e^{i\phi(u,v)}}_{\text{terme de phase}}$$

$$i = \sqrt{-1}, \text{ imaginaire pur}$$

On interpose dans le plan spectral un système de caches (coins opaques triangulaires) destinés à éliminer certaines parties du spectre (fig.5), en faisant tourner ces caches on supprime dans le spectre les taches lumineuses correspondant à certaines directions de l'image ; les autres directions apparaissent alors plus nettement. Le document est reconstitué sur un écran de télévision ou sous forme de cliché photographique, mettant ainsi en évidence des directions privilégiées parfois peu apparentes sur le document brut (planche XIV-2).

---

[1] Pixel : "Picture Element" point élémentaire. Pour Landsat la taille d'un pixel est d'environ 70 x 80 m.

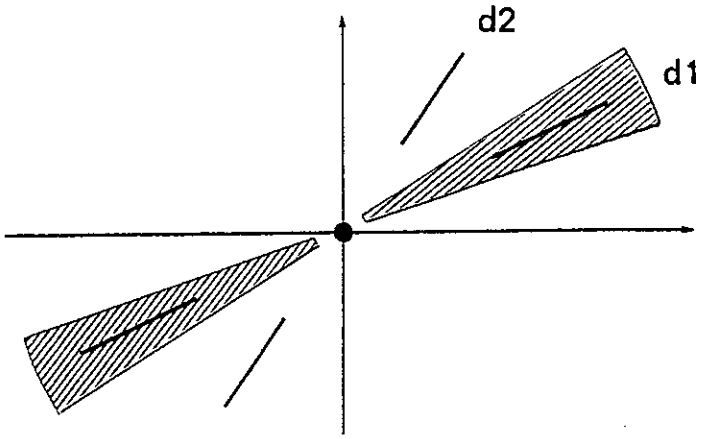


Fig. 5. - Principe du filtrage optique en direction.

Des coins opaques de forme triangulaire et d'ouvertures angulaires variées peuvent tourner autour de la tache centrale, permettant ainsi de supprimer certaines directions. Sur le schéma, la direction d2 est éliminée et le document sera reconstitué uniquement avec la direction d1.

Dans le cas du filtre optique du Département de Géotectonique (Paris VI), on a utilisé les documents (images Landsat, radargraphies) sous forme de films positifs 33x33 mm. Le dispositif de filtrage était constitué par deux systèmes de coins opaques, composés chacun de deux triangles symétriques par rapport au centre et pouvant prendre n'importe quelle position dans le spectre. Les documents, mis au point sur un écran de télévision, sont ensuite étudiés sous forme de photographies noir et blanc.

2) VISIONNEUSE MULTISPECTRALE ET COMPOSITIONS COLORÉES.

On appelle généralement composition colorée la visualisation simultanée de 2 à 4 canaux d'une même scène, chacun d'eux codé dans une couleur différente. Les compositions colorées utilisées dans ce travail ont été réalisées sur la visionneuse multispectrale I2S du Département de Géotectonique (Paris VI) à l'exception de l'image de la région ardéchoise (réalisée par CISI PETROLE SERVICE) qui a servi à l'établissement de la carte de la figure 2.

L'image en couleur du Forez (planche XV-1) a ainsi été composée sur une visionneuse Mini Addcol Viewer à partir des films transparents des bandes spectrales 5 et 7. De la superposition de ces films, colorés chacun différemment de façon monochromatique (5 : rouge ; 7 : bleu, dans l'exemple présenté ici) par adjonction de filtres de couleur, résulte une image en couleur composée pour laquelle on emploi ordinairement le terme, quoique en fait plus général, de composition colorée. Les compositions colorées sont visualisées, à l'échelle du 1/500 000, sur un écran dépoli ou impressionnées sur papier sensible couleur.

L'interprétation est facilitée par le regroupement sur un seul document des informations contenues dans plusieurs bandes spectrales, en effet, ces informations sont complémentaires et peuvent, par combinaison, faire apparaître des formes nouvelles, en particulier des alignements. Le document obtenu est à la fois plus riche en informations et plus "lisible", l'oeil étant plus sensible aux couleurs qu'aux gris. Les changements de filtres et les variations d'intensité lumineuse permettent par ailleurs un certain nombre de combinaison, tel ou tel type de combinaison faisant mieux ressortir tel type d'information que tel autre.

3) COMPOSANTES PRINCIPALES.

La méthode des composantes principales est basée sur le principe suivant : l'énergie réfléchie par le sol et enregistrée dans les quatre bandes spectrales est hautement corrélée, la finalité du traitement est de condenser les données originelles en un nouveau groupement de variables n'ayant pas de corrélations entre elles. L'analyse en composantes principales (ou transformée de Karhuven Loeve) a donc pour but, à partir des longueurs d'ondes originelles, de trouver une nouvelle base orthonormée et hiérarchisée correspondant à la valeur des radiométries de chaque pixel dans les quatre canaux. Elle permet ainsi d'extraire les informations de chaque canal et de les regrouper pour obtenir quatre images. Chaque image créée comporte alors une information indépendante des autres. Les deux premières composantes principales utilisées dans l'étude de la région ardéchoise ont été réalisées par CISI PETROLE SERVICE (F. Bergerat *et al.*, 1985b).

Cette méthode est encore peu employée, en particulier à cause de son prix, car elle nécéssite un temps de calcul important. Elle devrait être appelée à se développer. On a pu, sur l'exemple étudié, juger de son utilité, en particulier dans le domaine de la cartographie structurale, par une bonne amélioration dans la perception des détails.

4) EQUIDENSITÉS COLORÉES.

Le document 2 de la planche XV est une équidensité colorée réalisée pour l'étude de la zone de liaison Rhin-Saône. Le document original (négatif du canal 7) a été analysé et numérisé ligne par ligne et l'image restituée sur un écran, codée en diverses couleurs.

Les équidensités colorées qui ont servi pour l'étude de diverses régions au cours de ce travail ont été réalisées à la C.F.P. sur le Digicol I2S. Le décodeur Digicol recueille l'information par l'intermédiaire d'une caméra qui numérise ligne par ligne le document (film négatif). L'image provenant de la caméra est codée en 32 couleurs et restituée sur un écran puis éventuellement photographiée.

Le traitement par équidensités colorées est une méthode puissante de séparation, l'oeil étant plus sensible aux couleurs qu'aux gris. Des structures se traduisant par de faibles variations dans l'intensité des gris du document original peuvent ainsi apparaître nettement. La largeur du spectre d'investigation peut être modifiée, de même que des procédés de seuillage peuvent être appliquées. De plus, la possibilité de balayer en continu la plage des valeurs codées, par un spectre de couleurs conventionnelles, permet d'arrêter le contrôle coloré sur de subtiles différenciations suivant le "goût" de l'observateur (A.F. Maurin et M.J. Riguidel, 1978). Cette méthode apporte donc, dans certains domaines, une nette amélioration de l'image, en particulier dans le domaine de la recherche de linéaments.

5) INTÉRÊT GLOBAL DES TRAITEMENTS D'IMAGES.

Comme on l'a souligné pour chacun d'eux, le résultat principal est une amélioration de l'image, orientée dans le sens d'une recherche précise, c'est à dire ici dans le domaine de la fracturation ou de la tectonique linéamentaire (en particulier pour les filtrages optiques et les équidensités colorées). On peut estimer que 10 à 15% des fractures sont découvertes ou confirmées ainsi. L'apport de ces traitements n'est donc pas négligeable.

C. INTERPRÉTATION THÉMATIQUE : FRACTURATION ET LINÉAMENTS

La télédétection et en particulier la télédétection spatiale, a apporté depuis quelques années une contribution non négligeable à l'étude de la fracturation et a été pour beaucoup dans le regain d'intérêt qui se manifeste à l'heure actuelle pour cette discipline. J.Y. Scanvic (1983) souligne à juste titre les deux directions principales de cet apport : fracturation et linéaments. En effet, la seule fracturation ne permet pas d'expliquer la nature composite des grands alignements observés par satellite, d'où la nécessité de distinguer à part le concept linéamentaire.

1) FRACTURATION.

L'interprétation de l'imagerie spatiale ou des radargraphies permet de dresser un inventaire, incomplet certes, mais satisfaisant de la fracturation. La dimension d'observation, autre que celle que peut avoir le géologue dans une carrière, permet une vue globale qui est le complément nécessaire à toute étude de tectonique cassante de terrain, qu'on peut ainsi replacer aisément dans un cadre régional.

Les critères définissant une fracture sur une image peuvent être directs tels que l'observation d'un rejet évident, la plupart du temps ils sont indirects : variations dans la végétation, alignements, limite linéaires, linéarités du réseau hydrographique, différences de tonalité, etc... La figure 6 représente quelques uns de ces critères permettant d'induire la présence de fractures, avec plus ou moins de certitude.

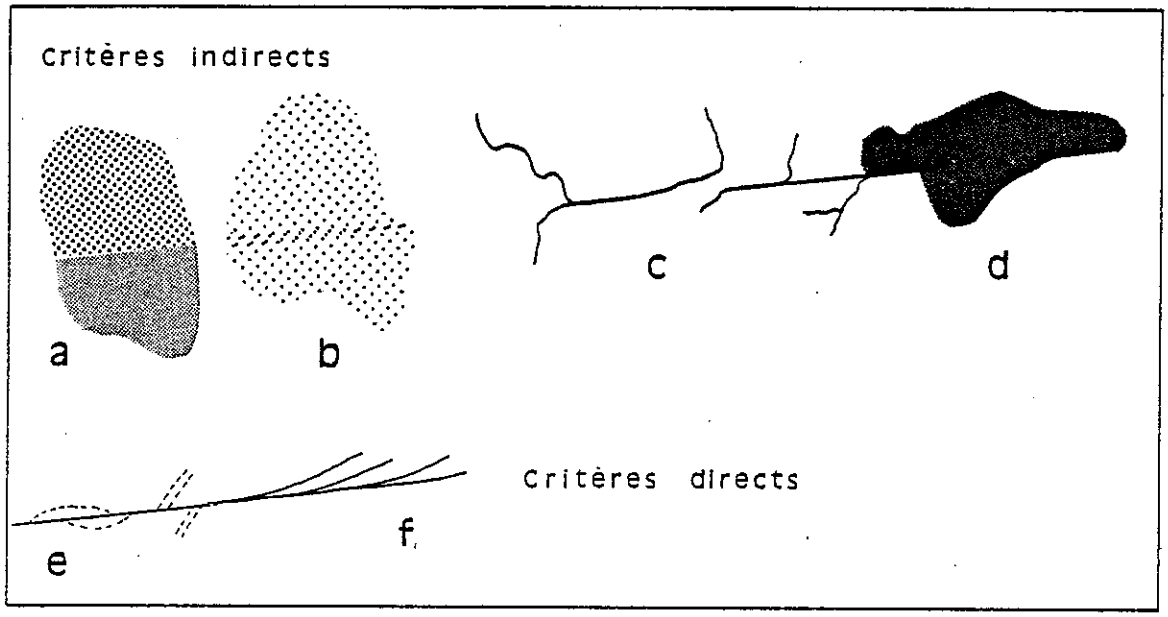


Fig. 6 - Critères définissant une fracture sur une image satellite (d'après A.F. Maurin et M.J. Riguidel, 1978; J.Y. Scanvic, 1983).

a, rejet de tonalité ; b, injection linéaire de pixels différents dans une tache homogène ; c, portions rectilignes de cours d'eau ; d, lac à portions de rives rectilignes ; e, déplacement de structures ou de strates ; f, figure en "queue de cheval" (traduisant ici un mouvement sénestre).

2) NOTION DE LINÉAMENT.

Comme le notent A.F. Maurin et M.J. Riguidel (1978) "la redécouverte des linéaments par l'étude des images satellite a été un des acquis majeurs de cette technique spatiale". En effet, pressentis au début du siècle par W.H. Hobbs (1904), à qui il revient d'en avoir défini les caractères principaux et proposé des applications en tectonique, les linéaments sont ensuite peu étudiés jusqu'à R.A. Sonder (1947, 1956), puis A. Caire (1974, 1975) qui tentent de les remettre à la mode sous le terme de rhegmagenèse ou rhegmatisme ; il s'agit alors toujours de linéaments d'origine tectonique.

Selon W.H. Hobbs (1904), un linéament est un trait généralement rectiligne : crêtes, lignes de drainage, lignes de côtes, limites linéaires de formations géologiques ou d'affleurements. Plus tard, le même auteur (1912) désigne les linéaments comme des lignes significatives du paysage, révélant l'architecture cachée du soubassement rocheux. Pour A. Caire (1974) "les accidents rhegmatiques sont, dans leur essence des géofractures radiales offrant une continuité spatiale et une permanence affirmées.... les dislocations élémentaires de surface supposent une voie de dislocation profonde. Ce sont des voies faciles et fréquentes de coulissement, mais elles peuvent évoluer provisoirement vers d'autres types

et d'autres jeux. Elles peuvent, sur toute leur longueur ou en certaines parties de leur trajet, offrir un caractère distensif et permettre l'ascension de magmas. Elles sont parfois empruntées par des minéralisations. Ces fractures peuvent passer à des flexures, déterminer des alignements géographiques (linéaments s.s.) ou des variations de faciès". Cet auteur admet que certains linéaments peuvent ne pas être liés à la tectonique, par contre lorsqu'un alignement correspond à une structure tectonique, il propose de l'appeler linéament tectonique ou tectolinéament.

On assiste depuis une dizaine d'années, à un renouveau des études sur la fracturation et les linéaments, en partie grâce au développement des techniques spatiales. Remis en usage le mot linéament est utilisé dans des sens divers, d'où il résulte une certaine confusion. Il est intéressant de noter quelques unes de ses définitions :

J. Guillemot *et al.* (1973) distinguent les alignements structuraux et les alignements morphologiques, "lorsqu'un alignement morphologique se trouve intercalé dans le prolongement d'alignements structuraux, il peut être considéré comme étant aussi de nature géologique". Pour J.Y. Scanvic (1975) "les détails linéaires observés sur les images ERTS correspondent à des phénomènes géologiques variés : failles, contacts géologiques, anomalies géophysiques, structures plissées, paléoreliefs, etc... Pour J.C. Rivereau *et al.* (1977) "les linéaments correspondent à la juxtaposition ou à la superposition d'éléments physiographiques divers : morphologie, hydrographie, végétation, différences de tonalité de surface correspondant à des différences de sol ou de lithologie".

Par contre C. Cazabat (1976) interprète les linéaments comme des failles : "indépendantes des structures de surface... les structures linéamentaires crustales semblent être le reflet d'aspects tectoniques profonds..." , il envisage une évolution permanente depuis la fracturation des ensembles profonds jusqu'à la macro- et la microtectonique des roches superficielles. De même, M. Crouzille *et al.* (1978) assimilent les éléments morphologiques détectés sur l'imagerie spatiale à des accidents.

H. Cadillac (1979) revient à la définition de Hobbs et pense "qu'il s'agit d'alignements rectilignes ou légèrement incurvés intégrant des éléments d'origines diverses : géomorphologiques, hydrographiques, tectoniques, occupation des sols... visibles sur les photos satellites d'une manière continue ou discontinue sur plusieurs dizaines de kilomètres".

Enfin, J. Chorowicz (1980) distingue les linéaments, de longueur supérieure à plusieurs dizaines de kilomètres, et les alignements, de longueur inférieure ; il propose d'appeler faille tout linéament bien visible sur les documents, correspondant à une grande faille observable sur le terrain et de garder le terme de linéament pour un alignement de phénomènes variés dont on ne connait pas la vraie nature.

Deux tendances se dégagent de ces divers travaux, amenant soit à assimiler les linéaments à des failles, soit à les considérer comme des discontinuités à caractère composite et "associés à des éléments morphologiques du paysage et à des phénomènes tectoniques variés, expression de la structure crustale de notre globe" (J.Y. Scanvic, 1983). Les faits sont, dans l'ensemble, en faveur de la deuxième tendance, c'est à dire que la première définition (W.H. Hobbs, 1904) reste toujours valable. La vraie nature (éventuellement profonde) du linéament reste alors à déterminer par des études géophysiques et géologiques de terrain.

Un tel exemple de linéament est le linéament ligure qui traverse le SE de la France et le NW de l'Italie, des Alpilles à Savonne, selon une direction N80. Il correspond à un alignement de structures variées : anticlinaux des Alpilles et du Luberon, vallée d'Asse, succession de crêtes dans les Alpes ligures. Il a été interprété comme la trace d'un grand accident tardi-hercynien réactivé en faille normale synsédimentaire au Mésozoïque, partiellement repris par la tectonique pyrénéo-provençale et visible surtout par ses derniers mouvements tardi-alpins (V. Carrère et J. Chorowicz, 1982).

D. DOCUMENTS OBTENUS.

L'interprétation des documents de la télédétection relève de deux approches différentes et complémentaires :

- une approche qualitative qui conduit à la définition et au tracé des éléments

structuraux (failles, linéaments), c'est à dire à l'établissement de cartes de fracturation (exemple, fig.110) ;

- une approche quantitative qui permet une caractérisation de la carte de fracturation par des paramètres statistiques, c'est à dire à une analyse régionale des fréquences sous forme de rosaces (exemple, fig.111). Ces rosaces peuvent être établies de deux façons : soit par filtrage optique de la carte de fracturation, soit par numérisation de cette même carte (D. Lefebvre *et al.*, 1981).

II. MÉCANIQUE DES ROCHES

L'étude des déformations cassantes, que ce soit à l'échelle de l'échantillon où à l'échelle régionale, fait appel à une notion essentielle : la notion de contrainte. Il n'est donc pas inutile de rappeler quelques notions primordiales de la mécanique des milieux continus.

A. RAPPELS DE MÉCANIQUE DES MILIEUX CONTINUS.

1) NOTION DE CONTRAINTE, REPRÉSENTATION DE MOHR.

On considère en un point M du milieu, un petit élément de surface My d'aire dS, appelé généralement facette, et qui sépare le milieu en deux parties 1 et 2 (fig. 7A). On admet que l'action de (1) sur (2) se réduit à une force $\bar{e}.dS$; $\bar{e}$ étant la contrainte qui s'exerce au point M sur la facette My . On peut admettre que la partie (1) est vide de matière, la force $\bar{e}.dS$ a ainsi le caractère d'une force extérieure au milieu, c'est à dire à la partie (2). Quant on considère l'action de (1) sur (2), la partie (2) est à l'intérieur du milieu par rapport à la facette My.

Dans le plan défini par la normale à la facette et par la contrainte $\bar{e}$, on choisit deux axes de coordonnées : Mx, le long de la normale et My, dans le plan de la facette. Mx est orienté positivement vers l'intérieur du milieu, My fait avec Mx un angle $+\pi/2$. Dans ce système de référence, $\bar{e}$ a pour coordonnées σ (contrainte normale) et τ (contrainte tangentielle ou de cisaillement). En mécanique des roches on admet par convention qu'une valeur positive de σ correspond à une compression et une valeur négative à une traction. Les contraintes s'expriment généralement en bars ou en Mega-Pascals (1 MPa = 10 bars). L'obliquité de la contrainte $\bar{e}$ par rapport à la normale Mx est caractérisée par l'angle α, on a alors :

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\tau}{\sigma}$$

La représentation de Mohr consiste à figurer la contrainte $\bar{e}$ par un point E de coordonnées σ et τ dans un plan $\sigma O \tau$. On constate que si $O\tau$ représente la facette et que $O\sigma$ est dirigé vers l'intérieur du milieu (fig.7B), EO est une image de la contrainte $\bar{e}$.

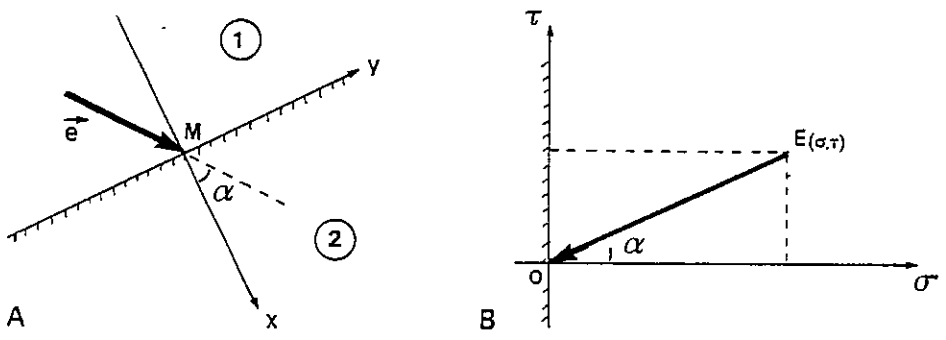


Fig. 7. - Notion de contrainte (A), représentation de Mohr (B).

2) TENSEUR DES CONTRAINTES

Par chaque point du milieu passe une double infinité de facettes et comme à chaque facette correspond une contrainte, il y a une double infinité de contraintes attachée à un point du milieu. On démontre que, dans l'espace, le lieu de l'extrémité du vecteur contrainte est un éllipsoïde, appelé éllipsoïde de Lamé, ayant son centre au point considéré (fig.8). Quand la direction de la coupure fictive du milieu est celle d'un des plans principaux de l'éllipsoïde, la contrainte qui lui est appliquée est dirigée suivant l'axe principal perpendiculaire. Il y a donc 3 contraintes de ce genre (dont l'une est plus grande et l'autre plus petite que toutes les autres). Elles sont perpendiculaires au plan qui les supporte, leur obliquité est donc nulle, ainsi que leur composante de cisaillement. On appelle ces 3 contraintes, contraintes principales : σ_1, contrainte principale maximale, σ_2, contrainte principale intermédiaire, σ_3, contrainte principale minimale, avec $\sigma_3 \leqslant \sigma_2 \leqslant \sigma_1$.

Quant $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, l'éllipsoïde des contraintes est une sphère (fig.8). L'état de contrainte est dit isotrope, c'est le cas de l'état de contrainte existant dans un terrain à comportement élastique non soumis à un effort tectonique, on le qualifie généralement de lithostatique.

Lorsque deux des contraintes principales sont égales, il y a symétrie de révolution de l'éllipsoïde des contraintes autour d'un axe parallèle à la 3ème contrainte principale ; l'éllipsoïde est dit de révolution. C'est le cas dans les cellules "triaxiales" où on a $\sigma_2 = \sigma_3$.

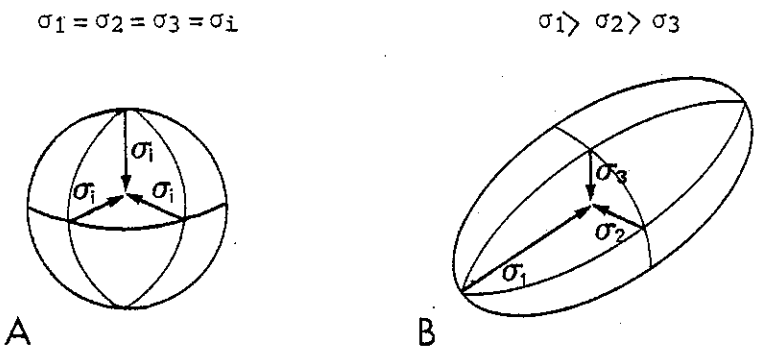


Fig. 8. - Principe de l'ellipsoïde des contraintes.
A : Etat de contrainte isotrope.
B : Etat de contrainte quelconque (triaxial).

Un état de contrainte quelconque peut toujours être décomposé en deux parties : -une partie correspondant à la contrainte isotrope, d'intensité égale à la moyenne arithmétique des 3 contraintes principales ; - une partie déviatorique

Un procédé plus commode que l'éllipsoïde de Lamé, pour la représentation des contraintes, est la représentation de Mohr. On a précédemment montré qu'un contrainte pouvait être représentée par un point dans le plan $\sigma O\tau$. Dans la représentation de Mohr, les points représentatifs des contraintes qui s'exercent sur des facettes différentes sont ainsi rassemblés sur une même figure plane ; les points représentatifs des contraintes formant le tenseur vont donc occuper un certain domaine du plan $\sigma O\tau$. Mohr a montré que ce domaine était limité par trois cercles tangents limités par les trois contraintes principales σ_1, σ_2 et σ_3, représentées par les points N1, N2 et N3. Le plus grand des trois cercles est appelé cercle de Mohr. Par souci de simplification, on représente souvent N1, N2 et N3 par σ_1, σ_2 et σ_3, c'est sans inconvénients si l'on garde la différence à l'esprit.

On considère le tenseur des contraintes en un point M et les deux directions Mu et Mv des contraintes principales σ_1 et σ_3, et on désire déterminer la contrainte (σ,τ) qui

agit sur une facette quelconque Mw faisant un angle ω avec σ_3 (fig.9A). On écrit que le triangle MAB est en équilibre, AB est une facette de longueur dS, parallèle à Mw. La force qui agit sur cette facette a pour composantes σdS et τdS. De même, les forces agissant sur MA et MB sont respectivement $\sigma_3 \sin \omega dS$ et $\sigma_1 \cos \omega dS$.

Lorsque la facette Mw tourne autour de M, donc lorsque ω varie, le point P de coordonnées σ et τ décrit un cercle de centre C et de rayon CN1, c'est le cercle de Mohr. Ou encore, quand une facette Mw fait un angle ω avec la facette Mv, le rayon CP correspondant à la facette Mw fait un angle -2ω avec le rayon CN1 correspondant à la facette Mv.

Autrement dit, lorsqu'une facette tourne d'un certain angle dans le milieu, la contrainte correspondante tourne sur le cercle de Mohr d'un angle double dans le sens contraire.

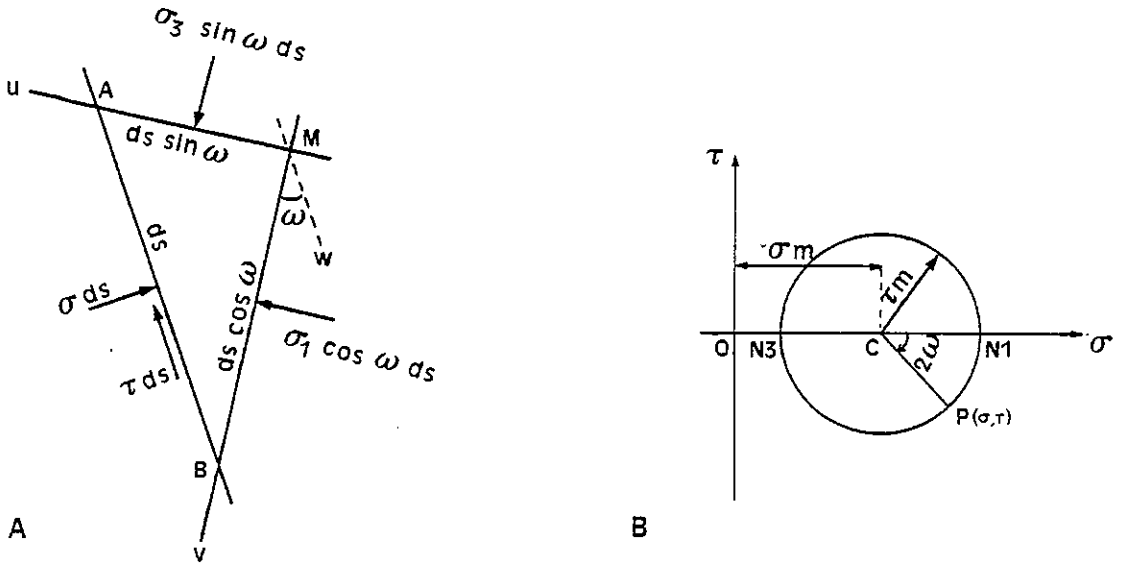


Fig. 9. - Principe du cercle de Mohr.
A : Facette élémentaire et contraintes
B : Cercle de Mohr.

B. LOIS DE COMPORTEMENT

Les lois de comportement et les théories qui régissent la mécanique de la rupture font l'objet de développements importants dans divers ouvrages de mécanique ou de résistance de matériaux. On pourra consulter par exemple : A. Foch, 1961 ; N.J. Price, 1966 , J.A. Talobre, 1967 , A. Giet et L. Geminard, 1968 , J. Costet et G. Sanglerat, 1975 , M Kerguignas et G. Caignaert, 1977 ; H.D. Bui, 1978 , J.P. Henry, 1978. Seules seront rappelées ici les propriétés des roches relatives à leur déformabilité et les principales théories de la rupture qui leur ont été appliquées.

1) DÉFORMABILITÉ DES ROCHES.

Les corps réels et à fortiori les roches ne sont jamais parfaitement élastiques, plastiques ou visqueux, leur comportement s'apparente à l'un ou l'autre de ces corps idéaux et peuvent varier au cours de la déformation.

Au cours d'un cycle de chargement d'un essai de compression simple, à chaque valeur de σ correspond une valeur de déformation et on peut construire la courbe contraintes-déformations σ-ε (fig.10) ; pour un essai triaxial, on construit la courbe $(\sigma_1 - \sigma_3) - \varepsilon$.

Les courbes contraintes-déformations des roches montrent grossièrement deux stades distincts de déformations :

- au cours du premier stade, la déformation est faible par rapport à l'ac-

croissement de la contrainte et si on supprime la contrainte la roche revient à sa forme initiale : on est dans le domaine élastique ;

- passé un certain seuil, dit seuil d'élasticité, la déformation est irréversible ; les roches peuvent alors avoir deux types de comportement : soit la rupture est atteinte immédiatement, on parle alors de comportement fragile, soit la déformation se développe sans accroissement important de la contrainte : on est dans le domaine plastique et on parle de comportement ductile. La fracturation tectonique est assimilée au comportement fragile. Il faut cependant souligner qu'en un état de contrainte triaxial, le comportement de la roche dépend des valeurs relatives de σ_1, σ_2 et σ_3. La fragilité n'est pas un caractère intrinsèque d'un matériau, si la pression lithostatique d'accroit, il peut évoluer vers un comportement ductile.

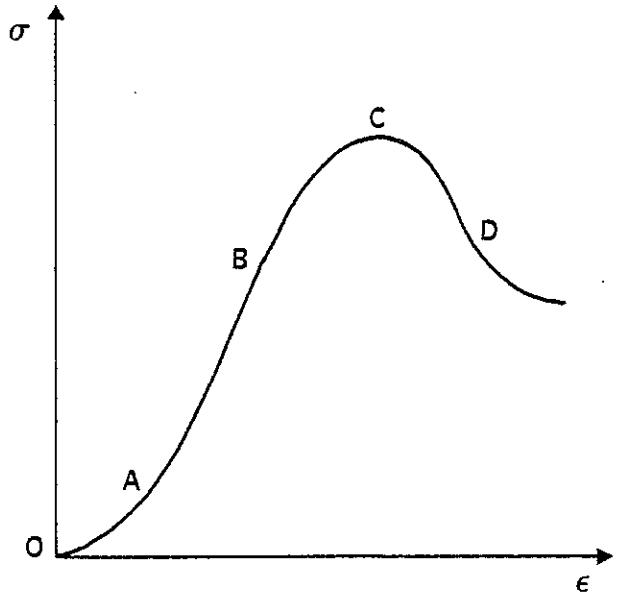


Fig. 10. - Aspect de la courbe "contrainte-déformation" complète d'une roche.

2) MÉCANIQUE DE LA RUPTURE.

Il existe deux approches théoriques du problème de la rupture : l'une suppose dans le matériau, avant toute sollicitation, l'existence de micro-défauts, c'est la théorie de Griffith ; l'autre, au contraire, suppose un matériau initialement continu, c'est la théorie de Mohr.

a) Théorie de Griffith.

A.A. Griffith (1921, 1924) a abordé le problème de l'initiation et de la propagation des fissures d'un point de vue énergétique. Il a essayé de montrer que, dans un matériau soumis à un état de contrainte, l'initiation d'une fracture était due à des concentrations de contraintes de traction aux extrémités de micro-défauts élliptiques de longueurs variables et aléatoirement orientés dans ce matériau. La valeur maximale de ces contraintes de traction est atteinte aux extrémités de la fissure la plus longue dont l'orientation est la plus favorable , c'est la fissure critique.

Pour A.A. Griffith, la condition de rupture est réalisée lorsque la contrainte au bord de cette fissure est égale à la résistance théorique du matériau. Si $\sigma_1 + 3\sigma_3 < 0$ la fissure critique est perpendiculaire à σ_3. La condition de rupture est :

$$\sigma_3 = K$$

K étant une constante du matériau.

Si $\sigma_1 + 3\sigma_3 > 0$ la fissure critique fait avec σ_1 un angle θ tel que :

$$\cos 2\theta = \frac{1}{2}\,\frac{\sigma_1-\sigma_3}{\sigma_1+\sigma_3}$$

Dans le cas d'une compression simple ($\sigma_3=0$) on a donc :

$$\cos 2\theta = \frac{1}{2}, \text{ donc } \theta = 30°$$

la fissure critique fait donc avec la direction de la contrainte principale maximale un angle de 30°.

1°) Critère de Griffith pour les roches.

W.F. Brace (1960) a proposé une application de la théorie de Griffith aux roches, il calcule une condition limite qui s'exprime, dans le plan de Mohr par :

$$\tau^2 + 4\,Rt\,\sigma - 4\,Rt^2 = 0$$

Rt étant la résistance à la traction simple de la roche. Cependant, cette formule n'est pas très satisfaisante car elle prévoit un rapport entre la résistance à la compression et résistance à la traction égal à 8, ce qui est plus faible que les rapports déterminés expérimentalement. D'autre part, dans le domaine des fortes compressions, les valeurs de résistance maximales théoriques et expérimentales sont très divergentes. Le critère de Griffith correspond à la réalité expérimentale lorsque le tenseur des contraintes a un tenseur sphérique dont la composante est de traction ou faiblement de compression.

2°) Critère de Griffith modifié.

F.A. Mac Lintock et J.B. Walsh (1962) ont tenté d'expliquer ces divergences par la fermeture des fissures sous l'action de la contrainte latérale ; un glissement relatif des lèvres de la fissure apparaît, engendrant à ce niveau des contraintes de cisaillement. La relation entre σ_1 et σ_3 à l'équilibre limite de la fissure critique, s'écrit alors:

$$\mu\,(\sigma_1+\sigma_3-2\sigma_n) - (\sigma_1-\sigma_3)\sqrt{1+\mu^2} = \frac{4K}{\sqrt{1+\dfrac{\sigma_n}{K}}}$$

avec μ coefficient de frottement face sur face de la fissure, σ_n contrainte nécessaire pour fermer la fissure, K résistance à la traction de la roche.

Pour les fissures longues et étroites, on peut négliger σ_n, on obtient alors :

$$\pm\,\tau = 2K - \mu\sigma$$

Ce critère est comparable à celui de Coulomb (voir ci-dessous).

De nombreux auteurs ont travaillé sur le problème de la propagation de la fissure critique. En tout état de cause, les études expérimentales soulignent pour la plupart les insuffisances de la théorie de Griffith dans le domaine de la rupture fragile en compression ; en effet, dans ce cas, la théorie de Griffith ne garantit pas la propagation des fissures, mais uniquement leur initiation.

G.R. Irwin (1958, 1960) a pris comme paramètre contrôlant la rupture l'énergie nécessaire au développement de la fissure ou force de propagation de la fissure (G). La fissure devient instable quand G atteint une valeur Go caractéristique du matériau et qu'il appelle force de résistance à la propagation de la fissure.

Z.T. Bieniawski (1967, 1972) a proposé un schéma d'ensemble de la rupture fragile en compression avec deux seuils : - initiation, régi par la théorie de Griffith, -propagation, auquel s'applique la théorie d'Irwin. Le premier seuil est atteint au cours de la phase linéaire AB de la courbe contraintes-déformations (fig.10) ; le second correspond au point B, fin du domaine linéaire ; au point C, maximum de la courbe s'applique la théorie de Mohr. Ce schéma a été établi à partir de recherches sur les quartzites, on peut se demander s'il est applicable aux autres types de roches.

R. Houpert (1973, 1975) a montré, à partir d'études sur les roches cristallines que la progression de la rupture est en partie fonction de la nature et de la structure de la roche. Lors de leur propagation dans les matériaux, les fissures rencontrent des barrières (joints de grains) et R. Houpert a défini une relation entre la résistance à la rupture du matériau et la racine carrée du diamètre des grains. On peut dire que "pour les roches de plus en plus homogènes et dont les grains sont de plus en plus petits, la rupture est de moins en moins progressive et le point B se rapproche du point C" (R. Houpert, 1975).

En fait, il est peu probable que la rupture fragile en compression puisse être définie par un seul critère et ceux utilisés actuellement sont trop simplifiés pour pouvoir s'appliquer à toutes les roches. Un fait cependant concorde avec les observations expérimentales, c'est que la rupture est à l'origine de transformations d'énergies instables dans le matériaux.

b) **Théorie de Mohr.**

La théorie de Mohr repose sur trois idées fondamentales (Mohr, 1900 ; cité dans D. Fabre, 1976) : "-la limite élastique et le seuil de rupture d'un matériau peuvent être déterminés par les contraintes sur les facettes de glissement et de rupture ; -la contrainte de cisaillement sur la facette de glissement atteint au seuil une valeur limite qui dépend de la contrainte normale et des propriétés du matériau ; -la facette de glissement ou de rupture contient toujours la direction de la contrainte principale intermédiaire σ_2."

Les cercles de Mohr correspondant aux états limites ont une enveloppe qu'on appelle courbe intrinsèque.

Pour les sols pulvérulants, cette courbe est formée de deux droites symétriques par rapport à l'axe des σ, appelées droites de Coulomb. Le critère utilisé est celui de Mohr-Coulomb :

$$\tau = C + \sigma \, tg\phi$$

avec C : cohésion, constante du matériau
ϕ : angle de frottement interne du matériau.

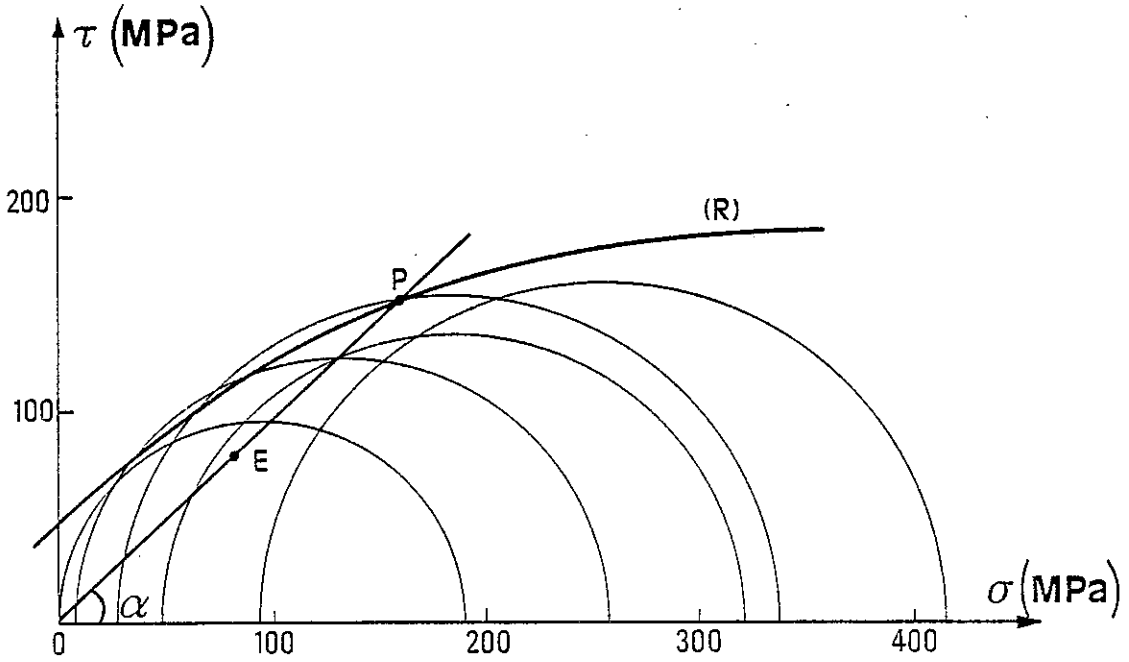


Fig. 11. - Exemple réel de courbe intrinsèque.
Les cercles de Mohr ont été dessinés à partir des résultats d'essais triaxiaux sur du calcaire kimméridgien provenant du Jura souabe. La courbe enveloppe de ces cercles constitue la courbe intrinsèque à la rupture de ce matériau.

Pour les roches, la courbe intrinsèque est de forme parabolique et le critère utilisé est celui de Mohr-Caquot :

$$\tau = \pm (a+b\sigma)^{3/2}$$

$$\text{ou } \tau^2 4+ 2K\sigma - K^2 = 0$$

où K est une constante du matériau.

On a vu précédemment qu'en un point M du milieu, sur une facette quelconque, s'exerce une contrainte $\bar{e}$ d'obliquité α. Caquot admet que si l'intensité de la contrainte augmente, l'obliquité restant constante, l'apparition des déformations plastiques se manifeste par un glissement dans le plan de la facette quand l'intensité atteint une certaine valeur critique. Le point représentatif de la contrainte dans le plan de Mohr (fig.11) se déplace le long de OE pour atteindre, au point P, le seuil d'élasticité. Pour des obliquités différentes, on observe d'autres valeurs critiques de l'intensité de contrainte : le point P se déplace sur une courbe (R), celle-ci ne dépend ni de la facette (si le milieu est isotrope), ni du point M (si le milieu est homogène), elle caractérise complètement le comportement du matériau. Les facettes critiques font un angle variable avec la direction de la contrainte, $\alpha = (\pi/4) - (\phi/2)$, compris entre 0° et 45°. Dans tous les cas, les directions des contraintes principales sont les deux bissectrices de l'angle des facettes (direction) de glissement.

Quand le tenseur des contraintes comporte une contrainte critique (c'est à dire représentée par un point de la courbe intrinsèque), le cercle de Mohr correspondant est tangent à la courbe au point représentatif de cette contrainte : on dit alors que l'équilibre est limite. La courbe intrinsèque apparaît ainsi comme l'enveloppe des cercles de Mohr limites. Chacun de ces cercles est défini par σ_1 et σ_3 ou par l'abcisse de son centre $(\sigma_1+\sigma_3)/2$ et son rayon $(\sigma_1-\sigma_3)/2$. Puisque ces cercles admettent une enveloppe, ils doivent vérifier une équation de la forme :

$$F(\sigma_1, \sigma_3) = 0$$

$$\text{ou } f(\sigma_1 + \sigma_3) - g(\sigma_1 - \sigma_3) = 0$$

La figure 11 représente un exemple de courbe intrinsèque à la rupture, établie sur des échantillons de calcaires du Kimméridgien de la région de Spaichingen dans le Jura souabe.

On remarque que le matériau peut supporter sans dommage de fortes compressions si le diamètre du cercle de Mohr reste dans certaines limites ; c'est le déviateur qui provoque l'écoulement plastique ou la rupture car il entraîne l'apparition d'un cisaillement. On comprend ainsi que l'étude de la résistance au cisaillement et la détermination de la courbe intrinsèque correspondent à la même réalité physique.

C. RUPTURE DES ROCHES.

La rupture ne peut se produire que par extension (rupture par traction) ou par cisaillement (glissement). Il n'existe pas de mécanisme fondamental de rupture par compression ; les deux seuls modes de rupture possibles sont la traction et le cisaillement.

1) RUPTURE EN TRACTION.

Aucun essai de traction n'a été fait au cours de ce travail, aussi ceux-ci ne sont évoqués ici rapidement que pour mémoire. Les essais de traction peuvent se faire de façon directe (en exerçant une contrainte $-\sigma_1$ sur les sections parallèles d'une éprouvette de roche) ou de façon indirecte (en exerçant une compression suivant deux génératrices diamétralement opposées de l'éprouvette) ; dans cet essai, dit essai brésilien, la fracture d'extension se produit dans un plan perpendiculaire aux contraintes de traction, il faut noter que le champ de contrainte est alors hétérogène, contrairement à ce qui se passe dans les essais en compression.

La résistance à la traction des roches est nettement plus faible que leur résistance à la compression.

2) RUPTURE EN CISAILLEMENT.

La figure 12 résume les principaux types de comportements d'une éprouvette de roche soumise, en laboratoire, à des essais de compression. Dans le domaine fragile, la rupture se produit généralement suivant un, parfois deux plans obliques à σ_1.

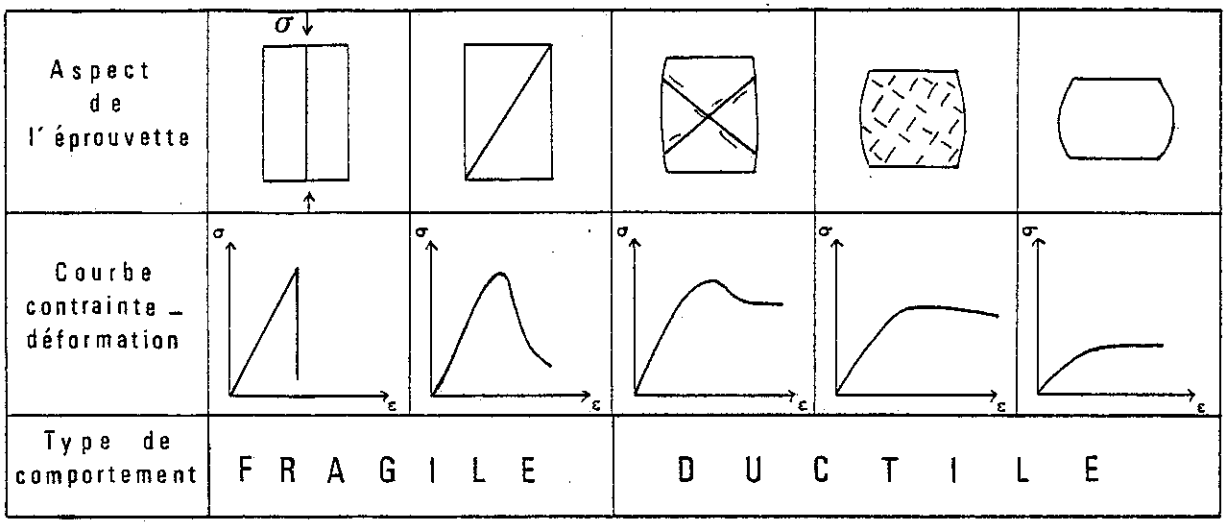


Fig. 12. - Représentation schématique des différents modes de rupture dans les essais de compression en laboratoire (d'après D. Griggs et J. Handin, 1960 ; D. Fabre, 1976).

Avec une pression de confinement σ_3, les valeurs de σ et τ (contraintes normale et tangentielle s'exerçant sur le plan de fracture) sont :

$$\sigma = \sigma_1 \sin^2\theta + \sigma_3 \cos^2\theta = \frac{\sigma_1+\sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}\cos\theta$$

$$\tau = (\sigma_1-\sigma_3) \sin\theta \cos\theta = \frac{\sigma_1-\sigma_3}{2} \sin 2\theta$$

Dans ce cas le cisaillement doit être maximum pour 45°. On peut représenter cela de façon graphique par le cercle de Mohr (fig.11). En fait, on s'aperçoit, dans les essais, que θ est toujours inférieur à 45°, ceci est du à la résistance au cisaillement propre du matériaux ; cette résistance se traduit par un angle de frottement interne $\phi = (\pi/2) - 2\theta$.

Il existe différents essais de cisaillement, certains *in situ* , les autres en laboratoire, les plus courants étant : la boîte de Casagrande et l'appareil à compression triaxial ou triaxial. La boîte de Casagrande a été souvent utilisée pour des études expérimentales de cisaillement (D. Fabre et J.P. Robert, 1975 ; J.F. Gamond, 1983 ; J.F. Gamond et A. Giraud, 1982).

Les essais réalisés au cours de ce travail ont été effectués avec un appareil triaxial de l'Ecole Polytechnique et il est donc utile de voir plus en détail son fonctionnement.

3) PRINCIPE DE L'ESSAI TRIAXIAL.

L'essai triaxial est un essai de cisaillement classique en mécanique des roches. Il est réalisé sur des éprouvettes d'élancement voisin de 2, prélevées dans un échantillon sain de la roche à étudier. Chaque éprouvette, protégée par une gaine étanche, est placée

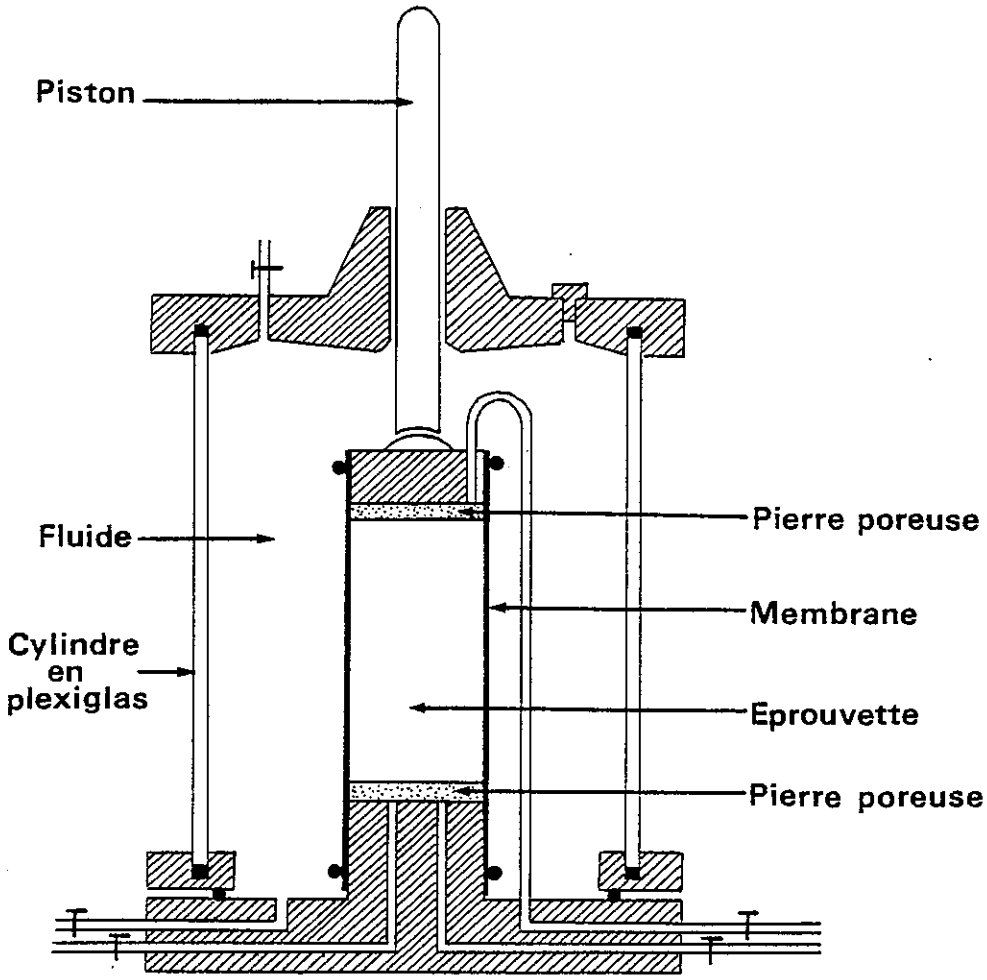


Fig. 13. - Schéma d'une cellule triaxiale (d'après le mode opératoire du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 1970).

dans une cellule triaxiale (fig.13) où elle est soumise à un champ de contrainte ayant pour composantes : -une pression de confinement, encore appelée contrainte latérale ou contrainte sphérique $P = \sigma_2 = \sigma_3$, appliquée par l'intermédiaire d'un fluide (huile ou eau) remplissant la cellule ; -une contrainte axiale ou contrainte déviatorique ou déviateur $\sigma_1 - P$, appliquée par l'intermédiaire d'une presse. La contrainte axiale totale subie par l'éprouvette est donc : $\sigma_3 + (\sigma_1-\sigma_3) = \sigma_1$.

L'essai classique consiste à faire croître le déviateur jusqu'à rupture de l'éprouvette, la pression de confinement étant maintenue constante. La charge se fait à vitesse de déformation constante. Les déformations sont mesurées par des jauges électriques collées sur l'éprouvette et on relève la courbe efforts-déformations ; on en déduit la contrainte principale s'exerçant sur l'éprouvette au moment de la rupture.

On détermine ainsi, par des essais sur 3 ou 4 éprouvettes identiques, les contraintes principales à la rupture pour différentes valeurs de σ_3 et on peut tracer les cercles de Mohr correspondants sur un diagramme où les contraintes normales sont portées en abcisse et les contraintes tangentielles en ordonnées (fig.11).

Des calculs des valeurs des paléo-contraintes au sein de la plate-forme européenne ont été faits à partir des courbes intrinsèques déterminées ainsi expérimentalement (F. Bergerat *et al.*, 1982, 1984 et ce volume chapitre III : I). Une des principales limites de l'appareil triaxial, dans le cas qui nous intéresse, est le temps. Il est en effet impossible de reproduire en laboratoire des vitesses aussi faibles que celles des phénomènes géologiques, or on sait que le comportement mécanique des roches dépend, dans une certaine mesure de ce facteur.

III. ANALYSE DES DÉFORMATIONS CASSANTES.

A. STRUCTURES ETUDIÉES EN FRACTURATION ET INTERPRÉTATION DES MÉCANISMES DE FORMATION

1) LES FAILLES ET LES INDICATEURS DE DÉPLACEMENT.

Il est inutile de rappeler ici la définition des failles et la description de leurs différents types (M. Mattauer, 1973 ; P. Vialon *et al.*, 1976 ; J. Angelier, 1979 ; J.L. Bles et B. Feuga, 1981) notons simplement que ce sont des discontinuités selon lesquelles s'est produit un déplacement. Celui-ci se traduit souvent sur des plans de faille par des stries ou des cannelures qui en indiquent la direction et un certain nombre de marqueurs (tectoglyphes) qui en indiquent le sens (J.P. Petit, 1976 ; J. Angelier, 1979 ; J.P. Petit *et al.*, 1983). Diverses structures associées peuvent par ailleurs nous renseigner également sur cette direction et ce sens.

a) Marqueurs de mouvements sur les plans de failles.

La figure 14 résume les principaux critères de sens de mouvement. Les deux marqueurs les plus fréquents en roches calcaires sont les écailles de calcite et les stries stylolithiques.

Quand le déplacement le long du plan de faille s'accompagne d'un écartement, le plan de friction est enduit de produits de cristallisation et des écailles se forment par laminage de cet enduit (fig.14a et pl.I-1). L'étude de ces marqueurs dans les divers contextes lithologiques de l'avant-pays alpin a montré que la constitution de ces écailles varie suivant la roche qui la porte. Les écailles de calcite dans les roches calcaires sont les plus communes. Dans les roches volcaniques les écailles de quartz ne sont pas rares mais on peut également trouver de très fines écailles (presque des lamelles) phylliteuses. Les grès ne présentent que très rarement ces structures.

Quand le déplacement s'accompagne au contraire d'un rapprochement il y a interpénétration de deux compartiments et formation de stries stylolitiques de dissolution (fig.14b et pl.I-2). La plus ou moins grande obliquité des pics stylolitiques avec le plan de discontinuité est fonction de l'angle entre ce plan et la direction de la compression. Ces structures de dissolution sont très courantes dans les calcaires mésozoïques de la plate-forme européenne, elles sont absentes dans les autres types de roches (granites, grès).

Un mouvement le long d'une surface de discontinuité irrégulière pourra donc provoquer, suivant la position des abrupts, des cavités remplies de cristallisation dans un cas et une stylolitisation dans l'autre (fig.14c). Les plans de failles peuvent également présenter des gradins d'arrachement (fig.14d) au pied desquels, dans les zones abritées, peuvent se former des niches de cristallisation (fig.14e et pl.II-1).

Quand le déplacement entraîne des objets coincés entre les deux compartiments, ceux-ci creusent des rainures parallèles au mouvement. Le sens du déplacement est généralement aisé à déterminer : les cannelures se terminent brutalement en fin de trajet de l'élément striateur et peuvent par ailleurs être plus fines à cette extrémité en raison de l'abrasion de cet élément pendant le frottement. Il arrive assez souvent que l'élément striateur s'enfonce dans la roche en bout de course et reste bloqué (fig.13f). La photo 2 de la planche II montre un décrochement dextre dans les calcaires à silex du Bédoulien dans le plateau de Vaucluse. Les cannelures ont été creusées dans la matrice calcaire par de petits morceaux de silex arrachés à la roche lors du coulissement. Quoiqu'à priori on puisse trouver ce type de structure dans toutes les roches, je ne l'ai jamais observé que dans des calcaires.

Un autre critère de mouvement est la présence de surfaces annexes au plan de faille principal et pénétrant dans la roche en faisant avec lui un angle aigu (10 à 30°) dans le sens aval du compartiment manquant. Ces surfaces sont également parfois striées. Elles sont assimilées à des cisaillements synthétiques R de Riedel (fig.14g). Ces structures

sont très fréquentes dans tous les types de roches et constituent en particulier un des principaux critères du sens de mouvement dans les grès (pl.III). On peut également parfois observer des fentes de tension, remplies ou non, plongeant dans la roche avec un angle de 35 à 50° dans le sens aval du compartiment manquant (fig.14h). Cependant, ce type de structure est plus rare que le précédent et n'a pas été observé en roches non calcaires.

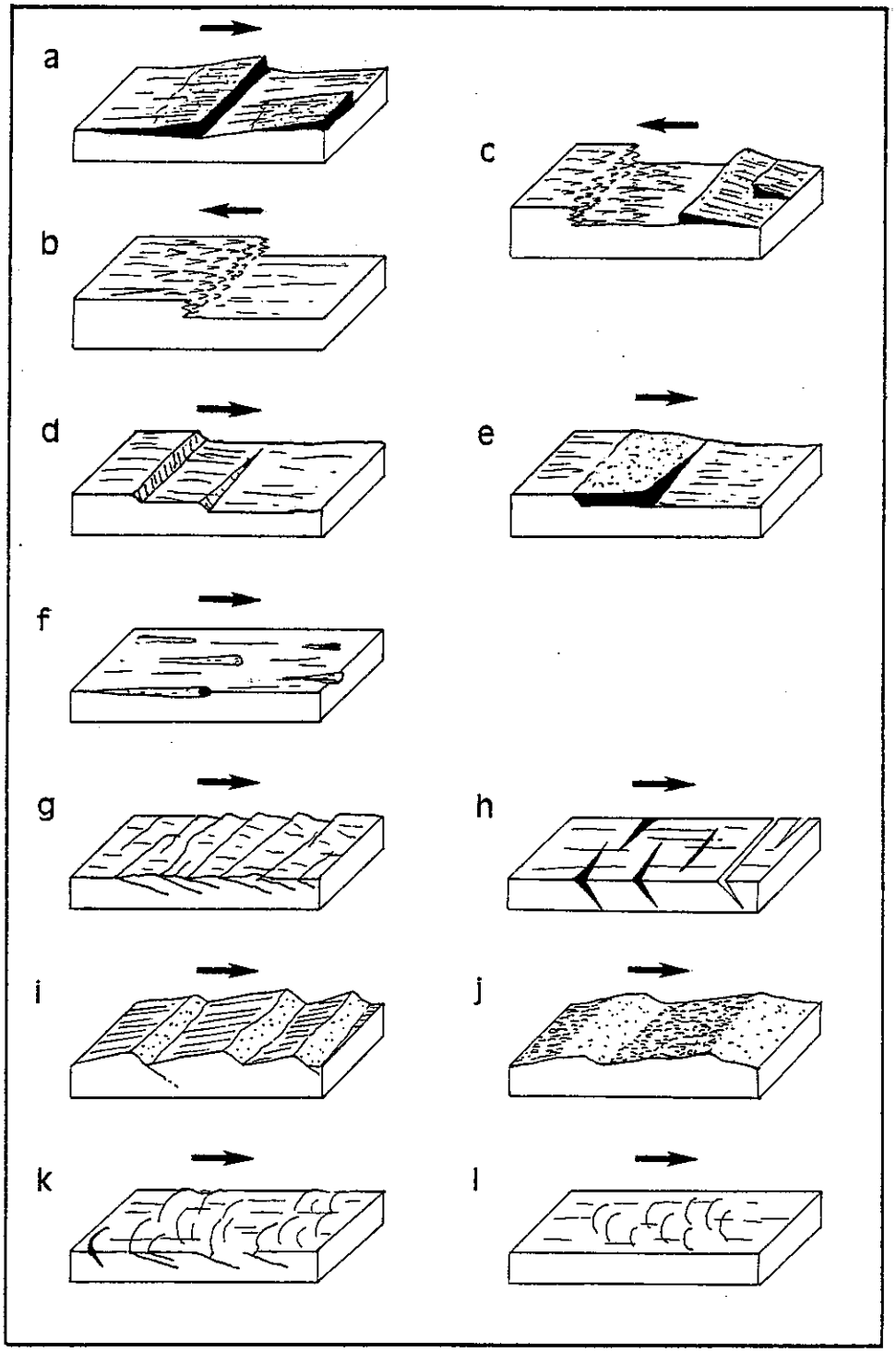


Fig. 14. - Critères de sens de mouvement sur les plans de failles (d'après J.P. Petit, 1976 ; P. Vialon *et al.*, 1976 ; et observations personnelles).

Voir commentaire détaillé dans le texte. La flèche noire indique le sens de mouvement du bloc manquant.

Un critère original décrit par J.P. Petit (1976) dans les grès est la présence sur les bosselures que peut présenter le plan de faille : - du côté amont du mouvement du compartiment manquant, une surface striée (fig.14i) ou un blanchiment (fig.14j) par écrasement des grains, - du côté aval, une surface de roche fraîche, non striée, pénétrant parfois dans la roche (fig.14i, j). Ce critère a surtout été observé par J.P. Petit dans les grès mais on peut le trouver, quoique beaucoup moins fréquent, dans certains calcaires.

Enfin l'intersection de surfaces annexes (fentes, fractures de Riedel) avec le plan de faille a souvent une forme courbe "en croissant" (fig.14k). La concavité regarde vers l'aval du mouvement du compartiment manquant. Ce critère est très utile quand les surfaces annexes sont peu développées. Sur les surfaces très lisses où le lissage et les recristallisations ont fait disparaître les autres structures, ces lunules apparaissent indépendamment des discontinuités pénétratives, elles constituent donc bien un critère indépendant (fig.14l et pl.II-3). Ces lunules ont été décrites pour la première fois dans les calcaires jurassiens par E. Wegmann et J.P. Schaer (1957) qui les ont interprétées, par analogie avec les traces de friction en forme de croissants provoquées par les mouvements des glaciers sur leur fond rocheux, comme des traces de mouvements. Ces auteurs les limitaient aux jeux bancs sur bancs lors des plissements mais on peut les observer sur les plans de failles assez couramment dans les roches calcaires et non calcaires.

Aux critères directs de sens de mouvement sur les miroirs s'ajoutent d'autres indicateurs comme les décalages de lits-repères, de joints de stratification et d'objets, ou les rebroussements de couches au voisinage du plan de faille, pouvant aller jusqu'à des plis d'entraînement (drag-folds) dont le sens de déversement indique la vergence de la structure cassante.

b) **Structures associées.**

Aux abords d'une faille principale (qui peut d'ailleurs être potentielle) des ruptures s'organisent et constituent de part et d'autre de celle-ci une zone de cisaillement plus ou moins large en fonction de l'importance du déplacement.

Les modèles expérimentaux et les observations de terrain ont, depuis longtemps, permis de caractériser les structures liées aux zones de cisaillement. L'association de fractures d'ordres différents et de significations diverses constitue un schéma désormais classique et caractéristique du sens du cisaillement (H. Cloos, 1928 ; W. Riedel, 1929 ; J.S. Tchalenko, 1970 ; J.S. Tchalenko et N.N. Ambraseys, 1970 ; P.L. Hancock, 1972 ; R.E. Wilcox *et al.*, 1973 ; D. Fabre et J.P. Robert, 1975 ; J.P. Robert et P. Vialon, 1976 ; P. Vialon *et al.*, 1976 ; P. Vialon, 1979).

La figure 15 regroupe les différentes fractures élémentaires possibles, elles ne coexistent généralement pas toutes, certaines même s'excluent l'une l'autre. Leurs conditions d'apparition dépendent de la compétence du matériau, des conditions aux limites et de la vitesse de déformation (P. Vialon, 1979).

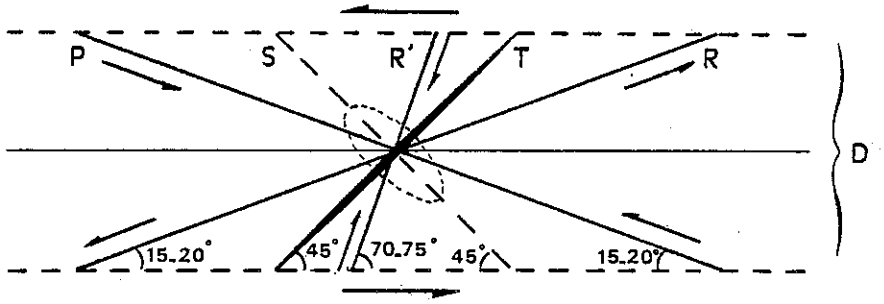


Fig. 15. - Distribution des fractures associées à une zone de cisaillement (d'après P. Vialon *et al.*, 1976 ; P. Vialon, 1979).

Les angles indiqués sont ceux du moment de la rupture. D, zone de cisaillement (ici sénestre) ; T, fracture d'extension ; R et R', fractures conjuguées, dites "de Riedel" respectivement synthétique et antithétique ; P, fracture symétrique de R, également synthétique ; S, clivage.

Une zone de cisaillement est assez fréquemment constituée par :
- D seule ou associée à T, à R ou à S ;
- des fractures T en échelon, seules ;
- des fractures R associées parfois à R' ou à T ;
- un clivage seul.

Les fractures les plus courantes sont les R' et les T, les P sont rarement observables. Avec le progrès du glissement selon D, ces différentes structures peuvent se tordre et devenir sigmoïdes, S tend ainsi à devenir un plan de glissement alors que R' et T mènent à un blocage (J.P. Robert et P. Vialon, 1976).

Les recherches de J.P. Gamond ont montré que les failles naturelles correspondent souvent à la coalescence de plusieurs fractures de second ordre et que cet assemblage évolue en fonction de l'amplitude du déplacement : - dans le cas de faibles déplacements on observe des assemblages P+R ou P+T, - dans le cas de forts déplacements, il existe soit une zone broyée, soit une discontinuité unique lissée par un rabotage qui rend difficile l'identification des fractures P, R et T. Cependant dans les deux cas la zone de faille proprement dite est constituée par des fractures R, R' et T. De part et d'autre de la discontinuité majeure, dans la zone de cisaillement considérée dans son ensemble, on retrouve le schéma classique des fractures R, R' et T, excepté pour les failles de petites dimensions avec de faibles déplacements (J.F. Gamond et A. Giraud, 1982 ; J.F. Gamond, 1983).

2) LES FENTES DE TENSION.

L'ouverture des fentes de tension traduit une extension perpendiculaire ou oblique à leurs bords. Ces fentes peuvent former un système assez régulier de fissures parallèles entre elles et sont alors souvent parallèles à la direction de compression, l'allongement étant ainsi perpendiculaire aux lèvres. Mais elles peuvent également s'ouvrir obliquement à la direction d'extension. Quand les produits de recristallisation présentent une structure fibreuse, celle-ci est alors ordonnée parallèlement à l'allongement (pl.XI-3) et indique directement la direction de celui-ci. Lorsque les cristallisations de remplissage n'ont pas une structure fibreuse -ce qui est fréquemment le cas dans les calcaires mésozoïques de la plate-forme européenne- il convient de porter son attention sur les irrégularités morphologiques des bords des fentes qui, en les raccordant de part et d'autre de celles-ci, peuvent permettre de reconstituer l'état initial.

On a pu constater, au cours de ce travail, que les fentes de tension apparaissaient généralement en liaison avec les épisodes compressifs (leur direction étant alors parallèle à σ_1 horizontale et leur ouverture se faisant suivant σ_3), plus rarement avec des épisodes distensifs (σ_1 vertical).

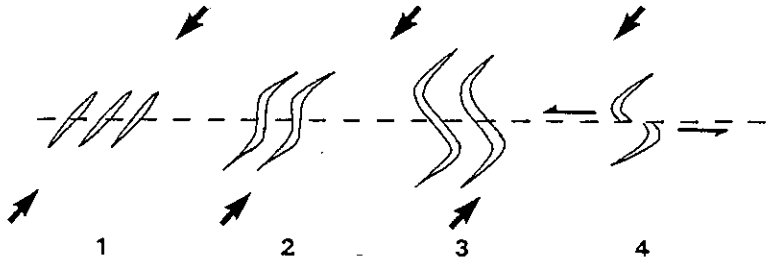


Fig. 16. - Evolution des fentes de tension en échelons dans une zone de cisaillement.

Les flèches noires indiquent la direction de raccourcissement. 1, début du cisaillement : fentes non déformées ; 2 et 3, développement du cisaillement : torsion sigmoïde ; 4, rupture.

Les fentes peuvent aussi être déformées et ne peuvent plus alors donner directement la direction d'allongement, c'est le cas des fentes en échelon qui jalonnent une zone de cisaillement potentiel. Le déplacemment le long de cette zone provoque la torsion des fissures qui prennent alors une allure sigmoïde, celle-ci indique le sens du mouvement (fig.16). On peut évidemment trouver des réseaux de fentes en échelons conjuguées.

L'accentuation du déplacement peut aller jusqu'à la rupture et à la création de véritables cisaillements. Les problèmes de la genèse et du développement des fentes en échelons ainsi que de leurs relations géométriques ont été abordés par divers auteurs et ne seront pas développés ici, pour plus d'informations on pourra se reporter en particulier aux travaux de : V.E. Shainin, 1950 ; C. Roering, 1968 ; E.Z. Lajtai, 1969 ; J.C. Ramsay et R.M.Graham, 1970 ; P.L. Hancock, 1972 ; A.Beach, 1975.

3) LES STYLOLITES.

La fracturation d'une masse rocheuse se produit souvent après une déformation interne, celle-ci peut-être matérialisée, surtout dans les calcaires, par des joints stylolitiques. Ces joints sont des discontinuités irrégulières dont l'aspect en coupe rappelle les sutures de la boîte cranienne. Dans l'espace les joints stylolitiques présentent de petits reliefs ou pics stylolitiques à allure de colonne ou de cône. La taille de ceux-ci peut varier du millimètre au décimètre. Les joints stylolitiques sont souvent soulignés par des résidus de dissolution argileux ou charbonneux.

On considère classiquement que les stylolites résultent d'un rapprochement et d'une interpénétration de deux éléments de roche par dissolution différentielle sous l'action d'une contrainte lithostatique ou tectonique. L'orientation des pics sur un joint stylolitique reste statistiquement constante : c'est la direction de raccourcissement.

L'époque de la formation des stylolites est toujours l'objet de discussion. Pour plusieurs auteurs ils sont formés après l'induration de la roche mais pendant la diagenèse (H.V. Dunnington, 1954 ; W. Park et E.H. Schot, 1968). Les joints stylolitiques perpendiculaires à la stratification (pics horizontaux) sont d'origine tectonique (G.H. Wagner, 1958 ; W. Jaroszewski, 1969). C'est à F. Arthaud et M. Mattauer (1969) que revient le mérite d'en avoir décrit les liaisons avec les autres structures tectoniques (failles, fentes de tension) et d'avoir analysé la déformation qui les accompagne. Il peuvent être postérieurs de plusieurs dizaines de M.A. à la diagenèse des roches qui les portent. Dans le cas des joints stylolitiques à pics verticaux, parallèles à la stratification, l'explication classique est qu'ils résultent d'une pression due au poids des sédiments au-dessus du joint. Cependant F. Arthaud et M. Mattauer (1972) ont montré sur des exemples languedociens que certains stylolites à pics subverticaux et à joints subparallèles à la stratification s'étaient produits, alors que les roches étaient diagénisées, au cours d'une phase tectonique de distension.

L'axe des pics est souvent perpendiculaire au joint, mais il peut être oblique et il existe tous les intermédiaires jusqu'au plan de faille à stries stylolitiques (pl.IV). Les joints stylolitiques peuvent se créer dans des roches dépourvues de discontinuités préexistantes mais très souvent ils se forment sur des discontinuités antérieures (joints de stratification, diaclases...), suivant l'angle de celles-ci avec la direction de compression, les pics stylolitiques seront perpendiculaires ou obliques aux joints. Statistiquement, les pics stylolitiques mesurés dans de bonnes conditions indiquent directement la direction de la contrainte principale maximale σ_1. L'avantage de cette étude est d'être rapide et de caractériser la géométrie de l'état de contrainte régional même en l'absence de failles.

4) LA SCHISTOSITÉ DE FRACTURE.

La schistosité de fracture se manifeste par des clivages (discontinuités pénétratives répétitives) imparfaitement réglés le long desquels la matière s'est déplacée d'une quantité à peine sensible. Ces clivages isolent des éléments de roches assez grossiers appelés microlithons (pl.V). L'espacement entre les plans de clivage (épaisseur des microlithons) révèle le degré de compétence de la roche clivée au moment de la déformation (P. Vialon *et al.*, 1976).

L'apparition d'un clivage est souvent considérée comme liée à une déformation profonde, cependant il peut se former dans des conditions superficielles selon la composition du matériau ou sa position structurale (voir ci-dessous). Dans une phase initiale créant l'anisotropie de la roche, perpendiculairement à la direction de raccourcissement maximal, se développe le clivage : le débit en feuillets parallèles correspond à autant de microfailles. Ultérieurement des glissements peuvent se produire sur ces plans d'anisotropie. Les éléments de roche ainsi découpés (microlithons) sont souvent sigmoïdes et dès lors significatifs du sens des glissements.

Un cas particulier est celui des zones de cisaillement auxquelles outre les discontinuités T, R et R' peuvent être associées des fissures pénétratives à 45° de D à l'origine (fig.17) (J.P. Robert et P. Vialon 1976). Cette fissuration n'est initialement siège d'aucun glissement. Avec l'évolution du glissement suivant D ce clivage devient sigmoïde et tend à devenir parallèle à D. Ces clivages peuvent ainsi former des "couloirs de schistosité" où se sont accumulés les déplacements (J.P. Robert et P. Vialon, 1976). Le clivage schisteux considéré comme caractéristique de déformations profondes, apparaît donc ici à côté de structures appartenant au niveau structural supérieur.

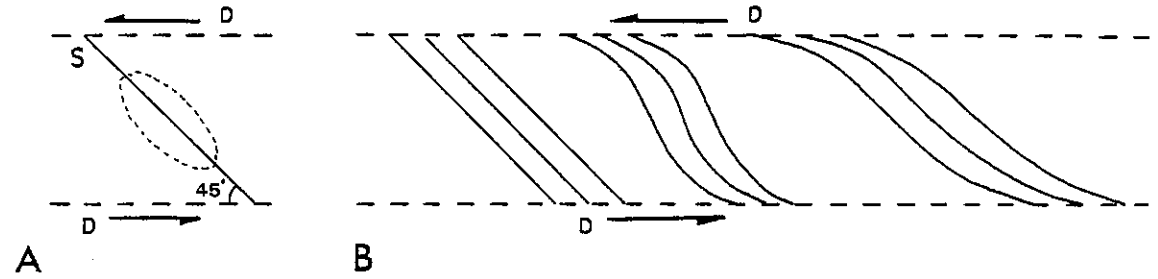


Fig. 17. - Fissuration pénétrative S (clivage) liée à une zone de cisaillement (d'après J.P. Robert et P. Vialon, 1976).

A : Situation de S dans une zone de cisaillement sénestre D. L'ellipse représente une déformée globale du cercle initial.
B : Evolution sigmoïde des fissures S pendant le glissement suivant D.

Pour J.P. Robert et P. Vialon (1976), la variation de comportement est due à la répartition non homogène des sollicitations tectoniques au cours de la déformation. Les zones où se crée le clivage sont toujours des zones où existent une concentration des glissements. A la notion de niveau structural se substitue celle de "position structurale" relative à la situation par rapport aux glissements.

En admettant un possible changement d'échelle, J.P. Robert et P. Vialon considèrent que les zones à schistosité régionale verticale peuvent ainsi être mises en relation avec de grands décrochements. Dans de telles régions le clivage schisteux ne serait donc pas nécessairement apparu sous le front supérieur de schistosité,mais serait le résultat d'un cisaillement, et sa répartition dépendrait essentiellement de la largeur de la zone de cisaillement,de la position des plans de glissement élémentaires et de la valeur des déplacements. Il est ainsi possible que la schistosité de fracture observée dans le Miocène du Luberon (pl.V) soit à relier aux grands décrochements sénestres séparant le Petit et le Grand Luberon (cf. carte géologique Cavaillon à 1/50 000), mais il s'agit peut-être aussi, dans ce cas précis, de la manifestation d'un serrage affectant un sédiment pas totalement diagénisé (cf. Chapitre II : III-B-2).

5) LES DIACLASES.

Les diaclases sont présentes dans tous les types de roches (calcaires, grès, granites...). On les considère ordinairement dans les roches sédimentaires comme des joints généralement perpendiculaires à la stratification,cependant certaines lui sont franchement obliques (clinoclives de A. Caire, 1975). Leur extension linéaire peut varier de quelques centimètres à quelques mètres voire quelques décamètres (pl.VI). Leur espacement est réduit, communément de l'ordre du décimètre ou du mètre. Ce sont des fractures très répandues souvent parallèles, formant des familles. Ces familles peuvent être groupées en systèmes caractérisés par des angles particuliers.

Par définition, les diaclases sont des discontinuités mécaniques à lèvres jointives sans déplacement relatif des parties séparées donc, par là-même, sans traces de mouvement. C'est d'ailleurs pourquoi le mécanisme de leur formation est difficile à connaître.

De nombreux auteurs ont abordé ce problème et en particulier plusieurs thèses de spécialité y ont été consacrées en tout ou partie ; il n'est pas inutile de faire ici un bref tour d'horizon des interprétations qui en découlent :

Le premier à définir ces fractures sans rejet appréciable fut A. Daubrée (1878, 1879) qui les a décrites dans les falaises crétacées de Normandie et les couches tertiaires de la région parisienne. Pour cet auteur, toutes les diaclases s'expliquent par une cause unique :"tout aussi bien que les failles ou paraclases, les diaclases ne peuvent résulter que de l'action de forces extérieures aux roches qui les ont éprouvées" (A. Daubrée, 1880).

D'après Price (1959, 1966), les diaclases pourraient se former en dehors de toute déformation due à des contraintes tectoniques "sous le seul effet de la décompression à laquelle sont soumises les roches lorsqu'elles sont portées de la profondeur vers la surface et que le poids du terrain diminue et tend à devenir nul" (cité dans J.L. Bles et B. Feuga, 1981). L'origine tectonique des diaclases est par la suite peu mise en doute par les différents auteurs, seule leur signification est diversement interprétée.

Pour J.P. Sopena et J.P. Soulas (1973), "il faut attribuer la formation du diaclasage à un mécanisme au moins régional qui ne peut-être que la tectonique", par ailleurs de nombreux paramètres interfèrent dans ce phénomène : nature des terrains, épaisseur des bancs, pression lithostatique et tectonique. A la suite d'une étude statistique portant sur 6500 diaclases du Jura, ils arrivent à la conclusion qu'une "phase de contrainte de direction unique, s'exerçant sur des couches horizontales compétentes se manifeste par la formation de quatre jeux majeurs de diaclases verticales" : par ordre d'importance, un jeu parallèle à la direction de raccourcissement, un jeu perpendiculaire à celle-ci, deux jeux admettant le premier jeu cité comme plan bissecteur et faisant avec lui un angle inférieur à 45°.

A. Caire (1975) décrit le cas particulier des diaclases inclinées sur une stratification, en régime tabulaire, (clinoclives), celles-ci "peuvent être nées des efforts de compression et d'extension qui se sont exprimés par ailleurs, en décrochement dextres et sénestres".

D. Fabre (1976) envisage un mouvement accompagnant la formation des diaclases "mais trop petit pour qu'on en détermine le sens" : micromouvement de décollement, rendant les diaclases analogues à des fentes de traction, micromouvement de glissement les rattachant à la catégorie des failles.

H. Bock (1976) décrit dans les couches sub-tabulaires d'Allemagne du Sud deux groupes de diaclases de développement inégal. A l'aide de calculs et de recherches expérimentales, il tente de montrer que ces systèmes s'expliquent si "on accepte que la contrainte normale principale la plus forte est orientée verticalement. Des différences entre les deux contraintes normales mineures orientées horizontalement sont décisives pour l'orientation structurale des systèmes de diaclases".

B.P. Lacavalerie (1979), après comparaison avec les essais en laboratoire, assimile les diaclases aux ruptures de type fragile ou semi-fragile, les contraintes existant dans l'écorce terrestre étant de type triaxial.

M. Fournier (1980) se réfère aux travaux expérimentaux de W.R. Muehlberger (1961) et R.C. Wilson (1974) pour montrer qu'il est possible d'avoir des plans de fractures correspondant soit à des fentes de tension, soit à des cisaillements conjugués de petit angle : il y a passage progressif de la fente de tension à la fracture de cisaillement en fonction de la différence des contraintes (σ_1-σ_3). On peut utiliser les diaclases comme un outil tectonique "dans le cas où deux réseaux contemporains forment des petits dièdres (5 à 40°) : les dièdres aigus contiennent la direction de la contrainte principale maximale σ_1 du lieu d'observation".

Pour J. Goguel (1983), les diaclases traduisent l'effet d'une lente déformation, de type fluage, du socle sous-jacent dont elles reflètent souvent les direction structurales.

Les travaux qui viennent d'être cités et les études sur les diaclases en général, se rapportent aux roches sédimentaires. Cependant, on peut trouver des diaclases dans d'autres types de roches, comme les granites par exemple (S. Raynaud et J. Delair, 1978). Leur signification est identique.

On peut distinguer deux façons d'étudier le diaclasage :
- à l'échelle régionale (J.P. Sopena et J.P. Soulas, 1973) en cherchant à les intégrer dans le schéma cohérent, connu par ailleurs, des failles et du régime de contrainte ;

-à l'échelle de l'affleurement, en interprétant les diaclases comme des indicateurs de l'état de contrainte local.

La première ne présente pas de grosses difficultés puisqu'on se réfère à un cadre structural plus ou moins bien connu, la seconde est plus délicate surtout si les diaclases sont la seule information fournie par le site étudié.

Deux tendances se dégagent au vu de ces divers travaux : - l'assimilation des diaclases à des fentes de tension sans ouverture et - leur interprétation comme des cisaillements conjugués sans déplacement.

Les divers systèmes de diaclases rencontrée au cours du présent travail permettent de distinguer trois types principaux de diaclasage :

-en régime à tendance compressive : les diaclases sont assimilables à des fentes de tension (une seule direction de diaclases parallèle à σ_1) ou à des cisaillements conjugués (deux directions de diaclases formant un dièdre, avec σ_1 dans l'angle aigu) ;

-en régime à tendance distensive : les diaclases semblent avoir signification de fractures d'extension suivant les contraintes intermédiaire et minimale (deux directions de diaclases pratiquement perpendiculaires, parallèles à σ_2 et à σ_3).

Les quelques exemples qui suivent vont illustrer ces trois cas. L'interprétation qui en est donnée a pu être vérifiée soit par analogie avec d'autres marqueurs tectoniques dans des sites proches soit par la bonne intégration des résultats dans le champ de contrainte régional.

a) **Diaclases assimilables à des fentes de tension.**

Le site K04 présenté ici se situe à Zandt dans le Sud de la Franconie (R.F.A.) dans les calcaires finement lités horizontaux du Malm (pl.VI-1). Tout le front de taille de la carrière est découpé par un système de diaclases subméridiennes (azimut 010-020) de différentes tailles, les plus grandes affectant toute la masse rocheuse, les plus petites limitées à un seul banc.

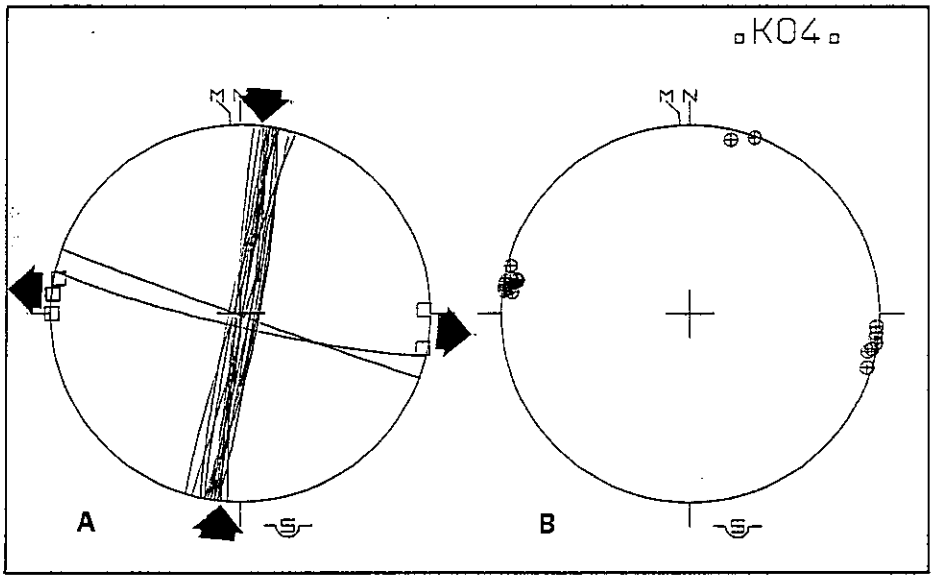


Fig. 18. - Diaclasage dans les calcaires jurassiques de la carrière de Zandt (Franconie).

A : Projection cyclographique des diaclases (plans) et des pôles (carrés blancs) des fentes de tension. Les flèchés indiquent les directions probables de compression et d'extension.
B : Pôles des diaclases. On constate que les pôles des fentes de tension et ceux des diaclases subméridiennes sont sensiblement superposables, ce qui corrobore l'hypothèse que ces dernières ont bien valeur de fentes.

La grande majorité d'entre elles présente des lèvres jointives, certaines sont ouvertes, sans qu'on puisse dire s'il s'agit d'une dissolution le long des cassures, postérieurement à leur formation, ou d'un véritable écartement des lèvres.

Un tel système de diaclases a valeur de fentes de tension. La validité de cette interprétation a pu être vérifiée ici car de rares véritables fentes de tension ont pu être observées, exactement dans la même direction (fig.18).

La direction du diaclasage -comme pour les fentes de tension- indique alors directement la direction de la contrainte principale maximale σ_1. Dans le cas présent une contrainte σ_1 subméridienne est par ailleurs bien définie à l'échelle régionale ce qui confirme l'interprétation. De rares diaclases perpendiculaires à ce système (azimut 110) ont été observées sur le plancher de la carrière. Leur signification n'est pas claire. Ce phénomène est d'ailleurs courant dans ce type de diaclasage, néanmoins les diaclases à signification de fentes de tension sont de loin les plus nombreuses et il est impossible d'hésiter entre les deux directions.

b) **Diaclases assimilables à des cisaillements conjugués.**

Le site V17 concerne des calcaires marneux subtabulaires d'âge oligocène de la région de Fontaine-de-Vaucluse. La lithologie de cette formation n'est pas favorable à l'étude de la fracturation, cependant certains niveaux, plus indurés, se découpent en dièdres, sans que ces cassures portent de traces de mouvement et sans déplacements apparents (pl.VII-1). Les deux directions principales sont N10-20 et N80. L'angle aigu du dièdre ainsi défini est d'environ 60° (fig.19 A). Un tel système de diaclases conjuguées peut être assimilé à un réseau de cisaillements potentiels. La contrainte principale maximale σ_1 est alors dans la direction de la bissectrice de l'angle aigu du dièdre, c'est à dire ici proche de NE-SW.

Les mêmes calcaires dans un site proche montrent de rares miroirs portant des stries horizontales indiquant des mouvements dextres (N-S) et sénestres (E-W) (fig. 19 B). L'analyse de ces failles implique une compression approximativement NE-SW. Le bon accord des résultats obtenus par l'analyse des failles et par l'étude géométrique du système de diaclases tend à corroborer l'hypothèse faite quant à l'interprétation de ces dernières. D'un point de vue régional, on connaît une compression NE-SW aquitanienne (F. Bergerat, 1981, 1982), il est très probable que c'est sa trace qu'on trouve ici dans les niveaux oligocènes.

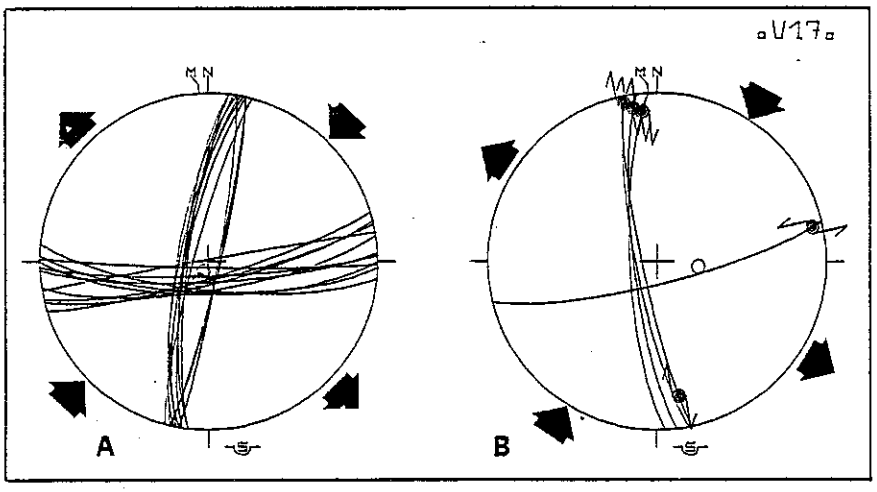


Fig. 19. - Diaclasage dans les calcaires oligocènes de Fontaine-de-Vaucluse (Bassin de Carpentras).

A : Projection cyclographique des diaclases et directions probables de compression et d'extension (flèches noires).
B : Projection cyclographique des failles et de leurs stries. Les directions de compression et d'extension sont déduites de leur analyse par la méthode des dièdres droits.

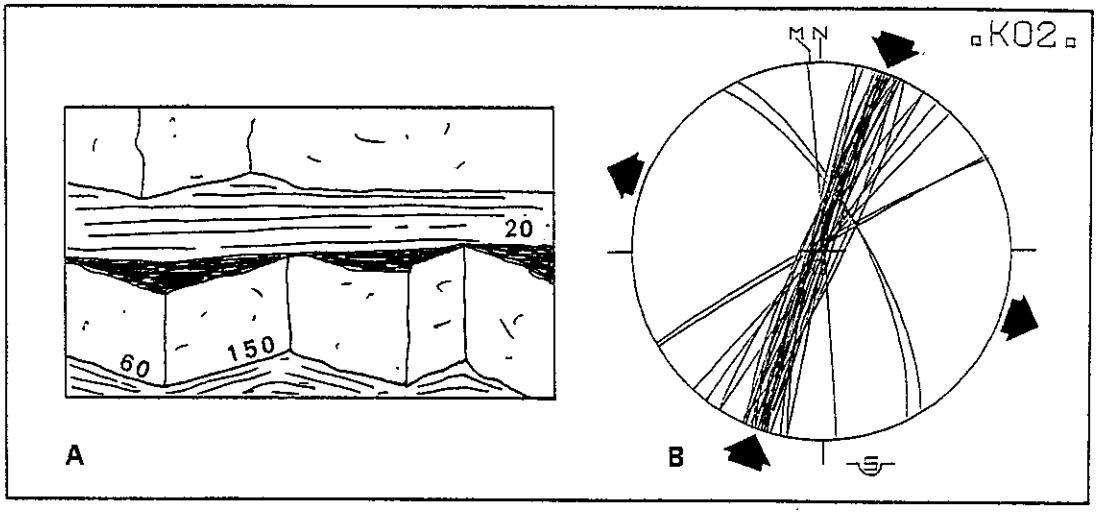


Fig. 20. - Diaclasage dans les calcaires jurassiques des carrières de Reisberg (Franconie).

A : Schéma de détail montrant un banc assez induré cassé en dièdre suivant des plans 060 et 150, le banc supérieur plus tendre présente une surface plane 020 (dans l'angle aigu des plans précédents).
B : Projection cyclographique des diaclases et directions probables de compression et d'extension (flèches noires).

Il arrive que ces deux types de diaclases (fentes et cisaillements) soient présents ensembles dans un même affleurement, c'est le cas dans un autre site (K02) situé à quelques kilomètres au Sud du site K04 dans les calcaires de même âge mais plus marneux où quelques bancs assez indurés montrent des dièdres formés par des diaclases d'azimut 060 et 150 ainsi que de nombreuses diaclases serrées parallèles d'azimut 020 (fig.20 A).

Dans ce cas, la bissectrice de l'angle aigu du dièdre indique une compression de direction moyenne N20, elle est identique à la direction de la famille de diaclases serrées (fig.20 B). On a donc ici deux arguments en faveur d'une contrainte principale maximale σ_1 à N20.

Ce qui a été montré ici à l'échelle du site de mesures (bord de route, carrière) se vérifie à l'échelle régionale. J.P. Sopena et J.P. Soulas (1973) présentent dans leur travail des rosaces de directions de diaclases dans les plateaux de la Haute-Saône où la direction de la contrainte principale maximale σ_1 d'âge éocène bien connue est subméridienne. Les rosaces montrent un pic important à 010-020, bissecteur d'un dièdre formé de deux autres pics à 030-050 et 150-165, ces directions correspondent respectivement à celles des fentes de tension et des décrochements sénestres et dextres connus par ailleurs dans la région. Cet exemple prouve, s'il en est besoin, qu'il n'est jamais inutile de mesurer les diaclases même si dans chaque site on ne peut faire que quelques mesures, puisqu'en regroupant toutes celles-ci, à l'échelle de la région, on peut obtenir d'utiles indications sur l'orientation des axes de contraintes principales.

Les modes de rupture définis sur des éprouvettes cylindriques en laboratoire (fig.12) par des essais de compression simple et triaxiale peuvent être comparés avec ces deux types de diaclasage. En effet, dans le cas d'une rupture fragile ou semi-fragile, on peut observer dans l'éprouvette soit un plan de rupture subvertical (c'est à dire parallèle à σ_1) soit un ou deux plans de rupture inclinés faisant un angle inférieur à 45° avec σ_1. Les diaclases peuvent donc être assimilées à des ruptures de type fragile ou semi-fragile dans un système de contrainte triaxial qui est celui de l'écorce terrestre.

c) Diaclases en régime extensif.

Le site GU7 se situe dans les grès lattorfiens du Strangenberg, en bordure du Fossé rhénan, à quelques kilomètres au Nord de Guebwiller. Le réseau de diaclases qui découpe ces grès comprend deux familles de même importance et pratiquement orthogonales d'azimuts 010-020 et 100-120 (fig.21).

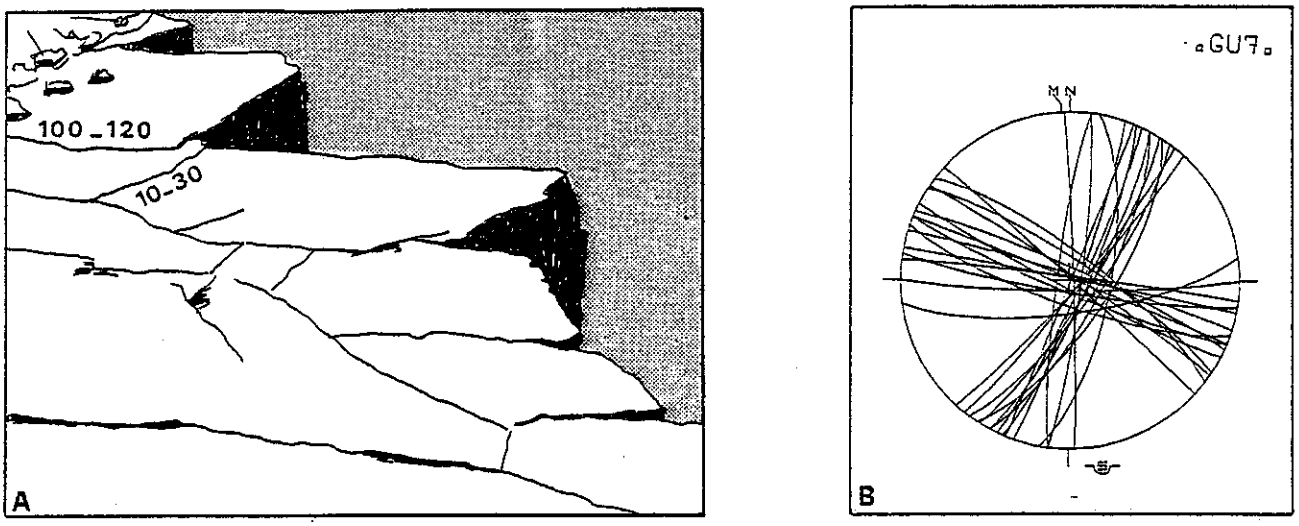


Fig. 21. - Diaclasage dans les grès lattorfiens de la carrière du Strangenberg (champ de fractures de Guebwiller).

A : Schéma du toit du front de taille montrant le découpage à angle droit dû au diaclasage. Le débit est utilisé pour l'exploitation de la roche.
B : Projection cyclographique des diaclases.

On peut, il est vrai, considérer que ces deux familles de diaclases ne sont pas synchrones, elles pourraient alors avoir valeur de fentes de tension impliquant deux compressions, l'une d'azimut 010-030, l'autre 100-120, mais la compression subméridienne connue dans la région est antérieure au dépôt du Lattorfien et on sait que durant tout l'Oligocène c'est un régime distensif qui règne en bordure du fossé. Il est plus probable que ces deux familles de diaclases résultent du même épisode de formation.

Ce type de système de diaclasage est plus difficile à interpréter que les deux précédents. On pourrait penser qu'il s'agit aussi de cisaillements conjugués, mais dans ce cas et en l'absence d'autres critères, on est de toute façon dans l'impossibilité de "choisir" la bissectrice dont la direction serait la contrainte principale maximale (puisqu'il n'y a plus d'angle aigu) : il y a ainsi deux possibilités à 90° l'une de l'autre. Cependant cette explication n'est pas satisfaisante, d'une part d'un point de vue théorique car il est rare que des cisaillements conjugués forment un dièdre droit que ce soit dans les essais de compression en laboratoire ou dans la nature, d'autre part dans la plupart des cas étudiés les contraintes alors impliquées s'intègrent mal dans les schémas régionaux de l'état de contrainte.

Il semblerait plutôt que ces diaclases se forment, la contrainte principale maximale σ_1 étant verticale, parallèlement aux contraintes horizontales intermédiaire et minimale, dont elles indiqueraient ainsi directement les directions. Les diaclases affectant les grès lattorfiens de l'exemple ci-dessus peuvent avoir été crées peu après leur sédimentation dans l'ambiance distensive qui a régné dans le Fossé rhénan durant tout l'Oligocène. Les directions des contraintes horizontales σ_2 et σ_3 qu'elles impliquent sont en bon accord avec le régime de contrainte régionale à cette époque (F. Bergerat, 1983).

Un autre site (F09) situé dans le Burdigalien du bassin de Forcalquier à côté de Saint-Michel l'Observatoire montre le même type de diaclases. La molasse calcaire burdigalienne, en plaquettes, est découpée par un système de diaclases d'azimut 070-170 (pl.VII-2 et fig.22). Cette fracturation peut correspondre à une faible extension (σ_1 verticale) pendant la période de comblement du bassin miocène. La question reste posée de savoir pourquoi le réseau de diaclases se superpose aux directions de σ_2 et σ_3. La ressemblance d'un tel système avec les failles normales orthogonales crées en extension multidirectionelle (J. Angelier et F. Bergerat, 1983) peut apporter une amorce d'explication. Il est en effet possible que la genèse d'un tel réseau de diaclases à mailles carrées relève d'un mécanisme sinon identique du moins de même type.

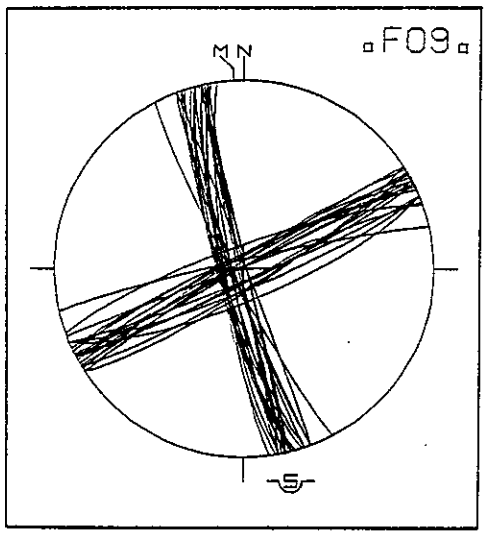


Fig. 22. - Diaclasage dans la molasse burdigalienne de St-Michel l'Observatoire (Bassin de Forcalquier).

Projection cyclographique des diaclases.

Le diaclasage est donc un phénomène complexe, mettant en jeu plusieurs paramètres. L'analogie des systèmes de diaclases avec les ruptures fragiles observées dans les essais en laboratoire montre que l'intensité des contraintes ainsi que leur rapport va permette de créer selon les cas soit des "diaclases-fentes" soit des "diaclases-cisaillements". Par ailleurs il est possible qu'une même contrainte provoque la formation de "diaclases-fentes" ou de "diaclases-cisaillements" suivant la nature de la roche, laquelle pourra opposer plus ou moins de résistance à cette contrainte. C'est probablement le cas dans le site K02 vu précédemment, où certains bancs se fracturent en formant des dièdres de "cisaillements", d'autres étant hachés de diaclases parallèles à la direction de compression (fig.20) ; une faible différence lithologique suffit. L'épaisseur des bancs intervient également dans la formation des diaclases, en particulier dans leur densité (J.P. Sopena et J.P. Soulas, 1973).

Enfin la grande abondance des diaclases et leur espacement bien moindre que celui des failles permet d'expliquer en partie l'absence de mouvement sur les premières. Il est probable que la relative homogénéité des contraintes dans une région donnée peut provoquer la création d'un grand nombre de fractures. Une foi celles-ci formées les contraintes ne sont plus suffisantes pour induire des mouvements sur chacune, il y a modification de l'état de contrainte, redistribution et concentration des contraintes sur certaines fractures, induisant les "vraies" failles, le long desquelles va se développer le mouvement.

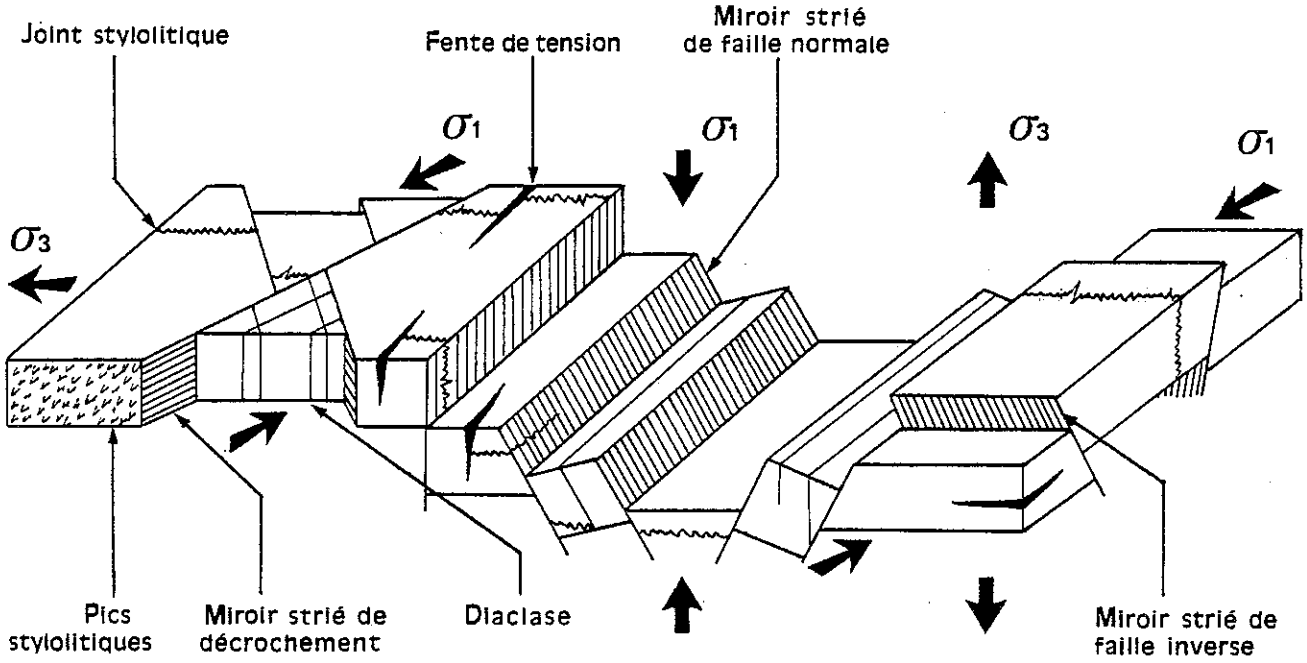
La Figure 23 résume et schématise les relations des différentes structures et microstructures cassantes entre elles et avec les contraintes principales.

B. ETABLISSEMENT D'UNE CHRONOLOGIE.

Dans la plupart des cas, les sites de mesures microstructurales dans la plate-forme européenne, montrent la coexistence de structures d'âge différents. La séparation des épisodes tectoniques successifs a donc nécessité avant tout de faire sur le terrain toutes les observations susceptibles de permettre l'établissement d'une chronologie, même relative.

1) CRITÈRES STRATIGRAPHIQUES

Les critères stratigraphiques sont bien évidemment les plus incontestables. L'âge d'une déformation cassante affectant une formation est donné avec plus ou moins de précision, si elle est cachetée par une formation plus récente.



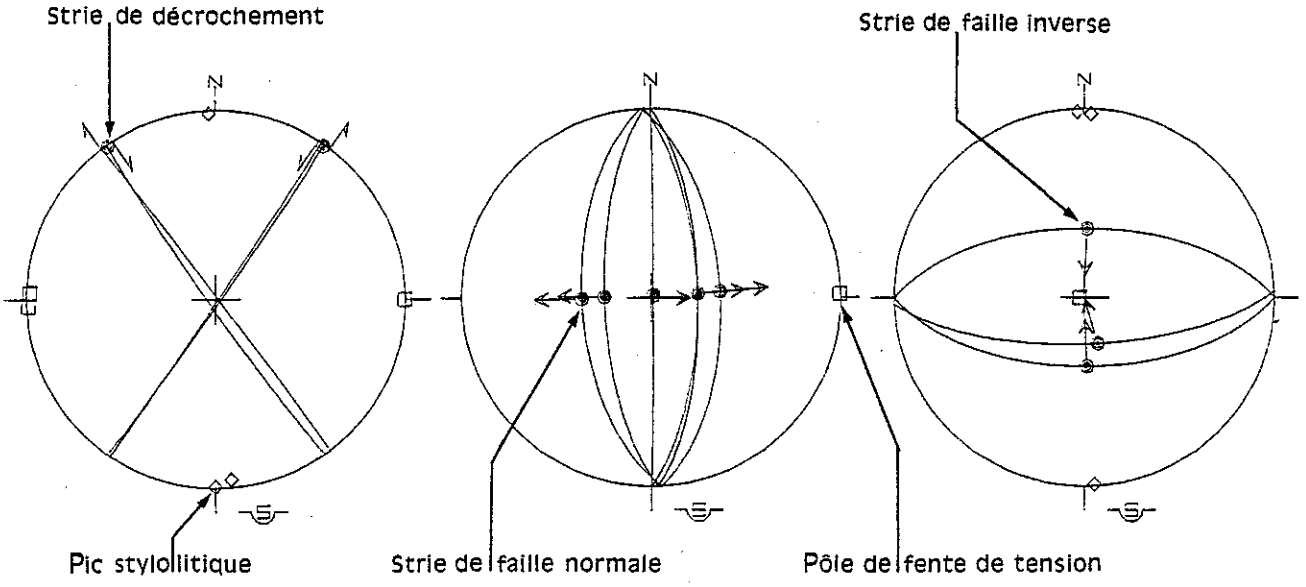


Fig. 23. - Principales structures mesurées en microtectonique cassante et leur représentation en projection stéréographique (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur).

L'observation peut être faite à l'échelle de l'affleurement, comme le montre la photo 1 de la planche VIII où les filons de lamprophyre contenus dans un orthogneiss caractérisent une extension N-S et sont cachetés par les grès du Permien inférieur (O.Rotliegendes) (R.Stellrecht, 1971).

L'observation peut également être faite à l'échelle régionale, c'est le cas par exemple dans le Tricastin où des décrochements indiquant une compression NE-SW affectent dans plusieurs sites les calcaires chattiens alors qu'ils n'existent pas dans les terrains burdigaliens, par ailleurs nettement discordants. Cette compression a ainsi pu être attribuée à l'Aquitanien. Ceci peut apparaître très nettement sur les documents cartographiques et les coupes, comme en Franconie où le jeu inverse de la ligne de Pfahl, sur le Crétacé du demi-graben de Bodenwöhr, est cacheté par des terrains d'âge miocène (fig.24).

Malheureusement en ce qui concerne la tectonique cénozoïque, les critères de datation stratigraphique dans les régions étudiées sont rares et il est très difficile d'établir une chronologie "absolue" partout et pour tous les épisodes tectoniques. Le remplissage tertiaire des fossés (Rhin, Saône, Alès) est rarement accessible à l'affleurement et les faciès ne sont d'ailleurs généralement pas favorables à la conservation des marqueurs. Seuls les bassins tertiaires de Haute-Provence (Carpentras, Forcalquier) ont permis d'établir des sites de mesures dans l'Oligocène et le Miocène. Quant aux régions de plate-forme proprement dites (Allemagne du Sud, Bourgogne) où la grande majorité des mesures a été faite dans les séries carbonatées mésozoïques, voire dans des terrains cristallins, on ne peut qu'établir localement une chronologie relative et la rapporter par analogie aux épisodes tectoniques régionaux datés.

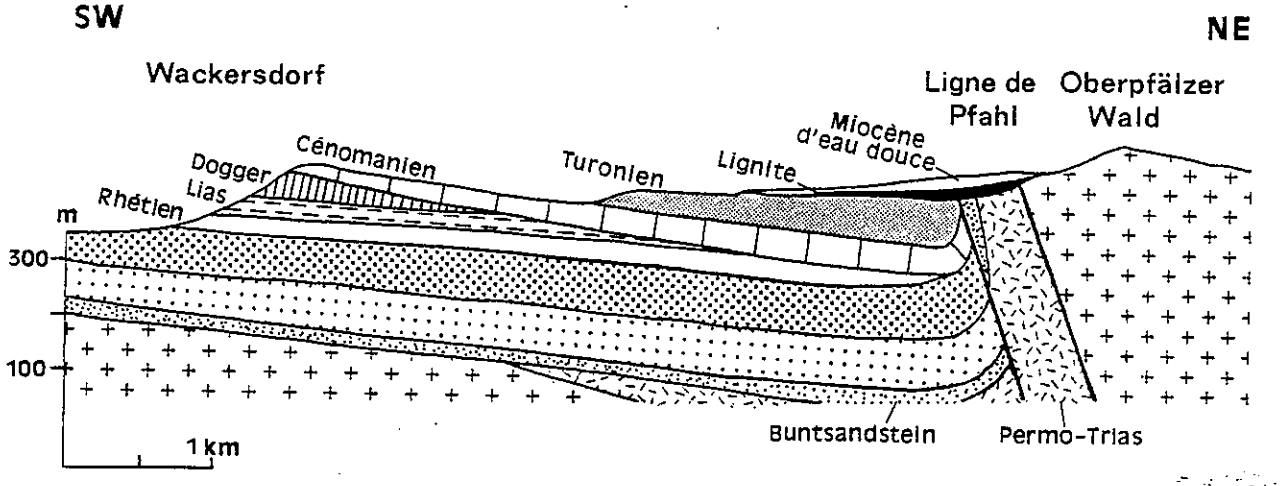


Fig. 24. - Coupe du demi-graben de Bodenwöhr en Franconie (d'après H. Tillmann, 1955 *in* P. Dorn, 1960).

2) CRITÈRES TECTONIQUES.

Les critères tectoniques permettent dans la plupart des cas d'établir une chronologie relative : recoupements de certaines structures par d'autres plus jeunes (fig.25, pl.VIII-2) ou superpositions de stries successives sur les miroirs.

Dans le premier cas, les observations sont généralement claires, divers cas de figures peuvent se présenter, citons parmi ceux qui ont été observés fréquemment : miroir de faille coupé et décalé par une faille postérieure, stylolites tectoniques piquetant un plan de faille antérieur, fentes de tension remobilisées ultérieurement en coulissement...

Dans le second cas, l'interprétation est plus délicate, d'une part parce qu'il n'est pas toujours facile d'établir la chronologie relative entre les familles de stries portées sur un même plan, mais surtout parce qu'elles ne traduisent pas toujours des épisodes tectoniques distincts. Des stries courbes indiquant par exemple un mouvement sénestre puis normal peuvent avoir été provoquées par l'effondrement d'un bloc en fin de course et ne pas caractériser régionalement un épisode distensif succédant à un épisode compressif.

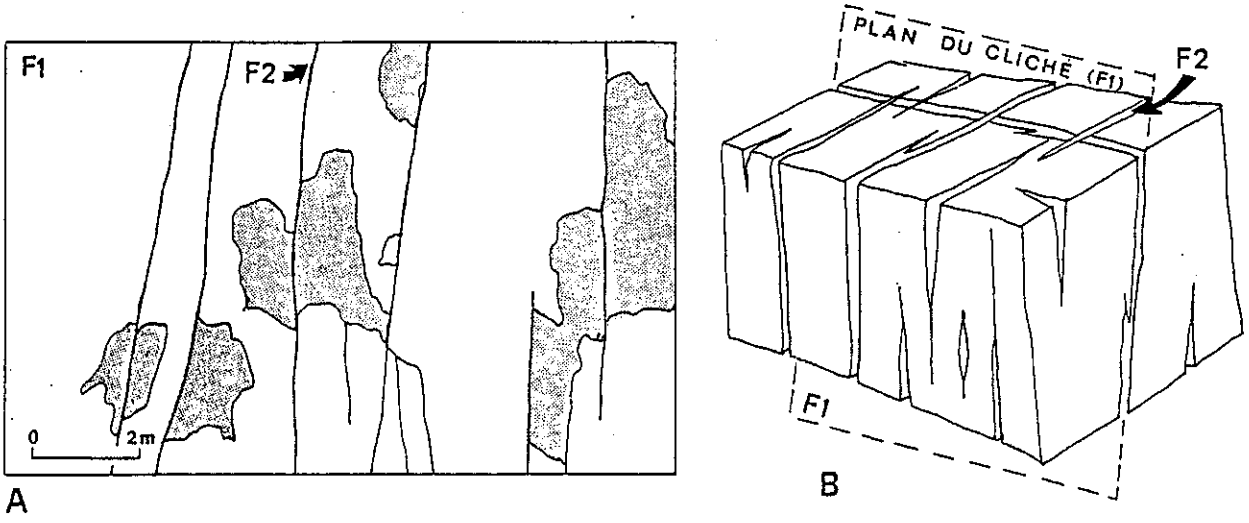


Fig. 25. - Chronologie relative de deux familles de fentes de tension dans des roches volcaniques en Sarre (R.F.A.).

A : Front de taille constitué par une fente de tension (F1) subméridienne (023-86E) dont le remplissage subsiste sous forme de plaques de calcite. Des fentes postérieures (F2) NE-SW (azimut moyen 135) découpent ce plan.
B : Schéma montrant le recoupement des fentes subméridiennes (F1) par les fentes NE-SW (F2).

Les superpositions systématiques régionales sur tous les miroirs d'une même famille de failles, les différences de style, et surtout les incompatibilités mécaniques des différents jeux permettent généralement d'établir l'appartenance à des épisodes tectoniques différents. La chronologie relative des épisodes tectoniques successifs une fois établie, il faut essayer de rapporter chaque phase le plus précisément posible à une phase déjà datée, soit par analogie avec des régions proches où la chronologie absolue est bien établie, soit parce que les structures qui la caractérisent peuvent être associées à une structure régionale dont l'âge est connu : c'est le cas par exemple pour les failles normales mesurées dans les terrains mésozoïques des champs de fractures des collines sous-vosgiennes et qu'on peut rapporter à la distension oligocène responsable de l'effondrement du Fossé rhénan.

C. RELATIONS AVEC LES MÉGA-STRUCTURES

L'analyse micro- (ou meso-) tectonique doit toujours être associée à l'analyse des structures de plus grande dimension (plis ou failles d'échelle kilométrique ou pluri-kilométrique, par exemple). En effet, si la microtectonique fournit des informations sur la géométrie et la cinématique des macrostructures, en revanche seules l'étude régionale et la cartographie permettent d'évaluer l'ampleur des épisodes tectoniques successifs et les processus de déformation à l'échelle de tout ou partie d'une plaque lithosphérique. Il faut donc toujours aller de l'une à l'autre si on ne veut pas donner une image inexacte, parce qu'incomplète, de la déformation.

1) LES FAILLES

L'étude des grandes failles est principalement basée sur les cartes géologiques ou les cartes téléanalytiques résultant de l'interprétation de photographies aériennes ou d'images spatiales. Cependant les relations entre les microstructures et les grandes structures sont souvent assez simples. L'analyse des populations de microstructures de même âge étudiées à l'échelle régionale permet de caractériser un champ de contrainte régional cohérent et ainsi d'interpréter les grandes structures.

Il existe plusieurs types de relations entre la microfracturation et les grandes failles : - le plus simple est le développement de failles de dimensions variables parallèles à une faille majeure et ayant joué de la même façon que celle-ci. C'est le cas

par exemple de part et d'autre de la ligne de Pfahl (R.F.A.) (elle-même matérialisée par un "mur de quartz"), dans son environnement sédimentaire cristallin.

- le deuxième cas est lié à la réorganisation des contraintes à proximité d'une grande faille ; si ces contraintes sont suffisamment importantes, de nouvelles failles peuvent se produire, ce sont les failles de 2ème ordre (H.E. Mac Kinstry, 1953 ; J.D. Moody et M.J. Hill, 1956). Par ailleurs, dans ces deux cas on note fréquemment la présence de failles conjuguées à la faille principale et de sens de mouvement opposé.

Enfin, les fractures peuvent se répartir dans une zone plus complexe : la zone de cisaillement dont la figure 15 montre les associations caractéristiques. Ces associations existent à l'échelle du plan de faille observable sur un affleurement comme à l'échelle cartographique.

Ainsi par exemple l'analyse de la fracturation dans l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin a-t-elle permis de caractériser une compression horizontale d'azimut 010-020 et de mettre en évidence quatre voies de coulissement sénestre principales d'azimut 035-040. Ces cisaillements ont pu être interprétés en termes de Riedel en liaison avec un accident sénestre profond d'azimut 060 (F. Bergerat, 1977) (fig.119).

2) LES PLIS.

Une grande partie des régions étudiées se situe en régime tabulaire ou peu plissé. Le secteur le plus complexe du point de vue de la déformation continue est compris entre le Mont Ventoux au Nord et la vallée de la Durance au Sud (cf. Chapitre II : III-B-2). L'association des micro-structures cassantes et des plis y a fait l'objet d'une analyse plus détaillée.

De nombreux auteurs, à partir d'analyses régionales très précises, ont proposé des modèles de distribution de la fracturation dans les plis (P. Choukroune et M. Seguret, 1968 ; P. Choukroune, 1969 ; J.L. Bles, 1969 ; F. Arthaud et P. Choukroune, 1972 ; P. Gruneisen *et al.*, 1973 ; O. de Charpal *et al.*, 1974 ; P. Choukroune et J. Delair, 1976). Ces travaux, ainsi que les observations faites au cours de la présente étude, montrent l'importance d'une reconstitution cinématique rigoureuse, en effet, il y a apparition de microfractures à chaque stade de formation du pli et chacune est conservée, basculée et remobilisée au fur et à mesure de l'évolution. La remobilisation des microfractures est étroitement contrôlée par leur emplacement dans le pli (fig.26). L'association finale des déformations peut sembler incompatible avec une seule contrainte constante en direction alors qu'elle résulte en fait d'une évolution continue (P. Choukroune et J. Delair, 1976).

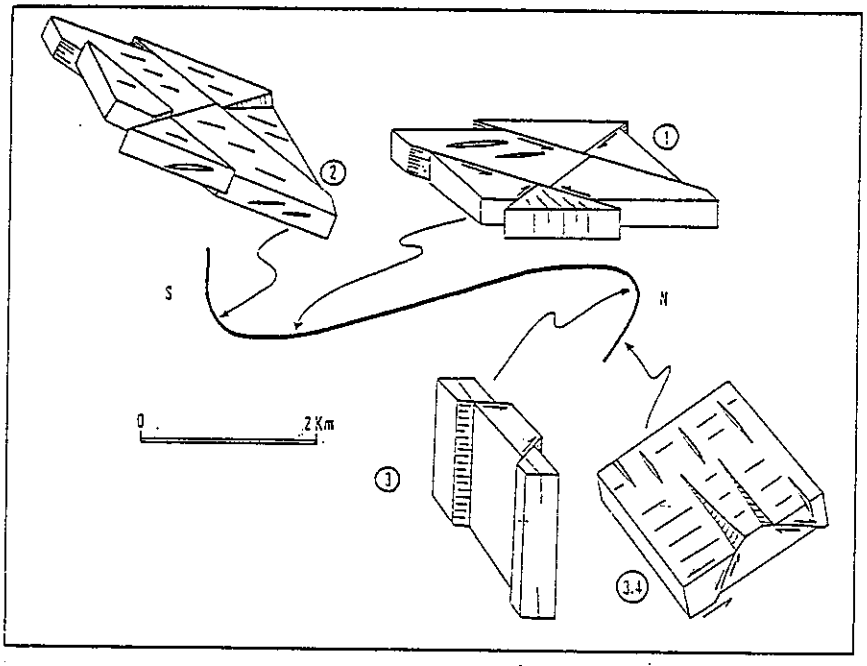


Fig. 26. - Evolution de la fracturation au cours d'un plissement (d'après P. Choukroune et J. Delair, 1976). Les microcassures représentées sont uniquement celles apparues à chacun des quatre stades considérés.

L'analyse microtectonique en régime plissé nécessite donc l'établissement d'un modèle d'évolution de la fracturation en fonction de celle du plissement. Il faut en particulier tenir compte de la nature des microstructures cassantes, de leur orientation, de leur place dans la géométrie du système plissé, de leur chronologie relative, et de leur compatibilité.

IV. EXPLOITATION DES DONNÉES DE L'ANALYSE STRUCTURALE.

On peut distinguer deux types d'exploitation des données de l'analyse structurale, l'un est une approche géométrique, basée sur une analyse statistique et une comparaison avec les données cartographiques géologiques ou téléanalytiques ; l'autre est une approche cinématique permettant seule de raisonner en termes de contrainte.

A. DESCRIPTION GEOMÉTRIQUE ET ANALYSE STATISTIQUE.

Les raisonnements de type géométrique ne sont certe pas suffisants pour permettre de reconstituer les paléo-états de contrainte, cependant une analyse géométrique simple présente néanmoins un intérêt non négligeable.

1) ANALYSE RÉGIONALE DES FRÉQUENCES.

Certaines structures ne peuvent être analysées qu'en termes statistiques de fréquence de direction. C'est le cas pour les diaclases par exemple, dont on ne peut mesurer que direction et inclinaison. Quand elles dont seules présentes dans un site, leur disposition géométrique fournit des informations valables sur les directions du champ de contrainte (cf.chapitre I : III-A-5). D'autres structures, donnant directement les directions de compression et d'extension, tels que les pics stylolitiques et les fentes de tension méritent aussi d'être étudiées statistiquement. La figure 112, qui concerne la zone de passage entre les fossés de la Saône et du Rhin, en donne un exemple : les distributions des directions des pics stylolitiques et des fentes de tension sont remarquablement cohérentes et indiquent, à l'échelle régionale, l'existence d'une compression N-S et d'une extension E-W.

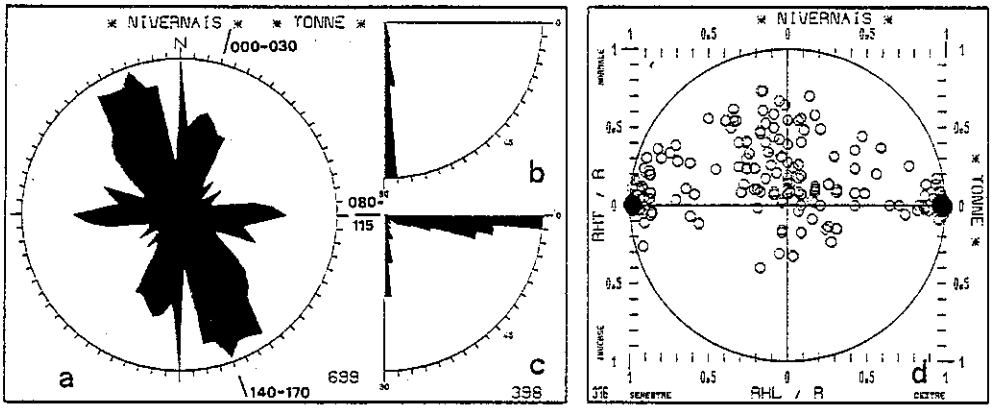


Fig. 27. - Exemple d'analyse régionale des fréquences dans les plateaux jurassiques du Nivernais.

a, directions des failles (classes de 5°), nombre total de failles mesurées : 699 ; b, inclinaisons des failles ; c, "pitches" des stries, nombre de failles à stries mesurées : 398 ; d, diagramme exprimant les rapports des rejets, en abscisse : rapport rejet horizontal latéral (RHL) sur rejet total (R) (demi-cercle de gauche : mouvements sénestres, demi-cercle de droite : mouvements dextres), en ordonnée : rapport rejet horizontal transversal (RHT) sur rejet total (R) (demi-cercle supérieur : mouvements normaux, demi-cercle inférieur : mouvements inverses).

En ce qui concerne les failles "à stries" un programme simple (J. Angelier, 1983) permet de tracer automatiquement des rosaces de leurs directions, de leurs inclinaisons et des "pitches" des stries, fournissant ainsi des informations sur la distribution régionale des structures. Un autre type de diagramme présente la population de failles en fonction des composantes horizontales et verticales de leurs mouvements suivant un critère qui fait appel à la fois à l'inclinaison de la faille et à l'obliquité de la strie. La figure 27 montre ainsi les principales caractéristiques d'une population de 700 failles mesurées dans le Nivernais.

2) ANALYSE STATISTIQUE COMPARÉE.

Le meilleur moyen de faire une analyse comparative des petites et des grandes structures est d'établir des rosaces de fréquence pour chaque type de données. Ainsi les rosaces de fréquence des directions de failles ont été dessinées à partir des cartes de la fracturation établies par téléanalyse. Pour chaque secteur ainsi analysé, on a systématiquement tracé trois rosaces : pour les failles certaines, probables et l'ensemble des failles.

De la même façon, des cartes géologiques existantes, on a parfois tiré des cartes de la fracturation puis des rosaces de directions d'accidents. Ces deux types de rosaces ont généralement été établis par numérisation des cartes, cette méthode ayant sur le filtrage optique, l'avantage de donner des rosaces "pondérées" ou "non pondérées", c'est à dire tenant compte ou non de la taille de chaque accident.

Enfin, ces rosaces sont comparées à celles dessinées à partir des mesures recueillies sur le terrain. La figure 28, relative à la région ardéchoise, en donne un exemple. La rosace des failles reconnues par téléanalyse (cf. fig.2) et celle des failles cartographiées (cartes géologiques à 1/50 000 : Alès, Anduze, Uzès, Pont-Saint-Esprit) se ressemblent grossièrement, alors que l'allure de la rosace dessinée à partir des mesures de terrain n'est pas à priori identique. Cependant on retrouve, dans les trois cas, un faisceau principal 010-050 et trois familles moins importantes à 080, 100-110 et 130-165. Les différences principales se situent au niveau de l'importance relative des pics. Alors que les rosaces des cartes téléinterprétatives et géologiques privilégient, dans le faisceau 010-050 , la direction N30 (c'est à dire la direction structurale du fossé d'Alès dont les failles bordières de grande étendue sont bien visibles), la rosace de terrain au contraire, si elle illustre toujours bien cette famille de failles, ne montre pas un pic préférentiel, prouvant ainsi l'existence d'une microfracturation importante associée aux failles N30 (en particulier des fractures additives et soustractives liées aux jeux décrochants). Le pic peu marqué à 080 dans les rosaces de la carte téléinterprétative apparaît nettement sur la rosace de terrain, il correspond essentiellement à des failles relevées dans les plateaux ardéchois (surtout des failles inverses) et en effet peu visibles en téléanalyse. Enfin, il faut noter sur la rosace de terrain un pic bien marqué à 175, inexistant sur les autres rosaces.

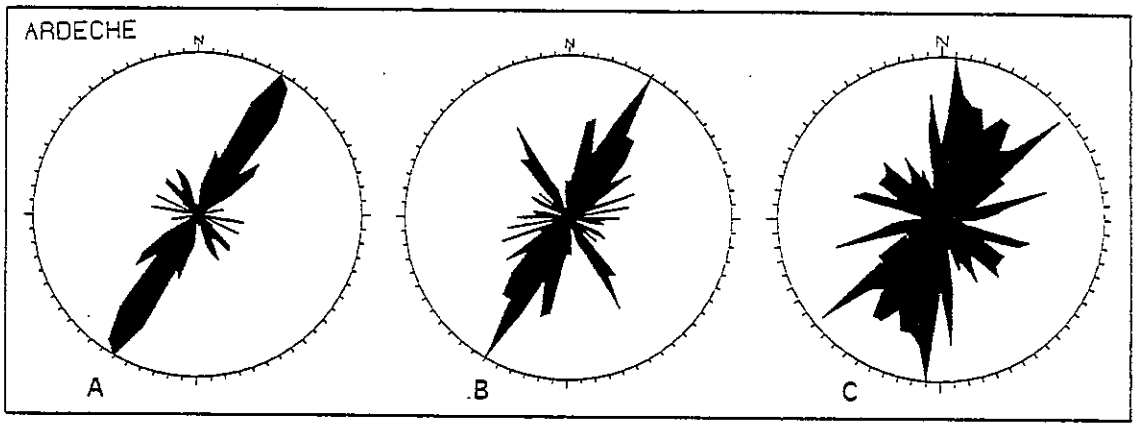


Fig. 28. - Rosaces de fréquence angulaire de la fracturation (classe de 5°) de la région ardéchoise.

A : Failles reconnues par téléanalyse (voir fig. 2).
B : Failles dessinées sur les cartes géologiques.
C : Plans de failles mesurés sur le terrain.

B. RECONSTITUTION DES PALÉOCONTRAINTES.

Si un volume rocheux soumis à un champ de contraintes ne comprend pas de plans de discontinuité ou si ceux-ci ne sont pas orientés favorablement pour rejouer, la déformation se manifeste alors par la formation de cisaillements conjugués. Si, au contraire, les discontinuités antérieures sont orientées convenablement, leur rejeu absorbera moins d'énergie que la création de nouveaux cisaillements et elles seront remobilisées. Dans tous les cas, la recherche des cisaillements conjugués (E.M. Anderson, 1942), même dans un réseau de failles complexe, permet une approche préliminaire des directions des contraintes principales (comme d'ailleurs les fentes de tension ou les stylolites).

Cependant, la seule étude des cisaillements conjugués revient à rejeter à priori une partie, parfois importante, des observations. C'est pourquoi les recherches récentes ont toutes porté sur le calcul du système de contrainte à partir de tous les jeux d'une population de failles. Divers auteurs, durant les dix dernières années, ont décrit des méthodes de calcul d'un tenseur des contraintes (E. Carey et B. Brunier, 1974 ; J.

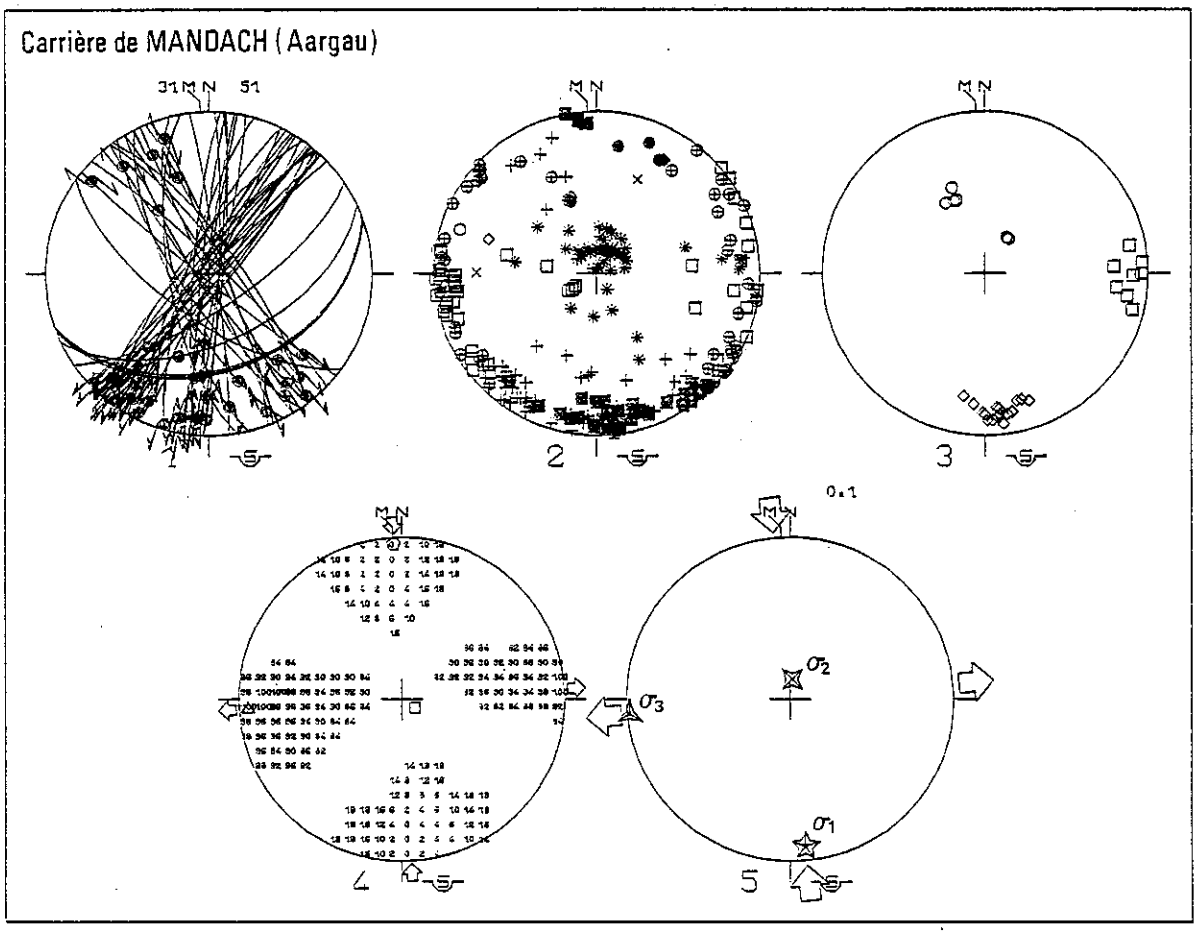


Fig. 29. - Exemple d'analyse complète d'un site faillé et recherche des axes des paléo-contraintes : calcaires argoviens, carrière de Mandach, Argovie (Jura suisse).

⌐S⌐, Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur ; N, Nord géographique ; M, Nord magnétique. 82 mesures dont 51 failles.
1 : Plans de failles et stries.
2 : Eléments géométriques associés aux jeux des failles.
3 : Pôles des fentes de tension, axes des stylolites tectoniques et pôles des plans de stratification.
4 : Application de la méthode des dièdres droits.
5 : Recherche quadridimensionnelle du tenseur moyen des contraintes. Le chiffre en haut à droite indique le rapport $\phi = (\sigma^2-\sigma^3)/(\sigma^1-\sigma^3)$.
La signification des symboles de ces cinq diagrammes est donnée fig. 30.

Angelier, 1975 ; R. Armijo et A. Cisternas, 1978 ; J. Angelier et J. Goguel, 1979 ; E. Carey, 1979 ; A. Etchecopar *et al.*, 1981 ; J. Angelier *et al.*, 1982). Une autre méthode plus simple est la méthode des dièdres droits qui n'aboutit pas à la détermination d'un tenseur mais seulement à celle de secteurs de confiance où se situent les axes principaux des contraintes (O. Pegoraro, 1972 ; J. Angelier et P. Mechler, 1977).

Les méthodes et les programmes informatiques utilisés au cours de ce travail sont ceux de J. Angelier, ils ont été décrits en détail par ce dernier (voir en particulier J. Angelier, 1979 et 1983) et ne seront donc que brièvement rappelés ici.

1) REPRÉSENTATION DES STRUCTURES MESURÉES ET INTERPRÉTATION MÉCANIQUE SIMPLE.

L'analyse complète d'un site de mesures à partir des programmes de J. Angelier comprend cinq diagrammes (fig.29) tracés automatiquement. Les trois premiers sont les représentations en projection (ici canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des structures mesurées et des éléments géométriques associés aux jeux des différentes failles : plans de failles avec leurs stries (fig.29-1), axes élémentaires correspondant à chaque jeu de faille (fig.29-2), pôles des fentes de tension et axes des pics stylolitiques (fig.29-3).

Le diagramme 2 permet d'ailleurs une première interprétation mécanique, les concentrations des axes P et T permettent en particulier de prévoir les secteurs où se situent les axes des contraintes principales maximale σ_1 et minimale σ_3. De même, le diagramme 3 montre les concentrations des pics stylolitiques et des fentes de tension indiquant la position approximative des axes principaux des contraintes (dans le cas présent, compression N-S et extension E-W.

LÉGENDE DES DIAGRAMMES

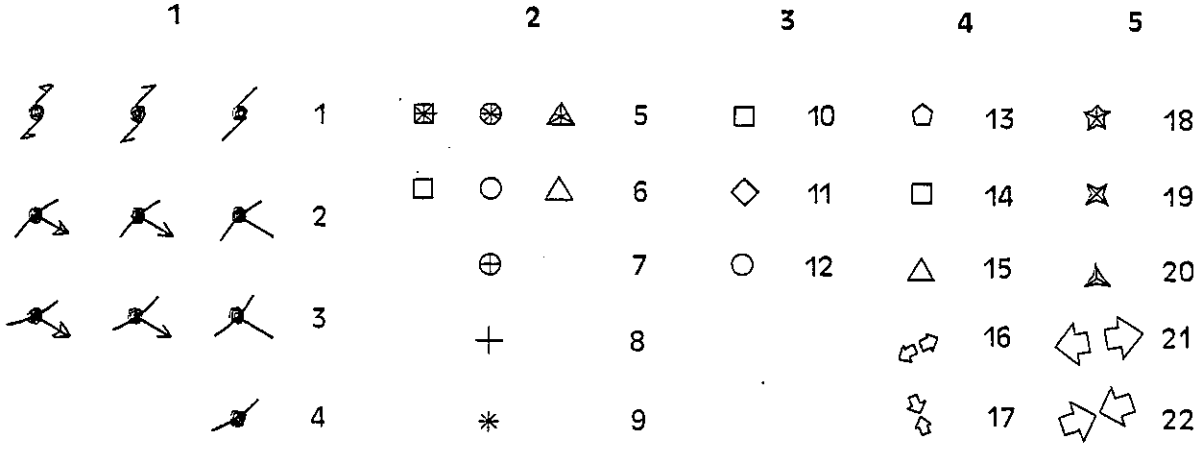


Fig. 30. - Légende des diagrammes.

Diagramme 1 : 1, jeu décrochant (sûr, probable ou supposé) ; 2, jeu inverse (idem) ; 3, jeu normal (idem) ; 4, strie sans sens connu.

Diagramme 2 : 5 et 6, axes élémentaires établis par comparaison avec les mécanismes au foyer des séismes (5) axe dit des pressions (P) (pour jeu sûr, probable ou supposé) ; (6) axe dit des tensions (T) (idem) ; 7, pôle du plan de faille ; 8, strie ; 9, axe de mouvement nul (B).

Diagramme 3 : 10, pôle de fente de tension ; 11, pic stylolitique ; 12, pôle de plan de stratification.

Diagramme 4 : Barycentres des secteurs de confiance définis par la méthode des dièdres droits (13) σ^1, (14) σ^2, (15) σ^3. Il faut noter que les axes principaux sont dans ces secteurs, mais pas forcément aux barycentres. Directions probables d'extension (16) et de compression (17).

Diagramme 5 : Axes principaux du tenseur des contraintes (18) σ^1, (19) σ^2, (20) σ^3 et directions d'extension (21) et de compression (22).

2) MÉTHODE DES DIÈDRES DROITS.

Cette méthode repose sur le principe qu'à chaque jeu de faille peuvent être associés quatre dièdres droits (deux en compression, deux en extension) en fonction du sens du jeu (fig.31). Pour chaque faille, la contrainte principale maximale σ_1 est contenue dans les dièdres droits en compression et la contrainte principale minimale σ_3 dans les dièdres en extension. Pour une population de failles se rapportant au même épisode tectonique, c'est à dire admettant un même système de contraintes, σ_1 est contenue dans la partie commune aux dièdres en compression et σ_3 à celle commune aux dièdres en extension (J. Angelier et P. Mechler, 1977).

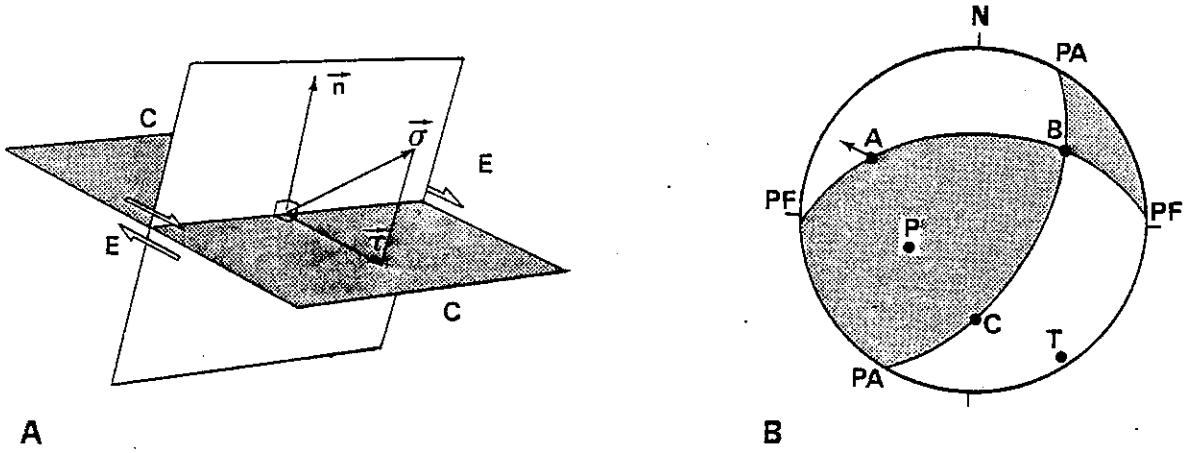


Fig.31. - Définition des dièdres droits pour le jeu d'une faille (d'après J.Angelier et P.Mechler, 1977).

A : Dièdres droits d'extension (E) et de compression (C) pour le jeu d'un plan de faille (gris) dont le sens indiqué par les flèches blanches est imposé par la contrainte $\vec{\sigma}$. Le plan auxiliaire (blanc) est perpendiculaire à la strie (perpendiculaire à $\vec{\tau}$, composante tangentielle de $\vec{\sigma}$) et contient la normale $\vec{n}$ au plan de faille.

B : Mécanisme d'un jeu de faille (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur): PF, plan de faille; A, strie; PA, plan auxiliaire. Les plans PA et PF divisent l'espace en dièdres en compression (en gris) et en extension (en blanc). P, axe des pressions; T, axe des tensions; B, axe de mouvement nul.

L'application de la méthode peut être graphique et en termes d'exclusive (parties communes ou non communes). Pour le présent travail, elle a été utilisée automatiquement en termes de pourcentage (proportion de dièdres en compression et en extension pour chaque direction de l'espace). La figure 29-4 en est un exemple d'application. Les chiffres portés sur le diagramme correspondent aux pourcentages de jeux en extension : par ex. une valeur 96 signifie que pour la direction correspondante, 96% des failles ont joué en extension et 4% en compression). Les régions de forts pourcentages correspondent donc aux extensions, celles de faibles pourcentages aux compressions, délimitant ainsi les secteurs de confiance contenant les axes σ_1 et σ_3. Les barycentres de ces régions sont également calculés mais il ne faut pas oublier qu'ils représentent seulement les axes géométriques des zones de confiance et que les axes principaux peuvent dans ces zones occuper diverses positions.

La méthode des dièdres droits, outre sa simplicité et sa robustesse, présente un autre avantage : elle est directement applicable aux mécanismes au foyer des séismes car elle n'exige pas de choix préalable entre les deux plans nodaux (J. Angelier et P. Mechler, 1977).

3) CALCUL DU TENSEUR MOYEN DES CONTRAINTES.

Cette méthode passe obligatoirement par le calcul numérique, la recherche du tenseur moyen ne pouvant se faire graphiquement. L'idée de base dans la recherche du tenseur moyen des contraintes est que l'orientation d'une faille est considérée comme indépendante de

l'orientation des systèmes de contrainte : il peut s'agir de n'importe quelle discontinuité préexistante (diaclase, faille ancienne, fente...), c'est la direction et le sens du mouvement le long d'un plan donné qui est significatif car conforme au vecteur cisaillement induit sur cette faille par le tenseur des contraintes. Valable dans ce cas général, "la méthode l'est à fortiori dans les cas particuliers comme celui des systèmes de cisaillements conjugués" (J. Angelier, 1983).

Certaines approximations sont faites, ainsi on néglige les interactions entre les failles, de même que les variations d'orientations ou de rapport des axes des contraintes à l'intérieur du volume rocheux considéré. Cependant, la validité du calcul peut être vérifiée en comparant pour chaque faille de la population analysée l'écart entre la strie réelle et la strie théorique imposée par le tenseur moyen calculé pour cette population (J. Angelier, 1983).

La figure 29-5 illustre une méthode de recherche quadridimensionnelle du tenseur des contraintes (J. Angelier, 1975). Une autre méthode, plus sophistiquée mais plus délicate, a parfois été utilisée au cours de ce travail : la méthode d'inversion totale (J. Angelier *et al.*, 1982) (exemple fig.42). Le résultat, par l'une ou l'autre méthode, est la détermination des axes principaux σ_1, σ_2 et σ_3 et du rapport $\phi = (\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ des contraintes principales, compris entre 0 et 1. Ce rapport caractérise la position relative de σ_2 dans l'intervalle σ_1-σ_3. Ainsi, pour $\phi = 0$ ($\sigma_2 = \sigma_3$), l'ellipsoïde est de révolution autour de σ_1, pour $\phi = 1$ ($\sigma_1 = \sigma_2$) il est de révolution autour de σ_3.

C. RÉFLEXIONS SUR LA NOTION DE PHASE TECTONIQUE

L'établissement d'une chronologie, même relative, des déformations ainsi que la reconstitution des états successifs du paléotenseur des contraintes, amènent au découpage, en différentes phases, de l'histoire tectonique.

Il peut apparaître artificiel (et cela l'est certainement souvent) de présenter l'évolution du champ de contrainte comme la succession de phases distinctes. C'est une facilité d'exposition des faits et c'est d'ailleurs ce qui ressort en première analyse de l'étude des déformations cassantes, mais on peut se demander dans quelle mesure cela reflète la réalité.

Le cas le plus délicat est celui de la succession de deux états de contraintes relativement proches. Ne pourrait-on pas voir en réalité les changements de direction des différentes contraintes comme un processus continu, une évolution progressive dont on ne saurait caractériser que les périodes ("phases") pendant lesquelles le champ de contrainte établi est resté stable un temps suffisamment long pour engendrer des structures dominantes par rapport à celles, beaucoup plus rares, éventuellement provoquées par un champ en évolution entre deux "phases" bien caractérisées. Il est bien rare que l'on puisse suivre exactement la trajectoire des contraintes d'un épisode à celui qui le suit, lorsqu'ils sont de même nature. Ainsi par exemple, dans le Jura souabe, le passage de la phase de compression ESE-WNW à celle, actuelle N 150 (F. Rummel et al., 1981) est peut être graduel, progressif, mais les marqueurs mesurés permettent surtout la mise en évidence de la première phase et rares sont les structures indiquant une contrainte de direction intermédiaire.

Un autre cas qui peut se présenter est celui des permutations de contraintes. Le passage d'un état à l'autre est alors bien compris. Dans un type d'extension multidirectionnelle par exemple comme celle de l'arc égéen au Plio-Quaternaire (J. Angelier, 1979), ou probablement celle du bassin pannonien au Miocène inférieur et moyen(F. Bergerat *et al.*,1983b,c), l'analyse des failles observées sur le terrain permet de reconstituer deux directions d'extension à peu près orthogonales, la contrainte principale maximale σ_1 étant verticale dans les deux cas. Il s'agit là de permutations des contraintes σ_2 - σ_3 (contrainte intermédiaire - contrainte minimale) (J. Angelier et F. Bergerat, 1983), durant une même grande période d'extension et on ne peut pas parler de phases distinctes. Un autre type de permutation de contraintes est celui de la permutation σ_1 - σ_2 illustré par le Fossé rhénan au Paléogène : à une période de compression N-S avec formation de décrochements, succède une période d'extension pure E-W avec des jeux de failles normales, la direction de la contrainte minimale σ_1 demeurant constante. Il faut par ailleurs noter qu'en dehors des bordures de fossé, dans la zone de passage entre le Fossé rhénan et le Fossé de la Saône par exemple, aucune structure distensive ne peut être observée mais uniquement des décrochements. On peut donc se demander s'il faut ici parler de phases distinctes ou d'une permutation de contraintes localisées au sein d'une période compressive subméridienne affectant l'ensemble de la plate-forme européenne. Un autre cas où

compression et extension coexistent est celui des rhombgrabens : dans les régions où se produisent de grands décrochements, les structures compressives associées (failles inverses, plis) peuvent être contemporaines de failles normales à l'origine de bassins losangiques en extension (pull-apart). C'est le mécanisme invoqué par F. Horvath et L. Royden (1981) pour expliquer l'extension dans le Bassin Pannonien.

Le seul cas ou le problème de distinction de phases ne se pose pas est celui d'épisodes successifs radicalement différents : par exemple la compression NE-SW qui succède à la distension E-W en Franconie. Les choses sont alors claires et on peut parler de phases tectoniques distinctes.

Un autre problème est celui de la durée d'une phase tectonique, ou plutôt de la permanence d'un état de contrainte. Il est probable que celle-ci doit être très variable d'une phase à l'autre. Si on peut envisager par exemple que la compression N-S dans la plate-forme européenne a pu se maintenir durant la majeure partie du Paléogène, la compression NE-SW n'a sans doute duré que quelques millions d'années entre la fin de l'Oligocène et le Burdigalien. La durée pendant laquelle un champ de contrainte reste "stable" peut donc être très variable et il convient de garder à l'esprit qu'une phase tectonique peut représenter une longue période de déformation, comme un épisode relativement bref.

L'analyse des populations de failles et la reconstitution des états de contrainte correspondants m'a amenée, pour des raisons de commodité, à les présenter comme successifs et distincts. J'ai généralement employé le terme d'épisode tectonique, plus "souple", que celui de phase. On retiendra de ce qui précède qu'il s'agit parfois là d'un artifice de présentation et que plusieurs épisodes peuvent appartenir à une seule véritable phase.

CHAPITRE II

DÉFORMATIONS CASSANTES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

CHAPITRE II

DÉFORMATIONS CASSANTES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

I. STRUCTURE GÉNÉRALE DE LA PLATE-FORME EUROPÉENNE.

L'Europe du Nord est affectée, en avant des Alpes occidentales, centrales et orientales, par des systèmes de failles décrochantes et/ou normales correspondant à des dislocations profondes. Les jeux de ces grandes zones de dislocation paraissent directement liés à la répartition des contraintes engendrées par la collision Afrique-Eurasie(F. Bergerat et J. Geyssant, 1980), comme l'avaient déjà pressenti J.H. Illies (1974), C. Sengor (1976) et J.F. Dewey (1977) et suivant un modèle de poinçonnement appliqué à l'Europe par P. Tapponnier (1977).

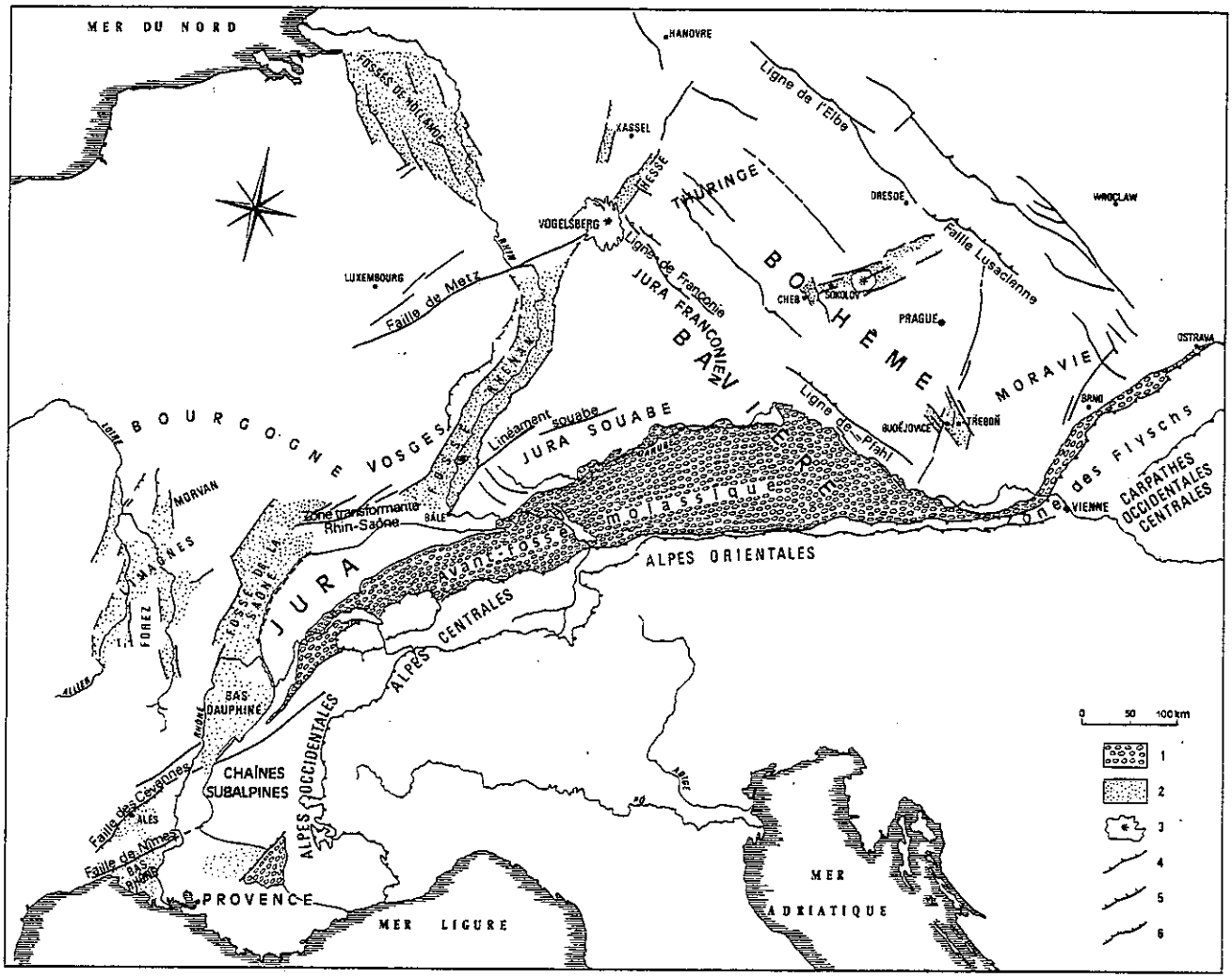
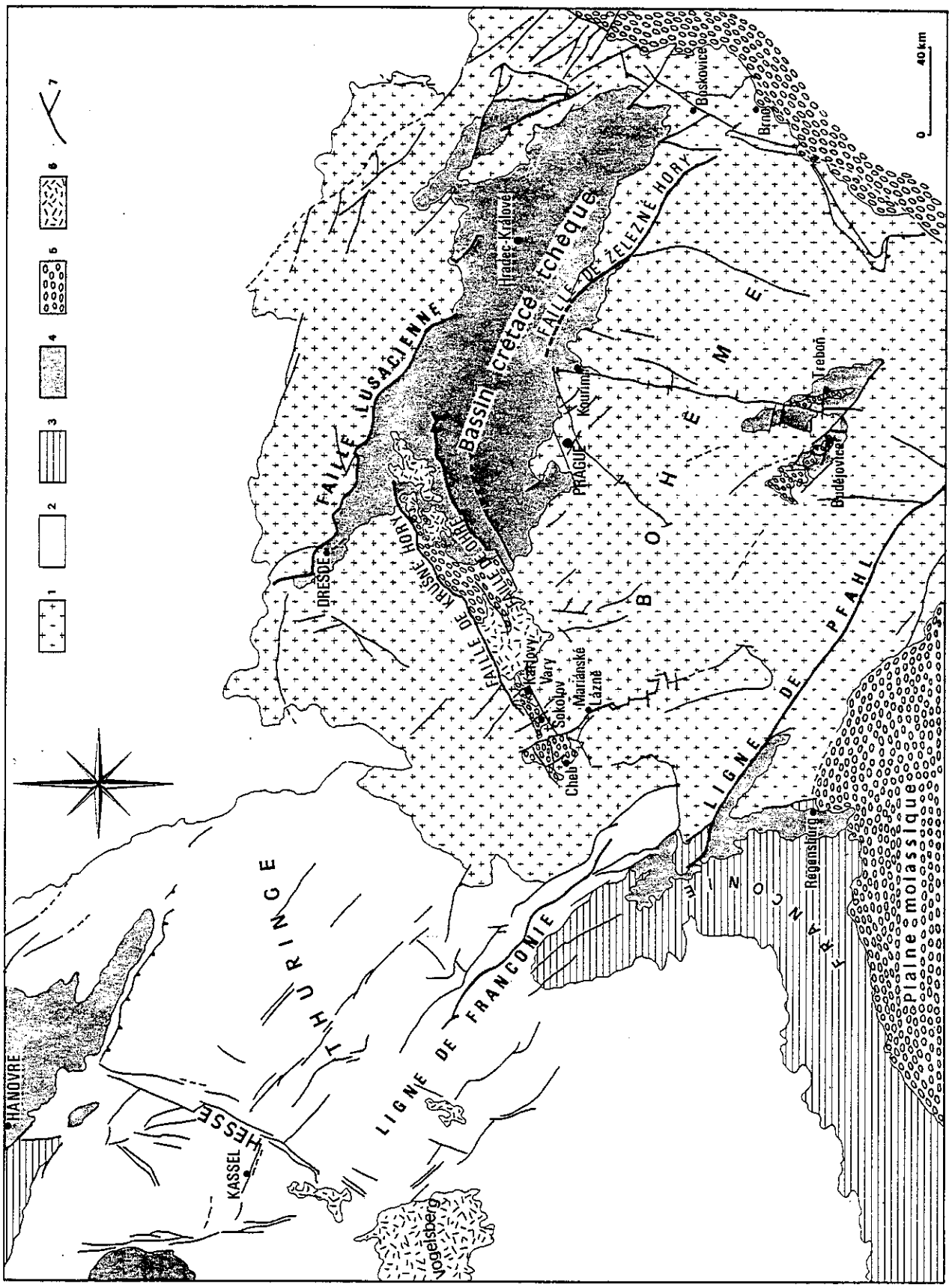


Fig. 32. - Situation du triangle germano-tchèque dans les structures tectoniques cassantes de la plate-forme européenne (d'après F. Bergerat et J. Geyssant, 1980).

1, molasse ; 2, formations tertiaires des fossés tectoniques ; 3, édifice volcanique tertiaire ; 4, chevauchement alpin ; 5, faille inverse ; 6, faille normale.


1
2
3
4
5
6
7
0
40 km
FAILLE LUSACIENNE
Bassin crétacé tchèque
FAILLE DE ŽELEZNÉ HORY
KRUŠNÉ HORY
FAILLE DE L'ERZGEBIRGE
BOHÊME
DRESDE
PRAGUE
Hradec-Králové
Boskovice
Brno
Kourim
Trebon
Budějovice
Karlovy Vary
Sokolov
Mariánské Lázně
Cheb
LIGNE DE PFAHL
JURA
LIGNE DE FRANCONIE
HESSE
HANOVRE
KASSEL
Vogelsberg
Regensburg
Plaine molassique

L'emboutissement de l'Europe du Nord par le promontoire adriatique de la plaque Afrique se traduit en effet, au front des Alpes centrales et orientales, par la formation d'un "coin" (fig.32) basé sur le front alpin et limité à l'Est par les coulissements dextres bohémiens et tchèques d'azimut moyen 120-130 et à l'Ouest par les coulissements sénestres rhéno-rhodaniens d'azimut moyen 015-030. Ce coin a été appelé : triangle germano-tchèque (F. Bergerat et J. Geyssant, 1980) ou Süddeutschenscholle (W. Carlé, 1955). Le bord occidental de ce triangle ne se limite pas en fait à la seule Allemagne puisque le système d'accidents qui le constitue se prolonge vers le Sud jusqu'à la Méditerranée, dans l'avant-pays des Alpes occidentales : c'est le Rift ouest-européen.

L'orientation de ces grandes dislocations indique qu'il s'agit là, au moins *pro parte*, d'une réactivation de fractures hercyniennes ou tardi-hercyniennes du socle de l'Europe du Nord.

La plate forme européenne dans les zones restées tabulaires ou modérément plissées au front de la chaîne alpine centrale et orientale (plate-forme carbonatée de l'Allemagne du Sud) ou dans l'avant-pays alpin occidental (Bourgogne, Haute-Provence) a également constitué un excellent enregistreur des états de contrainte successifs et la déformation cassante y reproduit, à plus petite échelle, des structures de même type que celles observables aux limites du système.

Ce chapitre comprend deux parties, correspondant à deux ensembles dont l'évolution, dans les grandes lignes identique, diffère cependant par l'importance relative de la tectonique en distension dans leur histoire.

- Dans la première partie est exposée l'analyse structurale des grandes lignes de coulissement en bordure du triangle germano-tchèque (ligne de Pfahl, ligne de Franconie) ainsi que des déformations cassantes en son coeur (plate-forme sud-allemande).
- La seconde partie expose l'évolution du Rift ouest européen (du Vogelsberg à la côte méditerranéenne) et de zones peu déformées de l'avant-pays alpin (Bourgogne et Haute-Provence).

Les principales caractéristiques des paléo-champs de contrainte sont rappelées à la fin de chacune de ces deux parties. Leur synthèse globale fait l'objet d'un des thèmes du chapitre III.

II. LE TRIANGLE GERMANO-TCHÈQUE.

La région appelée dans cet ouvrage triangle germano-tchèque, devrait en fait être appelée triangle germano-tchèque s.s.. On peut en effet distinguer, basés sur le front alpin, deux triangles emboités : l'un limité à l'Ouest par le Fossé rhénan et à l'Est par les lignes de Pfahl et de Franconie et dont l'apex se situe au niveau de l'édifice volcanique du Volgelsberg : c'est le triangle germano-tchèque s.s., l'autre dont le bord occidental est constitué toujours par le Fossé rhénan, prolongé au Nord par la dépression de Hesse et dont la ligne de l'Elbe et la faille lusacienne forment le bord oriental, la pointe du triangle se trouvant à la latitude de Hanovre : c'est le triangle germano-tchèque s.l. (fig.32).

Fig. 33. - Le massif de Bohême et la bordure orientale du triangle germano-tchèque.

1, Socle bohémien ; 2, Paléozoïque-Trias ; 3, Jurassique ; 4, Crétacé supérieur ; 5, Paléogène-Néogène ; 6, Roches basiques miocènes ; 7, Accident majeur, faille.

Entre les deux bordures orientales de ces deux triangles emboités, la Thuringe, la Bohême et la Moravie sont également affectées d'un système de failles de même direction NW-SE. Cette région n'a pas fait l'objet d'une analyse de terrain, mais une approche bibliographique sommaire permet d'en dégager les principaux traits et confirme qu'ils procèdent bien de la même logique que la zone qui a fait l'objet de l'étude de terrain.

A. ZONE DE DISLOCATION ORIENTALE (fig.33).

La plupart des failles qui affectent le Massif de Bohême sont d'âge varisque et saxonien, leurs directions principales sont NE-SW, NW-SE et N-S (J. Svoboda *et al.*, 1966). Le développement du bassin crétacé tchèque dans la partie nord-est du Massif de Bohême a été controlé par certaines de ces failles et principalement celles de direction NW-SE et WNW-ESE. La sédimentation a été affectée par des mouvements synsédimentaires en extension, en particulier durant le Turonien moyen et le Sénonien inférieur. Ces failles ont ensuite été rajeunies au cours du Tertiaire.

L'examen des cartes géologiques à 1/500 000 et 1/200 000 de la Tchécoslovaquie permet de trouver des traces de coulissement dextre le long de plusieurs accidents de direction moyenne N120-130. Le plus important de ces accidents court de Hanovre au NW jusqu'à Brno au SE, il est particulièrement spectaculaire entre Dresde et Brno où il est connu sous le nom de **faille lusacienne** et limite vers le Nord le bassin crétacé tchèque. Son jeu coulissant dextre est bien visible, ainsi d'ailleurs que sur ses accidents satellites, dans la région à l'Ouest d'Ostrava, de même que dans le Karst morave et sa bordure septentrionale. D'autres accidents décrochants dextres, de direction N150-160 s'observent au Sud du précédent, sur la bordure méridionale du bassin crétacé tchèque (région de Boskovice), représentant les fractures R d'un système de Riedel.

En Thuringe, existe également un système de failles parallèles à la ligne de Franconie et là encore des accidents N150-160 dextres peuvent constituer les fractures R de ce système de décrochements, en particulier dans la région de Mariánské Lázně (Marienbad) où ils provoquent le décalage de filons d'ortho-amphibolites dans l'Algonkien. Dans le Sud de la Bohême, l'accident Treboň-Kourim N10 constitue un décrochement sénestre conjugué de ce système important de coulissements dextres.

Durant l'Oligocène, quelques structures distensives se manifestent, mais dont l'ampleur n'est pas comparable à celles qui se développent à l'Ouest. Les deux **bassins de Bohême du Sud** (bassin de Budějovice et de Treboň) qui occupent deux dépression à l'intérieur du complexe cristallin moldanubien, résultent *pro parte* de cet épisode distensif. Les systèmes de failles qui les caractérisent ont été initiées au moins durant l'orogène varisque et ces bassins avaient déjà fonctionné en tant que tels au Crétacé supérieur (formation Klikov). A l'Oligocène, les dépôts peu épais de la formation Lipnice témoignent du jeu normal à cette époque des failles NW-SE bordant le bassin de Budějovice à l'Est et à l'Ouest et le bassin de Treboň à l'Est, et les failles NNE-SSW qui les limitent respectivement l'un au Sud et l'autre à l'Est.

En Bohême du Nord, les dépôts détritiques Staré Sedlo, d'âge oligocène sont également en faveur d'un fonctionnement du bassin de Cheb à cette époque, avec en particulier sur son bord oriental un jeu normal de la faille de Mariánské Lázně.

Postérieurement à cet épisode distensif, un serrage NE-SW se traduit par le jeu en faille inverse de la faille lusacienne amenant le socle bohémien à chevaucher le Crétacé du bassin tchèque.

Enfin, dans la partie septentrionale du massif de Bohême se développe, au Miocène, une série de structures distensives de direction N60-70. Le bassin le plus occidental de cette série est le **bassin de Cheb**, avec cette fois un allongement ENE-WSW. Puis, à l'Est de la faille de Mariánské Lázně, se situe le **bassin de Sokolov**, large d'une dizaine de kilomètres, lui aussi marqué par des failles longitudinales ENE-WSW, les plus importantes étant les failles de Krušné hory et d'Ohře, dont le jeu a été contemporain de la sédimentation néogène (J. Svoboda *et al.*, 1966). Quelques failles transversales, de direction NW-SE, ont également été actives à cette époque, en particulier dans la région de Karlovy vary (Karlsbad). Poursuivant vers l'Est le bassin de Sokolov, viennent ensuite les bassins nord-bohémiens, larges d'environ 25 kilomètres et toujours bordés au Nord par la faille de Krušné hory. La sédimentation dans cet ensemble de bassins est caractérisée par des conglomérats, des argiles, des sables ainsi que des couches de charbon. Un volcanisme alcalin important associé à ces fossés s'est mis en place au Miocène inférieur pour une première phase et au Miocène supérieur pour la seconde. Cette activité volcanique est à relier à l'arc volcanique bohémo-silésien long d'environ 500km (J.Svoboda *et al.*, 1966).

Cette brève étude cartographique et bibliographique du socle bohémien et de sa couverture crétacée et tertiaire permet de présenter grossièrement la succession des diverses déformations cassantes affectant le bâti européen au cours du Tertiaire. On verra, dans la suite de cet ouvrage, que ces tectoniques successives s'intègrent parfaitement dans le cadre général de l'évolution de l'ensemble de la plate-forme européenne.

B. PLATE-FORME SUD-ALLEMANDE.

1) ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE : BASSIN GERMANIQUE MÉRIDIONAL (fig.34).

Il n'est pas inutile avant d'aborder l'analyse structurale du triangle germano-tchèque de voir rapidement la répartition et la nature des terrains qui ont fait l'objet de mesures, ne serait-ce que pour les calculs des valeurs de contraintes. L'évaluation de la surcharge lithostatique nécessite en effet de connaître l'épaisseur des diverses formations au moment des déformations envisagées.

En Europe centrale, la sédimentation était, au Mésozoïque, répartie en deux grands bassins séparés par les massifs rhénan et bohémien : le bassin germano-polonais et le bassin germanique méridional (M. Malkovsky, 1980). C'est à ce dernier qu'appartient la région du triangle germano-tchèque.

Au Trias, les deux bassins se reliaient par dessus la Hesse. Dans le bassin germanique méridional le Trias est complet, son épaisseur maximale est estimée à environ 1500m.

Au Jurassique inférieur et moyen, les deux bassins communiquaient encore par la Hesse, la séparation a eu lieu au Jurassique supérieur lors de la jonction des massifs rhénan et bohémien en un seul bloc émergé (fig.34). Le Lias a, dans le bassin méridional, une épaisseur de 100 à 150m ; l'abondance d'argiles sombres le fait appeler dans le Jura souabe "Schwarzer Jura". Le Dogger calcaréo-sableux a une épaisseur d'environ 300m ; la présence d'oolithes ferrugineuses lui a donné son nom de "Brauner Jura". Le Malm est surtout caractérisé par les calcaires dont la couleur blanche lui a valu l'appelation de "Weisser Jura". Il est très connu pour le calcaire lithographique finement stratifié du Malm ε de Solnhofen (où a été découvert l'*Archaeopterix*) qui est exploité dans de nombreuses carrières. Le bassin sud-germanique s'est asséché au Tithonique, d'abord dans le Jura souabe puis dans le Jura franconien. La succession des divers niveaux du Jurassique, restés subtabulaires, induit une topographie en gradins (fig.50), ceux du Malm portant fréquemment les châteaux caractéristiques du paysage souabe.

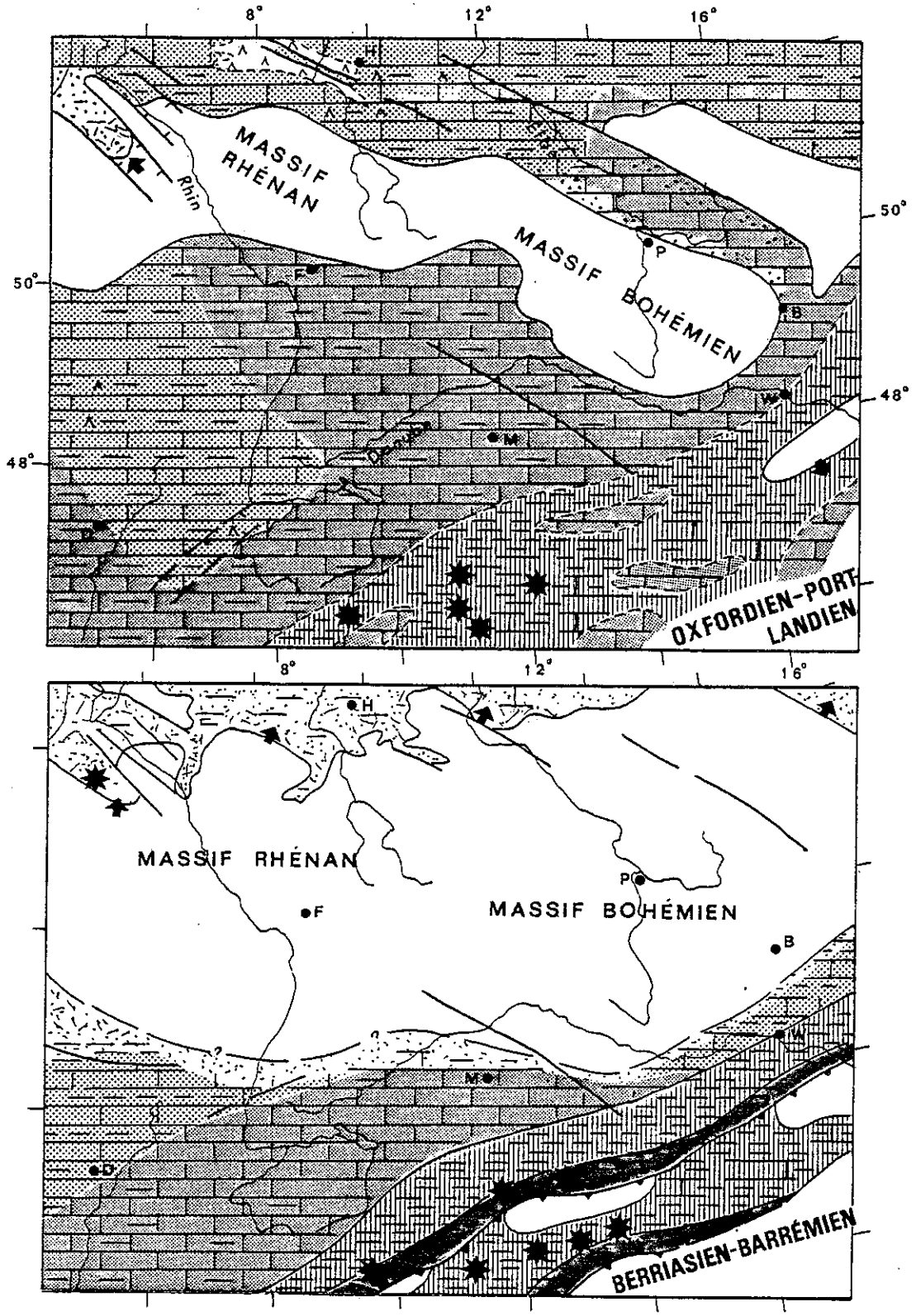
Au Crétacé inférieur, le bassin germanique méridional est exondé (fig.34). Ce n'est qu'au Cénomanien que la sédimentation reprend dans un bassin marin NW-SE, au Sud-Ouest du Massif bohémien. Ce bassin s'accroît jusqu'au Campanien supérieur puis la régression s'amorce au Nord dès le Santonien et se termine au Sud au début du Danien, achevant l'existence du bassin germanique méridional (M. Malkovsky, 1980). L'épaisseur complète du Crétacé supérieur est de l'ordre de 500m.

Au Tertiaire, la sédimentation, dans la région qui nous intéresse, est limitée à l'avant-fosse molassique, à la base du triangle germano-tchèque ; ainsi qu'aux fossés oligocènes sur sa bordure occidentale et aux fossés, essentiellement miocènes, de Bohême du Nord.

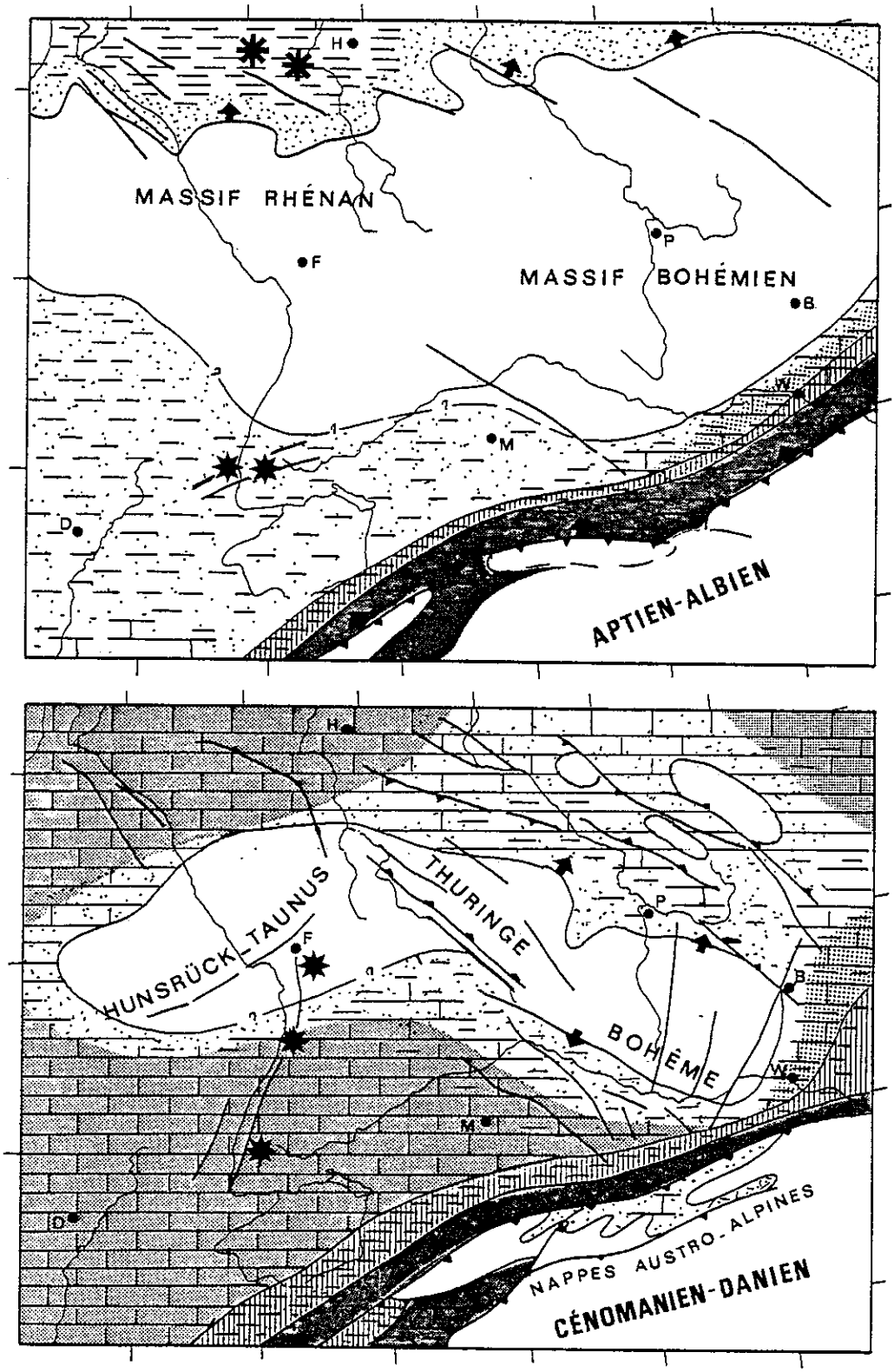
au verso

Fig. 34. - Cartes paléogéographiques du bassin germanique méridional au Jurassique et au Crétacé (d'après P.A. Ziegler, 1982).

B : Brno ; D : Dijon ; F : Frankfurt ; H : Hannover ; M : München ; P : Praha ; W : Wien.



Lithologie	Milieu de sédimentation
	Aires émergées
sable	continental, lacustre
sable	détritique:deltaïque,côtier, marin peu profond
argile	argileux, marin peu profond
argile et sable	marin peu profond



calcaire — carbonaté, principalement marin peu profond

calcaire argileux — marin peu profond

argile — argileux, marin peu profond

sable — détritique, marin profond

évaporites

roches volcaniques

roches intrusives

chevauchement ou faille inverse

faille normale

direction de l'afflux détritique

2) JURA FRANCONIEN, LIGNES DE PFAHL ET DE FRANCONIE.

Le Jura franconien est limité à l'Est par les accidents bordiers du massif bohémien, qui constituent également la limite orientale du triangle germano-tchèque s.s. : ligne de Franconie et partie septentrionale de la ligne de Pfahl. Cette dernière se poursuit au Sud-Est dans les roches métamorphiques et les granites hercyniens de la forêt bavaroise.

La tectonique cassante est observable dans cette région aussi bien à l'échelle linéamentaire qu'à celle de l'affleurement, que ce soit dans les formations sédimentaires mésozoïques de Franconie (M. Siebenhüner, 1968) ou dans le socle bohémien (N. Stovićková, 1980). Les observations et les mesures ont été effectuées d'une part dans la partie

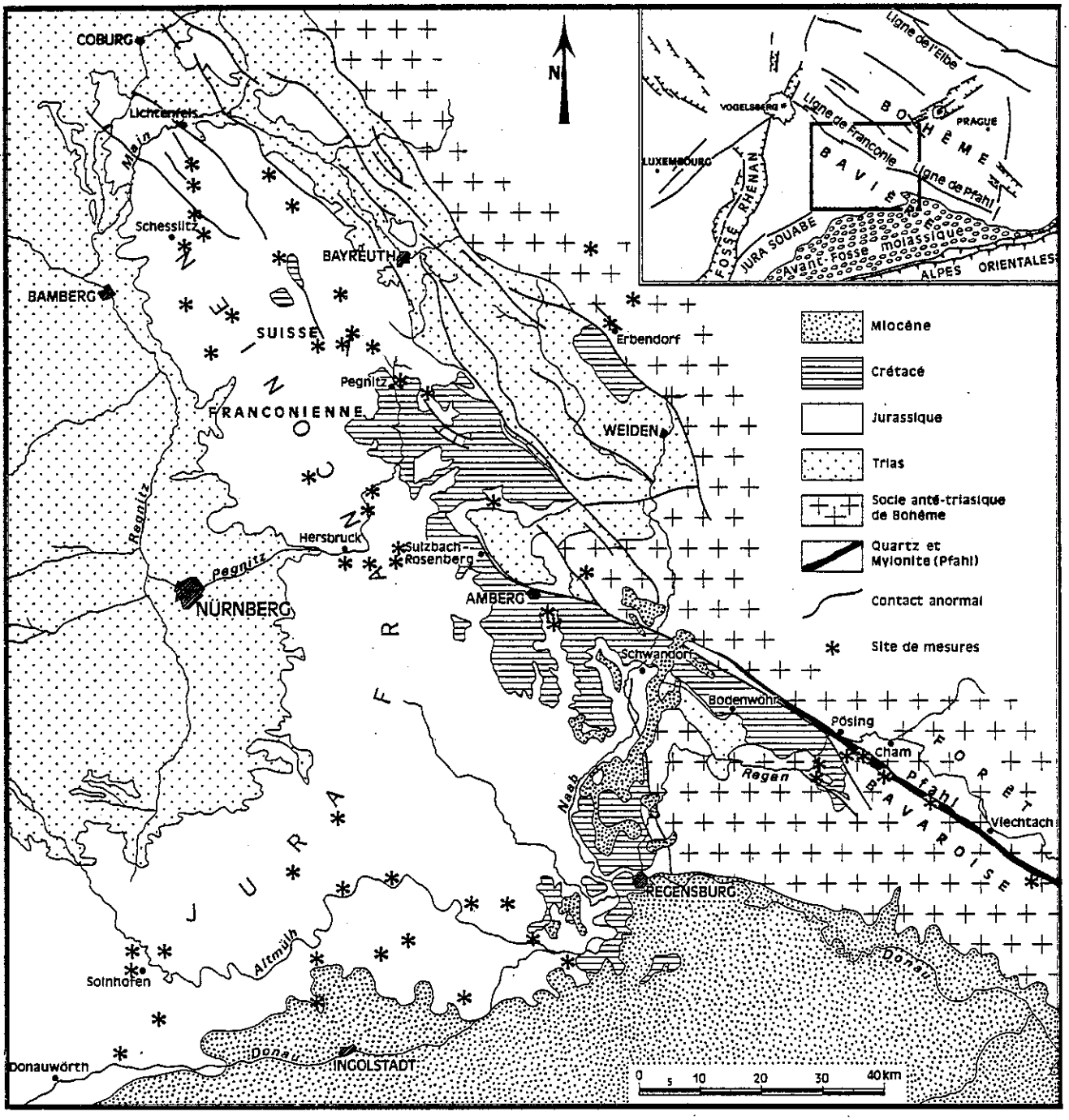


Fig. 35. - Carte géologique du Jura franconien (d'après W.Carlé, 1955; Geologische Karte von Bayern 1/500 000, 1964).

Les astérisques représentent les principaux sites de mesures. Dans le cartouche: situation de la région dans le triangle germano-tchèque.

Jurassique de la Franconie au Nord du parallèle Nürnberg-Amberg ainsi que dans le Sud de cette région entre Solnhofen et Regensburg, et d'autre part à proximité des accidents constituant la ligne de Pfahl (entre Vietach et Amberg) et la ligne de Franconie (réseau de failles de la région de Coburg-Bayreuth-Erbendorf) (fig.35).

Au Nord, le secteur jurassique étudié correspond à peu près à la région de la **Suisse franconienne**, les couches y dessinent un vaste synclinal entre Bamberg et Bayreuth avec des plongements pouvant atteindre une vingtaine de degrés vers l'Ouest près de Bayreuth. Dans le Sud de la Franconie, les assises mésozoïques sont subtabulaires, comme plus à l'Ouest dans le Jura souabe.

A l'Est du Jura franconien, **la ligne de Franconie** longe le massif bohémien depuis Weiden au Sud et se poursuit au Nord jusqu'au Vogelsberg. Elle est constituée dans sa partie méridionale, entre Weiden et Coburg, par un réseau de failles NW-SE formant un couloir large d'environ 20 km et affectant la série mésozoïque (surtout triasique). La faille la plus orientale limite vers l'Ouest, sur une centaine de kilomètres, le massif de Bohême. Les mesures concernant ce système de failles ont été effectuées dans les terrains mésozoïques entre la vallée du Main au Nord (région de Lichtenfels) et celle du Pegnitz au Sud (région de Pegnitz), ainsi que dans les roches cristallophylliennes de la région d'Erbendorf.

Vers le Sud-Est,**la ligne de Pfahl** s'allonge sur environ 200 kilomètres de Sulzbach-Rosenberg au Nord jusqu'à la vallée du Danube au Sud (dans la région de Linz), suivant une direction N125-130. Elle correspond à un accident unique au sein du socle bohémien dans sa partie méridionale et constitue au Nord, à partir de la vallée de la Regen (à Pösing), la limite Mésozoïque-socle cristallin. Cette étude concerne la partie septentrionale de cet accident depuis Viechtach jusqu'à Sulzbach-Rosenberg ; les mesures ont été faites soit sur l'accident lui-même, souvent matérialisé par une zone très silicifiée ("mur de quartz"), soit dans son environnement proche : cristallin dans les environs de Cham, sédimentaire dans la région d'Amberg.

a) Géométrie et mécanismes de la fracturation.

L'analyse statistique en termes de fréquences des nombreuses données recueillies (plus d'un millier, dans une soixantaine de sites) a conduit à l'établisement de rosaces. Celles présentées ici sont axées sur deux secteurs : -le Nord de la Franconie et les lignes de Pfahl et de Franconie, -le Sud de la Franconie.

La ligne de Franconie et la ligne de Pfahl correspondent à des accidents anciens ayant rejoué à diverses reprises depuis la fin des temps hercyniens. Leur rôle n'est pas négligeable dans la sédimentation du Permien supérieur au Crétacé. Le filon de quartz de la ligne de Pfahl recoupe localement les grès du Dogger et la dernière silicification doit être tertiaire, probablement oligocène (G. Knetch, 1963). Elle a joué en particulier au Cénozoïque en décrochement dextre (J.H. Illies, 1974 ; F. Bergerat et J. Geyssant, 1980). Immédiatement à l'Ouest de Röding, dans une carrière de la vallée de Regen, le Crétacé repose en discordance sur le granite du socle bohémien ; nous avons pu y observer quelques accidents communs aux deux formations, ce qui permet bien de considérer qu'une partie de la fracturation du socle bohémien est d'âge cénozoïque.

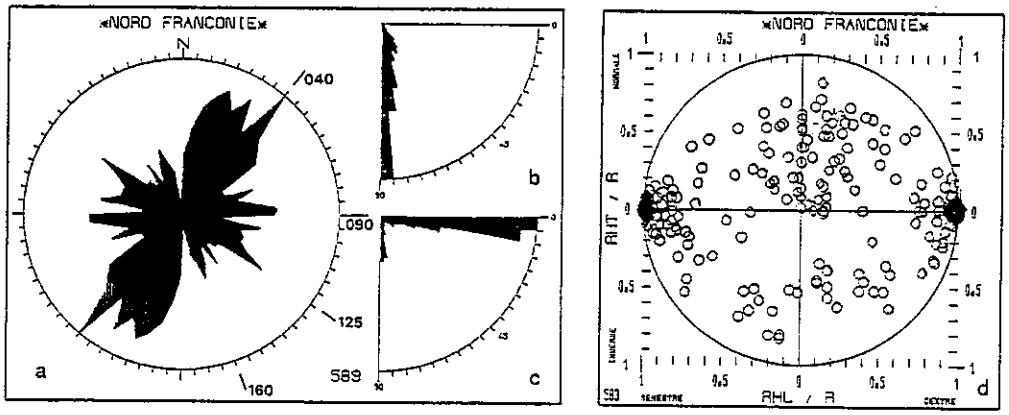


Fig. 36. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Nord de la Franconie.

La rosace des directions de failles montre 4 directions principales (fig.36a) : la plus importante est marquée par un pic à 040 dans une famille d'accidents 010-045 représentant 32% des mesures, trois autres pics, moins importants, représentant chacun environ 8% des mesures, marquent les directions 090, 125 et 160. On aurait pu s'attendre à un pic dominant suivant la direction N120-140 des lignes de Pfahl et de Franconie, or c'est un des pics mineurs qui leur correspond. On peut expliquer cette "anomalie" par le petit nombre de sites favorables aux observations sur les accidents principaux (en particulier sur la ligne de Pfahl) et donc le nombre de mesures réduit suivant leur direction. Par contre les fractures de deuxième ordre 145-165 apparaissent bien et surtout les accidents conjugués 035-045. La rosace des valeurs de plongements montre que la plupart des failles sont subverticales, en effet plus de 70% d'entre elles ont une inclinaison comprise entre 70° et 90°. La rosace des inclinaisons de stries sur les miroirs de failles (pitches) et le diagramme d de la figure 36 indiquent que 70% d'entre eux ont eu un mouvement horizontal décrochant (pitch de 0 à 25°), seuls 25% des accidents ont eu un jeu vertical normal ou inverse (pitch de 70 à 90°).

La région subtabulaire du Sud de la Franconie ne présente pas d'accidents importants à l'échelle régionale. On ne retrouve pas sur les rosaces des directions de failles, la direction caractéristique des lignes de Pfahl et de Franconie. Le pic principal est suivant la direction 010-025 (25% des mesures), un pic moins marqué apparait à 090-120 et deux petits pics à 055 et 150. 55% des failles ont eu un jeu vertical (dont 75% normal et 25% inverse) et 20% seulement un jeu en décrochement, les 30% restant sont des failles à jeu oblique (pitch de 25 à 70°) (fig.37).

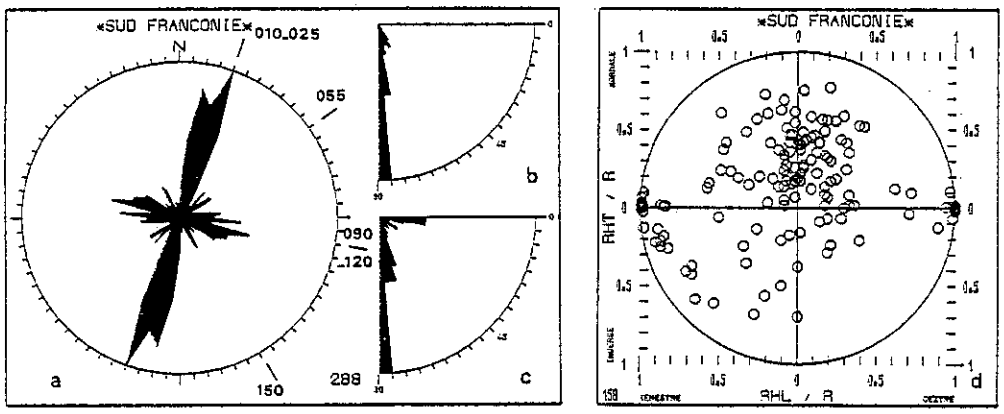


Fig. 37. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Sud de la Franconie.

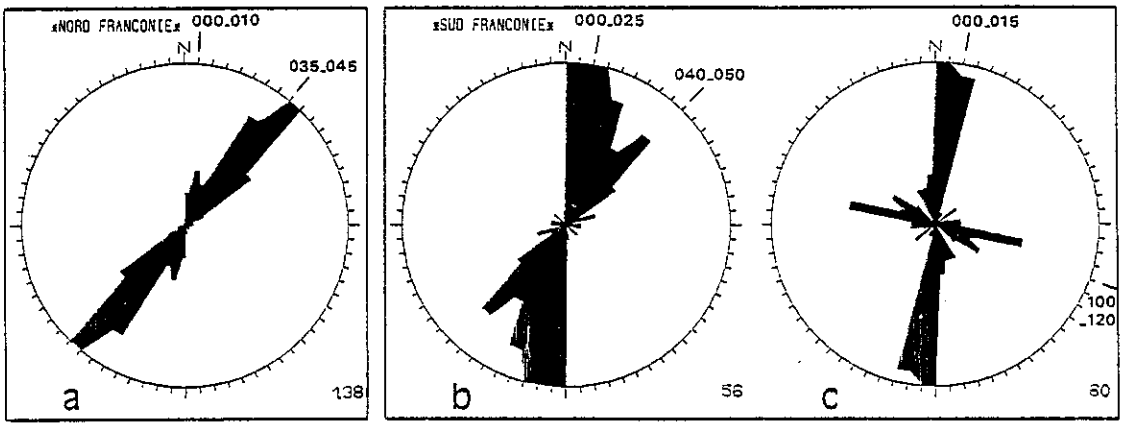


Fig. 38. - Rosaces de fréquence des stylolites tectoniques (a, b) et des fentes de tension (c) mesurés en Franconie.

La rosace des directions des stylolites tectoniques indique dans le Nord de la Franconie deux directions de compression dont une très bien marquée à 035-045, l'autre à 000-010 (fig.38a). Le nombre de fentes de tension mesurées n'était pas suffisant pour obtenir une rosace significative. Dans le Sud de la Franconie on retrouve, sur la rosace de directions des pics stylolitiques, ces deux directions de raccourcissement, à peu près identiques, à 000-025 et 040-050, mais c'est ici la compression subméridienne qui est prépondérante. La rosace des directions de fentes de tension confirme la compression subméridienne avec un pic prédominant à 000-015, de plus elle fait apparaître une autre direction de raccourcissement vers 100-120 (fig.38b,c). L'analyse cinématique des miroirs striés va permettre de retrouver et de préciser ces états de contrainte.

b) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants.

Les mouvements suivant les lignes de Pfahl et de Franconie et la fracturation au sein de la série mésozoïque du Jura franconien ont pû être rapportés à une suite de six épisodes tectoniques cassants du Crétacé à l'époque actuelle (F. Bergerat et J. Geyssant, 1983).

Les diagrammes des figures 39, 41, 43, 44, 47 et 48 correspondent au regroupement d'un certain nombre de sites par régions : -le long de la ligne de Pfahl : Cham, Amberg ; -sur la ligne de Franconie s.l. : Bayreuth-Pegnitz, Erbendorf, Lichtenfels-Sechsslitz ; -au sein de la suisse franconienne : Hersbruck ; -dans le Sud de la Franconie : Solnhofen, Altmühltal.

1) Distension N-S (fig.39).

Limité à la partie sud de la Franconie, un épisode de distension sensiblement N-S est à l'origine d'un système de failles normales d'azimut 080-120. L'analyse de ces failles indique que le champ de contrainte était caractérisé par une contrainte principale maximale σ_1 subverticale et une contrainte principale minimale σ_3 horizontale et subméridienne (fig.40).

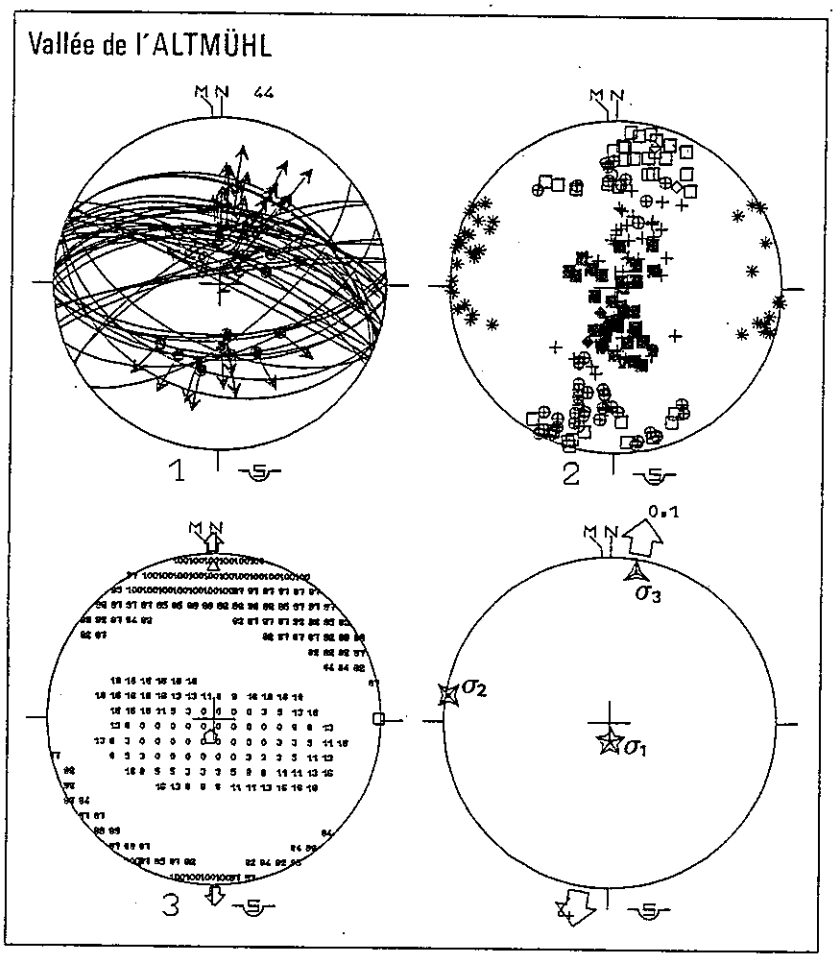


Fig. 40. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Malm de la vallée de l'Altmühl : distension N-S.

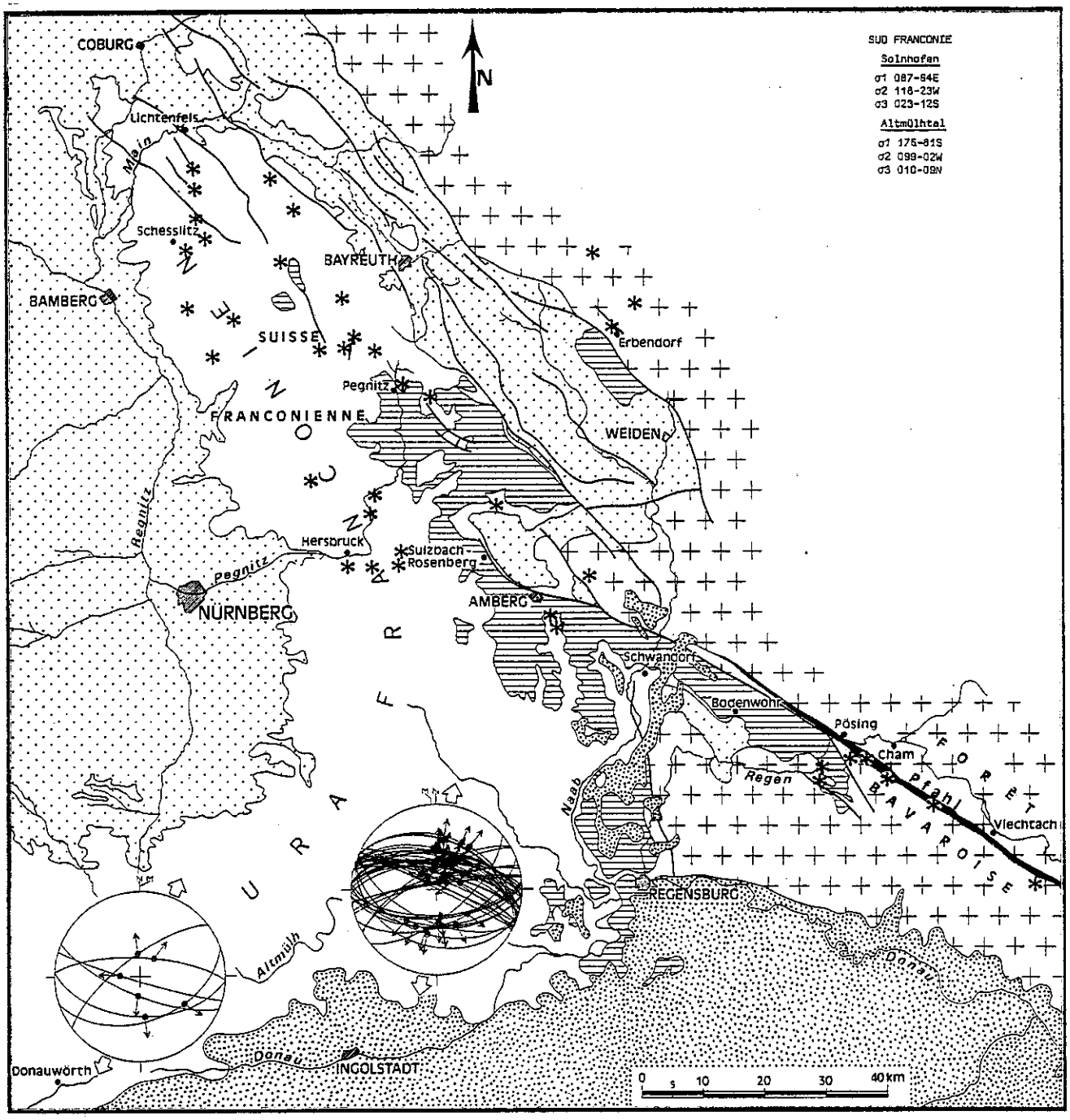


Fig. 39. - Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : distension N-S.

Cette distension n'a pu être datée de façon absolue, mais elle est antérieure à la compression N-S, comme l'atteste le rejeu en failles inverses de nombreuses failles E-W. C'est le cas par exemple à Pfraundorf, dans la vallée de l'Altmühl où plusieurs failles d'azimut moyen 090-110 jouent clairement d'abord en failles normales puis en failles inverses-sénestres.

2) Compression N-S (fig.44).

Les grandes failles NW-SE (lignes de Pfahl et de Franconie) montrent un jeu décrochant dextre dont l'importance est difficile à évaluer. Les décrochements dextres N 150-170 correspondent aux fractures R de Riedel, cela pourrait être le cas de l'accident limitant les séries mésozoïques à l'Est d'Amberg ; alors que les nombreux décrochements sénestres NE-SW peuvent être interprétés comme des accidents conjugués de ceux à jeu dextre (fig.42). Dans tout le Jura franconien, ces décrochements s'accompagnent de failles

inverses de direction moyenne E-W, ainsi que de fentes de tension et de nombreux stylolites tectoniques subhorizontaux sensiblement subméridiens (azimut 000-030).

Ce système de failles et les marqueurs de la compression caractérisent un état de contrainte où la contrainte principale maximale σ_1 est subméridienne et horizontale et la contrainte principale minimale σ_3 est également horizontale et E-W.

Cet épisode est clairement antérieur à une période de distension E-W qui réutilise, pour partie, les accidents NW-SE en failles normales, notamment le long de la ligne de Pfahl.

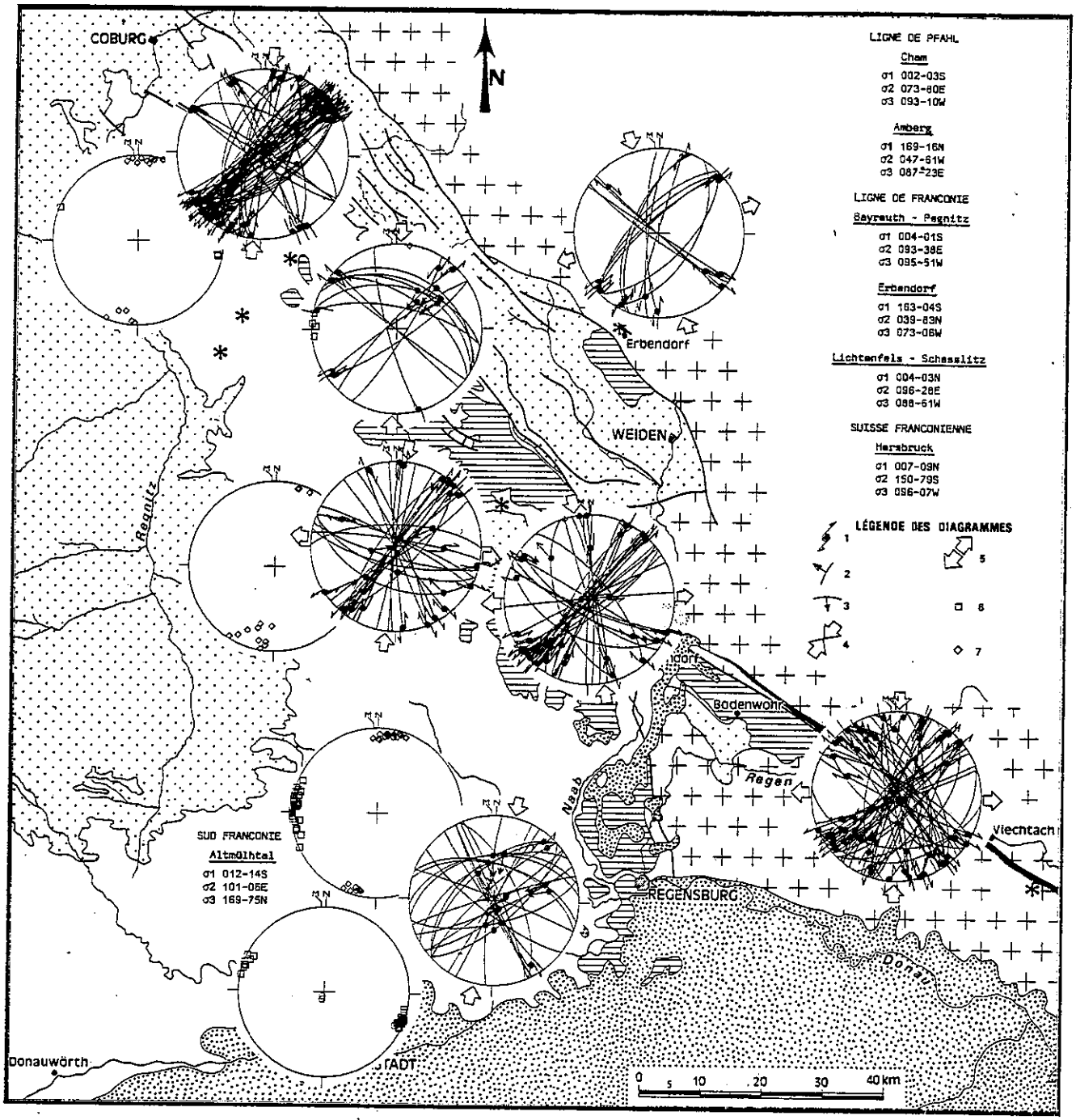


Fig. 41. - Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : compression N-S.

Légende commune aux figures 39, 41, 43, 44, 47 et 48 :
1, jeu décrochant ; 2, jeu normal ; 3, jeu inverse ; 4, direction probable de compression ; 5, direction probable d'extension ; 6, pôle de fente de tension ; 7, pic stylolitique.

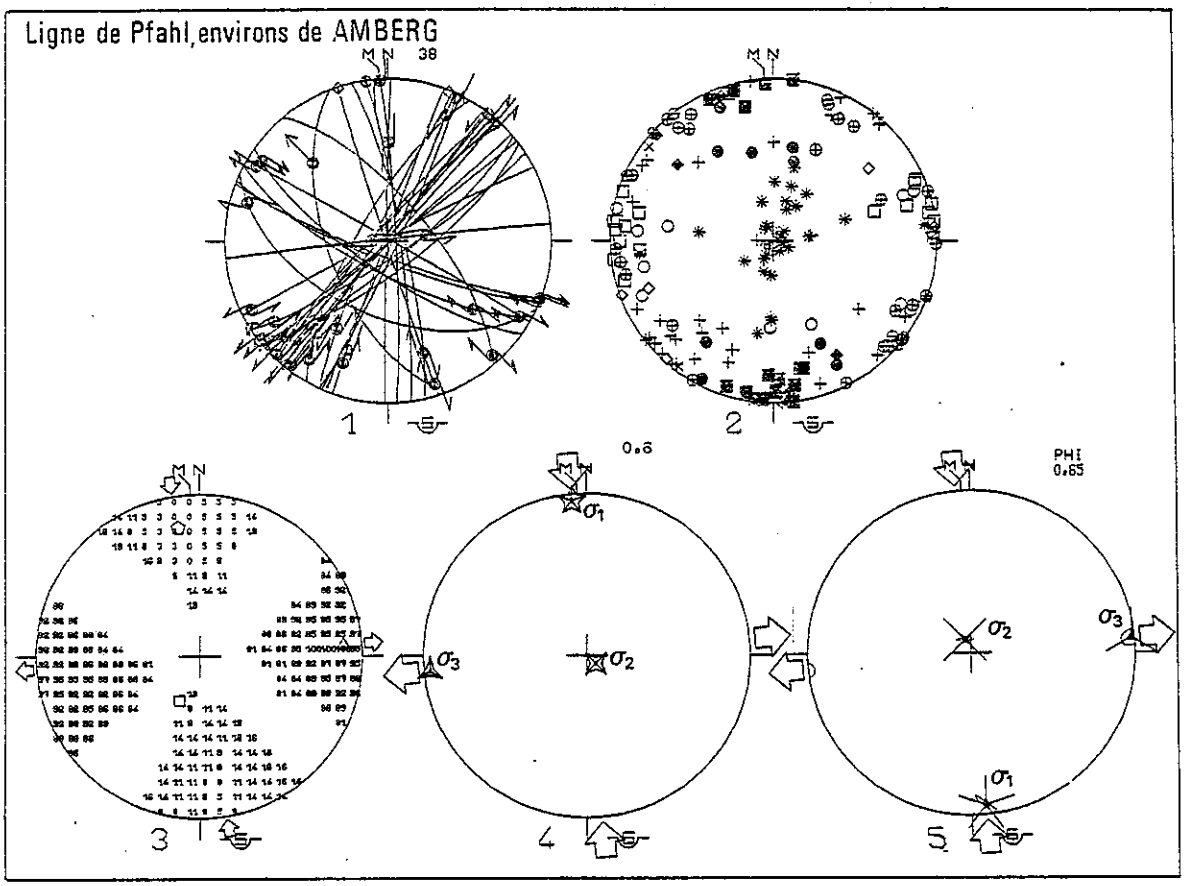


Fig. 42. - Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires du Dogger dans les environs d'Amberg, à proximité de la ligne de Pfahl : compression N-S.

Le diagramme 5 correspond à la détermination du tenseur moyen des contraintes par la méthode d'inversion totale (cf. p. 53) ; les axes principaux sont représentés par des étoiles à 5 branches (σ^1), 4 branches (σ^2) ou 3 branches (σ^3) situées dans des ellipses de confiance. On notera la bonne concordance des résultats obtenus par les deux méthodes de calcul.

Cette méthode a également été utilisée pour les sites des fig. 45, 49 et 57.

3) Distension E-W à ENE-WSW (fig.43).

On peut observer, en quelques points, le rejeu en faille normale de la ligne de Pfahl, comme par exemple dans les environs de Cham où plusieurs miroirs portent fréquemment deux familles de stries : l'une subhorizontale indiquant un mouvement dextre, l'autre, nettement postérieure, fortement inclinée, caractéristique d'un jeu normal.

Par ailleurs, l'existence du demi-graben de Bodenwöhr où le Crétacé supérieur est conservé témoigne de ce jeu distensif. La présence de Crétacé supérieur au Sud d'Erbendorf, le long de la ligne de Franconie, permet de supposer qu'elle a pu également avoir un rejeu normal, cependant aucune observation microtectonique n'a pu être faite permettant de l'affirmer. Par contre ce rejeu normal apparaît bien dans la région de Lichtenfels sur le système d'accidents NW-SE parallèles à la ligne de Franconie.

Enfin, en dehors de ces zones faillées, les calcaires jurassiques de la Suisse franconienne, au Sud-Ouest de Bayreuth et dans les environs d'Hersbruck, ne montrent que de rares failles normales soit de même direction que les lignes de Pfahl et de Franconie, soit NNE-SSW.

Ces mêmes calcaires dans la vallée de l'Altmühl, dans le Sud de la Franconie, sont affectés par un plus grand nombre de failles normales, mais là aussi il s'agit, pour

beaucoup, de rejeux d'accidents antérieurs NW-SE et NNE-SSW. Là où il a pu être défini, à proximité des grands accidents NW-SE, le champ de contrainte correspondant présentait une extension horizontale (σ_3) sensiblement ENE-WSW, σ_1 étant verticale ; au sein du Jura franconien σ_3 est plus proche de la direction E-W.

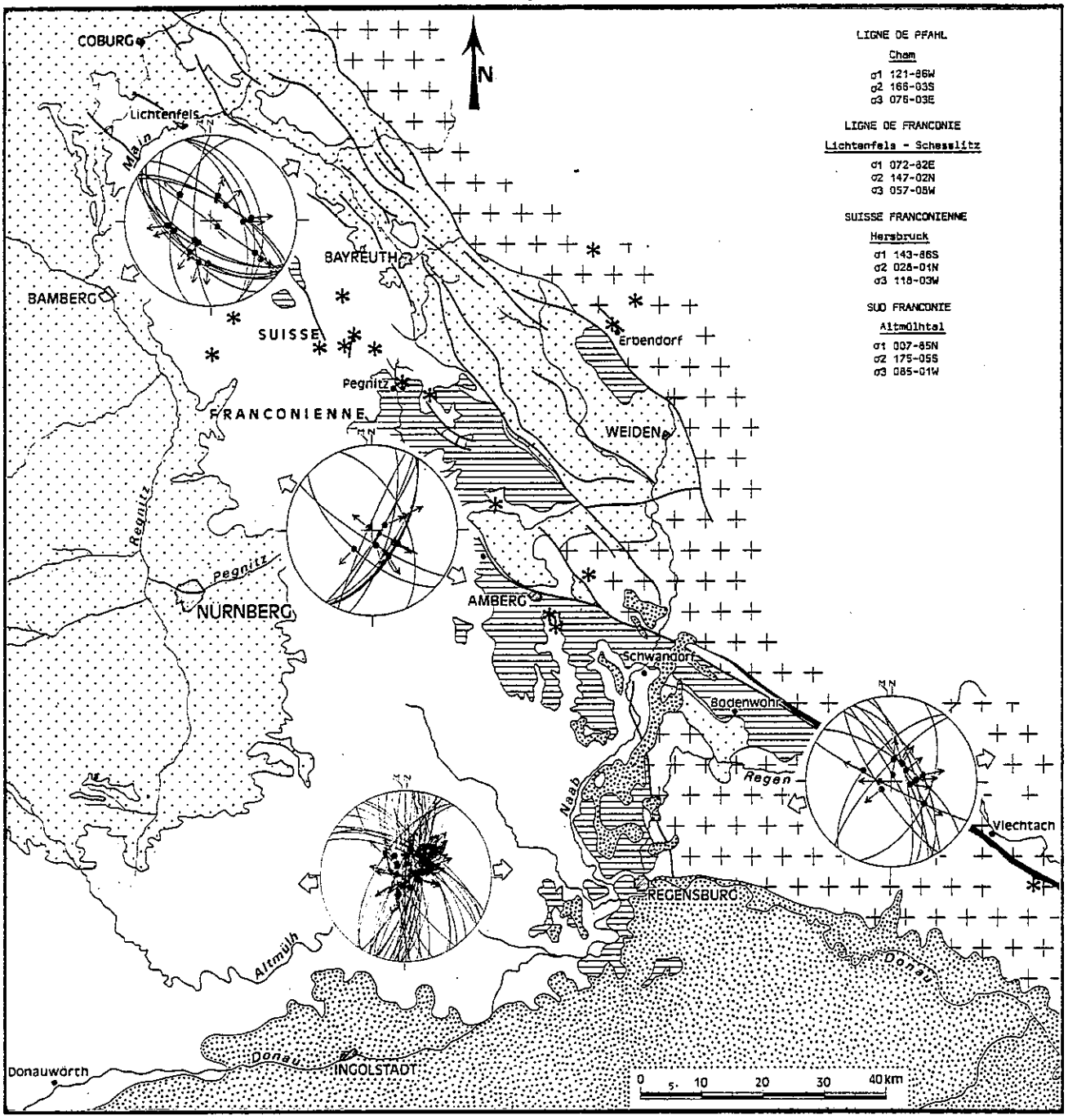


Fig. 43. - Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : distension E-W à ENE-WSW.

4) Compression NE-SW (fig.44).

La ligne de Pfahl dans sa partie septentrionale et la ligne de Franconie au Sud-Est d'Erbendorf ont eu un jeu en faille inverse amenant localement le socle bohémien sur les niveaux du Crétacé supérieur, ces failles inverses étant parfois cachetés par des dépôts miocènes, par exemple au NE de Schwandorf (fig.24). Il existe également de nombreuses failles inverses sensiblement parallèles à ces grands accidents dans la région comprise entre Weiden et Amberg (fig.45).

D'autre part, de nombreux décrochements dextres N-S à NNE-SSW (azimut 000-035) sont visibles dans les couches jurassiques à l'Ouest de la ligne de Franconie (pl.IX-1), ainsi que, mais en moins grand nombre, les décrochements sénestres E-W (azimut 070-090) qui leur sont conjugués (fig.46). Le plancher de la carrière de Lengenfeld près d'Amberg montre bien la trace de ces décrochements conjugués qui affectent un système de cassures antérieur de même direction que la ligne de Pfahl (pl.VIII-2). Les nombreux stylolites tectoniques, surtout en Suisse franconienne, et les fentes de tension, ont une direction NE-SW (azimut 035-045).

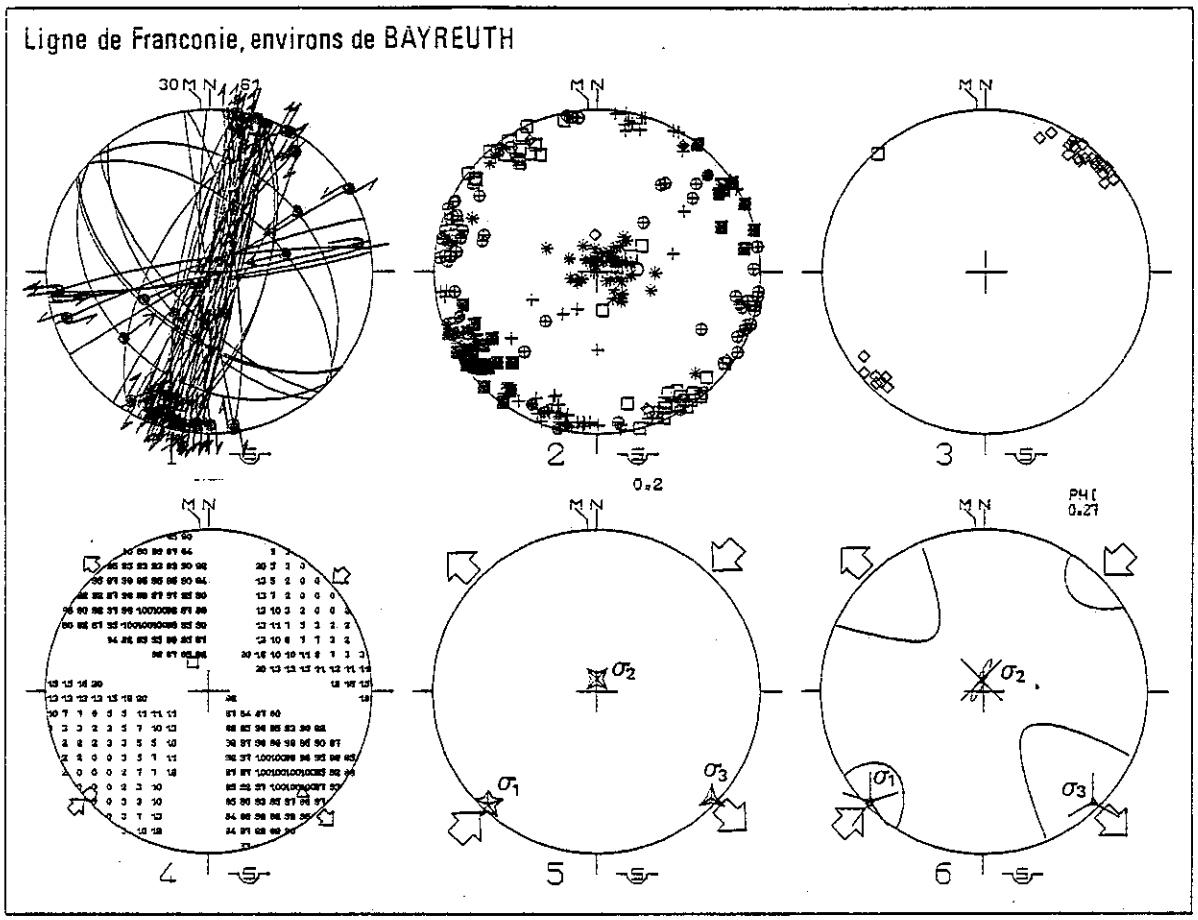


Fig. 45. - Analyse d'une population de failles et de stylolites affectant les calcaires du Lias dans les environs de Bayreuth, à proximité de la ligne de Franconie : compression NE-SW.

Les directions principales du tenseur moyen des contraintes sont NE-SW pour la contrainte principale maximale σ_1 et NW-SE pour la contrainte principale minimale σ_3 qui sont toutes deux horizontales. La formation du synclinal de Franconie (Fränkische Mulde, P. Dorn, 1928) d'axe NNW-SSE est tout à fait compatible avec cet état de contrainte correspondant à un serrage NE-SW, le ploiement des couches étant alors contemporain de cette fracturation.

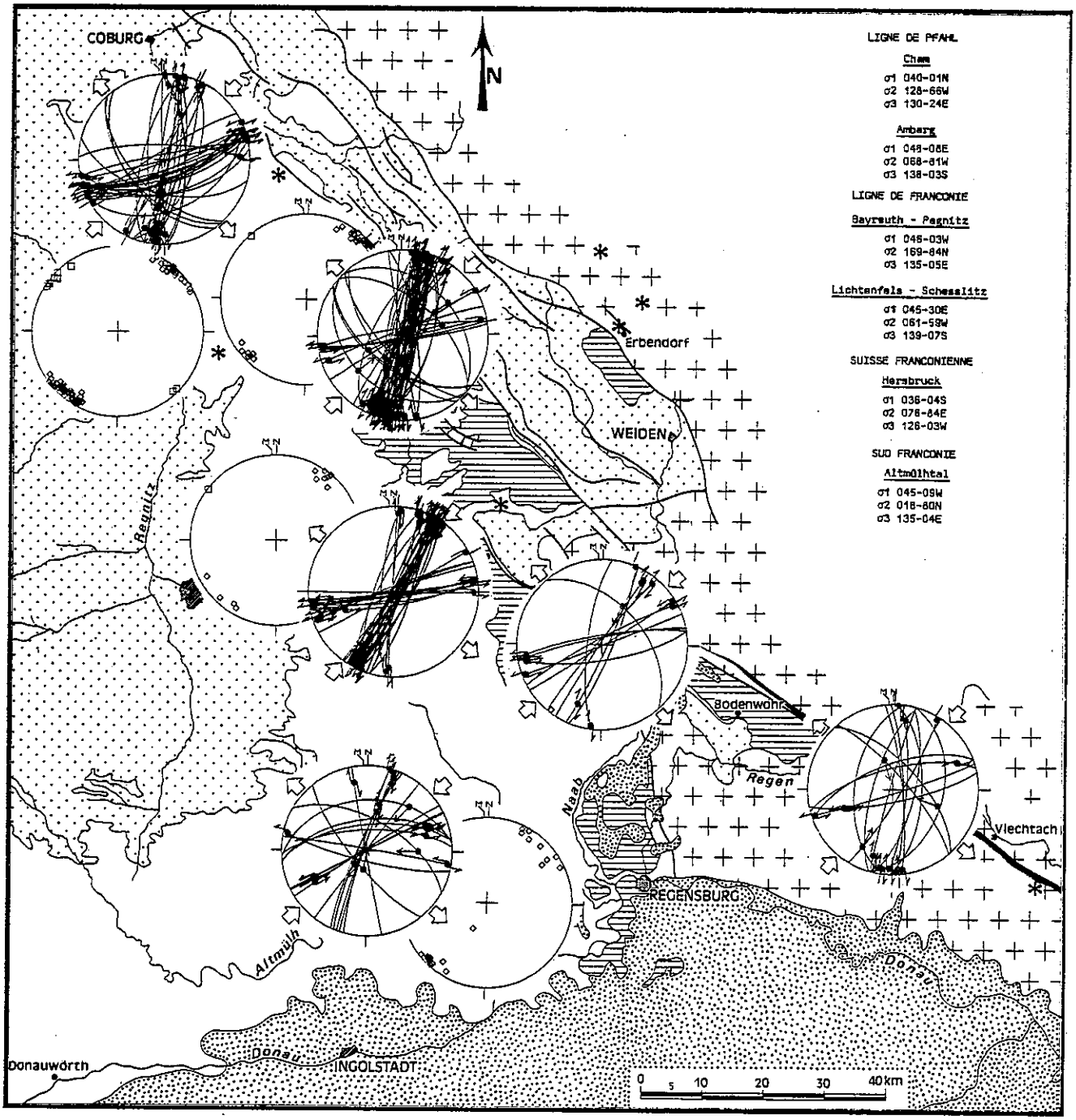


Fig. 44. - Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : compression NE-SW.

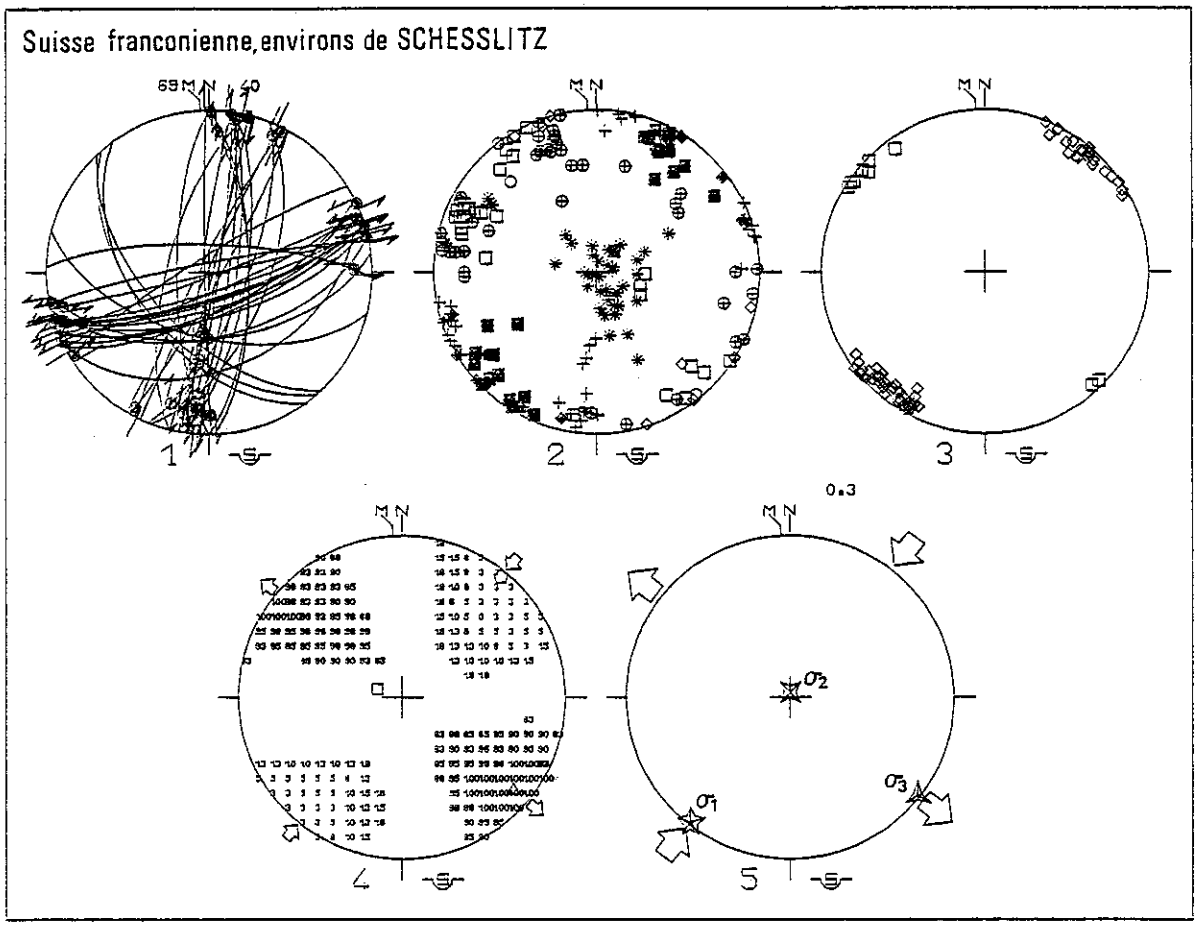


Fig. 46. - Analyse d'une population de failles, de stylolites et de fentes de tension affectant les calcaires du Dogger dans les environs de Schesslitz, au sein de la Suisse franconienne : compression NE-SW.

5) Compression E-W (fig.47).

C'est la dernière phase de compression reconnue sur les affleurements. Elle fait fréquemment rejouer les accidents créés lors des différentes phases antérieures en décrochements sénestres NW-SE à NNW-SSE (azimut 120-165) et dextres NE-SW, et également en failles inverses N-S.

Ces mouvements impliquent un état de contrainte défini par une compression horizontale (σ_1) approximativement E-W et une extension (σ_3) également horizontale à peu près N-S. Ils sont d'ailleurs accompagnés assez souvent de fentes de tension, marqueurs d'une contrainte compressive E-W.

6) Distension N-S tardive (fig.48).

De nombreuses failles normales d'azimut 060-120 affectent la Franconie au Nord d'une ligne Nürnberg-Amberg (fig.49, pl.IX-2) caractérisant un champ de contrainte où la contrainte principale maximale σ_1 était subverticale et la contrainte principale minimale σ_3 horizontale subméridienne.

Clairement postérieure ici à la compression NE-SW, cette phase est par contre difficile à situer chronologiquement par rapport à la compression E-W, aucune observation de superposition des stries correspondantes n'ayant pu être faite sur les miroirs de failles.

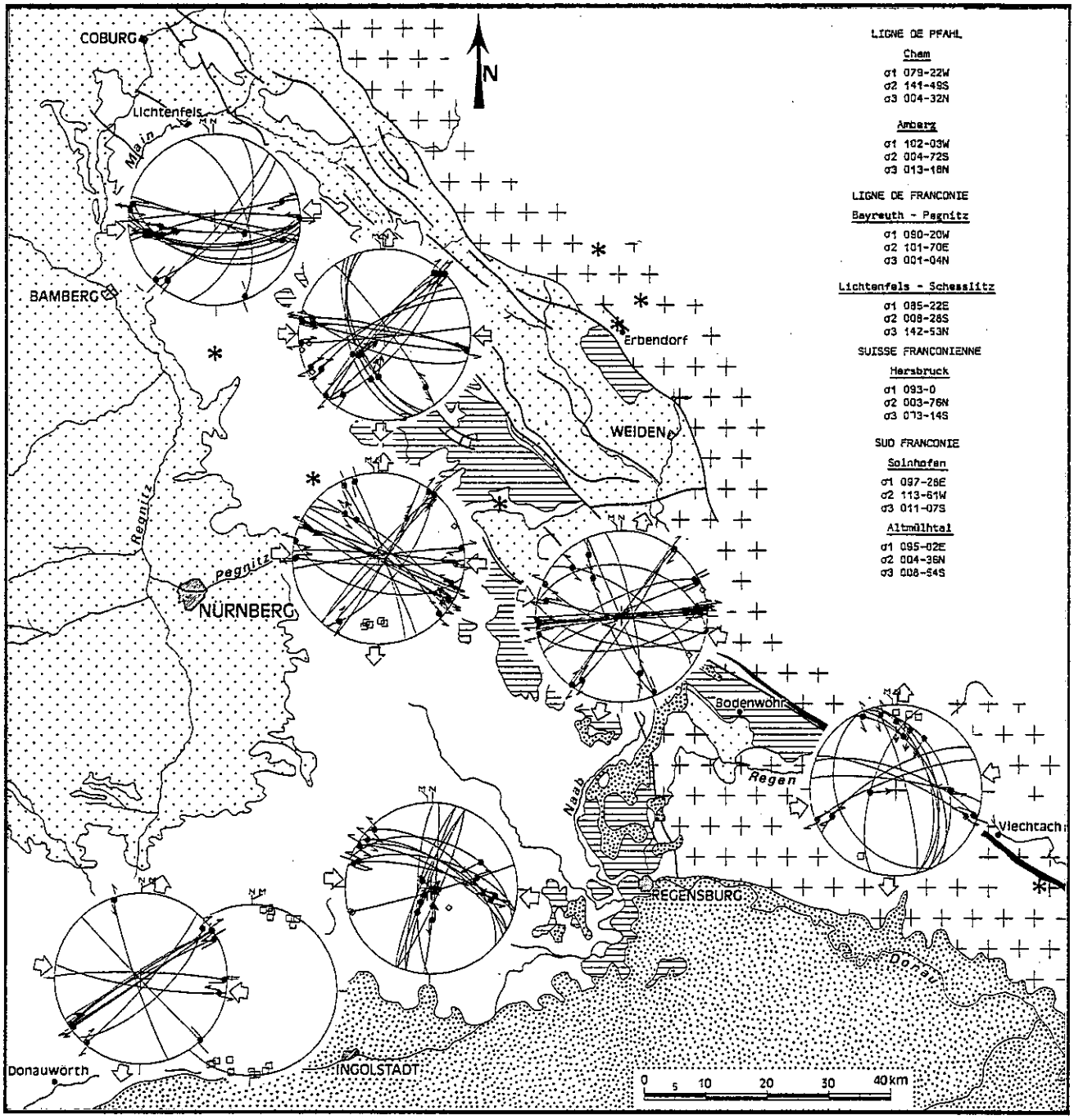


Fig. 47. - Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : compression E-W.

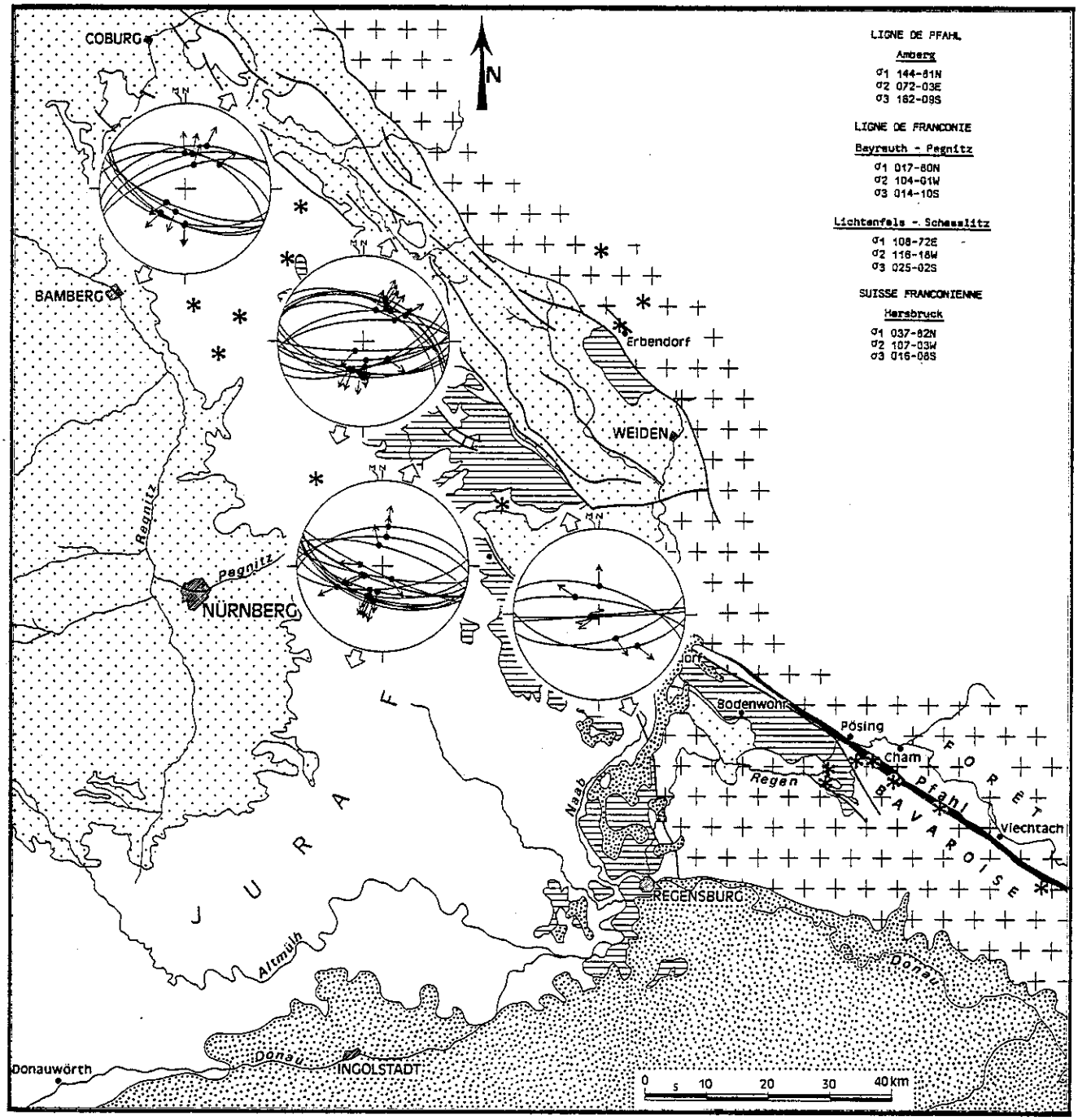


Fig.48. - Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie: distension N-S tardive.

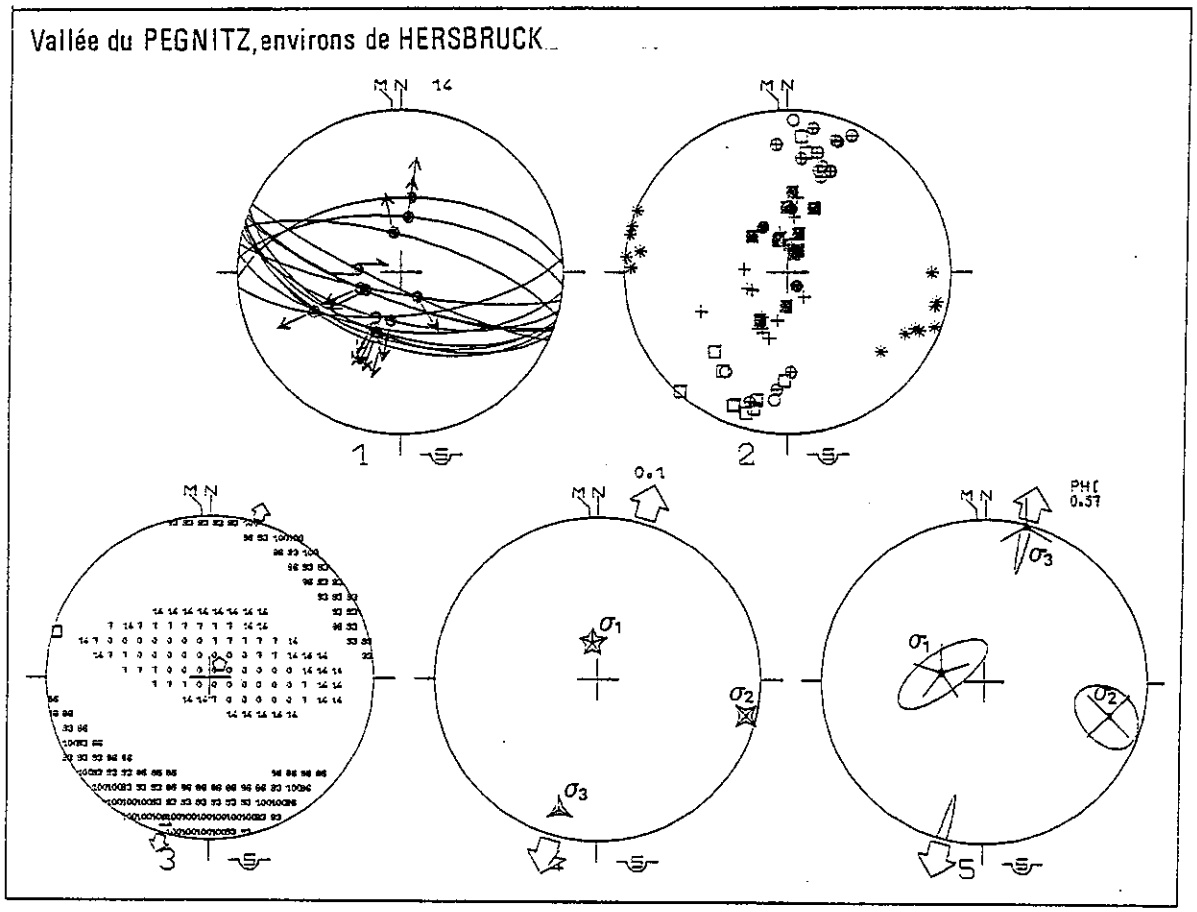


Fig. 49. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Dogger de la vallée du Pegnitz, dans les environs d'Hersbruck : distension N-S.

3) LE JURA SOUABE.

Le Jura souabe est une région de plateaux constituée par des séries carbonatées, du Lias au Jurassique supérieur (fig.50). Cette série mésozoïque est restée tabulaire en avant de la zone molassique tectonisée au front des Alpes calcaires septentrionales.

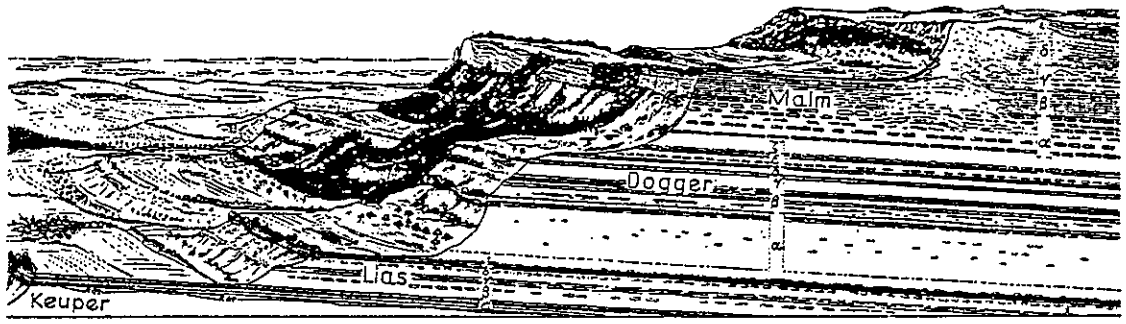


Fig. 50. - Bloc-panorama géomorphologique de la série jurassique dans la région d'Urach-Balingen (Jura souabe) (d'après M. Gwinner, M. Rieber et P. Wurster, 1967).

L'existence de fossés comme ceux de Hohenzollern de direction varisque, de la Lauchert subméridien; de régions faillées comme celles de Münsingen, de Böttingen ou de Nusplingen (W. Carlé, 1955) et enfin du linéament souabe, montre néanmoins que ces couches calcaires subhorizontales ont été affectées par une tectonique cassante au cours du Tertiaire.

Les discontinuités et objets liés à la fracturation ont été étudiés et mesurés, à toutes les échelles, entre les vallées du Neckar et du Danube, depuis Ulm à l'Est jusqu'à Donaueschingen à l'Ouest (fig.51). Les travaux de H.J. Bayer (1982a, b ; 1983) complètent, vers l'Est, cette étude.

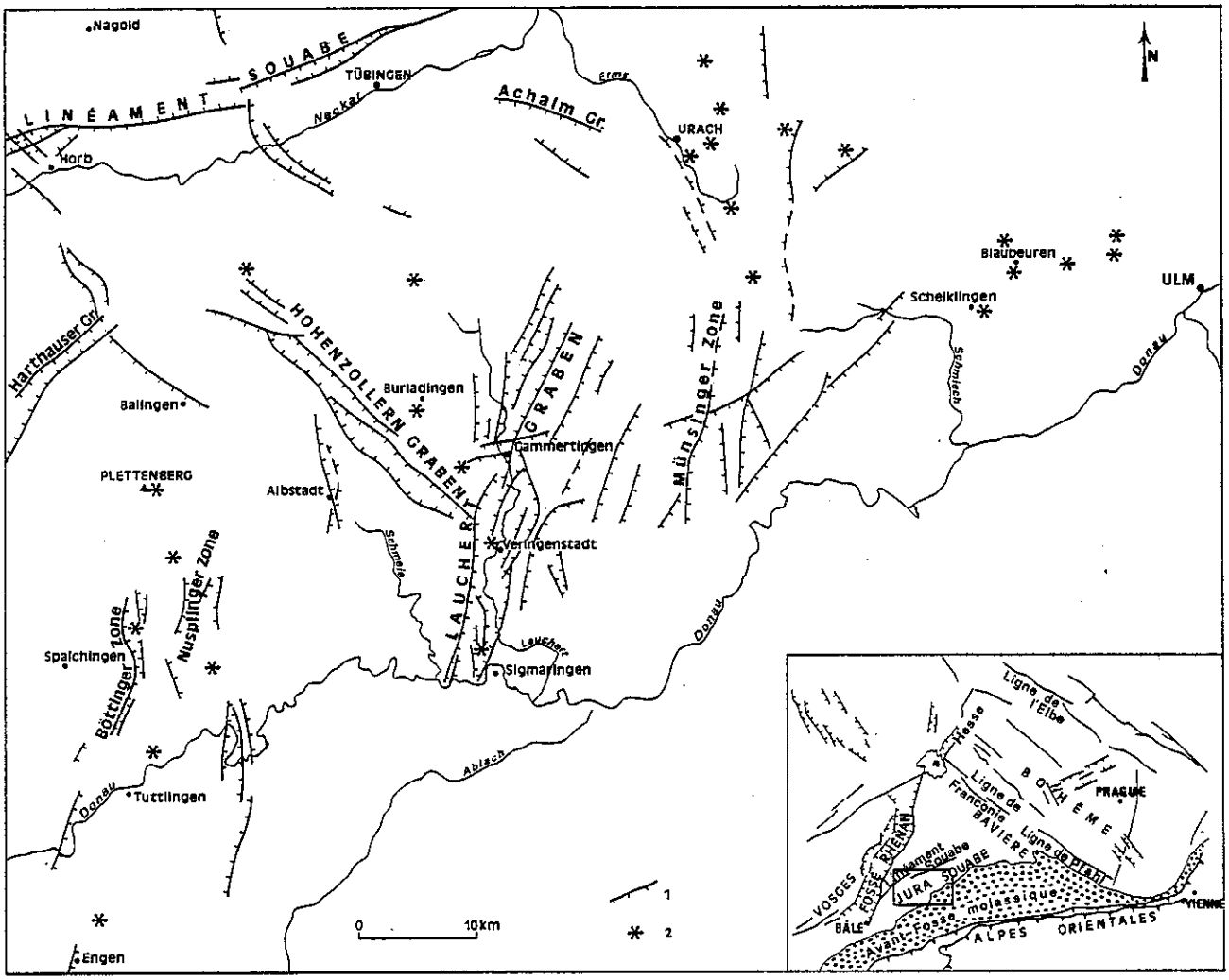


Fig. 51. - Carte tectonique du Jura souabe (d'après W. Carlé, 1955 ; J.H. Illies, 1974 ; Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland 1/600 000, 1954).

1 , failles majeures (les barbelures indiquent le compartiment abaissé) ;
2 , principaux sites de mesures. Dans le cartouche : situation de la région dans le triangle germano-tchèque.

a) Géométrie et mécanismes de la fracturation.

La région définie ci-dessus a fait l'objet d'environ un millier de mesures dans une trentaine de sites et des rosaces de fréquences des différents marqueurs tectoniques ont été établies. La rosace des directions de failles faite sur l'ensemble des miroirs de la région montre 3 directions principales à 000-010, 020-040 et 080-130 et une mineure à 160-170 (fig.52a). La direction subméridienne du fossé de la Lauchert et des zones

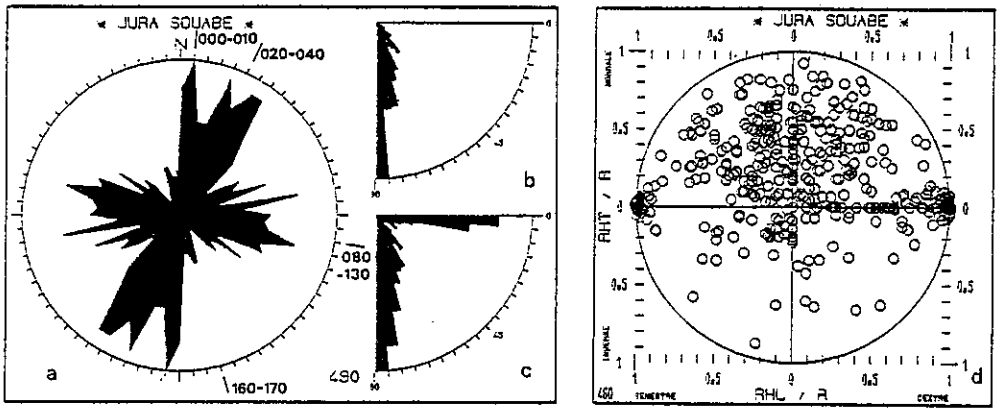


Fig. 52. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura souabe.

faillées (Münsingen, Bottingen...) apparaît clairement sur la rosace comme une direction régionale dominante, de même que la direction NE-SW qui correspond essentiellement à des jeux décrochants. 45% des failles ont eu un jeu vertical normal ou inverse (parmi celles-ci 85% sont par ailleurs des failles normales), et 30% un jeu décrochant (fig.52c,d).

La rosace de direction des stylolites montre un pic important à 000-025, témoin d'un raccourcissement subméridien, ainsi qu'un petit pic à 045-050 (fig.53). On retrouve sur la rosace des directions de fentes de tension, la compression subméridienne avec un pic à 000-025 et une direction de raccourcissement ESE-WNW apparaît, de même qu'en Franconie, mais plus "étalée" entre E-W et NW-SE.

Si on compare avec les rosaces du Nord et du Sud de la Franconie, on constate qu'on retrouve dans le Jura souabe les trois mêmes directions de raccourcissement, celles-ci définissent donc des états de contrainte régionaux, caractéristiques de la plate-forme d'Allemagne du Sud. Ici encore, l'analyse des miroirs striés va permettre de confirmer ces états de contrainte et de retracer l'évolution cinématique.

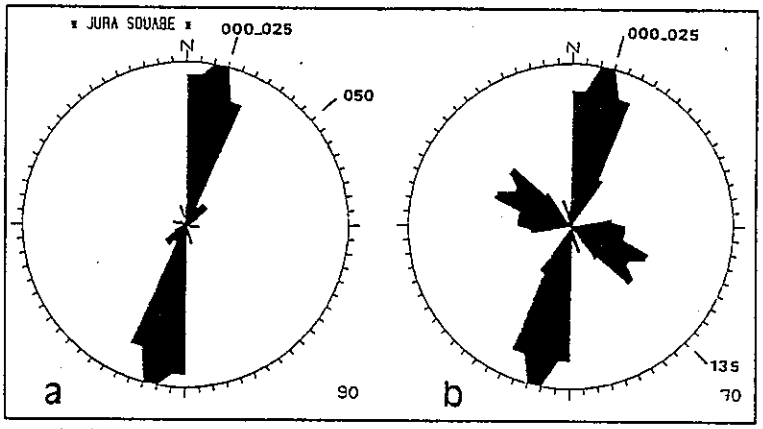


Fig. 53. - Rosaces de fréquence des stylolites tectoniques (a) et des fentes de tension (b) mesurés dans le Jura souabe.

b) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants.

L'absence de terrains crétacés et éocènes, ainsi que la nature des formations oligocènes (Süßwassermolasse) qui n'est pas favorable à la conservation des tectoglyphes, ne permettent pas de dater les différentes phases cassantes. L'établissement de diverses familles de failles, de fentes de tension et de stylolites et les jeux successifs observa-

bles sur certains miroirs, ont amené a établir la chronologie relative des déformations cassantes. Cinq épisodes tectoniques cassants ont ainsi pu être caractérisés, correspondant à cinq états de contrainte.

Les diagrammes des figures 54, 56, 59 et 62 regroupent, par région, un certain nombre de sites présentant une grande homogénéité des directions et des jeux des accidents ; ces régions sont d'Ouest en Est : Böttingen - Nusplingen, Sigmaringen - Burladingen (vallée de la Lauchert), Urach et Blaubeuren.

1) Distension N-S (fig.54).

Un ensemble de failles normales dont le rejet est d'ampleur décimétrique à hectométrique et la direction comprise entre N60 et N120, traduit une extension sensiblement N-S (fig.55). L'analyse de ces failles indique que le champ de contraintes était alors caractérisé par une contrainte principale maximale σ_1 verticale et une contrainte principale minimale σ_3 horizontale subméridienne.

Cette phase semble bien antérieure à toutes les autres, car les failles E-W qui la caractérisent sont généralement reprises par les phases compressives ultérieures, en particulier par la phase de compression N-S qui lui succède directement.

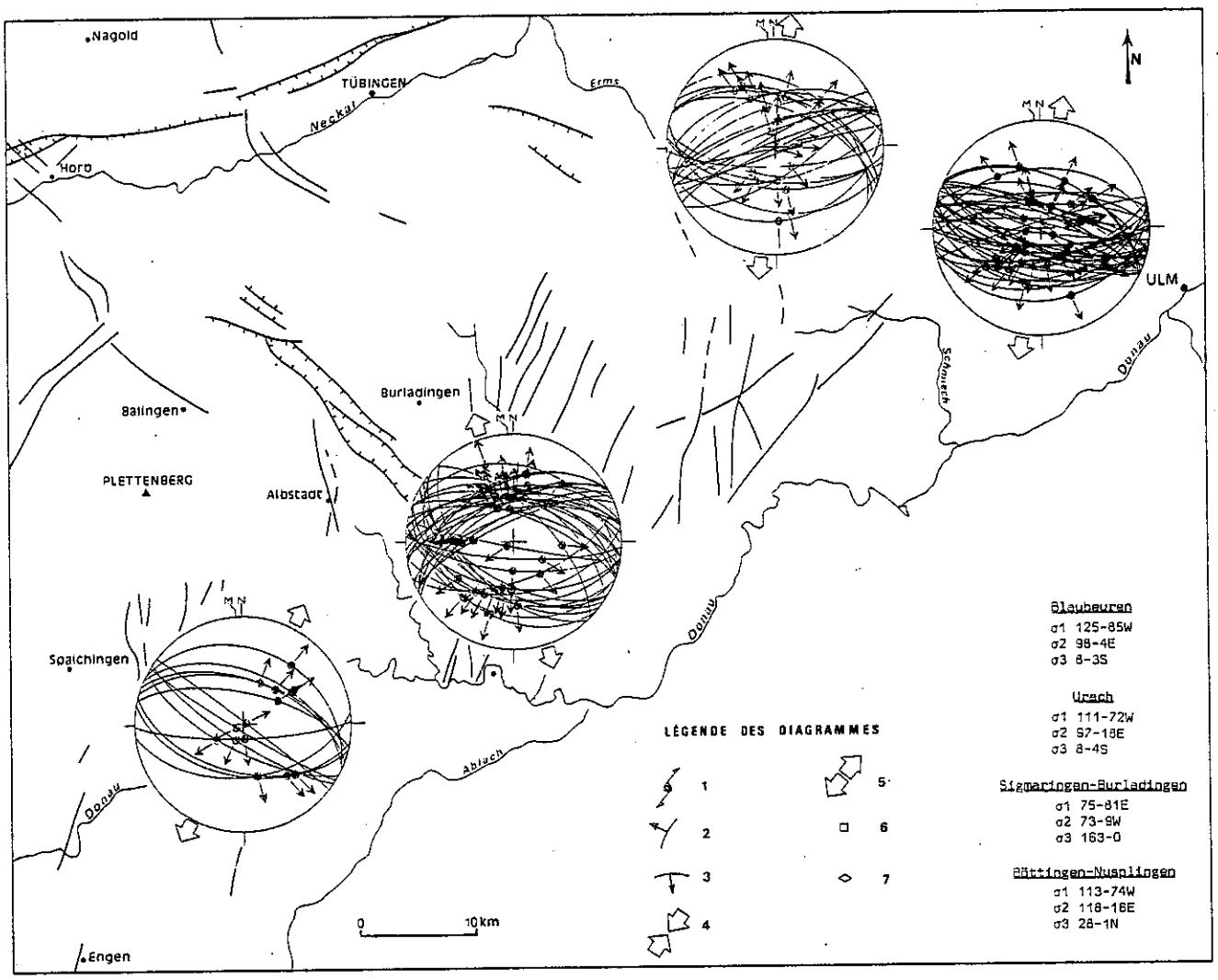


Fig. 54. - Analyse microtectonique de la fracturation dans le Jura souabe: distension N-S.

1, jeu décrochant; 2, jeu normal; 3, jeu inverse; 4, direction probable de compression; 5, direction probable d'extension; 6, pôle de fente de tension; 7, pic stylolitique.

Le jeu décrochant ou normal des accidents,à l'époque considérée,a été figuré sur ceux-ci, de même pour les fig. 56, 59 et 62.

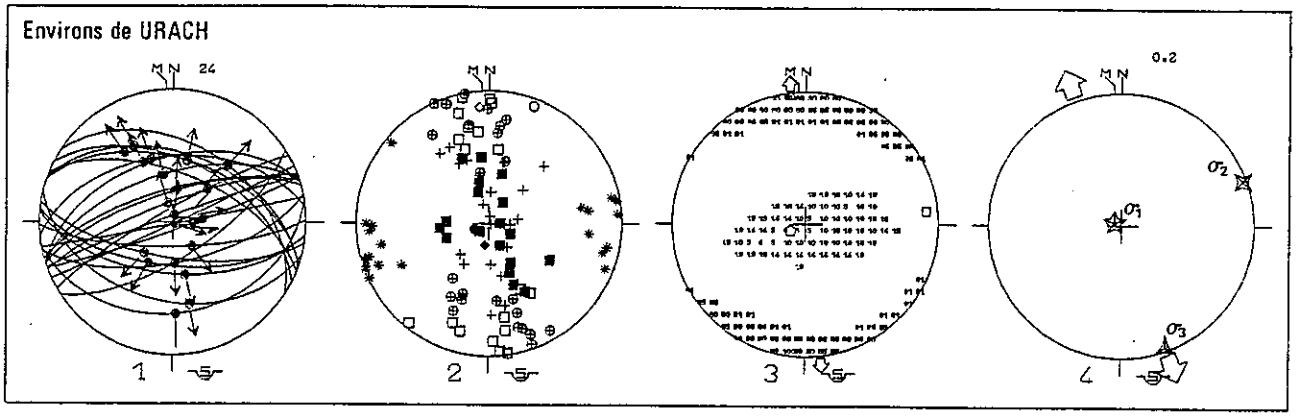


Fig. 55. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Malm dans les environs de Urach : distension N-S.

2) Compression N-S (fig.56)

Elle fait rejouer en failles inverses les accidents E-W précédents, mais se traduit essentiellement par des décrochements sénestres NNE-SSW, NE-SW et des décrochements dextres NW-SE (fig.57, 58). Des stylolites horizontaux sensiblement N-S ainsi que des fentes de tension de même direction, témoignent de la même compression subméridienne. Cette phase correspond à un régime tectonique dont les contraintes principales maximale et minimale, horizontales, sont respectivement N-S (σ_1) et E-W (σ_3), ce qui est tout à fait cohérent avec l'importance des jeux décrochants qui caractérisent cette phase.

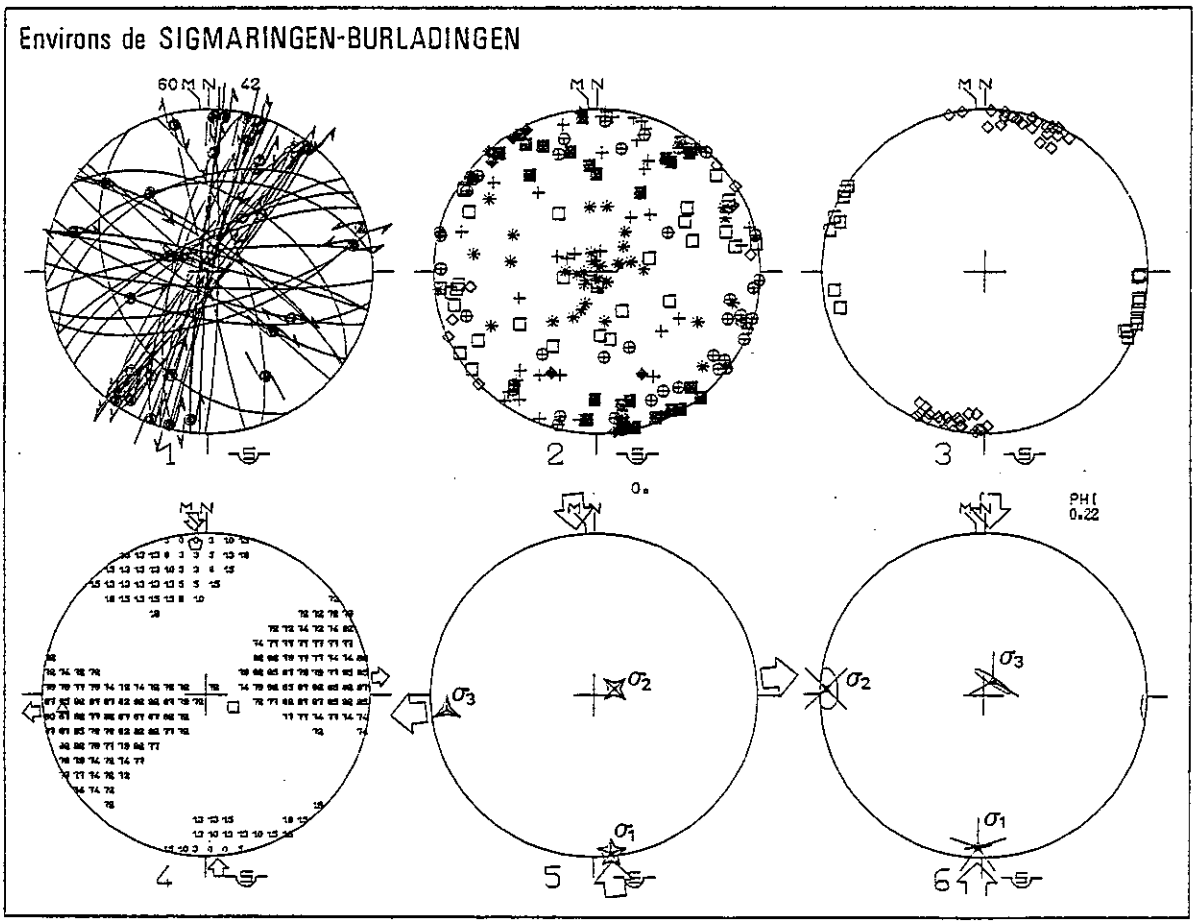


Fig. 57. - Analyse d'une population de failles, stylolites et fentes de tension affectant les calcaires du Malm entre Sigmaringen et Burladingen : compression N-S.

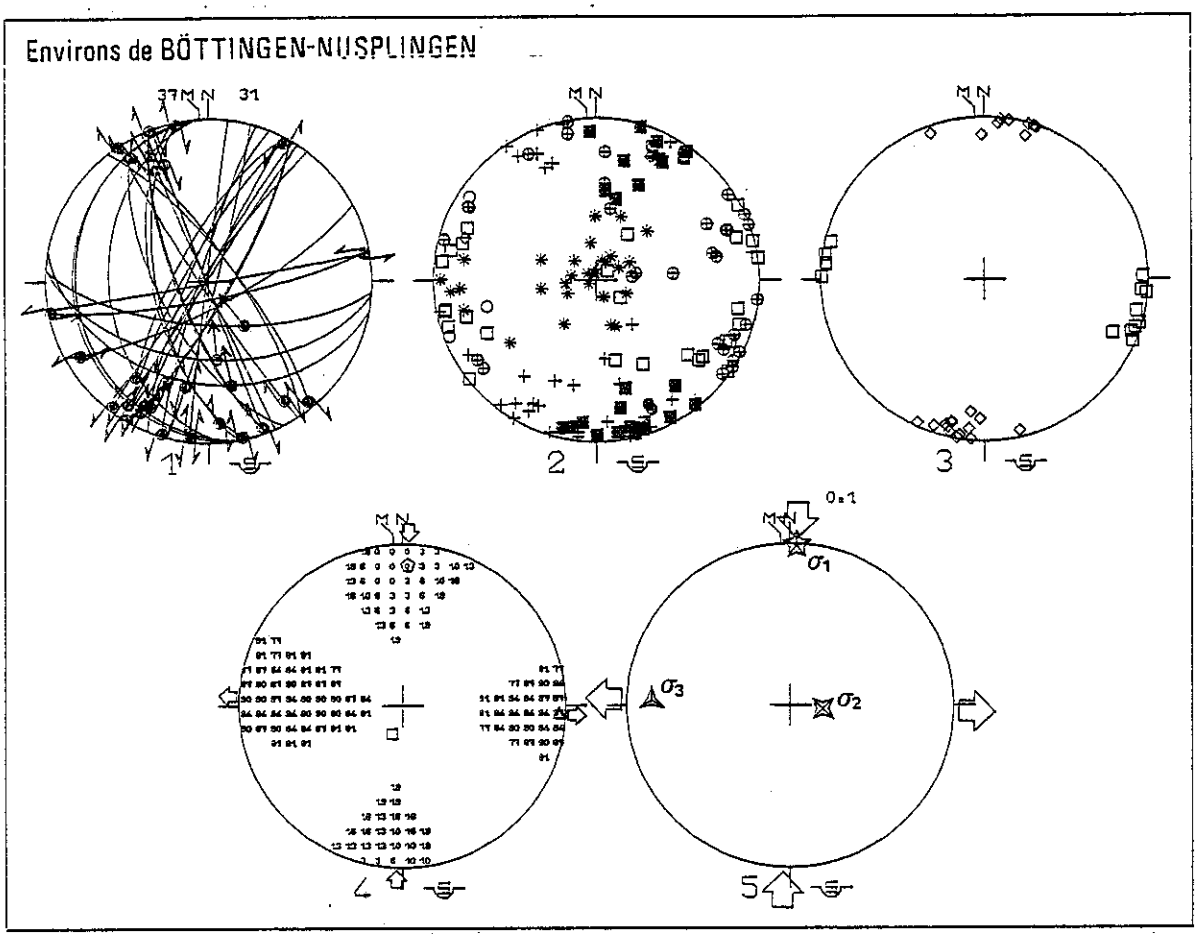


Fig. 58. - Analyse d'une population de failles, fentes et stylolites affectant les calcaires du Malm entre Böttingen et Nusplingen : compression N-S.

Cette phase de compression N-S peut être contemporaine de la tectogenèse des zones alpines externes (bassin du flysch rhéno-danubien, zone helvétique), c'est à dire datant au moins de l'Eocène terminal.

3) Distension E-W (fig.59).

Elle se traduit essentiellement par des failles normales subméridiennes, soit limitant des fossés comme celui de la Lauchert au Nord de Sigmaringen (fig.60, pl.IX-3), soit abaissant les compartiments orientaux comme le réseau d'accidents de Münsingen. Le régime tectonique correspondant présentait une extension horizontale σ_3 sensiblement E-W, σ_1 étant verticale (fig.61).

4) Compression NE-SW.

Des décrochements dextres de direction comprise entre NO et N30 et de nombreux stylolites N40-50 témoignent de cet état de contrainte défini par une compression NE-SW et une extension NW-SE. Les marqueurs de cet état de contrainte sont ici beaucoup moins abondants que ceux caractérisant les autres épisodes et il n'a pas, dans l'ensemble, été possible de la situer chronologiquement par rapport à ceux-ci. Cependant, des stylolites de direction NE-SE recoupent parfois ceux de direction N-S, indiquant une postériorité de la compression NE-SW. D'autre part celle-ci existe en Franconie où elle est postérieure à la distension E-W de même qu'en bordure du Fossé rhénan (cf.chapitre II : II-C) il est donc très probable qu'il s'agit ici du même épisode qu'à l'Est et à l'Ouest et on peut le situer entre la distension E-W et la compression ESE-WNW.

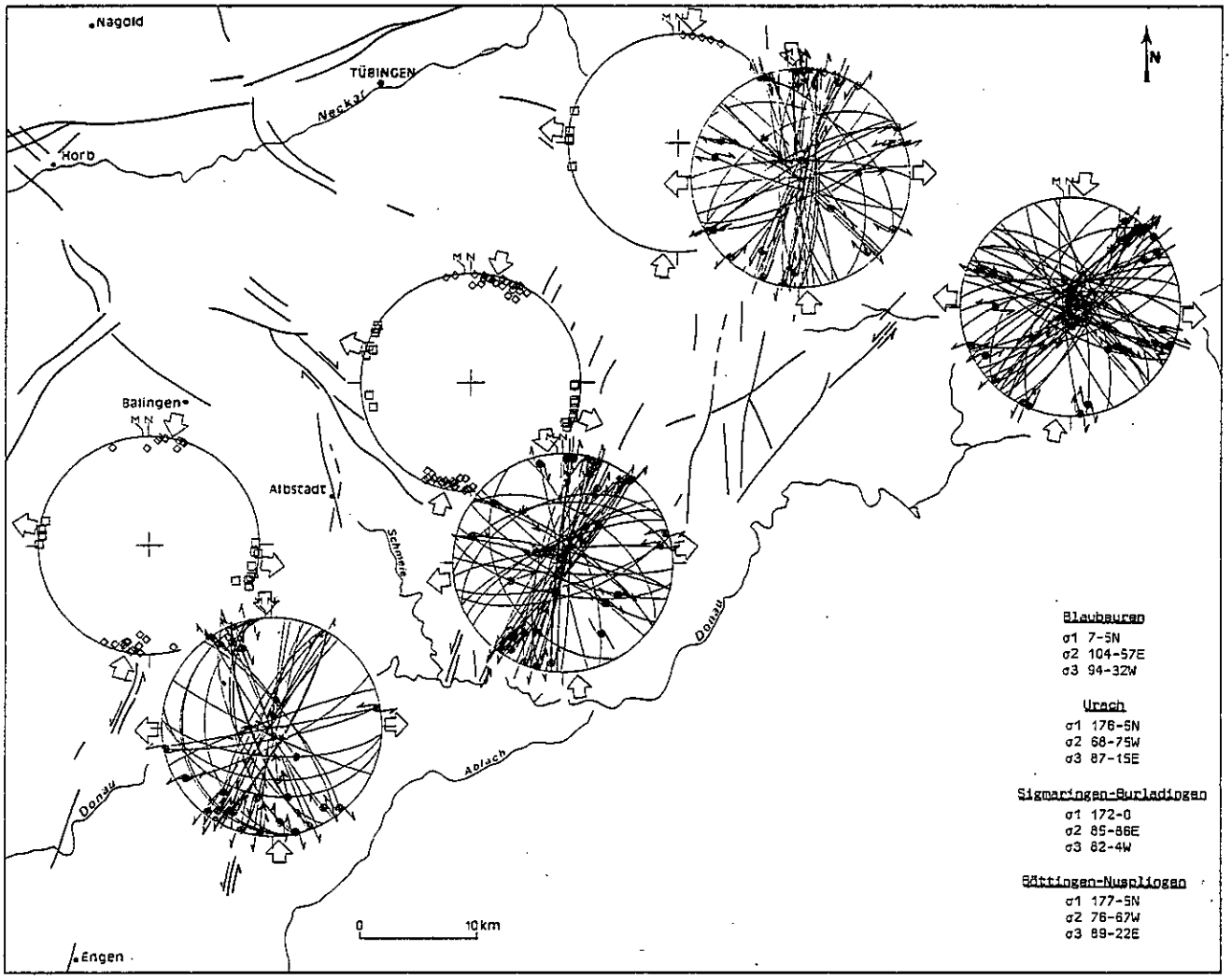


Fig. 56. - Analyse microtectonique de la fracturation dans le Jura souabe : compression N-S.

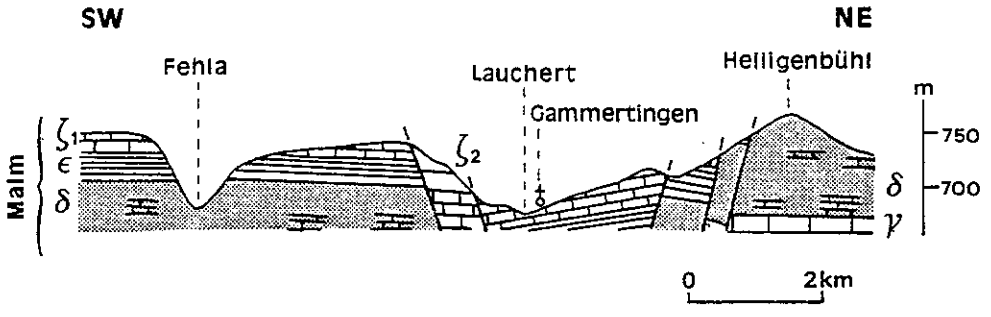


Fig. 60. - Coupe à travers le Lauchertgraben (d'après S. Erhardt, 1958 *in* P. Dorn, 1960).

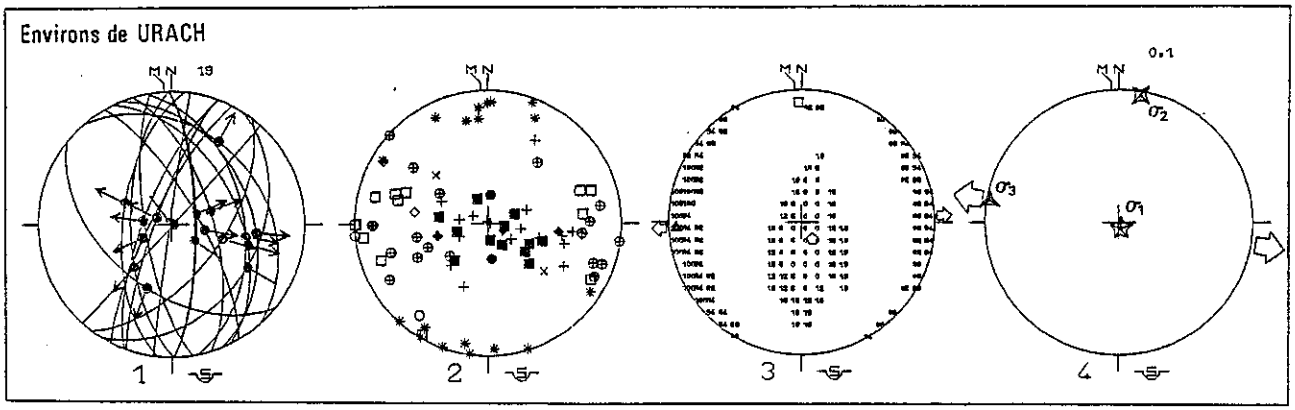


Fig. 61. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Malm dans les environs de Urach : distension E-W.

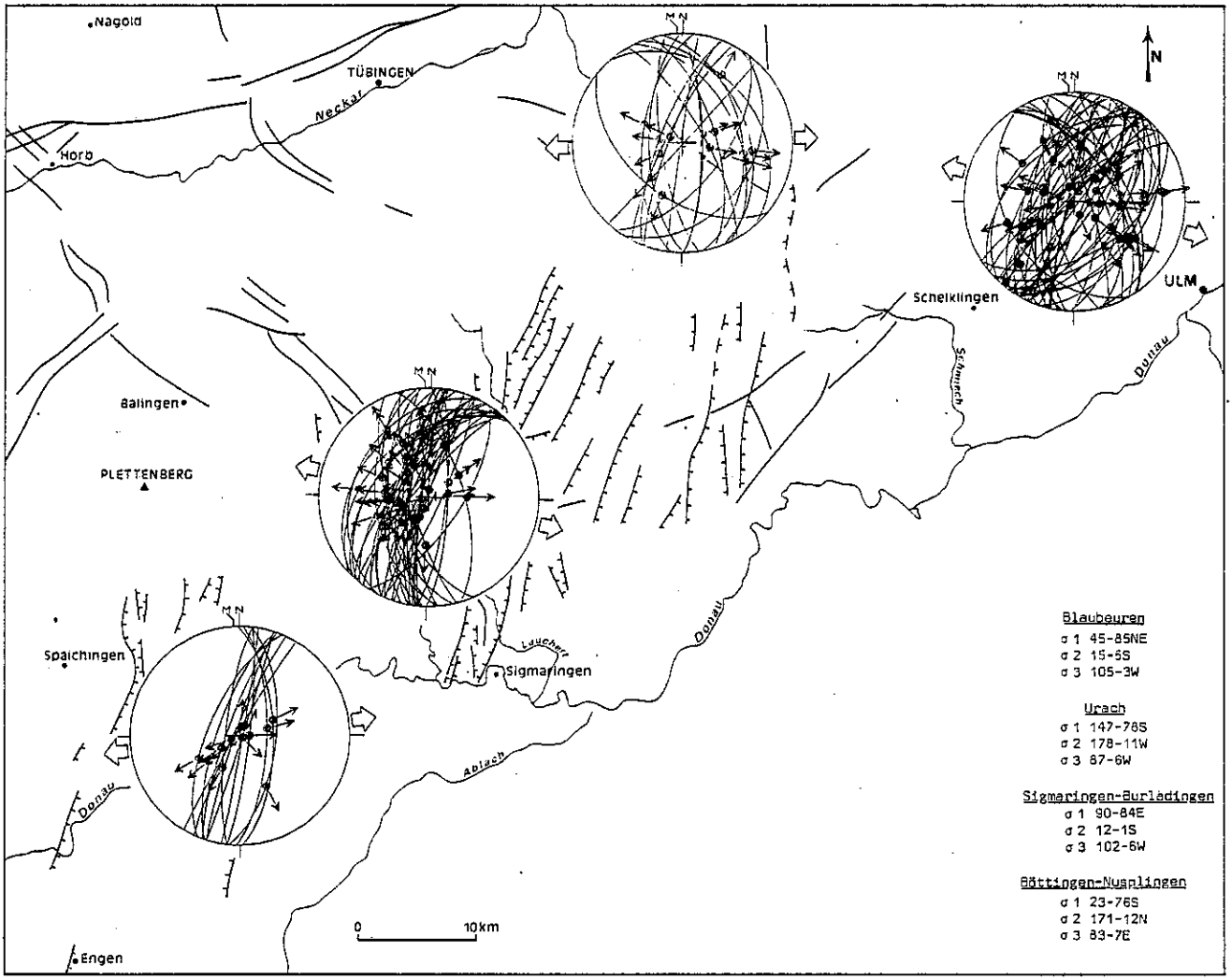


Fig. 59. - Analyse microtectonique de la fracturation dans le Jura souabe : distension E-W.

5) Compression WNW-ESE (fig.62).

Elle succède à la distension E-W comme le montre, à l'évidence, le rejeu inverse des failles normales subméridiennes décrites précédemment. Cette phase se traduit également par des décrochements sénestres NW-SE et dextres NE-SW, mais aussi par une reprise en jeu coulissant dextre des failles E-W apparues au cours de la première phase de distension. Ces mouvements, ainsi que la présence de stylolites horizontaux d'azimut 125 (B. Hoffers, 1974) et de fentes de tension NW-SE, impliquent un état de contrainte défini par une compression (σ_1) WNW-ESE et une extension (σ_3) ENE-WSW, toutes deux horizontales.

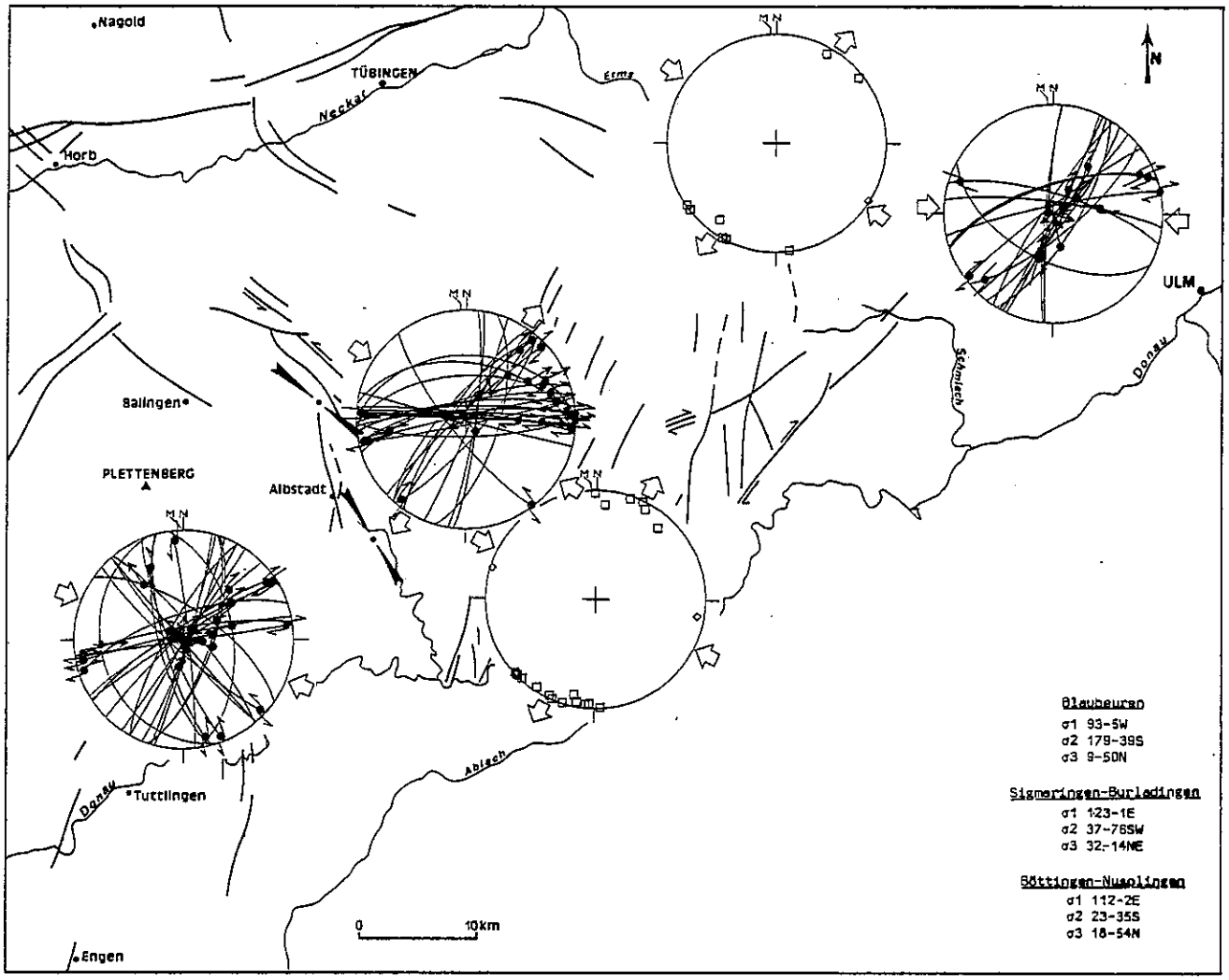


Fig. 62. - Analyse microtectonique de la fracturation dans le Jura souabe : compression ESE-WNW.

Les flèches noires, dans la région d'Albstadt, indiquent la direction de σ^1 déterminée par les mesures de contrainte *in situ* (G. Greiner, 1975, 1976).

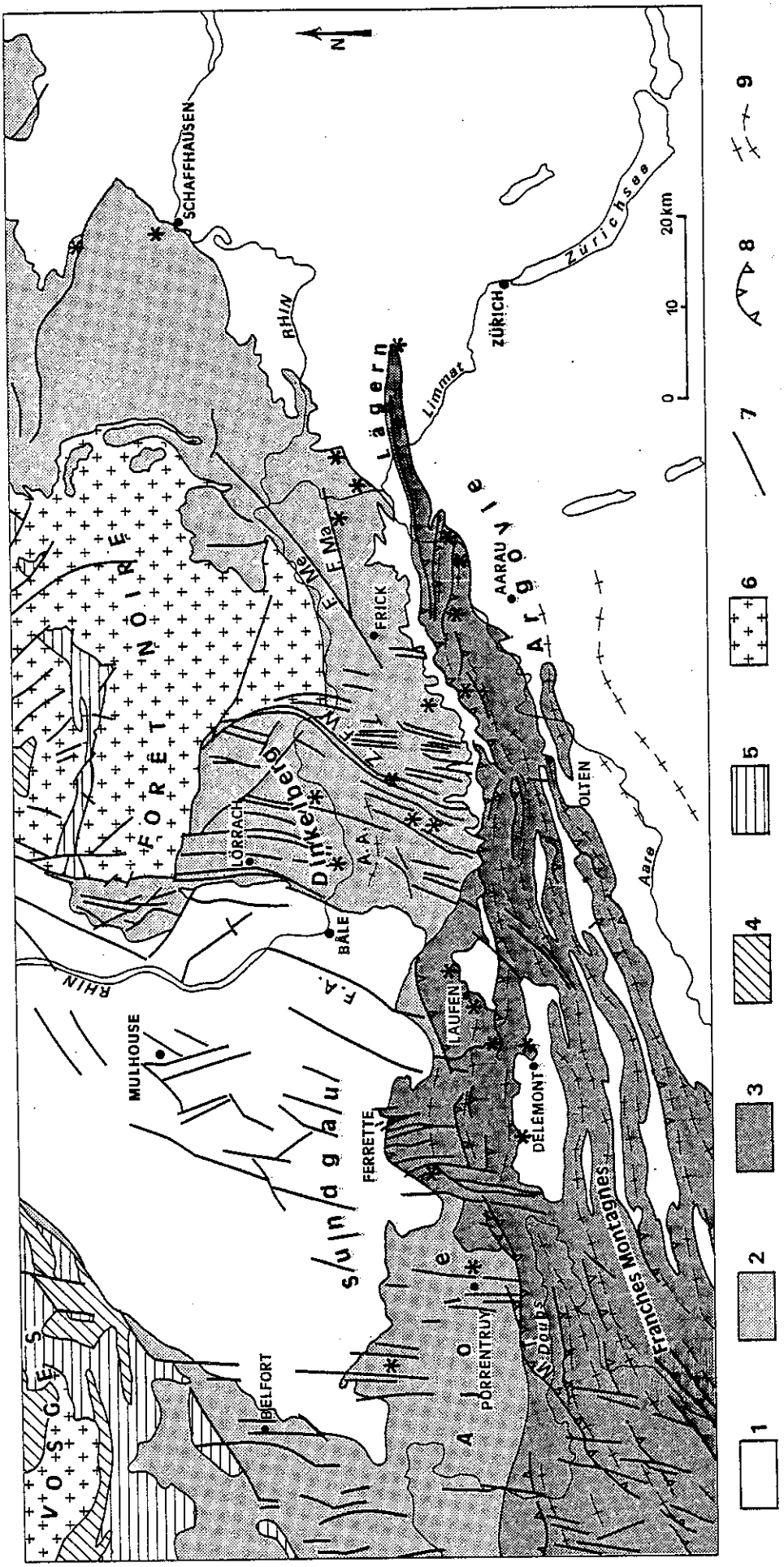


Fig. 63. - Carte tectonique du Jura suisse septentrional (d'après la carte tectonique de la Suisse à 1/500 000, 1972).

1, Tertiaire du bassin molassique, du Jura et du Fossé Rhénan ; 2, Jura tabulaire ; 3, Jura plissé ; 4, Roches effusives du Permo-Carbonifère ; 5, Dévono-Carbonifère ; 6, Cristallin des Vosges et de la Forêt Noire ; 7, Faille, décrochement ; 8, Chevauchement ; 9, axe de pli dans le Jura et le bassin molassique ; les astérisques représentent les principaux sites de mesures.

A.A., Anticlinal d'Adlerhof; F.A., Faille d'Allschwil; F.Ma., Faille de Mandach; F.Me., Faille de Mettau; M.T. , Mont Terri.

4) LE JURA SUISSE SEPTENTRIONAL.

Le Jura suisse septentrional ne constitue pas un ensemble uniforme, sa diversité provient de sa situation : d'une part entre les structures tabulaires du Jura souabe au Nord-Est et celles plissées du Jura français et suisse au Sud-Ouest, d'autre part entre les structures plissées Est-Ouest de ce même Jura au Sud et les structures faillées Nord-Sud du fossé rhénan au Nord. Le Jura suisse est ainsi formé de plusieurs régions géologicalement distinctes, d'Est en Ouest : -l'extrémité orientale du Jura souabe et l'Argovie ; -le Jura bâlois ; -le Jura rauracien et l'Ajoie (fig.63).

Les terrains jurassiques de l'extrémité sud-ouest du Jura souabe, dans la région de **Schaffhausen**, plongent faiblement vers le SE. Le Sud de cette région, à l'Ouest de l'Aare, forme l'**Argovie** (Aargau). Sa partie tabulaire, à l'Est de Frick, est affectée par deux accidents importants : la faille inverse de Mandach pratiquement E-W et la faille inverse de Mettau de direction NE-SW. Le chevauchement s'effectue, pour la faille de Mettau vers le Sud-Est, il est plus ancien que le plissement principal du Jura et a été attribué au soulèvement miocène de la forêt Noire (W. Wildi, 1975 ; R. Trümpy, 1980). Plus au Sud s'allonge, depuis Olten à l'Ouest, le Jura plissé d'Argovie, large seulement de quelques kilomètres. Sa bordure septentrionale chevauche largement vers le Nord le Jura tabulaire : la flèche du chevauchement est de 5 km au Nord d'Olten et décroît vers l'Est. Au Sud de ce front chevauchant, s'étendent des plis asymétriques et étroits, faillés longitudinalement et écaillés. La chaîne se termine à 15 km au Nord de Zürich par le pli chevauchant du Lägern.

Entre Frick à l'Est et le Fossé rhénan à l'Ouest, s'étend le **Jura bâlois** (Basel-land), prolongé au Nord, en territoire allemand, par le **Dinkelberg** (F. Mulleried, 1921 ; R. Stellrecht, 1963). Cet ensemble est composé de terrains triasiques et jurassiques, accidentés par de nombreuses failles N-S à NNE-SSW. La bordure orientale du Fossé rhénan dans la région de Bâle n'est pas faillée mais constituée par une flexure que H.P. Laubscher (1971) attribue au mouvement transformant Rhin-Bresse. Au Sud le chevauchement frontal est toujours E-W, alors que les plis prennent une direction ENE-WSW.

Au Sud du Fossé rhénan, le **Jura rauracien** comprend au Nord-Est une partie subtabulaire : l'**Ajoie**, affectée de quelques plis et surtout de failles subméridiennes. Entre l'Ajoie et le Jura bâlois tabulaires, le Jura plissé de Ferrette s'avance et vient chevaucher vers le Nord le Sundgau, partie méridionale du Fossé rhénan. Le chevauchement frontal réapparaît plus à l'Ouest où l'anticlinal du Mont Terri est fortement charrié sur l'Ajoie. Les plis et les chevauchements de direction E-W dans la région de Delémont, deviennent NE-SW dans les **Franches Montagnes** où par ailleurs des failles sénestres subméridiennes viennent compliquer la structure.

a) Géométrie et mécanismes de la fracturation.

Plus de 1100 mesures ont été effectuées dans 25 sites et regroupées en quatre rosaces régionales axées sur : l'Argovie tabulaire, l'Argovie plissée, le Jura rauracien et le Dinkelberg.

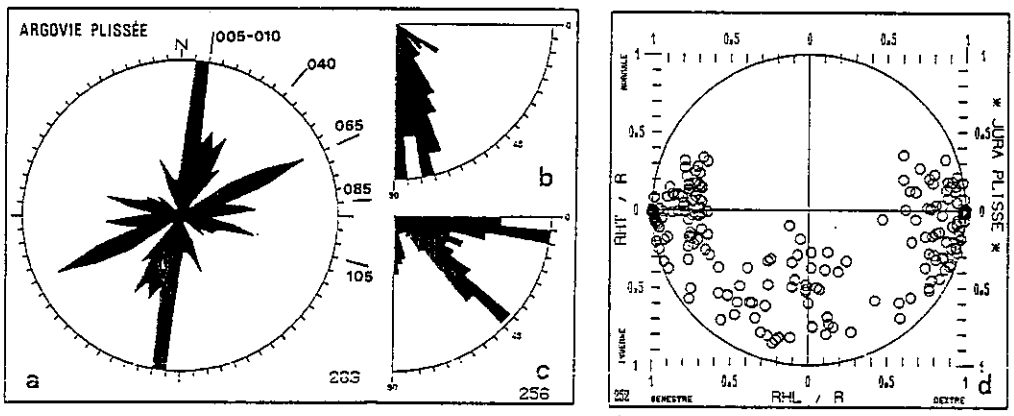


Fig. 64. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura plissé d'Argovie.

La rosace des directions de failles "Argovie plissée" montre deux pics principaux à 005-010 et 065 et deux pics moins importants à 040 et 085-105 (fig.64a). Ces accidents sont essentiellement des décrochements et des failles inverses (fig.64d). L'existence de plusieurs épisodes tectoniques est bien marquée par le nombre important de pitches obliques (fig.64c) correspondant à des stries initialement horizontales (décrochements) basculés lors de plissements postérieurs.

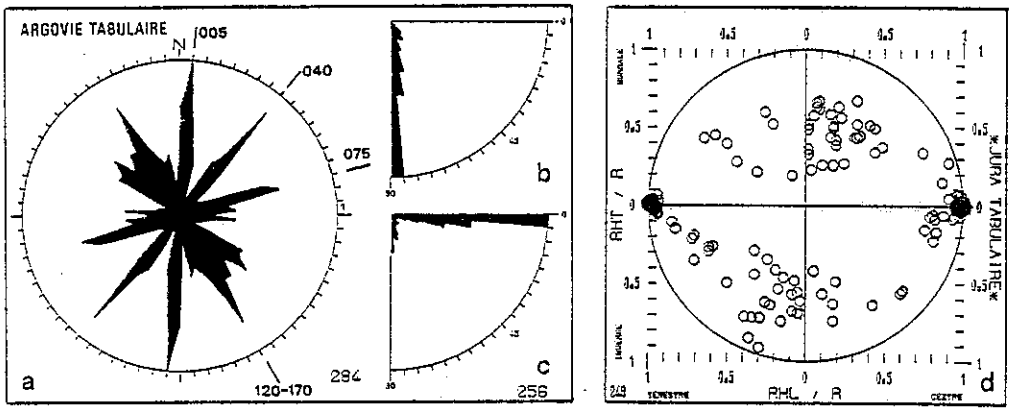


Fig. 65. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura tabulaire d'Argovie.

Dans le secteur "Argovie tabulaire" on retrouve les mêmes directions de failles avec des pics bien marqués à 005, 040, 075 et 150 (fig.65a). La plupart correspondent à des décrochements, les failles inverses sont plus rares que dans la partie plissée de la région, quelques failles normales ont été mesurées à proximité du Dinkelberg (fig.65d).

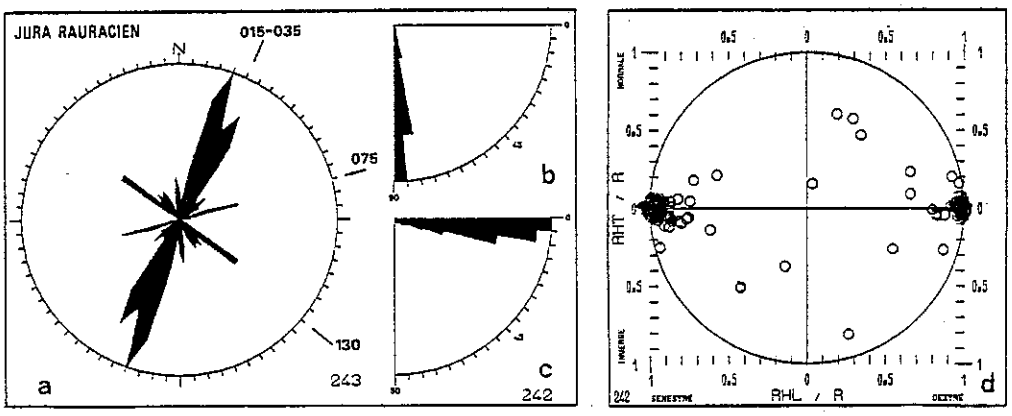


Fig. 66. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura rauracien.

La rosace du "Jura rauracien" est caractérisée par un pic majeur à 015-055 et deux pics mineurs à 075 et 130 (fig.66a). Ces accidents sont pratiquement tous des décrochements (fig.66c,d).

La rosace appelée "Dinkelberg" comprend les mesures faites sur les calcaires du Muschelkalk et du Dogger, dans le Dinkelberg s.s. en R.F.A. et dans le Baselland en Suisse. Ces faciès ne sont pas favorables, d'une manière générale à la conservation des marqueurs tectoniques et la plupart des failles mesurées ne portaient pas de traces de mouvements. La direction principale est marquée par un pic majeur à 000-015 (plus de 50% des mesures). Deux petits pics signalent les directions 035 et 160 (fig.67a). La direction subméridienne correspond à un système de failles normales très développé (bien visible cartographiquement). La plupart de celles-ci ont un plongement vers l'Ouest, c'est à dire vers l'axe du fossé rhénan (fig.67). Les directions 160 et 035 *pro parte*, correspondent probablement aux décrochements conjugués dus à la compression N-S, ils ne représentent qu'environ 20% des mesures.

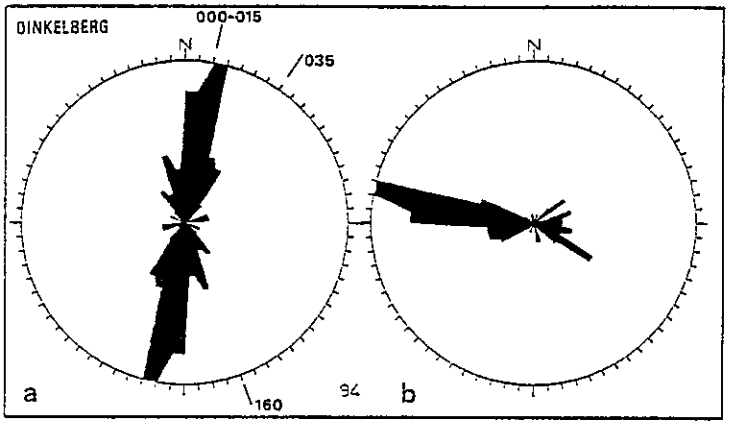


Fig. 67. - Rosaces de fréquence des directions de failles (a) et de leurs directions de plongement (b) mesurées dans le Dinkelberg et le Baselland.

La mauvaise qualité des faciès, qui peut entraîner l'absence de marqueurs, ne suffit pas à expliquer le petit nombre de décrochements de ce secteur. Si ceux-ci étaient aussi développés que dans les régions voisines les pics correspondants sur les rosaces seraient bien marqués nonobstant l'absence de stries. Par ailleurs, l'une des stations de mesures était située dans des calcaires à pâte fine qui constituaient un bon matériau enregistreur, or les fractures n'y portaient aucune striation. Il semble donc que cette région ait été essentiellement affectée par la distension E-W et qu'elle se soit comportée durant les autres épisodes tectoniques comme une sorte de môle résistant aux compressions.

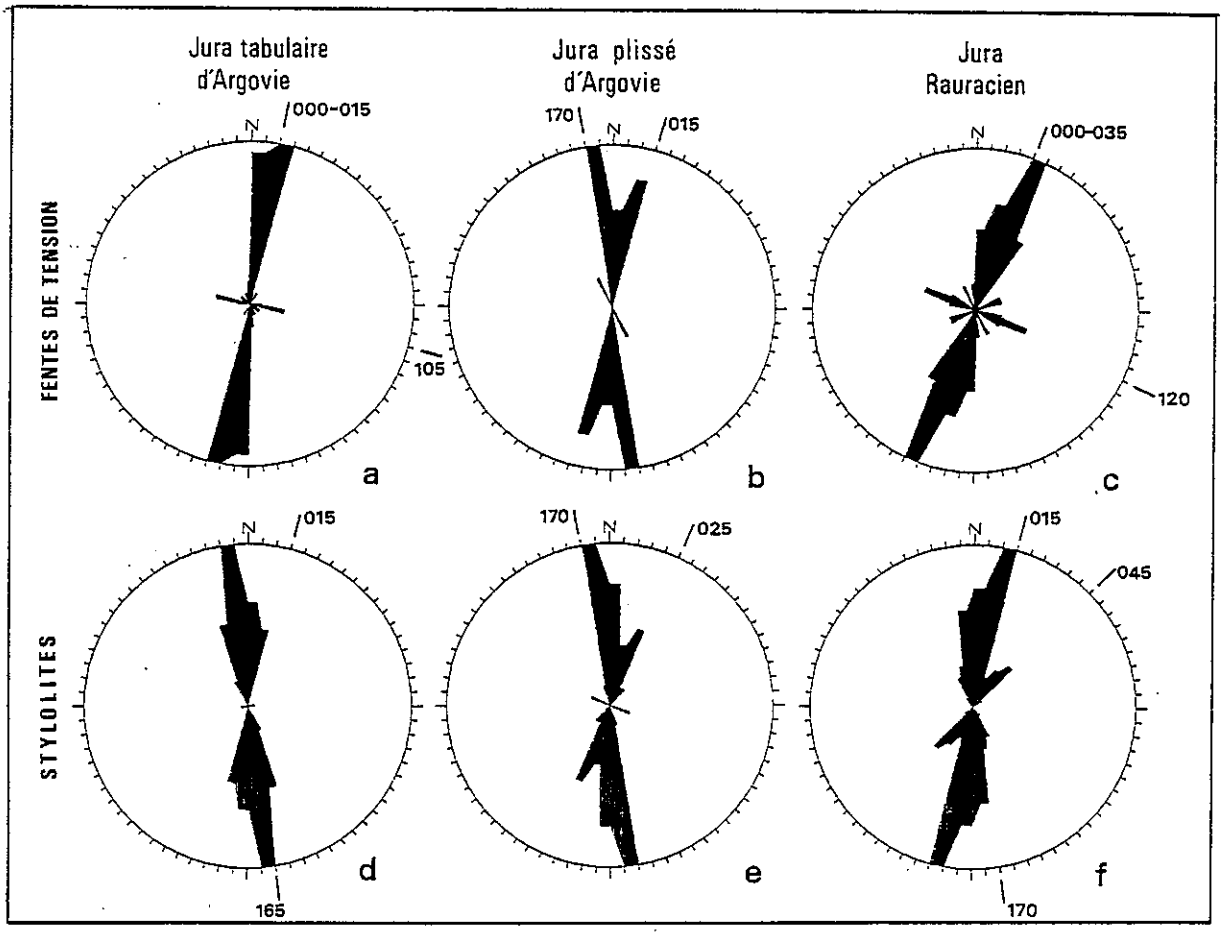


Fig. 68. - Rosaces de fréquence des stylolites tectoniques et des fentes de tension mesurés dans le Jura suisse septentrional.

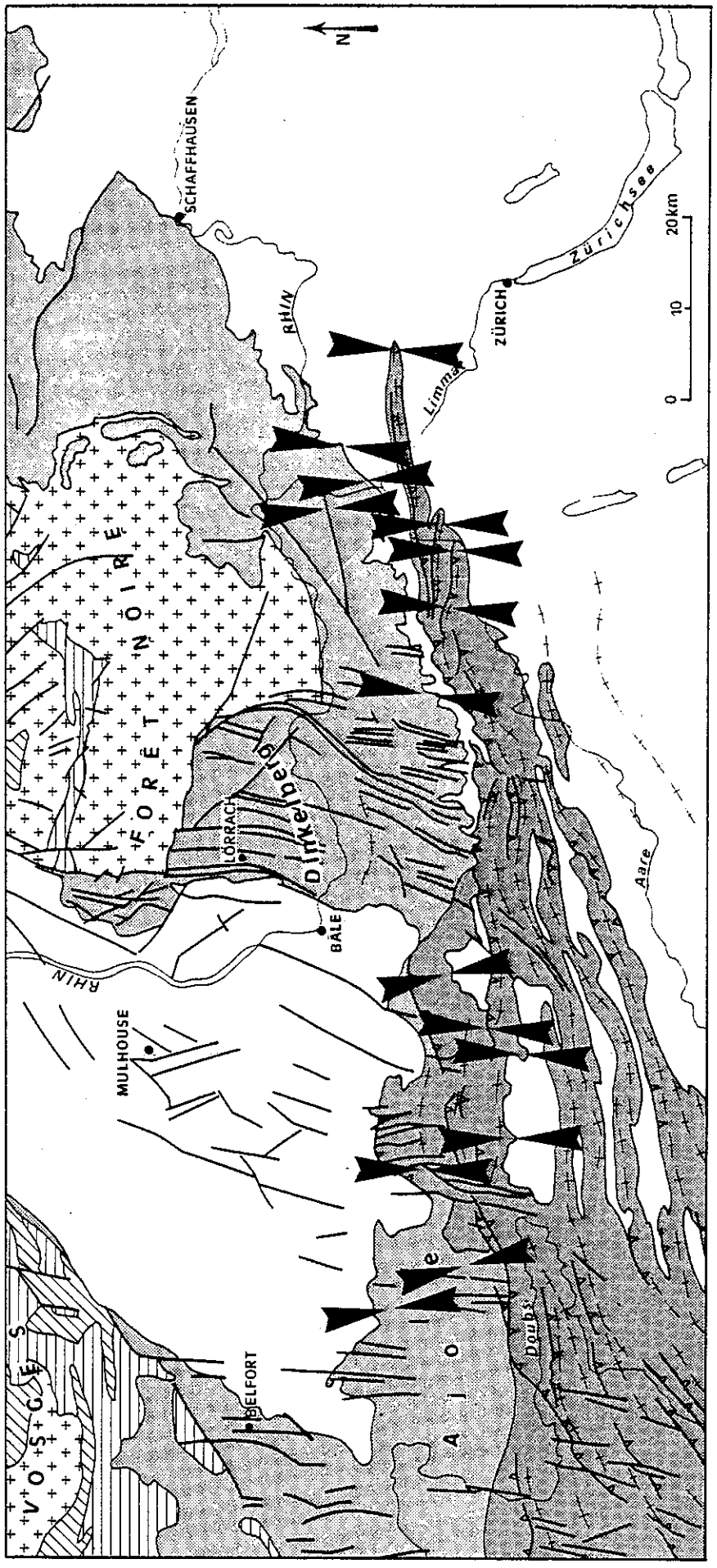


Fig. 69. - Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S dans le Jura suisse septentrional.
Les flèches représentent les directions de la contrainte principale maximale horizontale σ^1.
Chacune correspond à un site de mesures.

Des rosaces de fréquences ont également été établies sur les fentes de tension et les stylolites tectoniques (fig.68). La compression subméridienne est toujours marquée par le pic majeur que ce soit dans les rosaces de direction de fentes de tension ou celles de stylolites. L'azimut de ce pic varie de 165 à 015. Une compression E-W dans l'Argovie tabulaire à SE-NW dans le Jura plissé peut également être reconnue surtout dans les rosaces des fentes de tension. Enfin une compression NE-SW (azimut 025 à 045) est marquée par un pic mineur dans les rosaces de stylolites du Jura plissé.

b) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants tertiaires.

Les déformations cassantes ont pu être rapportées à trois épisodes compressifs, en relation avec la tectonique plicative régionale, ainsi qu'à un épisode distensif localisé dans le Dinkelberg et le Baselland. Les flèches des figures 69, 77 et 79 représentent les directions de compression pour chaque site où elles ont pu être déterminées par le calcul du tenseur moyen des contraintes.

1) Compression N-S (fig.69).

Cet épisode est le plus systématiquement et le mieux exprimé, du moins en ce qui concerne les déformations cassantes. Il s'exprime par de nombreux décrochements ainsi que des failles inverses. Il est par ailleurs marqué par de nombreux stylolites et fentes de tension subméridiens (fig.68).

Dans les secteurs tabulaires, Argovie à l'Est et Ajoie à l'Ouest, les systèmes de décrochements conjugués sont extrêmement bien développés, formant des dièdres plus ou moins ouverts autour de la bissectrice N-S. Sur la route d'Alle à Porrentruy dans l'Ajoie, par exemple, les décrochements sénestres NNE-SSW et dextres NNW-SSE forment un dièdre aigu d'environ 40° ; ils sont accompagnés par des failles inverses et d'azimut moyen 070 (fig 70). L'analyse de ces failles caractérise une contrainte σ_1 d'azimut 164.

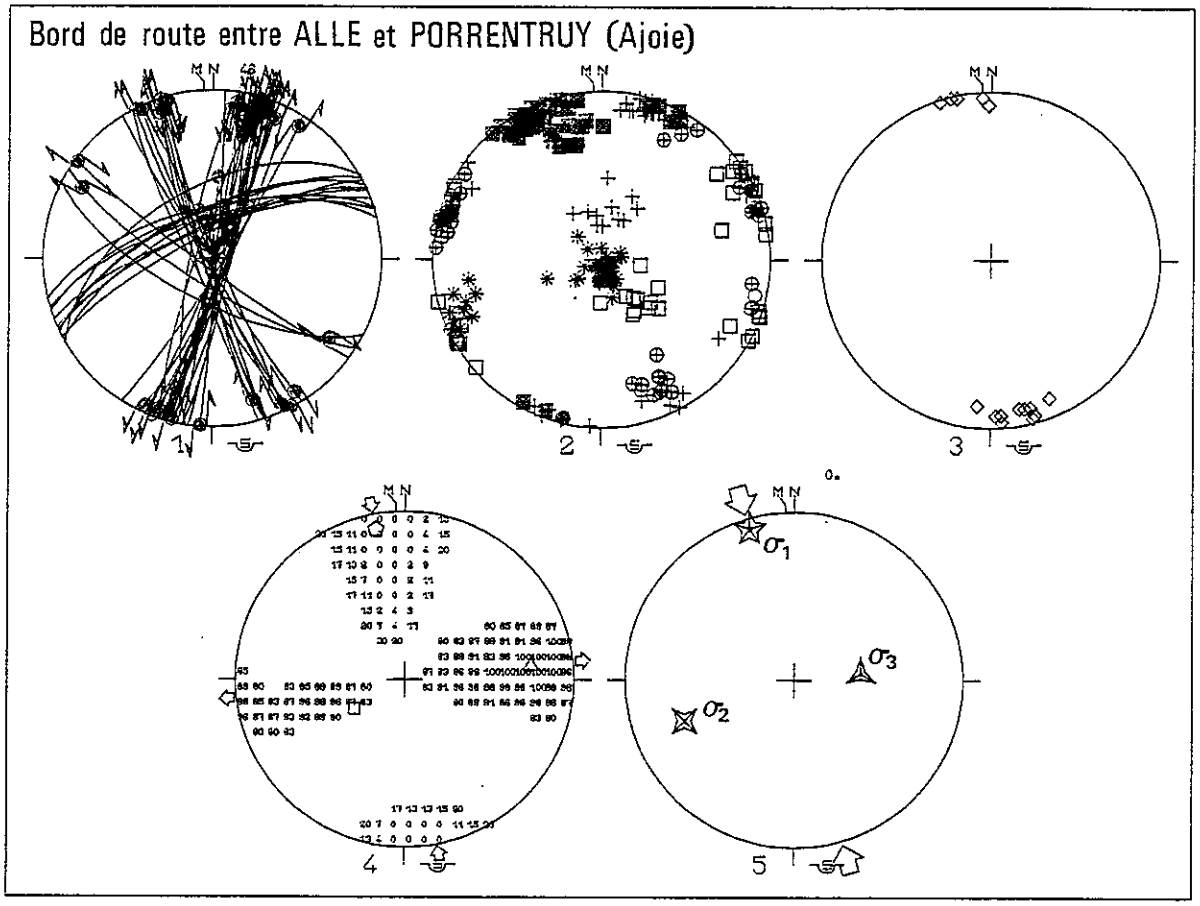


Fig. 70. - Analyse d'une population de décrochements et de failles inverses affectant les calcaires du Malm sur la route Alle-Porrentruy (Ajoie) : compression N-S.

A Siggenthal-Station par contre, en Argovie, les décrochements sénestre NE-SW et dextres NW-SE constituent un dièdre très ouvert de l'ordre de 90°, Ils sont également associés à de nombreuses failles inverses sensiblement E-W (fig.71).

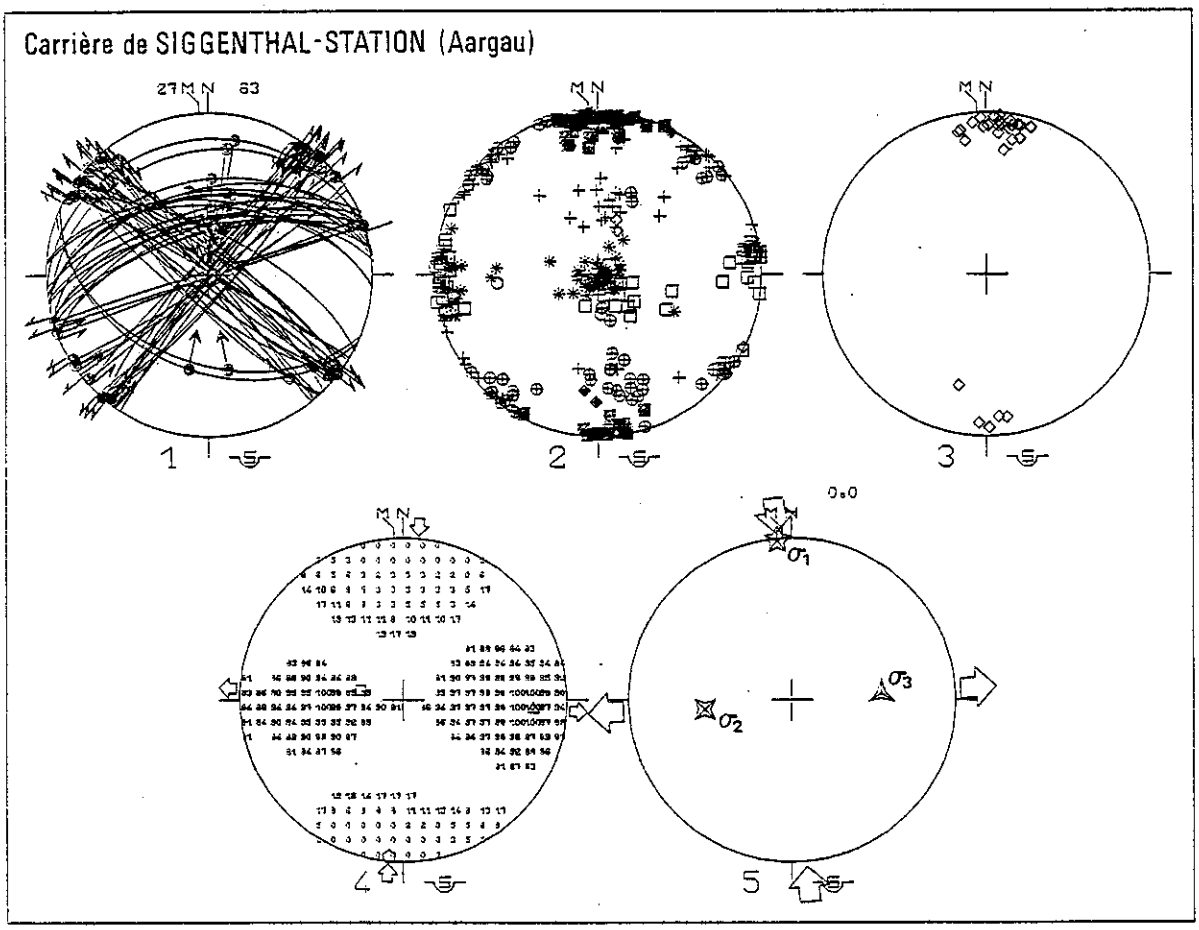


Fig. 71. - Analyse d'une population de failles et de stylolites affectant les calcaires du Malm de la carrière de Siggenthal-Station (Jura tabulaire d'Argovie) : compression N-S.

Dans les secteurs plissés les stations de mesures situées dans des couches subhorizontales ont été analysées comme en secteur tabulaire ; pour celles situées dans des couches plus ou moins inclinées, une rotation des axes du tenseur des contraintes a été effectuée en fonction du pendage de la stratification. Dans l'ensemble les orientations de ces axes n'ont été que peu modifiées (de 1 à 10° d'écart). De même que dans les parties tabulaires du Jura les systèmes de décrochements sont également bien développés comme à Develier, dans le Jura rauracien, par exemple où on peut observer des décrochements sénestres NNE-SSW à NE-SW et dextres NW-SE caractérisant une contrainte principale σ_1 d'azimut 179 (fig.72).

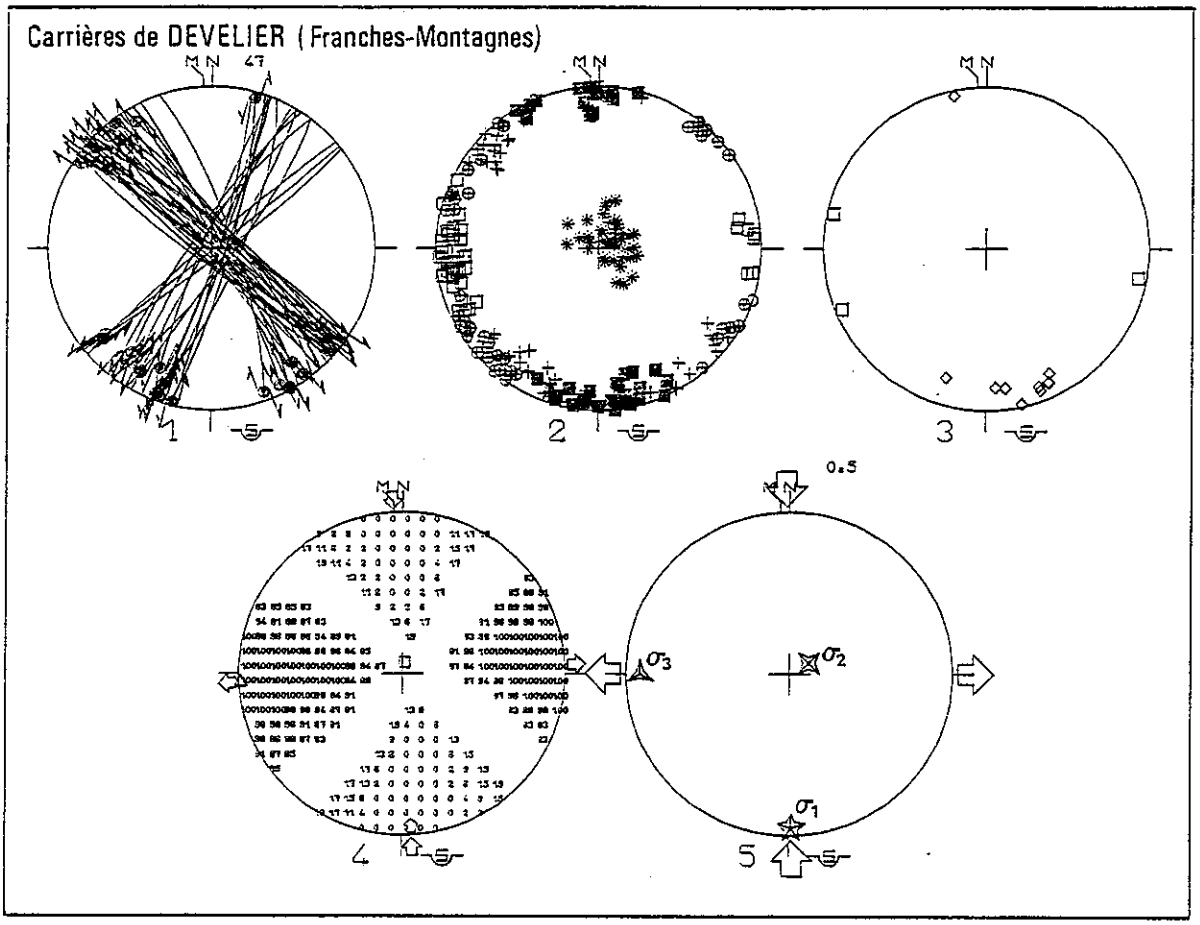


Fig. 72. - Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires du Malm dans les carrières de Develier (Franches Montagnes, Jura rauracien) : compression N-S.

Plus à l'Est la carrière d'Holder-Bank en Argovie, montre également un système de décrochements conjugués ainsi qu'un nombre important de failles inverses. Ces décrochements ont été basculés par un plissement ultérieur d'axe moyen ESE-WNW (pl.I-1). Les axes principaux du tenseur des contraintes calculé à partir de ces accidents ont donc été ensuite remis dans leur position originale par une rotation tenant compte de la stratification moyenne (116-40S) dans le site (fig.73). On obtient ainsi une contrainte σ_1 d'azimut 174 (178 sans rotation).

Le développement des failles inverses s'accentue encore vers l'Est, c'est le cas à Dielsdorf par exemple à l'extrémité orientale du Jura plissé (fig.74) où, dans le champ de contrainte, σ_1 et σ_2 étaient horizontales, respectivement N-S (azimut 004) et E-W.

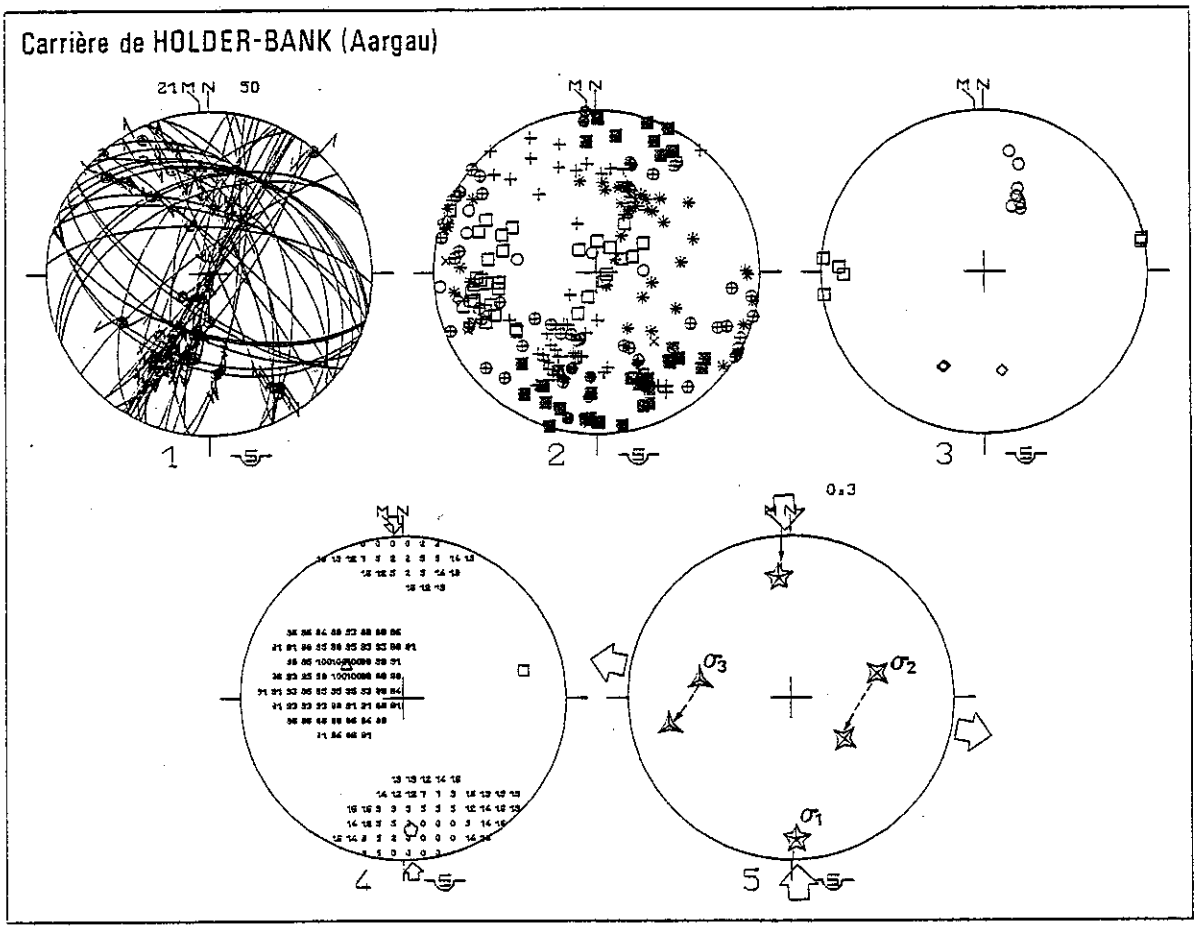


Fig. 73. - Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm de la carrière d'Holder-Bank (Jura plissé d'Argovie) : compression N-S.

La rotation effectuée sur les axes principaux du tenseur des contraintes est indiquée par une petite flèche noire allant de l'axe calculé à l'axe initial reconstruit.

D'une façon générale, que ce soit dans le Jura tabulaire ou dans le Jura plissé, les décrochements sont plus développés à l'Ouest (Ajoie, Jura rauracien) qu'à l'Est (Argovie) où ce sont plutôt les failles inverses qui prédominent. L'analyse des populations de failles dans les différents sites indique une contrainte principale maximale σ_1 horizontale et de direction remarquablement constante dans les différents secteurs (azimut 170-010). L'autre contrainte principale horizontale est tantôt σ_2, tantôt σ_3 suivant que les failles inverses sont prépondérantes ou non sur les décrochements (fig.75).

Sans qu'on puisse en préciser l'âge exact, cet épisode est sans doute à rattacher à la même période de compression qui a affecté la plate-forme sud-allemande à l'Eocène supérieur. Les accidents qui le caractérisent sont souvent réutilisés lors des épisodes tectoniques postérieurs : on peut observer nettement à Anwil par exemple, à la limite orientale du Jura bâlois, plusieurs décrochements dextres d'azimut 150-165 remobilisés en failles normales pendant la distension oligocène. A Dielsdorf les failles inverses d'azimut 060-070 portent nettement deux familles de stries, la première d'azimut 170-180, liée à la compression N-S, la seconde d'azimut 045-060 nettement postérieure (fig.74 et 78). A Holder-Bank enfin, les failles inverses E-W rejouent ultérieurement en décrochement dextres lors d'une compression NW-SE (fig.73 et 80).

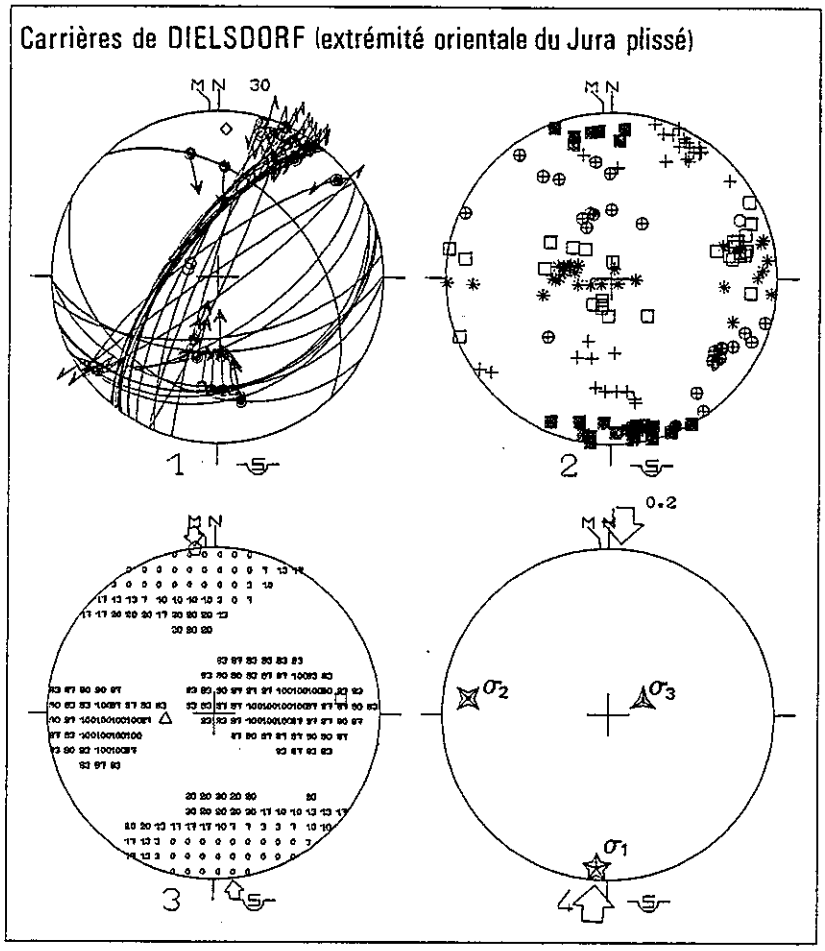


Fig. 74. - Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm dans les carrières de Dielsdorf (extrémité orientale du Lägern, Jura plissé) : compression N-S.

Il est évident que cette compression N-S n'est à l'origine ni des plis importants ENE-WSW à E-W , ni des chevauchements majeurs du Jura plissé (ou le Miocène est souvent impliqué). Cependant elle est responsable, de façon sûre, de certains plis E-W comme l'anticlinal d'Adlerhof dans le Jura bâlois, antérieur à la fracturation d'âge oligocène supérieur (H.P. Laubscher, 1982) ou la flexure du Landskron à la limite sud-est du Fossé rhénan que l'Oligocène moyen recouvre avec une discordance angulaire de 10-20° (H.P. Laubscher et D. Bernouilli, 1980). Dans l'Ajoie, des gauchissements sont cachetés par les conglomérats Wadi de l'Oligocène inférieur. Enfin, l'anticlinal du Lägern s'est développé au Mio-Pliocène sur une ancienne flexure (R. Trümpy, 1980) sans doute due également à ce premier épisode compressif.

Il est probable que, d'une façon générale, les plis devaient être en tout ou partie, ébauchés dès l'Eocène supérieur. J.P. Sopena et J.P. Soulas (1973) ont également reconnu un raccourcissement N-S dans l'ensemble du Jura français auquel ils attribuent aussi un âge éocène supérieur.

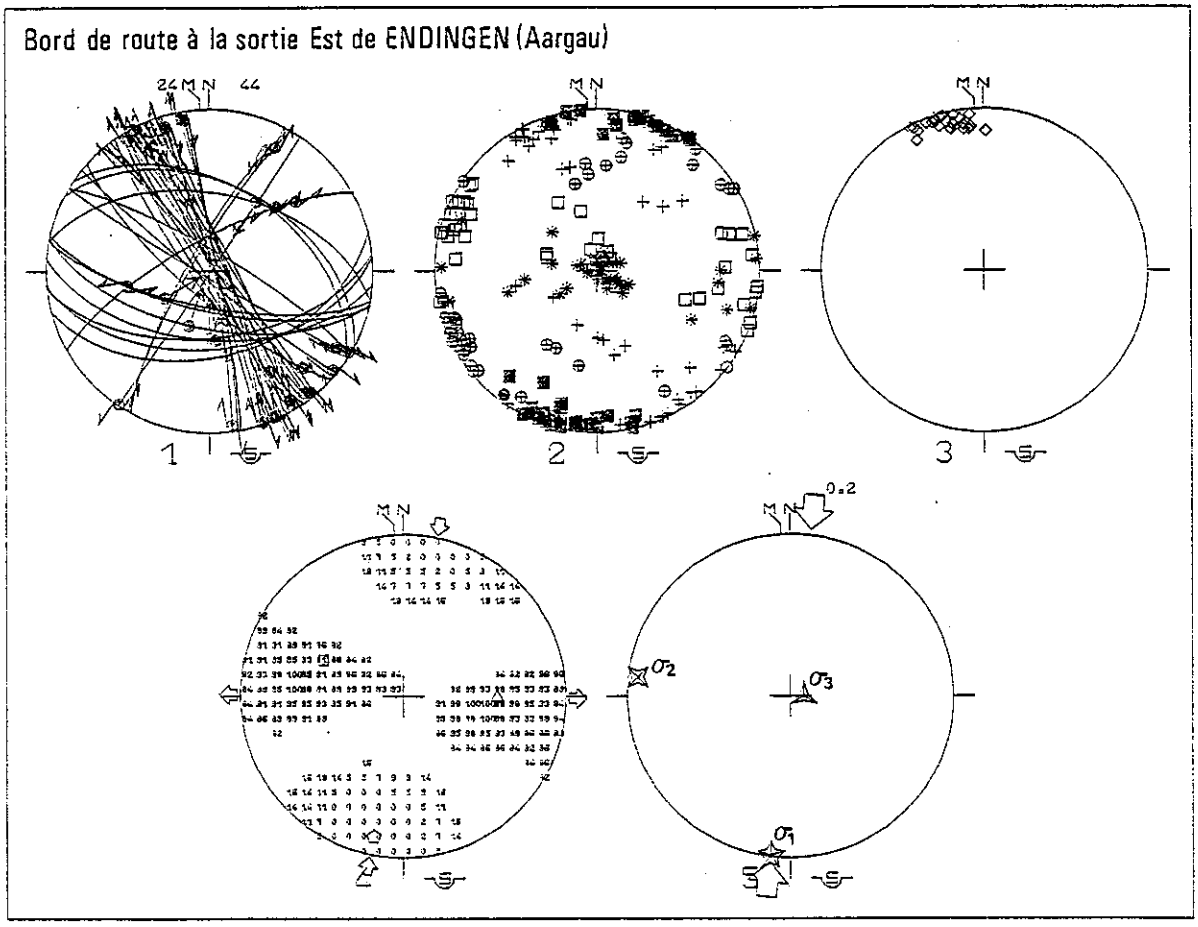


Fig. 75. - Analyse d'une population de décrochements et de failles inverses affectant les calcaires du Malm à Endingen (Jura tabulaire d'Argovie) : compression N-S.

2) Distension E-W.

La distension se manifeste de manière très localisée : -à l'extrémité occidentale du Jura souabe, dans la région de Schaffhausen ; -dans le Jura rauracien au Sud du Fossé rhénan ; -dans le Jura bâlois et le Dinkelberg.

M. Suter (1979) décrit dans l'Est des Franches Montagnes (Mont Terri) des "failles normales de direction N à NNE d'âge paléogène qui appartiennent au système du Fossé rhénan... ces failles normales ont rejoué en décrochements sénestres durant la phase de plissement néogène". Les mêmes observations peuvent être faites dans le Jura de Ferrette où les failles normales subméridiennes ont été réactivées par la suite en décrochements sénestres contrôlant le chevauchement du Jura de Ferrette sur le Sundgau. Ces failles normales prolongeant vers le Sud le Fossé rhénan constituaient la "dépression rauracienne" (R. Trümpy, 1980) qui formait ainsi une bande de 30 km dont les dépots oligocène ont été préservés dans les synclinaux de Delémont et Laufen, en particulier.

Le Jura bâlois et le Dinkelberg constituent un secteur particulier de la bordure orientale du Fossé rhénan, les couches y sont généralement subhorizontales et hachées par de nombreuses failles normales N-S à NNE-SSW (pl.X-3) délimitant une série de petits grabens (fig.76) et caractérisant globalement une extension E-W. Alors que le Fossé rhénan est limité plus au Nord par des failles normales, sa bordure est représentée, à sa terminaison méridionale, près de Bâle, par une flexure (A. Buxtorf, 1928 ; H. Fischer *et al.*, 1971 ; L. Hauber, 1971 ; L. Hauber *et al.*, 1971 ; P. Herzog, 1956 ; H.P. Laubscher, 1971, 1982 ; O. Wittmann, 1949, 1957, 1970). Pour H.P. Laubscher (1982) seule la faille d'Allschwil fonctionne au début de l'Oligocène, la flexure rhénane n'étant pas active avant l'Oligocène supérieur (fig.76) et à la fin de l'Oligocène se développe, dans la partie Est du Jura bâlois, la zone faillée de Wehratal.

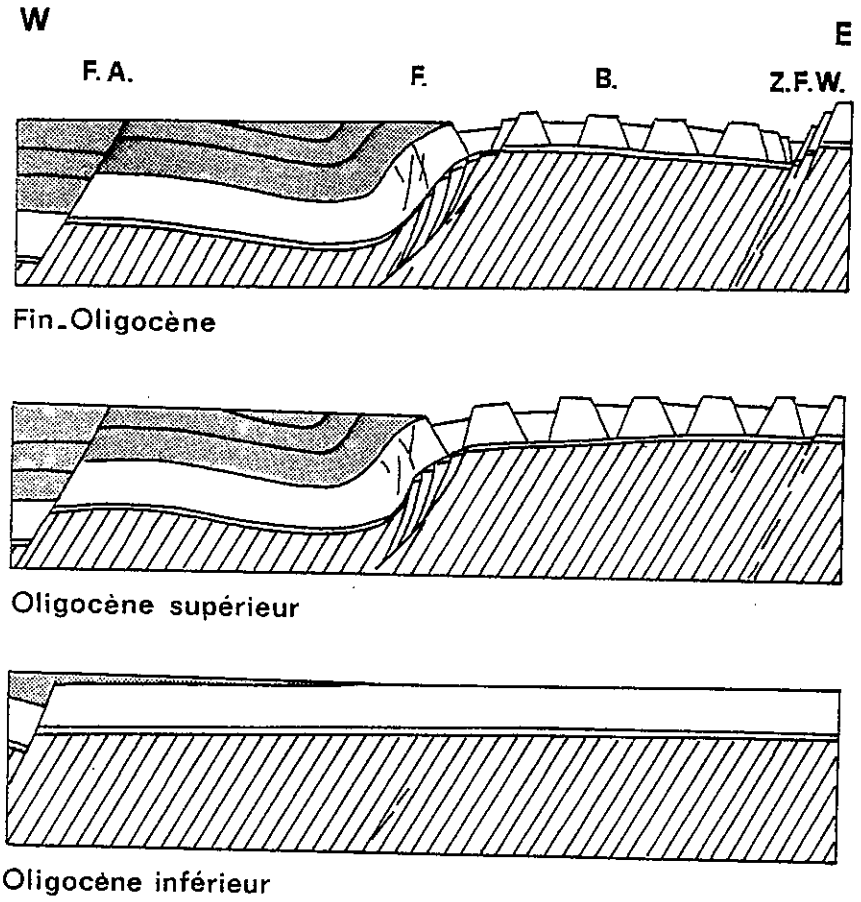


Fig. 76. - La flexure rhénane et le Baselland (d'après H.P. Laubscher, 1982).

Coupe schématique et sans échelle. F.A. : Faille d'Allschwil, F. : Flexure rhénane, B. : Baselland (Jura bâlois tabulaire), Z.F.W. : Zone Faillée de Wehratal, Hachuré oblique : socle, Blanc : couverture, grisé : Oligocène.

Oligocène inférieur : développement du graben vers l'Est, début du fonctionnement de la faille d'Allschwil.

Oligocène supérieur : fonctionnement de la flexure rhénane et développement des petits grabens dans la couverture du Jura bâlois, au-dessus des couches évaporitiques du Muschelkalk. Plus au Nord, dans le Dinkelberg, la fracturation est plus développée : la flexure rhénane est faillée et les failles normales affectent les terrains triasiques et permiens (et probablement le socle).

Fin Oligocène : basculement du Jura bâlois vers l'Est et fonctionnement de la zone de failles normales de Wehratal.

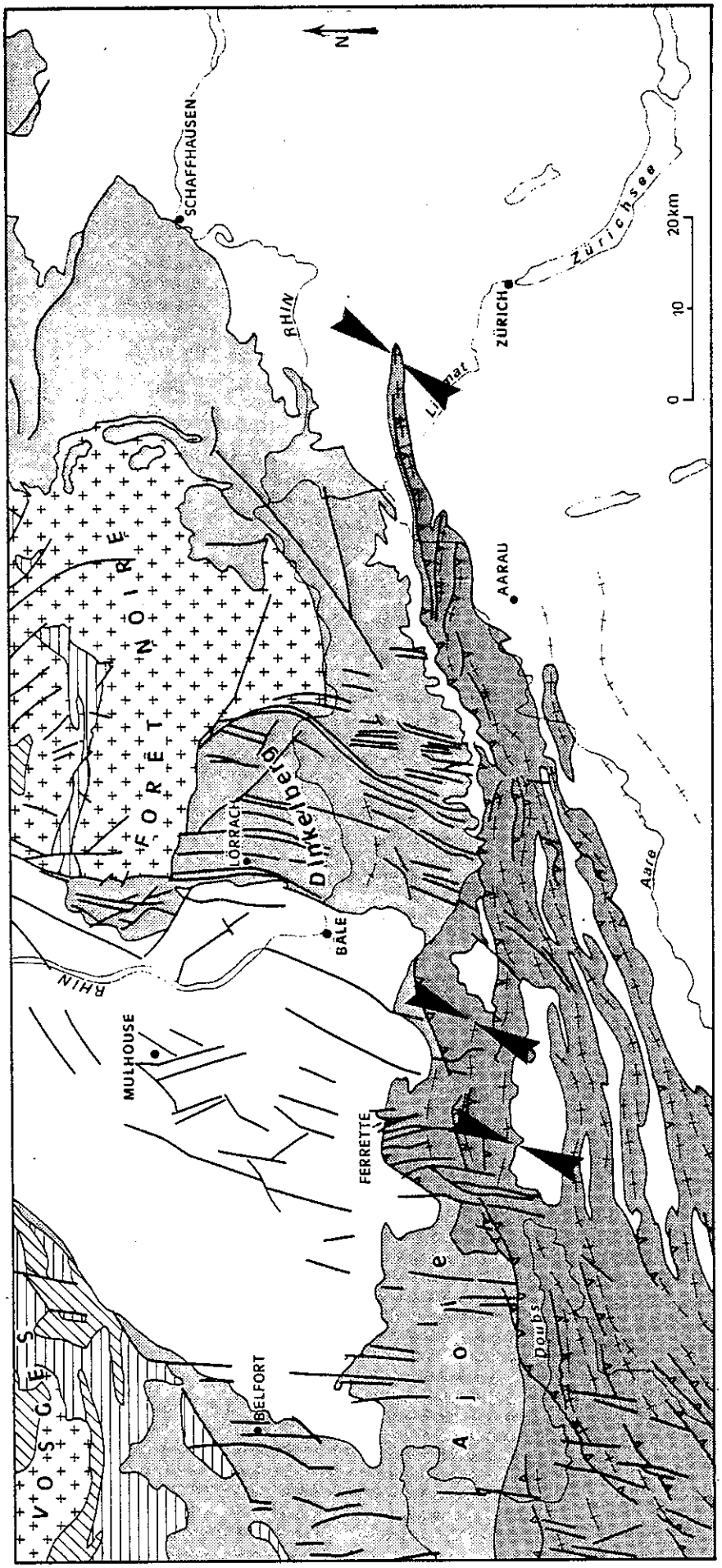


Fig. 77. - Reconstitution du champ de contrainte en compression NE-SW dans le Jura suisse septentrional.

3)Compression NE-SW (fig.77).

Une faible compression NE-SW, marquée par quelques rejeux dextres d'accidents N-S et sénestres d'accidents E-W à ENE-WSW, a pu être observée aux environs de Liesberg et de Develier dans le Jura rauracien ainsi qu'à Dielsdorf, à l'extrémité orientale du chaînon du Lägern. Dans ce dernier site, des failles d'azimut 070 purement inverses lors de la compression N-S rejouent avec un mouvement inverse-sénestre (fig.78). Leurs miroirs montrent nettement la superposition de stries d'azimut 170-180 et 040-060 et la postériorité de ces dernières. L'état de contrainte correspondant était défini en ce point par une contrainte σ_1 d'azimut 039.

Le petit nombre d'observations concernant cet épisode n'a pas permis de le situer chronologiquement par rapport à la compression NW-SE, mais il est probable qu'il est de même âge ici que dans le Jura souabe et franconien c'est à dire situé entre la distension E-W et la compression NW-SE.

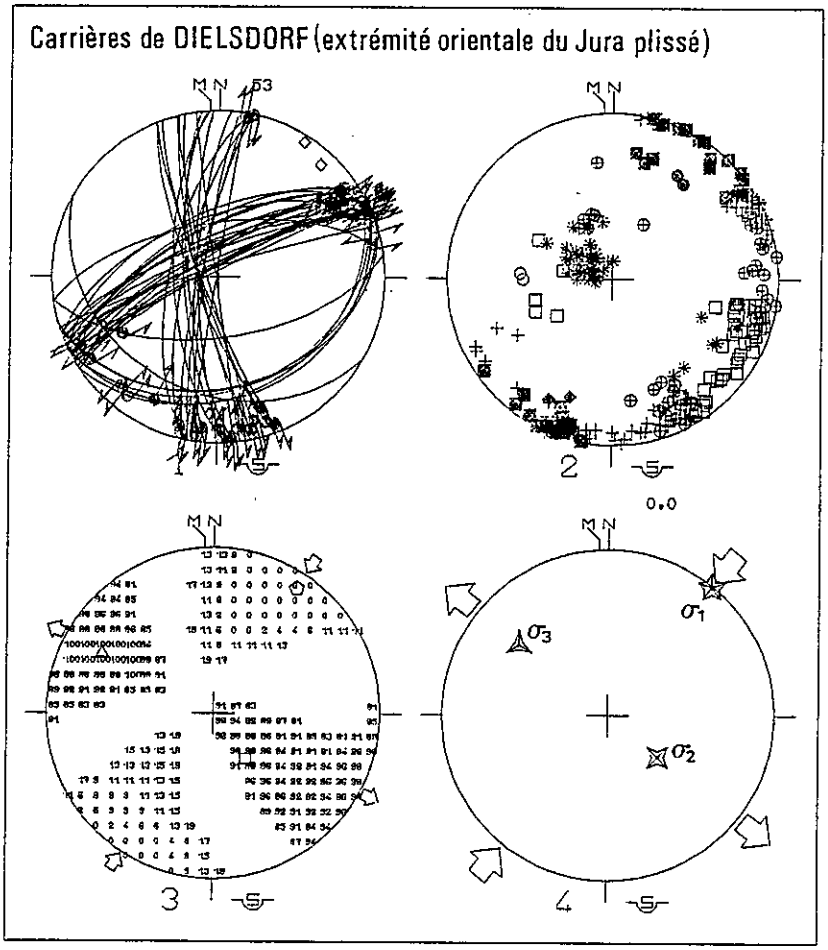


Fig. 78. - Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm dans les carrières de Dielsdorf (extrémité orientale du Lägern, Jura plissé) : compression NE-SW.

4) Compression ESE-WNW à SE-NW (fig.79).

C'est l'épisode compressif principal pendant lequel se sont formés les plis et les chevauchements majeurs du Jura septentrional et en particulier le chevauchement frontal du Jura plissé sur le Jura tabulaire. Du point de vue de la tectonique cassante les structures essentielles, outre les chevauchements, sont les grands décrochements sénestres de "l'éventail jurassien" (A. Caire, 1963, 1973). Les plus importants dans la région étudiée

sont les lignes de Vicques et de Develier à l'Est et à l'Ouest du synclinal de Delémont (M. Suter, 1978) et la ligne de la Ferrière qui borde à l'Ouest le Mont Terri (M. Suter, 1979). Le Jura de Ferrette s'avance également au Nord sur la partie méridionale du Fossé rhénan à la faveur d'une telle ligne de coulissement sénestre le limitant à l'Ouest.

Dans le détail l'interférence entre les structures de direction E-W et NE-SW rend leur organisation complexe, la plupart des structures anciennes étant rajeunies et transformées lors du plissement. On observe de nombreux rejeux sénestres des accidents subméridiens en particulier des failles normales crées lors de l'extension E-W dans le Jura de Ferrette et le Jura rauracien par exemple.

Des failles inverses E-W peuvent également être remobilisées en décrochements dextres, c'est ce qu'on peut observer par exemple à Holder-Bank où elles sont accompagnées de décrochements sénestres subméridiens. L'état de contrainte correspondant était caractérisé par une contrainte principale maximale horizontale σ_1 d'azimut 135. En fait ces décrochements ont probablement fonctionné pour certains avant, pour d'autres pendant le plissement, les uns étant visiblement basculés, d'autres non. Une rotation effectuée à partir d'une stratification moyenne, (116-45S), dans la carrière, ne modifie que peu la direction de σ_1 dont l'azimut est alors 142(fig.80a). Les dalles bien dégagées (pl.X-2 et fig.81) montrent généralement les traces nettes des deux systèmes de décrochements : le premier NNE-SSW et NNW-SSE dû à la compression N-S, le second N-S et E-W lié au raccourcissement NW-SE.

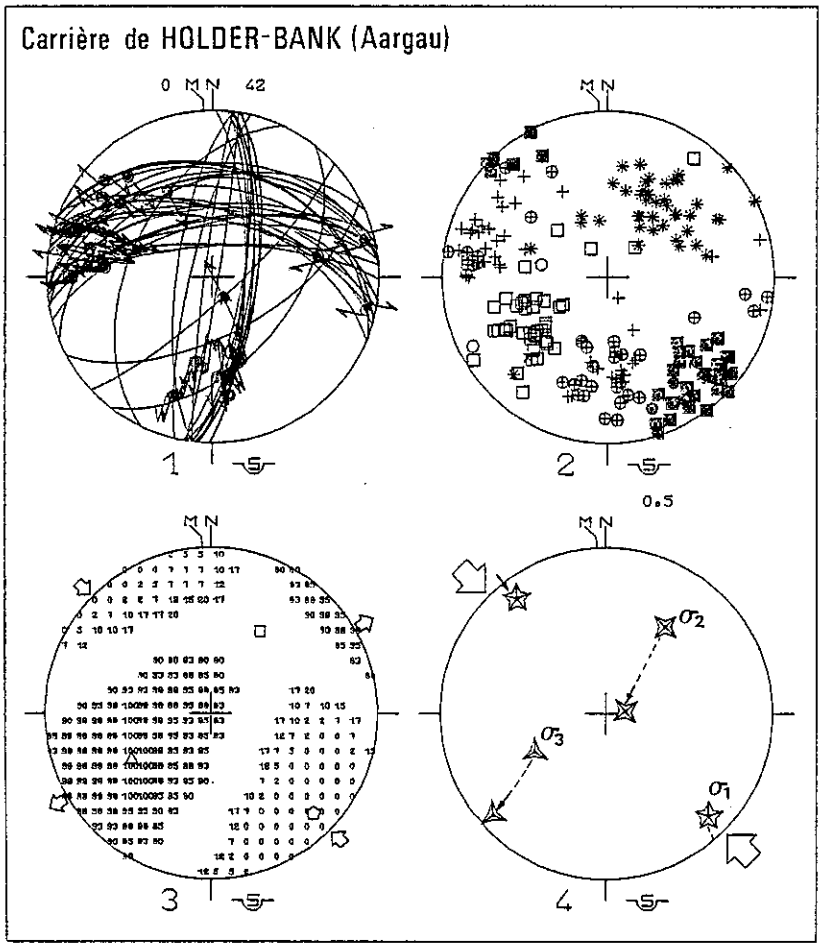


Fig. 80a. - Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm de la carrière d'Holder-Bank (Jura plissé d'Argovie): compression NW-SE (voir commentaire fig. 73).

La direction de la contrainte principale σ_1 varie peu dans les différents sites (azimut 135-150) de tout le Jura septentrional suisse. Plus au Nord dans la région de Schaffhausen, cette direction devient ENE-WSW (fig.80b) comme dans l'ensemble du Jura souabe qui s'étend vers le Nord-Est à partir de ce secteur (cf.chapitre II : II-B-3).

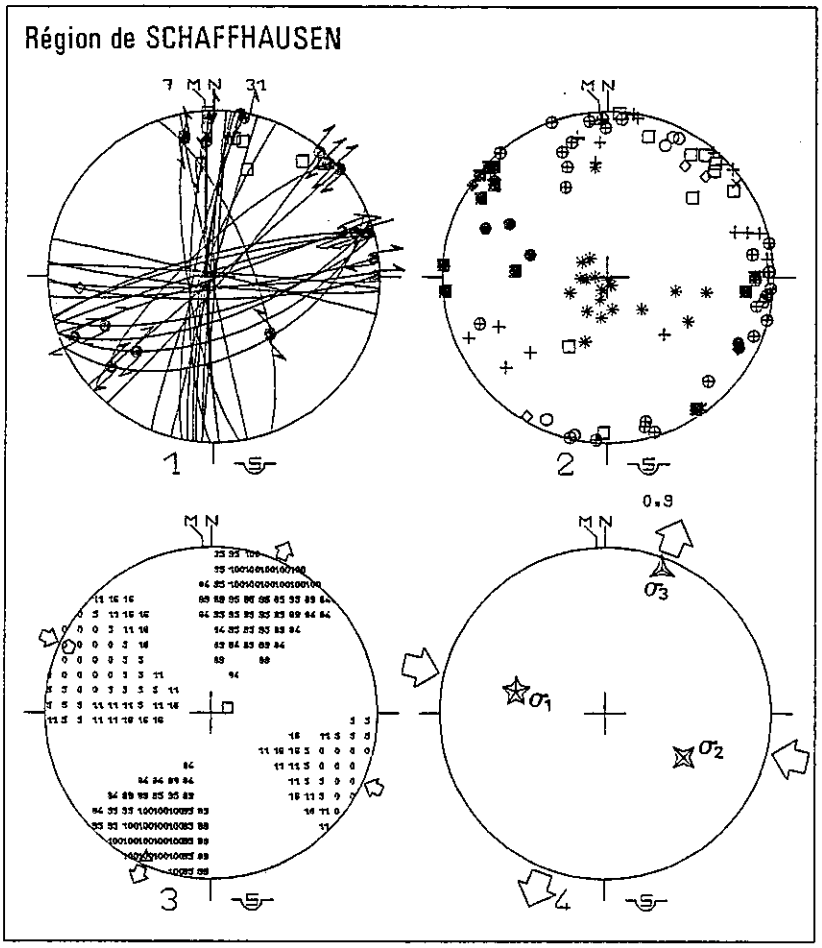


Fig. 80b. - Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm de la région de Schaffhausen: compression WNW-ESE.

La molasse miocène est impliquée dans les synclinaux comme ceux de Laufen et de Delémont, la tectonique majeure lui est donc postérieure. L'existence de quelques formations d'âge miocène terminal et pliocène dans l'Ajoie et le bassin de Delémont (H. Liniger, 1967) permet de dater cette phase assez précisemment (d'âge pontien). Les sables à Hipparion sont nettement affectés par le plissement ; les graviers vosgiens reposent en discordance sur ces sables mais sont aussi plus anciens que les plis ; les graviers du Sundgau (Pliocène supérieur à Pléistocène inférieur) par contre, ne sont pas affectés par le plissement mais seulement par des failles récentes (H. Liniger, 1967 ; R. Trümpy, 1980). La phase de plissement principale est ainsi datée comme post-Miocène supérieur et pré-Pliocène supérieur . Il existe peut-être une phase précoce pré-graviers vosgiens, mais la discordance de ceux-ci sur les sables à Hipparion est peut-être seulement due au dépôt de ces graviers dans des bras de rivières.

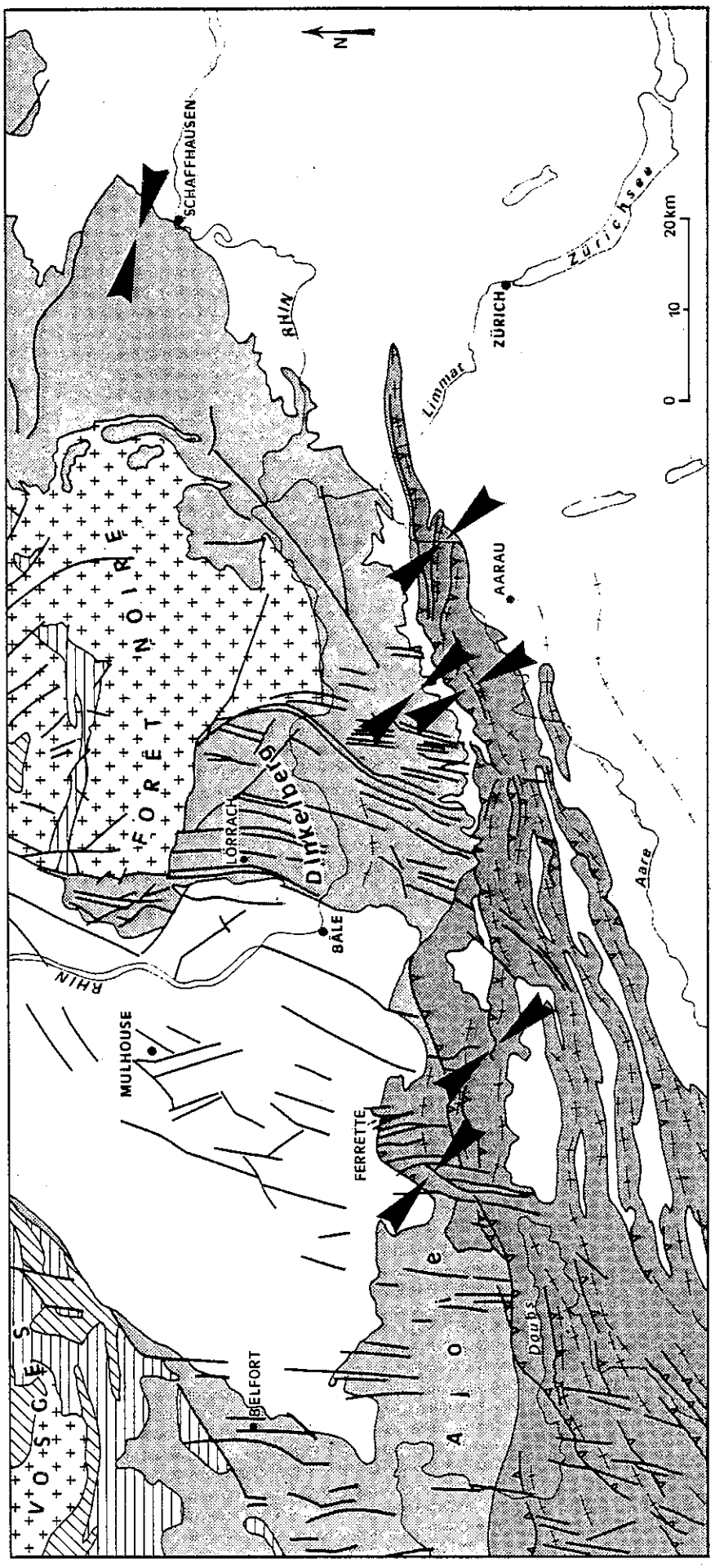


Fig. 79. - Reconstitution du champ de contrainte en compression ESE-WNW à SE-NW dans le Jura suisse septentrional.

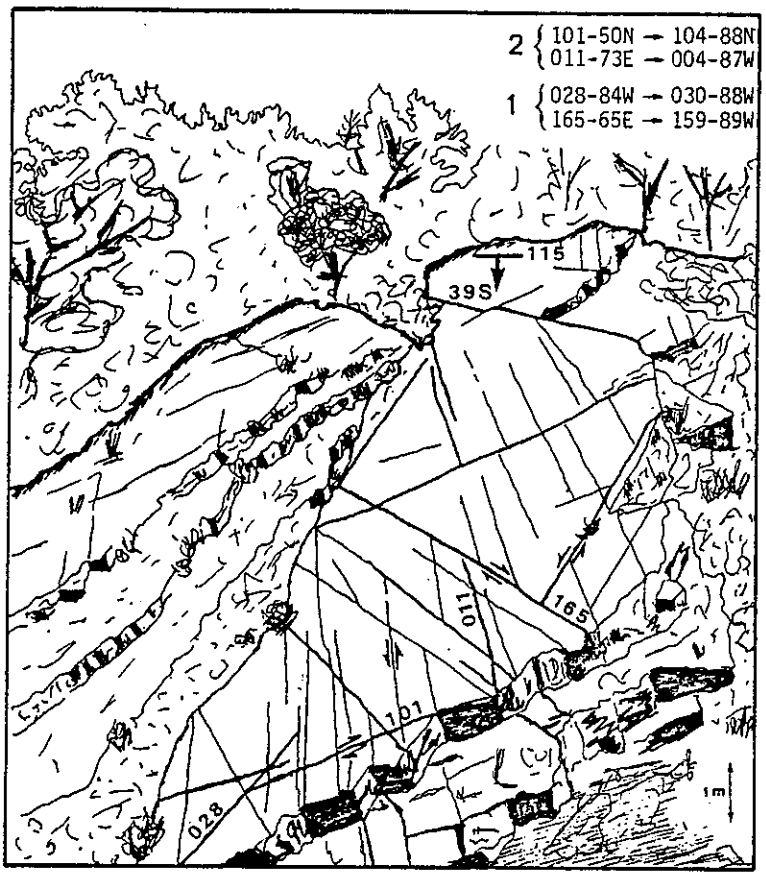


Fig. 81. - Carrière d'Holder-Bank : grande dalle de calcaires argoviens (surface structurale) portant deux réseaux d'accidents décrochants conjugués.

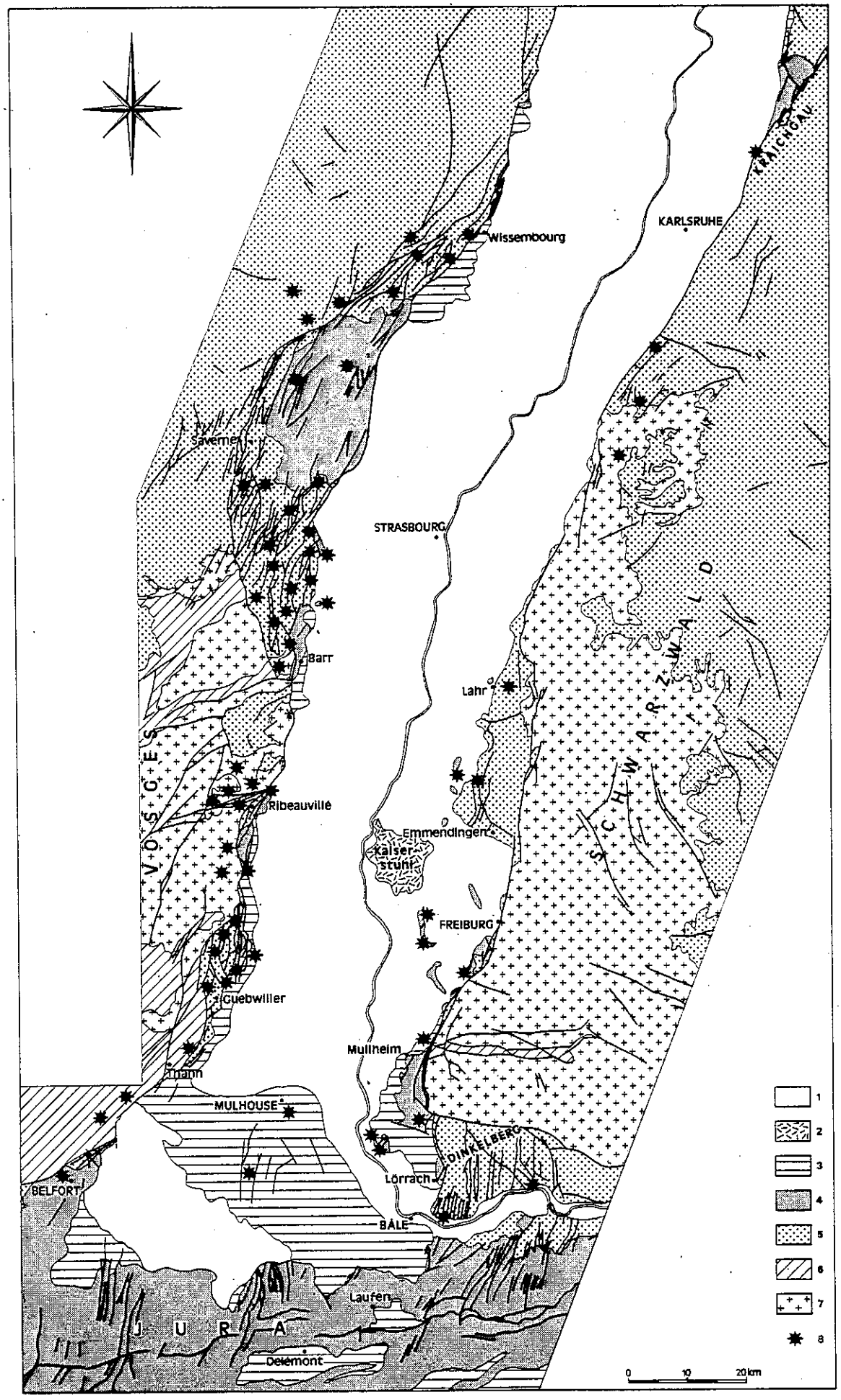
Dans l'angle supérieur du schéma sont inscrites les coordonnées d'accidents caractéristiques de chacun de ces réseaux telles qu'elles ont été mesurées et après rotation (stratification remise à l'horizontale). Le plus ancien (1) correspond à la compression N-S, le plus récent (2) à la compression NW-SE.

C.LE FOSSÉ RHÉNAN.

Le Fossé rhénan est l'un des rift continentaux les plus étudiés. Sa structure profonde est connue grâce aux forages pétroliers (Pechelbronn ; R. Schnaebele, 1948), aux travaux miniers (Potasse d'Alsace ; C. Courtot *et al.*, 1972) et aux investigations géophysiques (J.B. Edel, 1975, 1978 ; J.B. Edel *et al.*, 1975 ; K.P. Bonjer et K. Fuchs, 1979 ; R. Meissner et V. Vetter, 1974 ; A. Hirn, 1976). Son histoire sédimentaire a été reconstituée avec précision par C. Sittler (1965, 1969). Ces différents aspects ne seront donc pas envisagés en détail dans cet ouvrage.

Plusieurs travaux de synthèse, et en particulier ceux de J.H. Illies (1974, 1975), expliquent sa formation et son évolution au sein de la plate-forme européenne depuis l'Hercynien jusqu'à l'Actuel.

Les recherches récentes sur ce fossé se rapporte essentiellement à l'analyse des mécanismes cassants (M. Ruhland, 1982 ; F. Bergerat, 1983 ; T. Villemin et F. Bergerat, 1984) et à des calculs de taux d'extension et de subsidence (A. Roll, 1979, 1980 ; T. Villemin *et al.*, 1983 ; T. Villemin et F. Alvarez, 1984).


KRAICHGAU
KARLSRUHE
Wissembourg
Saverne
STRASBOURG
SCHWARZWALD
VOSGES
Barr
Lahr
Ribeauvillé
Emmendingen
Kaiserstuhl
FREIBURG
Guebwiller
Mulheim
Thann
MULHOUSE
DINKELBERG
Lörrach
BELFORT
BALE
Laufen
JURA
Delémont
0 10 20 km
1
2
3
4
5
6
7
8

Ce chapitre a essentiellement trait à la recherche de la dynamique des accidents en liaison avec les paléo-contraintes régionales. Des mesures systématiques de tous les marqueurs tectoniques ont été effectuées principalement dans les champs de fractures bordant le fossé à l'Est et à l'Ouest : Belfort, Vieux-Thann, Guebwiller, Ribeauvillé et Saverne en France, Lörrach, Freiburg, Lahr-Emmendingen et Kraichgau en Allemagne. Les terrains cristallins, ainsi que les grès et les calcaires triasiques des Vosges et de la Fôret Noire, en bordure du fossé, ont également fait l'objet d'observations dont certaines en collaboration avec T. Villemin (Pfalz, Odenwald) (fig.82).

- a) Caractères structuraux du Fossé.

Du côté français, la bordure externe du Fossé rhénan est marquée par une série de failles synthétiques "en baïonnette" appelée classiquement "faille vosgienne", dont le pendage est de 40 à 65° Est et le rejet de l'ordre de 800 à 1000 m. Entre les Vosges cristallines et la plaine rhénane, des compartiments effondrés constituent, par place, les collines sous-vosgiennes, formées de terrains secondaires très faillés (champs de fractures). Une autre famille de failles synthétiques les limite à l'Est ("faille rhénane") plongeant de 75-80° vers l'Est et dont le rejet peut atteindre 1800 m. En Allemagne, les caractères structuraux sont identiques avec des champs de fractures limités par une "faille schwarzwaldienne" à l'Est et une "faille rhénane" à l'Ouest (fig.83).

Dans les champs de fractures, un réseau de failles complexe se développe. Les accidents y sont d'importance variable ; ils peuvent parfois déterminer des structures particulières comme le fossé de Wintzfelden dans le champ de fractures de Guebwiller par exemple. La géométrie et la tectonique des champs de fractures français sont bien connues grâce aux travaux de l'Université de Strasbourg (G. Hirlemann, 1972 ; C. Sittler, 1965, 1969 ; M. Ruhland et G. Hirlemann, 1973 ; M. Ruhland, 1974, 1982).

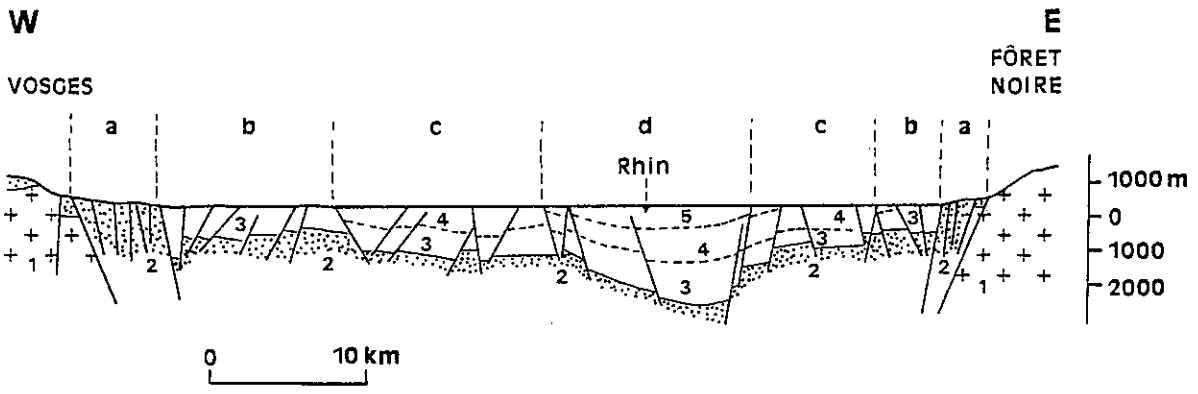


Fig. 83. - Coupe schématique du Fossé rhénan (d'après C. Sittler *in* J.P. von Eller, 1976).

a, champs de fractures ; b, zones marginales ; c, zones moyennes ; d, zone centrale.
1, socle ; 2, Mésozoïque ; 3, Oligocène inférieur ; 4, Oligocène moyen ; 5, Oligocène supérieur.

Dans le fossé proprement dit, on peut distinguer (fig.83) : -les zones marginales, plus ou moins larges, où "affleure" le Lattorfien, affectées de failles antithétiques ; -les zones moyennes où "affleure" le Rupélien, caractérisées par la combinaison de failles synthétiques et antithétiques ; - la zone centrale avec des failles à rejet important, où se situent les puissantes formations du Chattien-Aquitanien (P. Chauve *et al.*, 1980). L'effondrement total est de l'ordre de 2000 à 4000 m.

Fig. 82. - Le Fossé rhénan dans son cadre géologique.

1, Alluvions ; 2, roches basaltiques tertiaires ; 3, dépôts tertiaires du Fossé rhénan ; 4, Jurassique ; 5, Trias ; 6, Dévono-Dinantien ; 7, terrains cristallins des Vosges et de la Forêt Noire ; 8, principaux sites de mesures.

b) Géométrie et mécanismes de la fracturation.

Les 2600 mesures effectuées dans une centaine de sites (fig.82) ont été regroupées en quatre rosaces régionales axées sur : -la bordure vosgienne et les champs de fractures au Sud de Strasbourg, -le champ de fractures de Saverne, -les champs de fractures allemands et -la région Odenwald-Kraichgau.

La rosace de fréquence appelée "Vosges" comprend essentiellement les mesures de failles faites dans les champs de fractures de Belfort, Vieux-Thann, Guebwiller et Ribeauvillé, ainsi que dans les terrains cristallins en bordure du fossé (fig.84a). Le pic principal 170-015 (40% des mesures) reflète l'importance des failles normales subméridiennes liées à la période de distension E-W à l'origine de l'ouverture du fossé. Des pics moins importants à 075 et 105 marquent les failles transversales existant dans les champs de fractures ; d'autres à 040 et 135 représentent les décrochements conjugués qui ont fonctionné lors de la compression N-S d'âge éocène. 40% des failles sont des failles à composante verticale (parmi celles-ci les failles normales sont les plus nombreuses : 75%) et 35% des failles décrochantes (fig.84,d,e). Les 25% restant sont des failles à jeux obliques témoignant des rejeux soit d'accidents anciens, dans le socle vosgien, lors des phases tertiaires, soit des accidents tertiaires eux-mêmes : décrochements éocènes rejouant en failles normales à l'Oligocène, failles normales oligocènes reprises par une compression postérieure... La rosace des directions de plongements (fig.84b) indique que 40% des failles plongent à l'Est ou à l'Ouest. Parmi celles-ci, les failles plongeant vers le centre du fossé sont les plus nombreuses (25%), celles plongeant vers l'extérieur du système ne sont cependant pas négligeables (15%). Ce dispositif géométrique traduit ainsi le basculement des structures tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre.

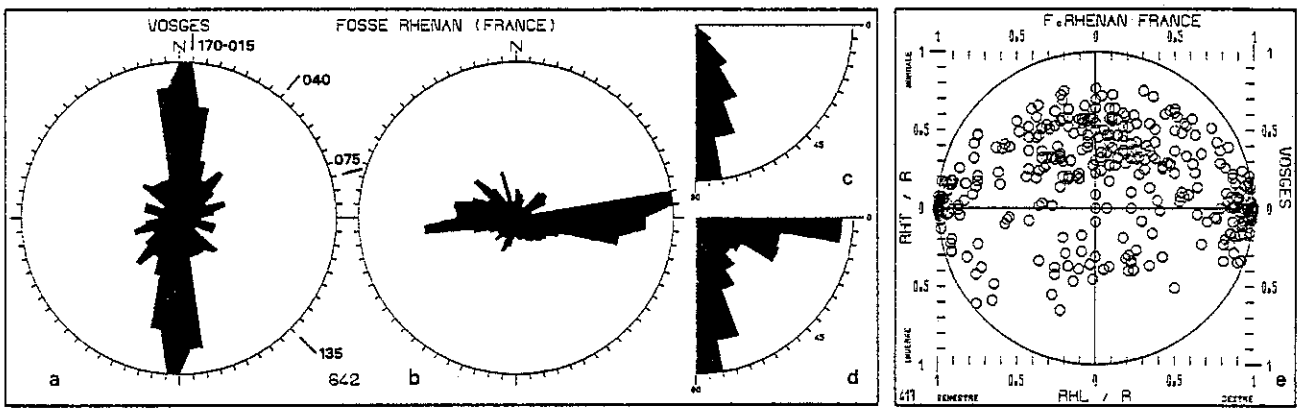


Fig. 84. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure occidentale du Fossé rhénan : Vosges et champs de fractures de Vieux Thann, Guebwiller et Ribeauvillé.

La rosace du champ de fractures de Saverne (fig.85a) montre une plus grande dispersion des directions de failles, avec cependant un pic subméridien (000-015) toujours bien marqué. Cette dispersion se reflète aussi au niveau des jeux puisque pour 35% de failles normales ou inverses et 25% de décrochements , on a 40% de failles à jeux obliques (fig.85 c,d). En effet, l'existence de failles dans presque toutes les directions implique qu'une certaine partie d'entre elles rejoue lors des différents épisodes tectoniques, suivant leur disposition par rapport aux contraintes principales, ce qui explique le nombre élevé de failles à jeux obliques.

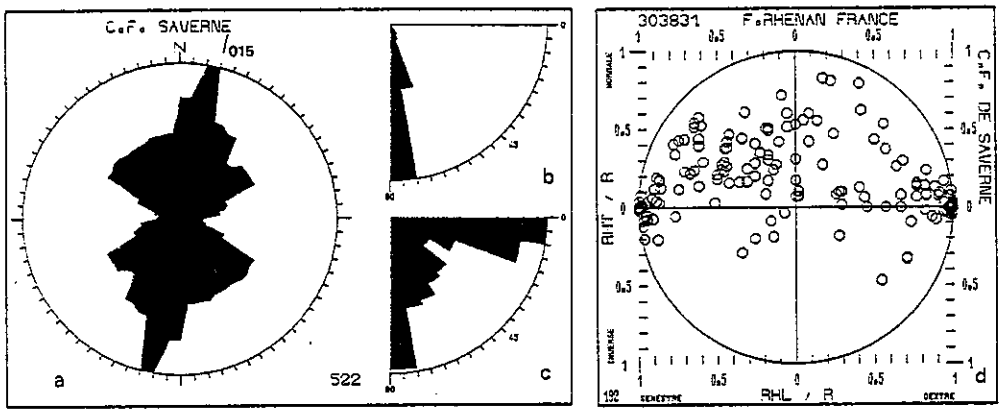


Fig. 85. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le champ de fractures de Saverne.

Du côté allemand du fossé, la rosace "Schwarzwald" se rapporte principalement aux champs de fractures de Lörrach, Freiburg, et Lahr-Emmendingen (fig.86a). Le pic principal à 160-175 (35% des mesures) correspond surtout, ici aussi, au système de failles normales oligocènes plongeant vers l'Est (22%) ou l'Ouest (13%) et induisant le même style de structures basculées, tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest, que sur la bordure vosgienne du fossé. Les jeux obliques semblent être moins abondants que sur la bordure vosgienne (peut être parce que moins de mesures ont été faites dans le cristallin de la Forêt Noire que dans celui des Vosges et qu'ainsi les rejeux d'accidents anciens n'apparaissent pas sur les diagrammes). Enfin, 40% environ des failles ont joué en décrochements pratiquement purs (pitch 0 à 15°) (fig.86 d,e).

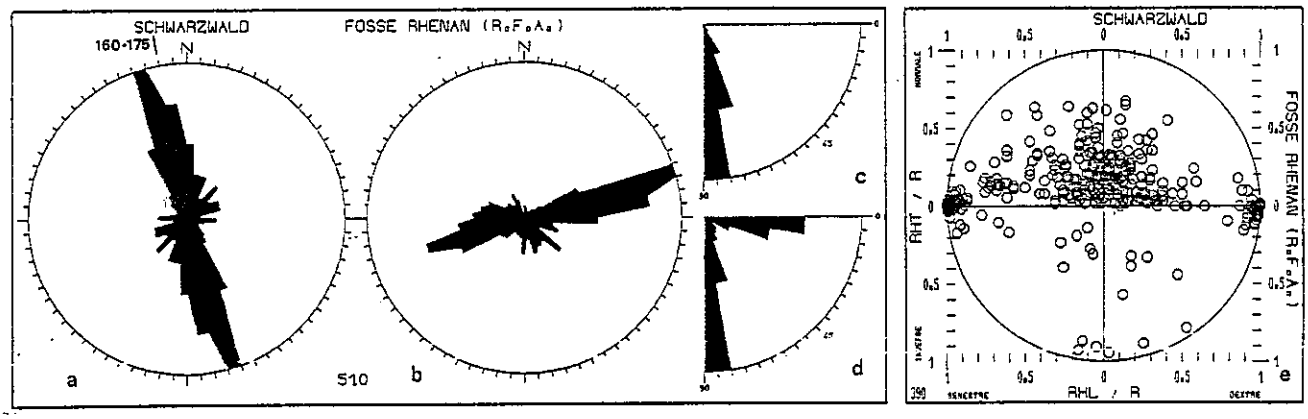


Fig. 86. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure orientale du Fossé rhénan : Schwarzwald et champs de fractures de Lörrach, Freiburg et Lahr-Emmendingen.

La rosace "Odenwald", établie pour les failles des terrains cristallins de ce massif, montre une certaine dispersion des directions (fig.87 a). Celle-ci, plus importante que sur les autres rosaces de bordures du fossé, reflète l'existence d'une fracturation antérieure (hercynienne et tardi-hercynienne) développée dans ces terrains anciens. On peut néanmoins distinguer un pic principal subméridien (170-015) comme dans les autres secteurs, ainsi que deux pics moins importants à 055 et 130, représentant pour l'essentiel les décrochements conjugués dus à la compression N-S. Plus de 70% des accidents portent d'ailleurs des stries subhorizontales ou obliques (fig.87d,e).

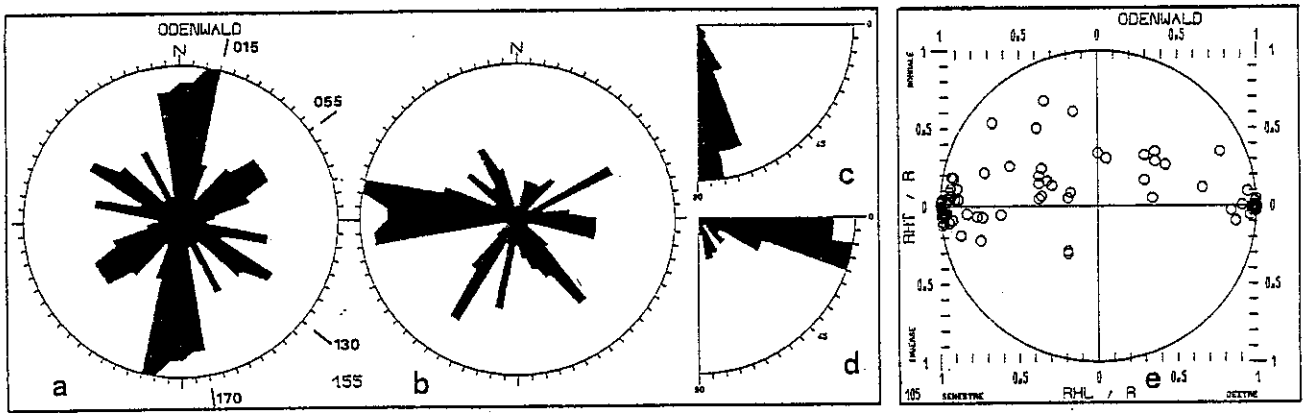


Fig. 87. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans l'Odenwald.

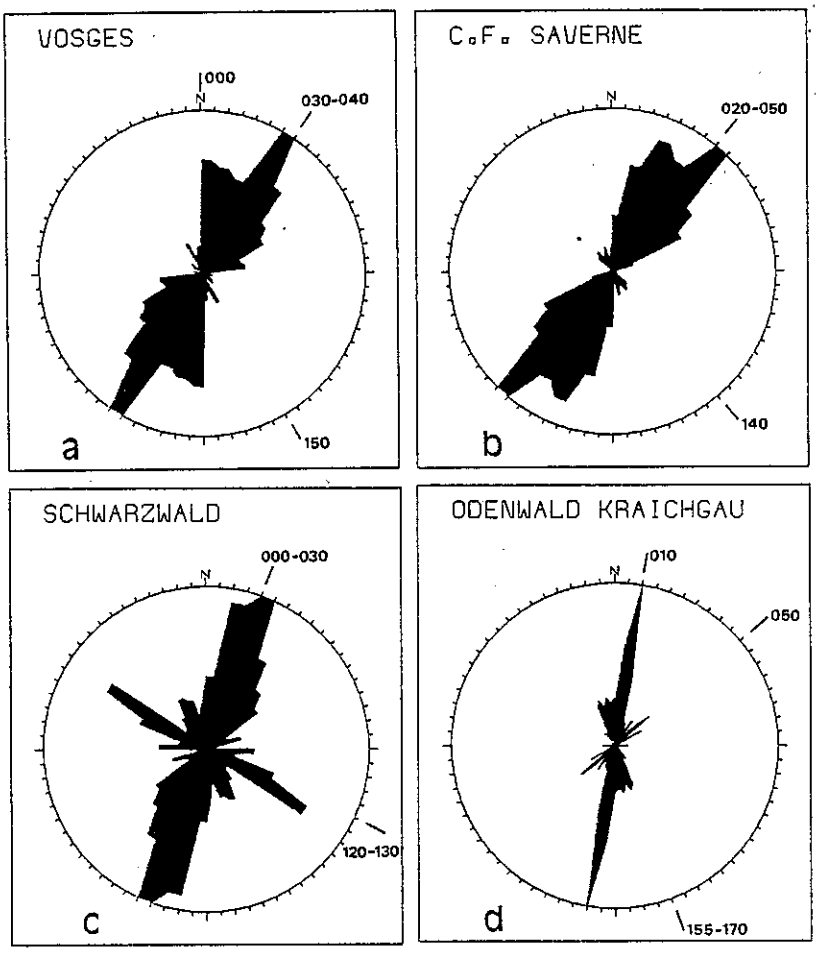


Fig. 89. - Rosaces de fréquence angulaire établies à partir de la carte de la fracturation de l'ensemble Vosges-Fossé rhénan-Forêt Noire (figure 88).

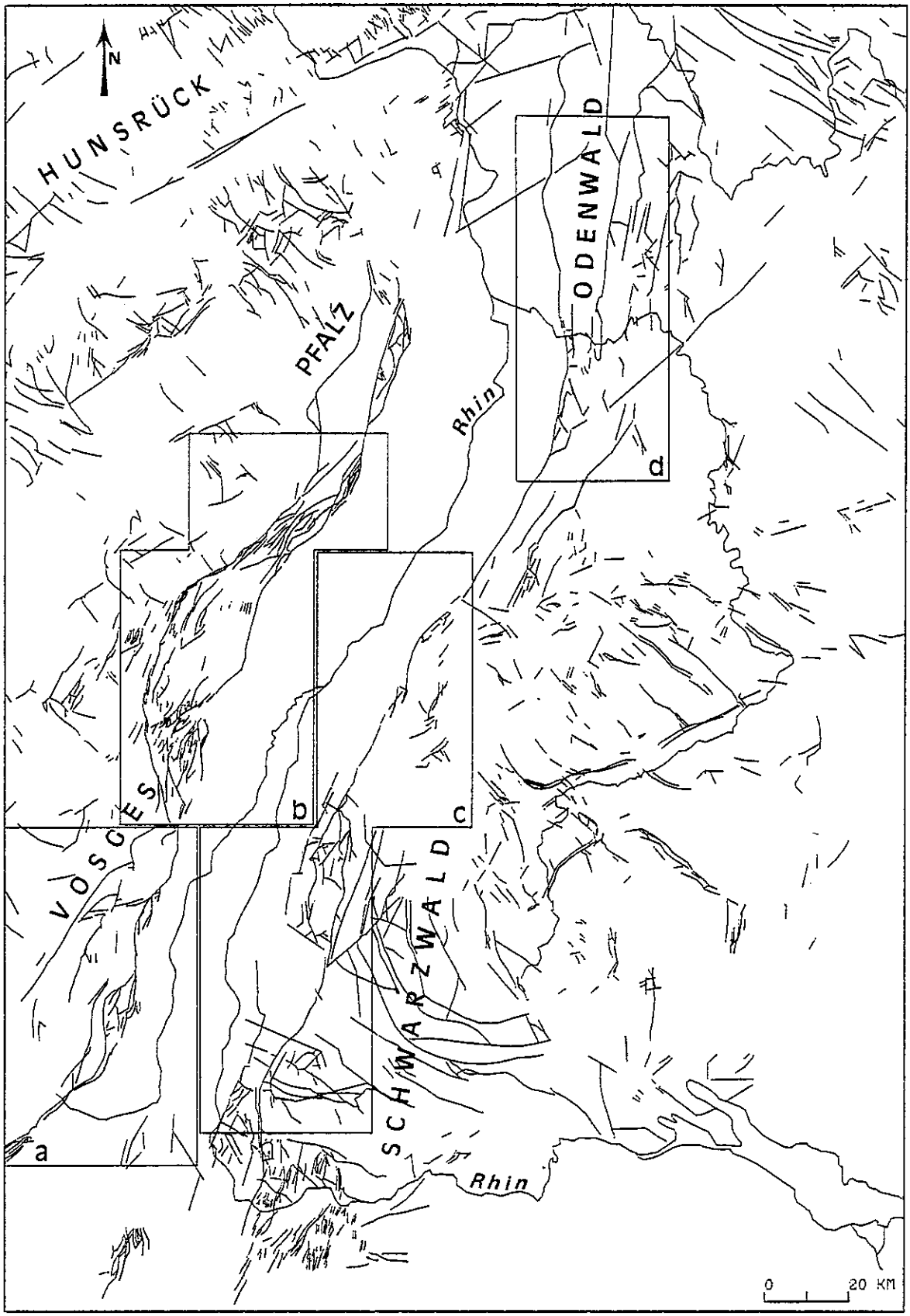


Fig. 88. - Le Fossé rhénan dans son cadre structural (d'après T.Villemin, 1985)
Les secteurs encadrés correspondent aux rosaces de la figure 89.

Des rosaces ont été établies pour les mêmes régions à partir de la carte de la fracturation (fig.88) extraite des cartes géologiques. Elles sont assez différentes des rosaces "de terrain", en grande partie parce que les secteurs délimités sur la carte recouvrent assez largement les massif vosgiens et schwarzwaldiens, où les directions structurales sont plus variées, alors que, en ce qui concerne les mesures de terrain, le nombre de celles-ci dans ces massifs était faible par rapport à celui concernant les champs de fractures. Sur le côté français du fossé (Vosges, champ de fractures de Saverne), la direction principale est marquée par un pic à 030-040 qui correspond à une famille importante de décrochements sénestres d'âge éocène, mais aussi à des accidents majeurs dans le socle vosgien (faille de Sainte-Marie-aux-Mines, par exemple). Les accidents conjugués sont marqués par un petit pic vers 150. La direction subméridienne liée à la distension oligocène apparaît également nettement (fig.89a,b). Sur le côté allemand (Schwarzwald, Odenwald), on retrouve sur les rosaces (fig.89c,d) un pic important parallèle à l'axe du fossé (010-030), mais également des pics plus ou moins marqués à 120-130 et 155-170, caractéristiques des grandes failles affectant le socle de la Forêt Noire ou de l'Odenwald.

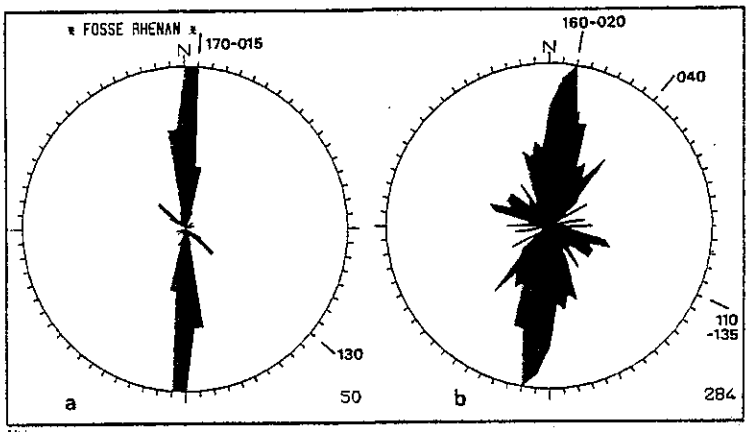
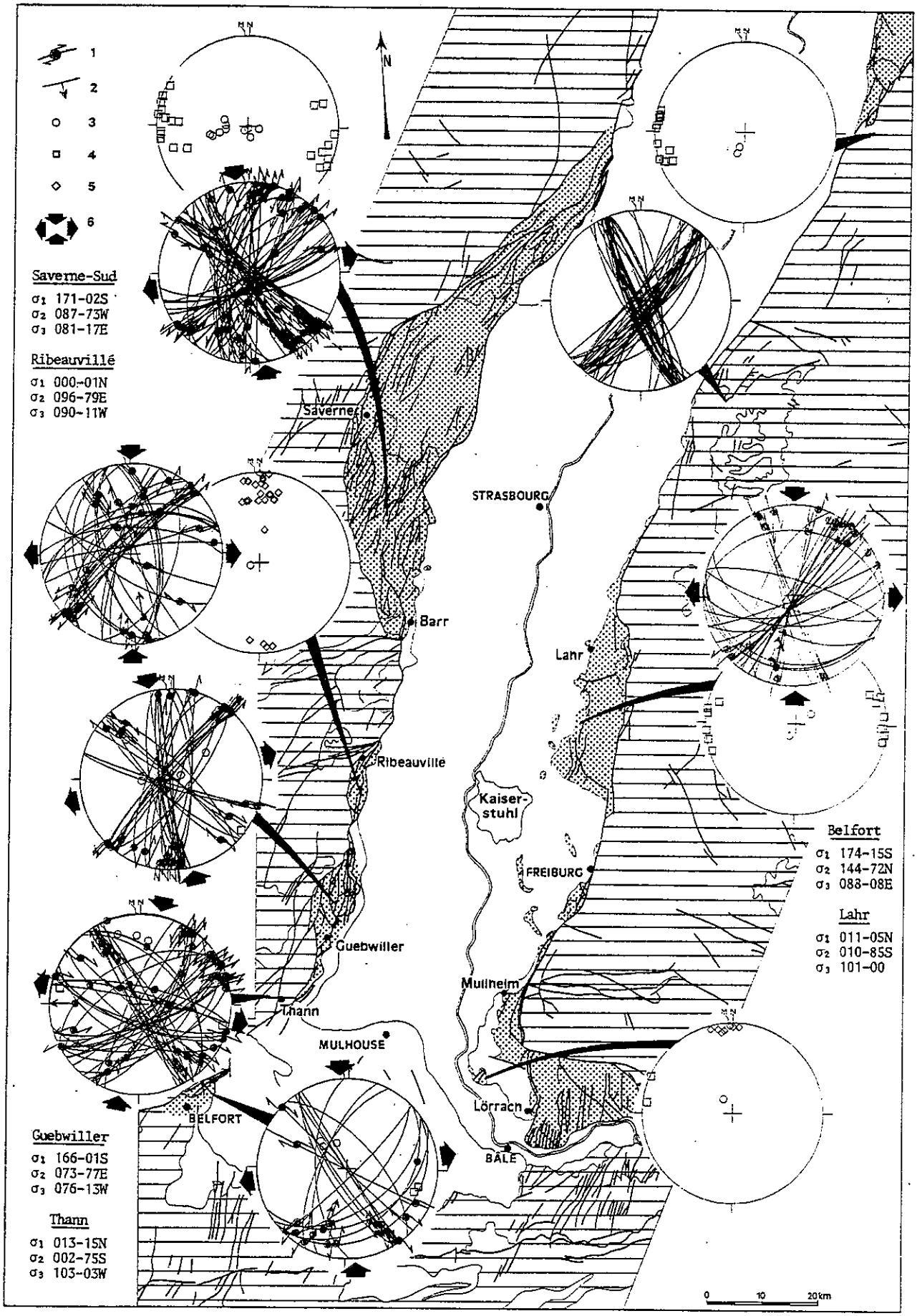


Fig. 90. - Rosaces de fréquences des stylolites tectoniques (a) et des fentes de tension (b) mesurés sur les bordures du Fossé rhénan.

Des rosaces de directions des stylolites et des fentes de tension ont été réalisées sur l'ensemble de la région étudiée. Les stylolites sont peu nombreux relativement au nombre de mesures total, ce qui s'explique par le nombre important de sites dans les grès et les roches cristallines ; les fentes de tension par contre sont relativement abondantes. Ces deux rosaces montrent un pic majeur subméridien : près de 50% des fentes de tension ont une direction comprise entre N160 et N20, plus de 65% des stylolites ont un azimut 170 à 015. Les deux autres directions de compression indiquées par ces rosaces sont marquées par des pics beaucoup moins importants : 1'une à N110-135, 1'autre à N40 (fig.90).

Fig. 91. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé rhénan : compression N-S.

1, jeu décrochant ; 2, jeu normal ; 3, pôle de plan de stratification ; 4, pôle de fente de tension ; 5, pic stylolitique ; 6, directions probables de compression et d'extension. Fossé rhénan en blanc ; champs de fractures en grisé ; bordure du graben en hachuré.


1
2
3
4
5
6
N
Saverne-Sud
σ1 171-02S
σ2 087-73W
σ3 081-17E
Ribeauvillé
σ1 000-01N
σ2 096-79E
σ3 090-11W
Guebwiller
σ1 166-01S
σ2 073-77E
σ3 076-13W
Thann
σ1 013-15N
σ2 002-75S
σ3 103-03W
Belfort
σ1 174-15S
σ2 144-72N
σ3 088-08E
Lahr
σ1 011-05N
σ2 010-85S
σ3 101-00
Saverne
STRASBOURG
Barr
Ribeauvillé
Kaiser-
stuhl
Lahr
FREIBURG
Guebwiller
Mulheim
Thann
MULHOUSE
BELFORT
Lörrach
BÂLE
0 10 20km

c) Cinématique des accidents: **les principaux épisodes cassants tertiaires.**

L'analyse détaillée des populations de failles a permis de reconstituer les caractéristiques géométriques des paléo-champs de contrainte correspondant à 4 épisodes tectoniques. Les diagrammes des figures 91, 96 et 98 correspondent au regroupement de plusieurs sites régionaux caractéristiques de chaque champ de fractures.

1) Compression N-S (fig.91).

C'est la phase la plus systématiquement et la mieux exprimée. Elle a créé essentiellement des systèmes de décrochements conjugués dextres NW-SE et sénestres NE-SW (pl.XI-2). C'est le cas par exemple dans le champ de fracture de Ribeauvillé où on observe un réseau conjugué comportant des fractures d'azimut 040-050, sénestres, et 140-150 dextres, ainsi

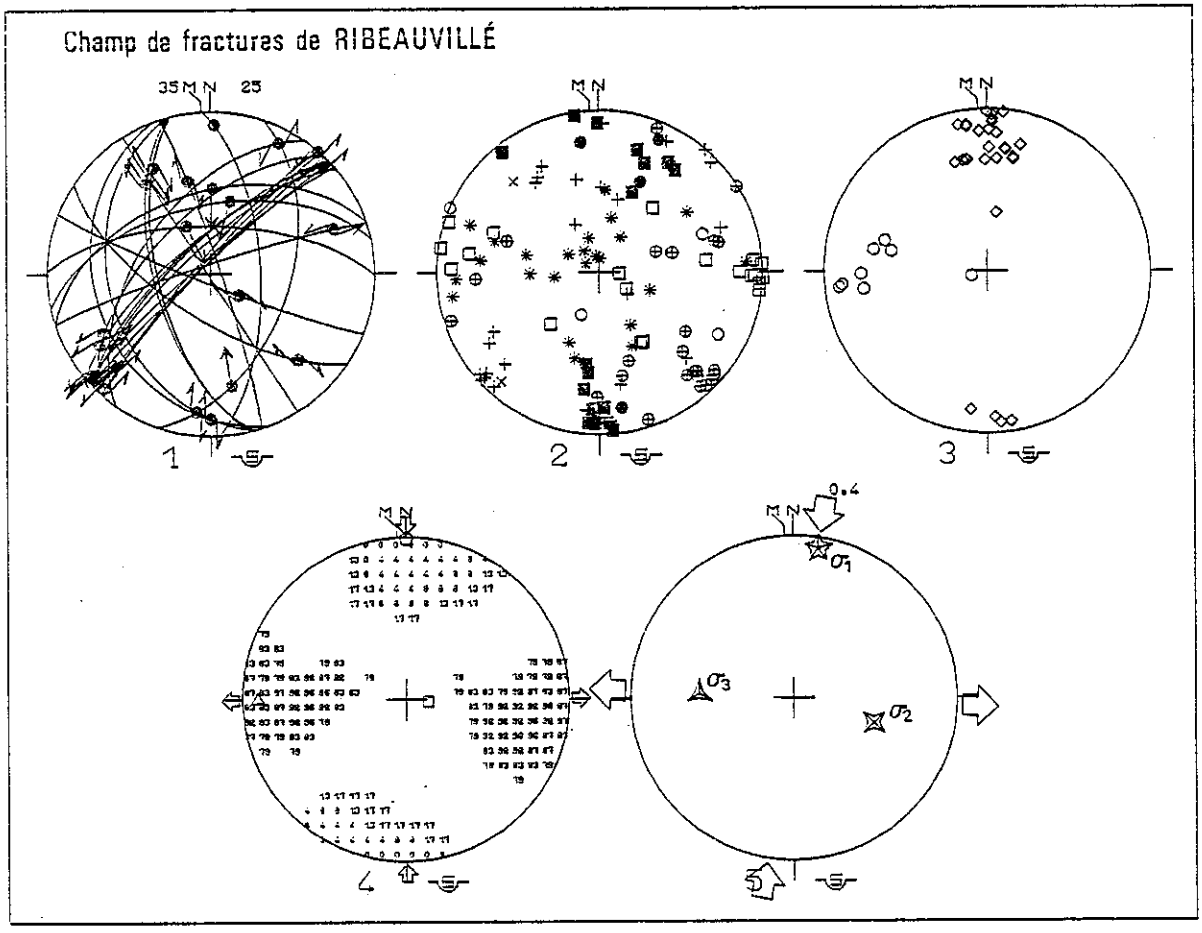


Fig. 92. - Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Bajocien dans le champ de fractures de Ribeauvillé : compression N-S.

que de nombreux stylolites à pics horizontaux 170-020 (fig.92). L'application de la méthode des dièdres droits donne une direction de compression N-S. Plus fréquemment, à ces deux systèmes simples de décrochements conjugués sont associées des fractures de deuxième ordre (fractures de Riedel) NNE-SSW, comme dans le champ de fractures de Lahr-Emmendingen (à Ringsheim, par exemple) où on peut voir des failles dextres d'azimut 160 et des failles sénestres 040-050 ainsi que 015-020 ; de nombreuses fentes de tension 165-010 accompagnent

ces accidents décrochants (fig.93) ; de même que dans la région de Ribeauvillé, la contrainte compressive est N-S. Localement ces systèmes de fractures sénestres associés au réseau conjugué principal peuvent être subméridiens comme dans le Sud du champ de fractures de Saverne (fig.94) où l'analyse des populations de failles caractérise une contrainte σ_1 d'azimut 171.

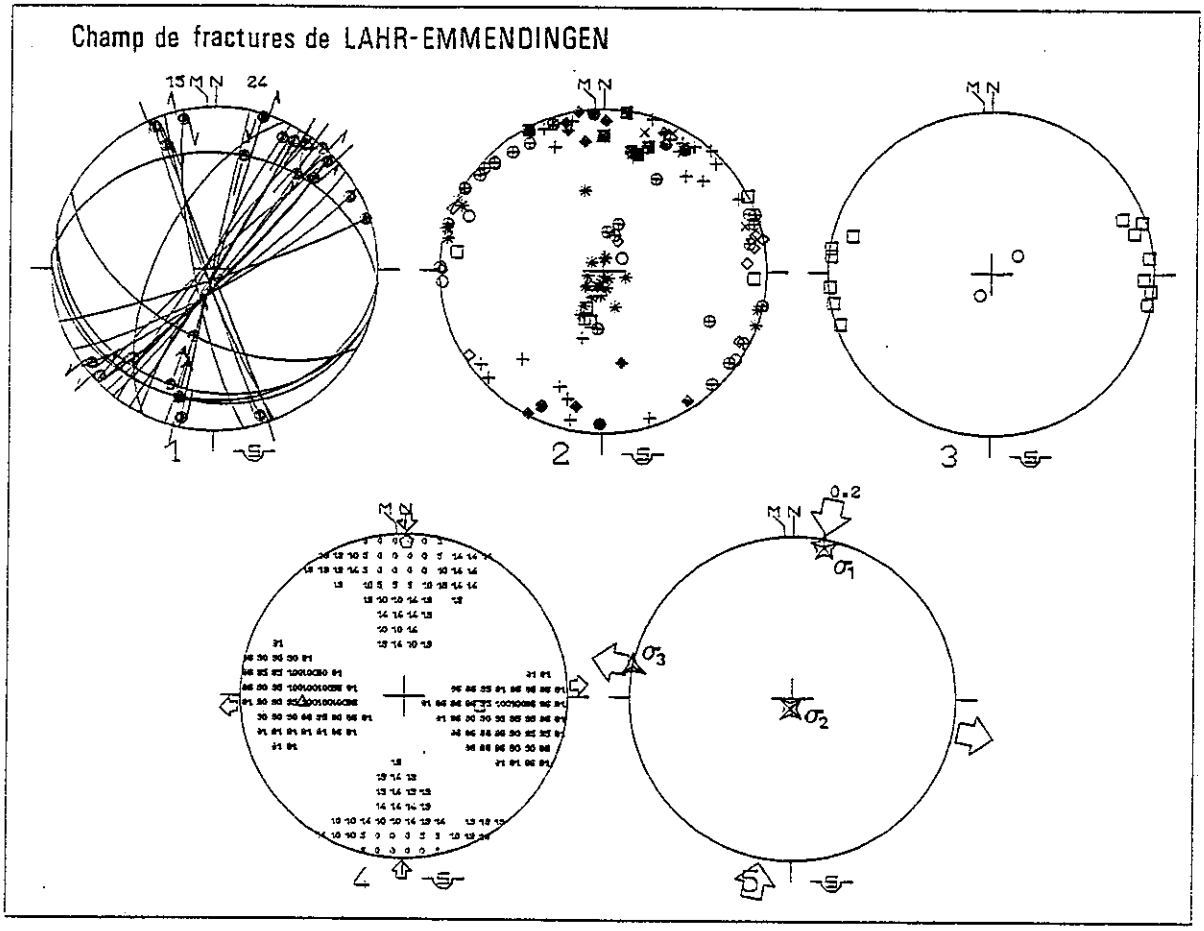


Fig. 93. - Analyse d'une population de failles affectant les grès et les calcaires du Trias-Jurassique dans le champ de fractures de Lahr-Emmendingen : compression N-S.

Il faut cependant noter que si parfois les accidents d'azimut 000-020 sont nettement les fractures R de Riedel de ceux de direction NE-SW, il arrive aussi -comme c'est le cas sur le flanc sud du Scharrach, au Sud de Scharrachbergheim- que les jeux sénestres portés par les miroirs N-S à NNE-SSW soient clairement postérieurs aux jeux normaux oligocènes ; ils peuvent alors être attribués à une contrainte compressive tardive, voire actuelle (cf. chapitre III : II-E). Il est souvent très difficile, en l'absence de critères chronologiques ou de relations géométriques claires, d'acquérir une certitude sur l'attribution de ces failles sénestres à l'un ou l'autre épisode. Ainsi, à Gueberschwir, dans le champ de fracture de Guebwiller, un très net réseaux de décrochements conjugués dextres et sénestres, respectivement N135 et N40-45, est accompagné d'accidents N175-0 sénestres (pl.XII-1). Le calcul du tenseur moyen des contraintes est cohérent pour l'ensemble de cette population de failles et indique une contrainte principale maximale horizontale

d'azimut 166. Cependant, il est possible que ces fractures subméridiennes représentent des fentes de tension liées au régime compression N-S -distension E-W, ayant rejoué postérieurement en coulissement dans une compression NW-SE. La contrainte principale maximale pour le système de décrochements conjugués seul est dans ce cas d'azimut 006 (fig.95).

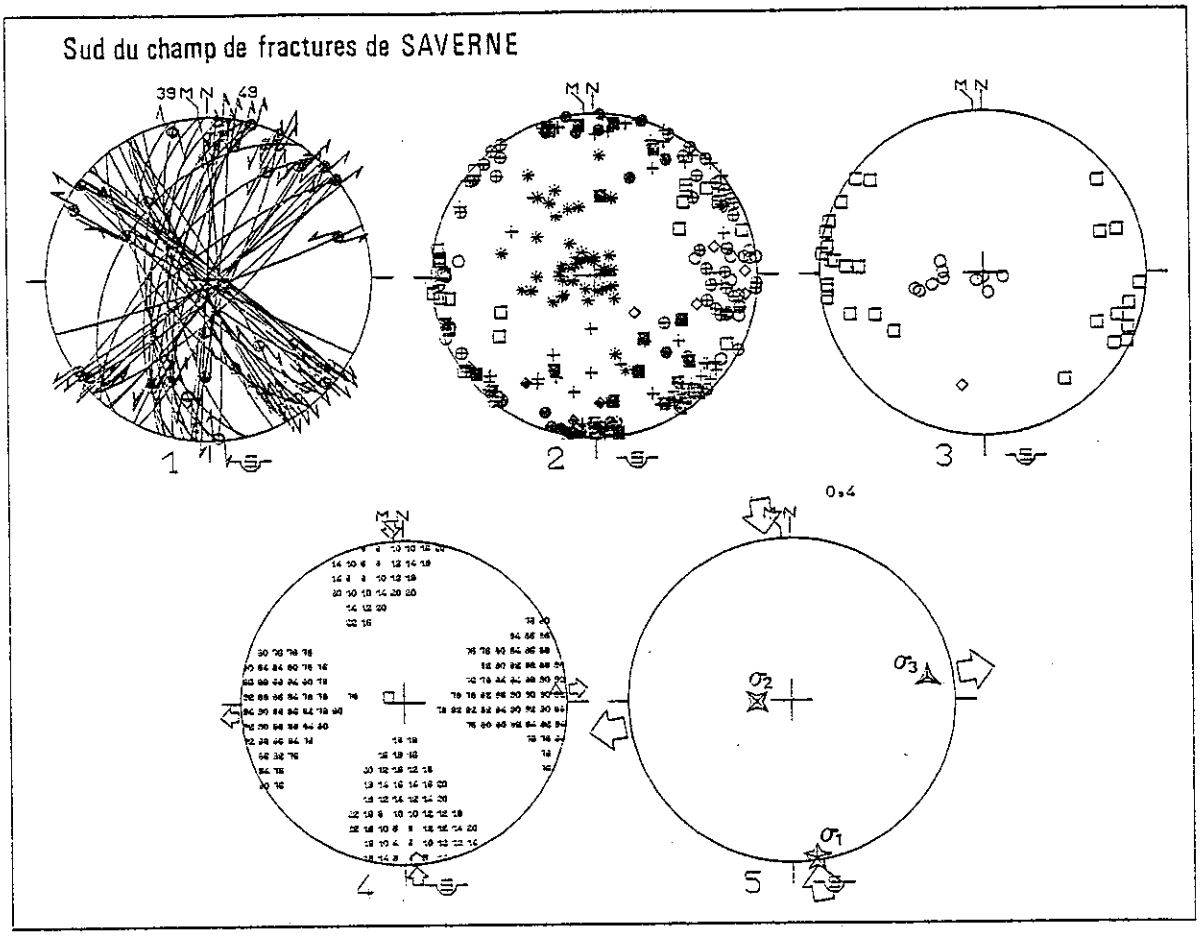


Fig. 94. - Analyse d'une population de décrochements affectant les grès et les calcaires du Trias-Jurassique dans le Sud du champ de fractures de Saverne : compression N-S.

Dans l'ensemble du fossé, la direction de compression (σ_1) déterminée par les analyses statistiques des failles varie de 165 à 010. La direction d'extension (σ_3), également horizontale, est comprise entre 075 et 100. De nombreux stylolites tectoniques subméridiens et des fentes de tension de direction 160 à 025 témoignent aussi de cette compression N-S. Dans le détail, l'écart de 30° entre les directions extrêmes peut être dû à des variations locales de la direction de la contrainte σ_1 ou à une rotation systématique de celle-ci ; les observations de terrain n'ont pas permis de lever cette ambiguité.

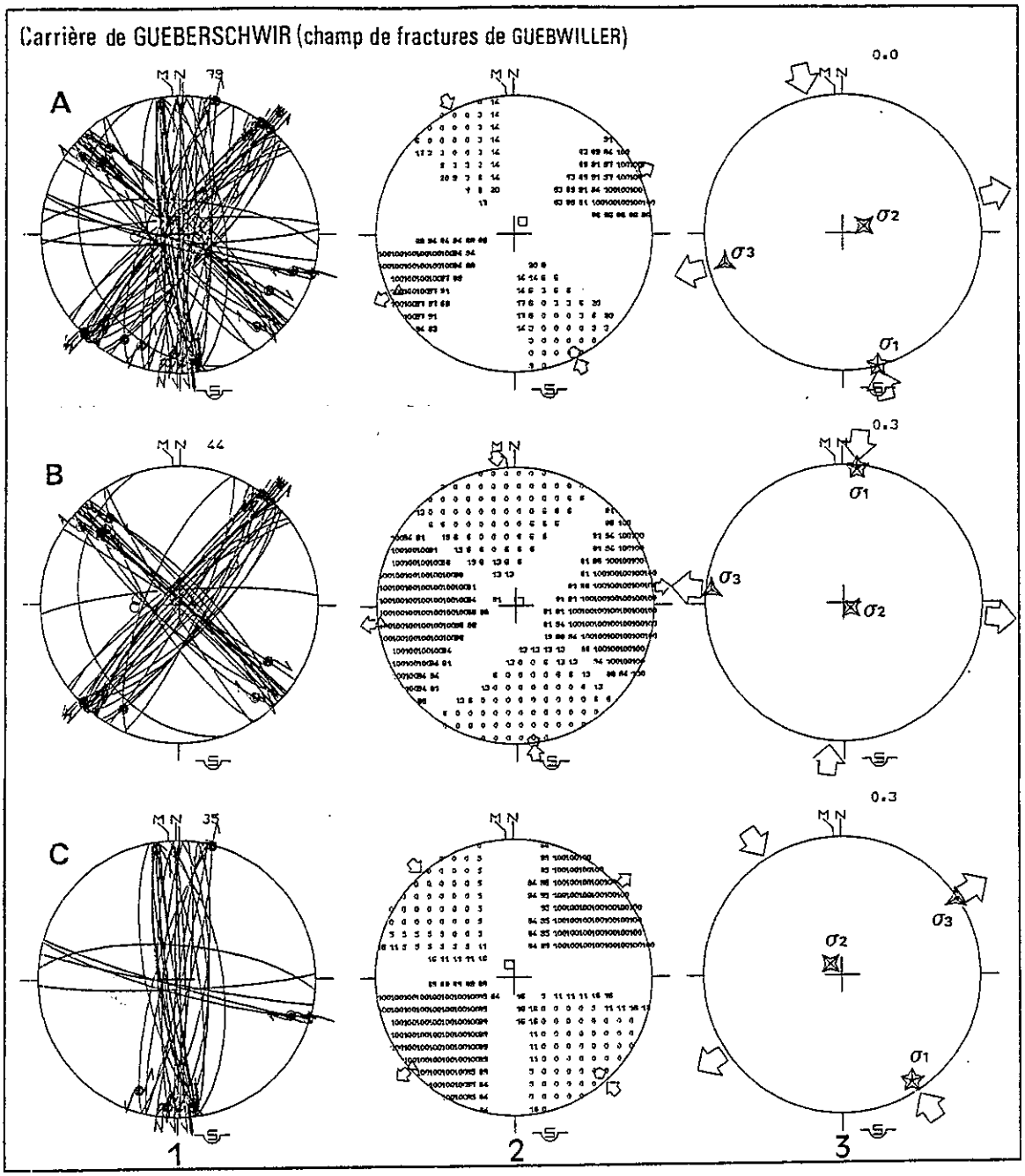


Fig. 95. - Deux interprétations de la population de décrochements de l'ancienne carrière de "grès à pavés" (Buntsandstein) à Gueberschwir (champ de fracture de Guebwiller).

a : Analyse de la population de décrochements totale : les décrochements sénestres subméridiens sont interprétés comme des fractures R de Riedel des décrochements sénestres NE-SW. L'azimut de la contrainte principale maximale σ^1 est 166.

b et c : Analyse de la même population de décrochements divisée en deux familles :

(b) : un premier épisode compressif crée le système de décrochements conjugués NW-SE et NE-SE. L'azimut de σ^1 est 006.

(c) : un second épisode compressif fait rejouer en décrochements sénestres les fentes ou les diaclases subméridiennes créées lors du premier épisode. L'azimut de σ^1 est 147.

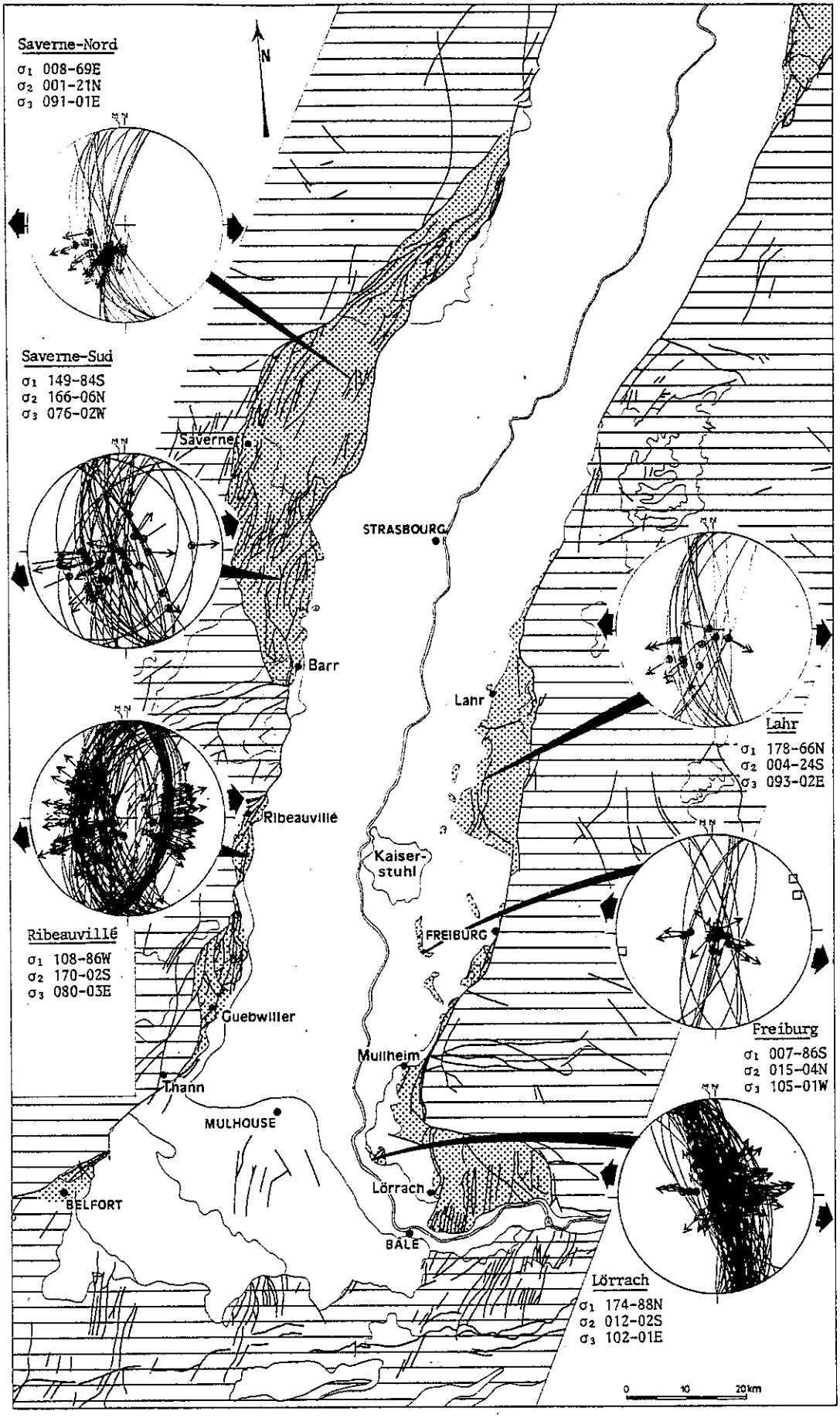


Fig. 96. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé rhénan : distension E-W.

2) Distension E-W (fig.96).

Dès la fin de l'Eocène (Lattorfien) la mer envahit le fossé à partir du Sud-Est. Le long de ses bordures se produit une accumulation de dépôts grossiers (conglomérats). L'affaissement maximum se fait à l'Oligocène inférieur dans la partie méridionale du fossé (C. Sittler, 1965, 1969).

Cette phase provoque la création de failles normales subméridiennes et le rejeu normal de nombreux accidents antérieurs, le comportement de ceux-ci étant alors fonction de leur orientation par rapport au nouveau champ de contrainte (fig.97). Les accidents subméridiens fonctionnent généralement en failles normales pures ; il s'agit souvent de failles sénestres ou de fentes de tension créées lors de l'épisode compressif précédent et évoluant en failles normales lors de la distension. C'est le cas par exemple dans le Sud du champ de fractures de Saverne où, en plusieurs localités (Wolxheim, Wasselonne), on peut voir des fractures N-S montrant des stries de failles normales superposées à des indices de mouvements décrochants sénestres. Les accidents NNE-SSW rejouent également en failles normales avec, généralement, une faible composante décrochante sénestre, on peut en observer des exemples caractéristiques aux environs de Pfaffenhoffen dans le Nord du champ de fractures de Saverne. Enfin, il arrive que les failles NW-SE et NE-SW soient également réactivées lors de cet épisode distensif : elles montrent alors souvent une composante décrochante notable. Dans le détail, on note l'allure en zig-zag des bordures du fossé, due à ces réactivations de décrochements en failles normales.

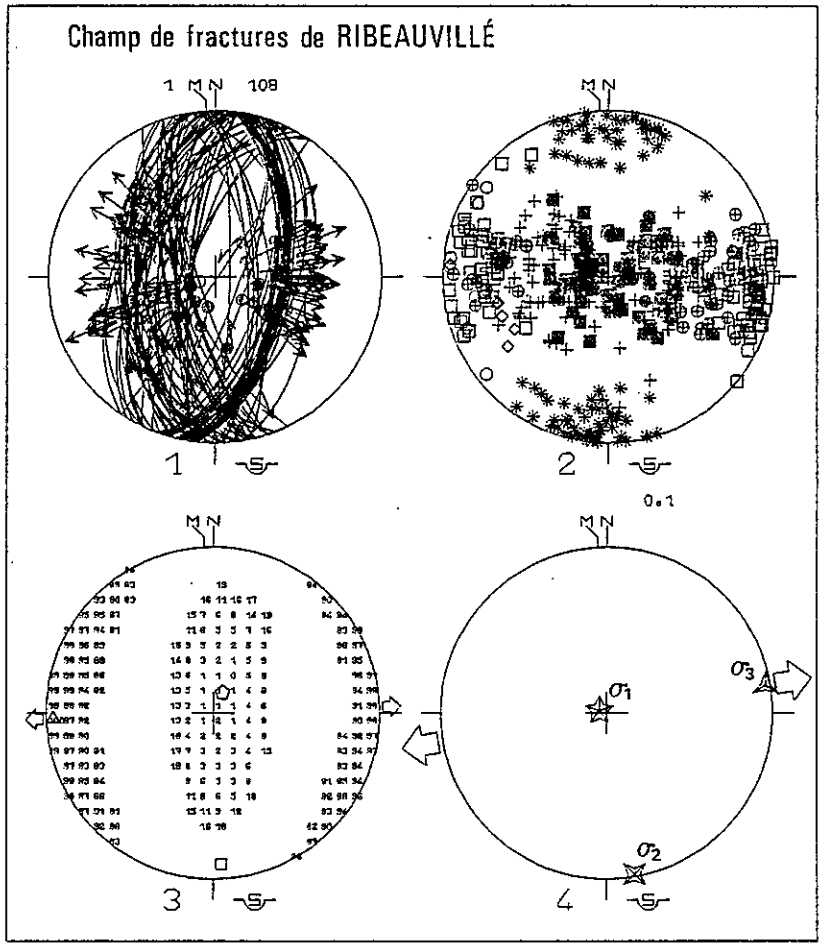


Fig. 97. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Bajocien dans le champ de fractures de Ribeauvillé : distension E-W.

L'état de contrainte correspondant à ces divers mécanismes distensifs est caractérisé par une contrainte principale maximale (σ_1) verticale et une contrainte minimale (σ_3) horizontale et E-W (azimut 075-105). Une étude du bassin potassique de Mulhouse (J.M. Larroque, 1983 ; J.M. Larroque et M. Ansart, 1984) montre également une direction E-W constante des fibres remplissant les fentes de tension dans les couches sannoisiennes. Ainsi, la direction d'ouverture (direction d'extension, σ_3) n'est pas strictement perpendiculaire à la direction dominante du fossé comme c'est généralement admis (J.H. Illies, 1974a, 1975); mais à 70° de l'axe de celui-ci.

3) Compression NE-SW (fig.98).

Au cours de cet épisode, de nombreux accidents N-S à NNE-SSW, anciens décrochements dus à la compression N-S et/ou failles normales liées à la distension E-W, rejouent en coulissements dextres, au Nord du parallèle de Colmar : dans les champs de fractures de Ribeauvillé, de Saverne et surtout de Lahr où ils sont accompagnés de décrochements sénestres conjugués. C'est le cas à Kuhbach, par exemple (fig.99) où de grands miroirs subméridiens portent à la fois des traces d'un premier jeu normal puis d'un jeu dextre et sont accompagnés de grandes failles sénestres d'azimut 075-095 associées à des fractures également sénestres d'azimut 050-060 ayant clairement valeur de fractures R de Riedel (pl. III-2).

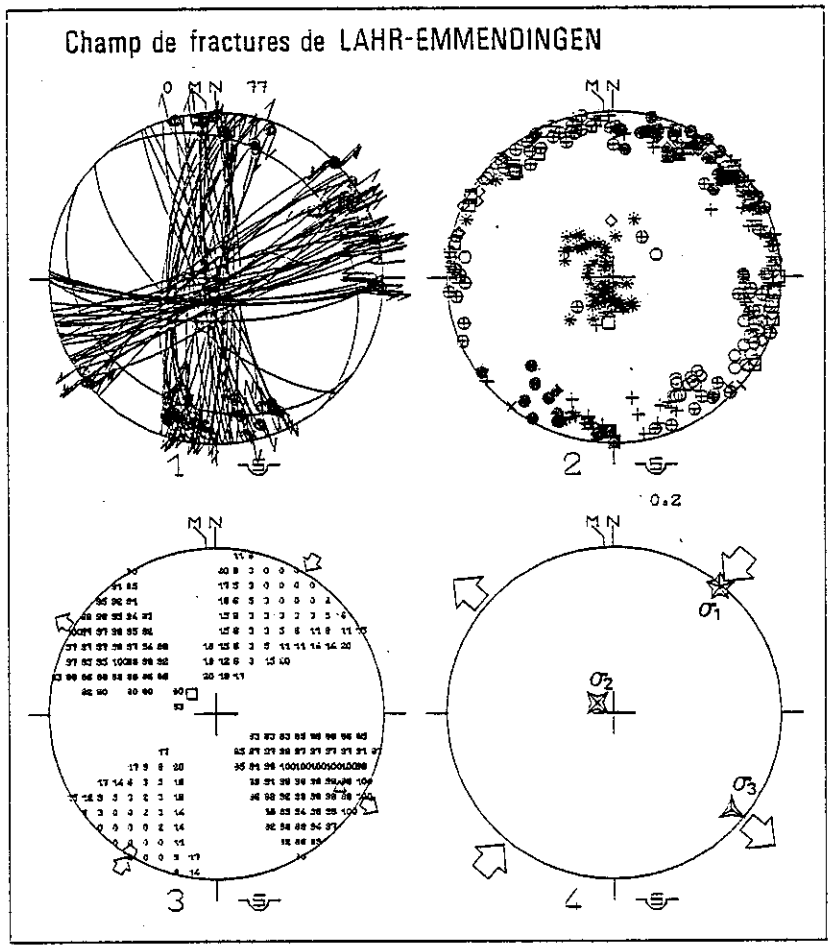


Fig. 99. - Analyse d'une population de décrochements affectant les grès et les calcaires du Trias-Jurassique dans le champ de fractures de Lahr-Emmendingen : compression NE-SW.

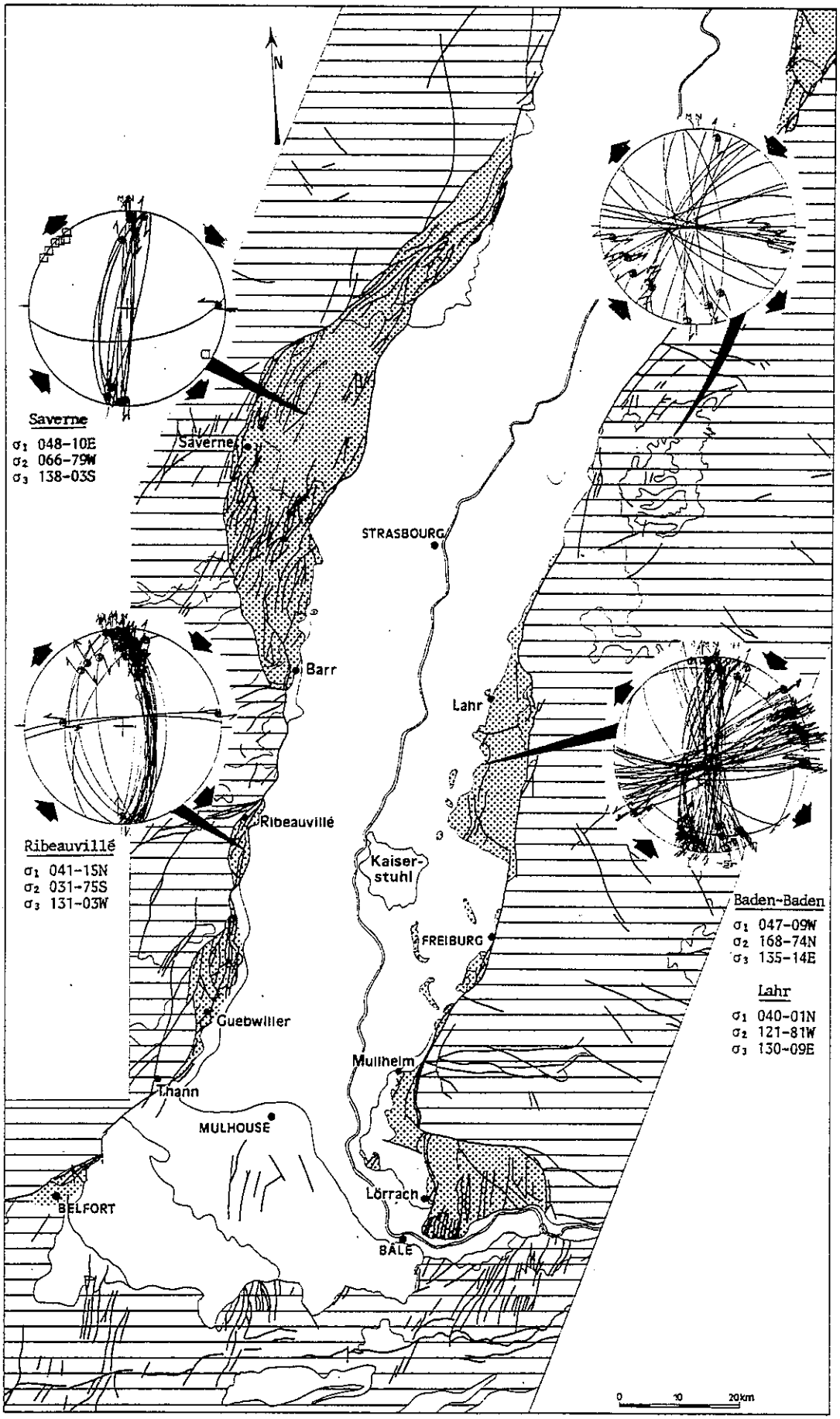


Fig. 98. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé rhénan : compression NE-SW.

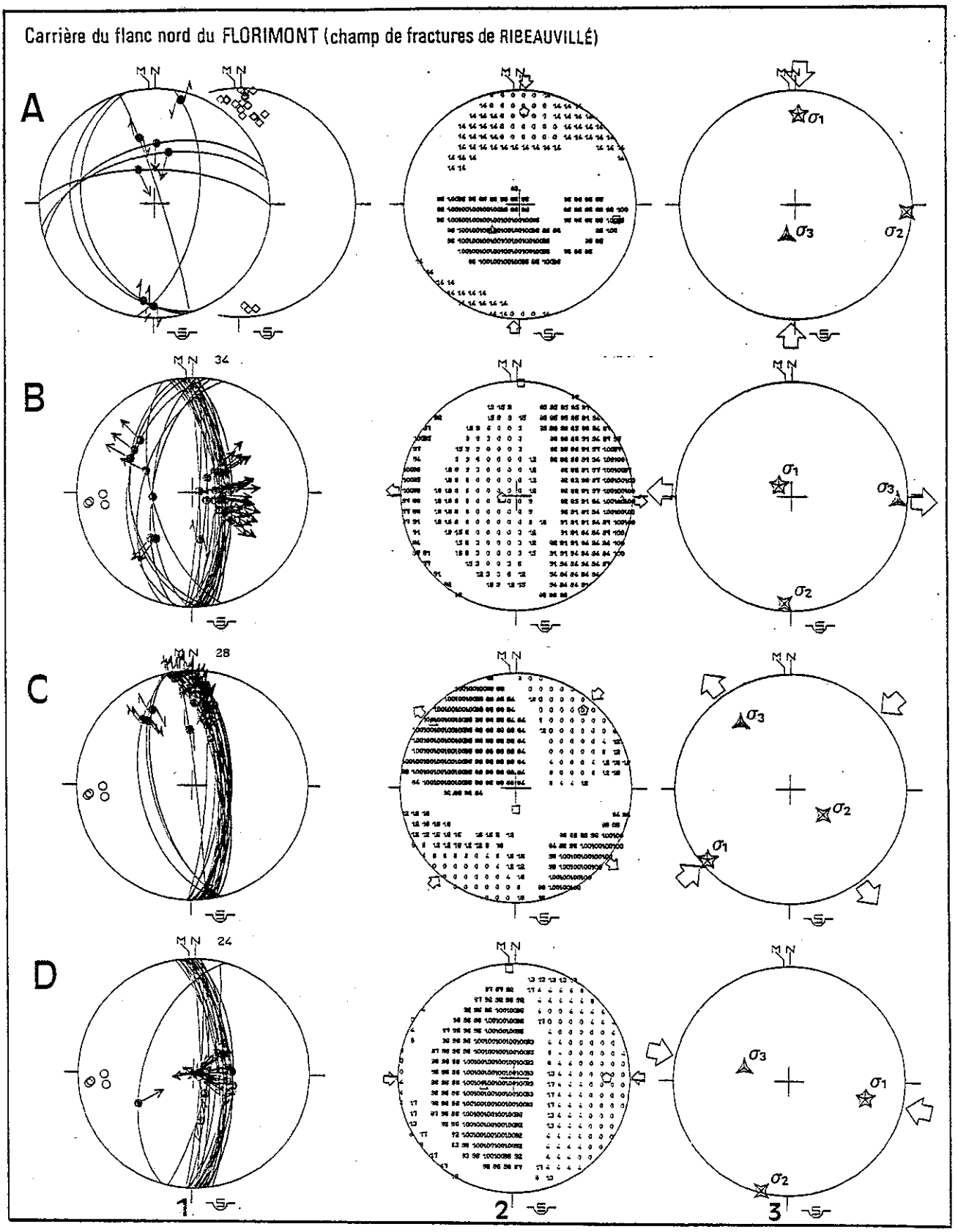


Fig. 100. - Analyse de la population de failles totale affectant les calcaires du Bajocien de la carrière située sur le flanc nord du Florimont dans le champ de fractures de Ribeauvillé.

La population de failles a pu être divisée en quatre familles correspondant aux quatre phases successives : A, compression N-S ; B, distension E-W ; C, compression NE-SW ; D, compression ESE-WNW.

4) Compression WNW-ESE à NW-SE.

Le dernier épisode de compression reconnu sur les affleurements est peu marqué, il se traduit dans plusieurs sites (Scharrachbergheim, Voegtlinshofen, Gueberschwir probablement) par des rejeux en coulissements sénestres de fractures subméridiennes antérieures (failles normales ou fentes de tension). Le nombre de mesures récoltées est trop faible pour que l'état de contrainte soit bien caractérisé régionalement. Tout au plus peut on définir grossièrement une compression horizontale (σ_1) WNW-ESE à NW-SE et une extension (σ_3) également horizontale NNE-SSW à NW-SE. La rosace de directions des fentes de tension présente par ailleurs un pic à 110-135 et F. Buchner (1981) signale également, dans une étude de détail de la région du Kraichgau, une compression NW-SE post-miocène inférieur, marquée par des stylolites tectoniques abondants.

Des failles inverses subméridiennes sur le flanc nord du Florimont, dans le champ de fractures de Ribeauvillé, paraissent aussi témoigner de cette compression (fig.100 D). Il convient cependant d'être prudent sur l'interprétation de ces jeux inverses car ces plans de failles sont des joints stratigraphiques très redressés et on pourrait penser à des jeux banc sur banc et à des basculements liés à la dynamique propre des champs de fractures pendant la période distensive oligocène (M. Ruhland, 1982). Cependant, ces mêmes plans peuvent porter des indicateurs de mouvements normaux et inverses bien distincts et par ailleurs certains portent également des traces de coulissement dextres. En plusieurs points celles-ci semblent antérieures à celles des jeux inverses qui seraient donc postérieurs à l'épisode compressif NE-SW et par là même à la distension E-W (fig.100).

L'âge de cette compression est au moins post-Sannoisien puisqu'elle semble affecter les calcaires du Sannoisien à Altkirch où, malgré le faciès peu favorable à la conservation des marqueurs tectoniques, on peut observer quelques petits décrochements dextres 090-100 et sénestres 000-020. En tout état de cause, cet état de contrainte s'est poursuivi jusqu'à l'Actuel puisque, à côté des mouvements verticaux, se produisent encore actuellement des mouvements horizontaux sénestres, dans l'axe du fossé, et que les mécanismes au foyer des séismes récents indiquent une compression actuelle NW-SE (L. Ahorner, 1975 ; P. Godefroy, 1980 ; M. Lachaize, 1982).

d) L'extension dans le Fossé rhénan et le rôle des permutations de contraintes.

L'extension oligocène liée à l'ouverture du Fossé rhénan est une extension unidirectionnelle caractérisée par une contrainte minimale régionale proche de E-W (fig.96). Elle crée des dispositifs de blocs basculés séparés par des failles normales contraires et allongés perpendiculairement à la direction d'ouverture. Des zones de cisaillement transversales peuvent délimiter des séries de blocs aux basculements opposés se succédant le long du rift (fig.101.A).

La direction moyenne de la contrainte principale minimale σ_3 fait avec la direction dominante NNE-SSW du fossé, un angle d'environ 70°. Un tel système présente ainsi des jeux à composante décrochante sénestre notable. A condition d'admettre que la direction d'extension moyenne correspond régionalement à la direction d'écartement maximale par failles normales, on peut calculer qu'un écartement perpendiculaire d'un kilomètre a correspondu en moyenne à un déplacement parallèle au fossé de 300-400 m pendant l'effondrement oligocène (J. Angelier et F. Bergerat, 1983).

L'analyse des populations de failles en bordure du fossé a permis de reconstituer les systèmes de paléocontraintes, tant locaux que régionaux, avec suffisamment de détails pour mettre en évidence le caractère général de la permutation σ_1-σ_2 (contrainte compressive maximale - contrainte intermédiaire), la contrainte minimale σ_3 demeurant constante en orientation E-W, ce qui est schématisé sur la figure 101.B.

L'évolution dans le temps d'un régime compressif ou du moins décrochant vers un régime d'extension par failles normales semble caractériser de nombreuses régions de rifts. Les directions d'extension de l'épisode décrochant et de l'épisode d'extension par failles normales sont les mêmes dans de nombreux cas, de sorte qu'en termes d'orientation des systèmes de contrainte, la différence entre le stade précoce et l'ouverture principale

se résume à une permutation σ_1-σ_2. Tout se passe comme si un raccourcissement dans l'axe du futur fossé était entièrement absorbé par le jeu des décrochements lors de l'évènement initial, l'extension perpendiculaire continuant à se manifester lors du développement consécutif des grandes failles normales (Z. Garfunkel et Y. Bartov, 1977 ; J.F. Dumont *et al.*, 1979 ; J. Angelier et F. Bergerat, 1983).

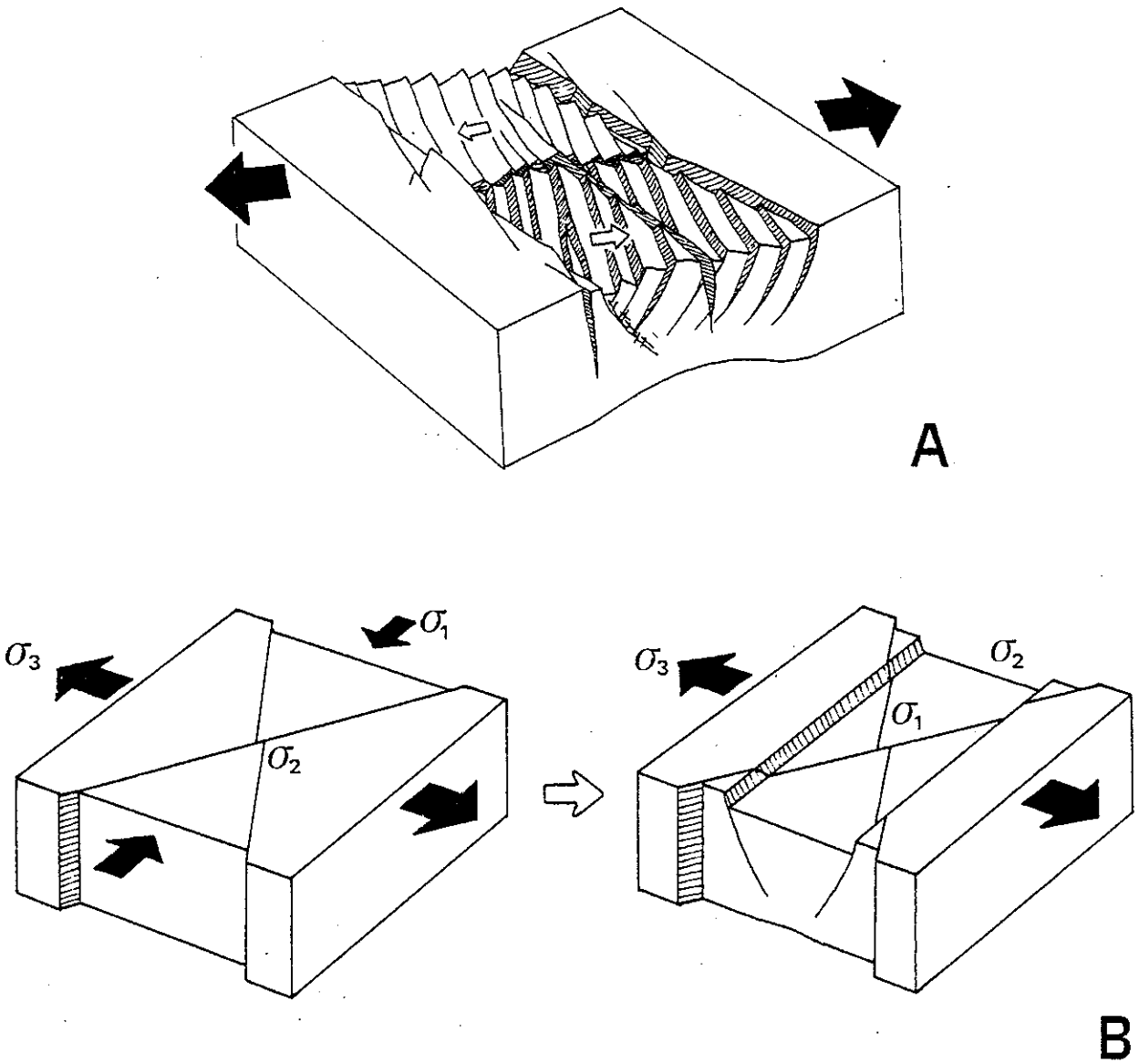


Fig. 101. - Blocs-diagrammes schématiques illustrant l'extension dans le Fossé rhénan (d'après J. Angelier et F. Bergerat, 1983).

A : Extension unidirectionnelle. Larges flèches noires : direction d'extension ; petites flèches blanches : direction de plongement des blocs basculés.
B : Permutation des contraintes σ^1-σ^2 : passage du régime décrochant à l'extension par failles normales.

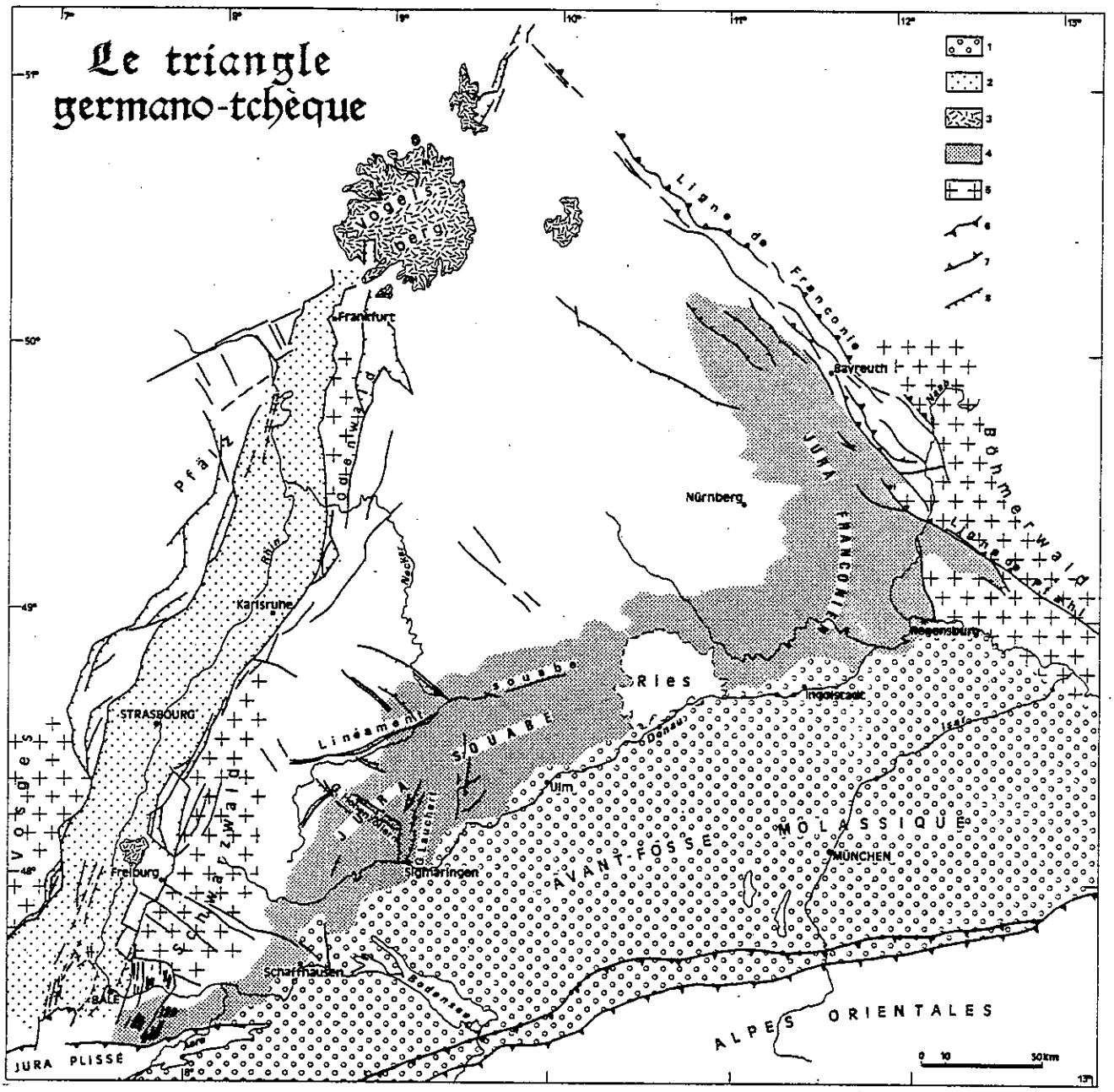


Fig. 102. - Le triangle germano-tchèque.

1, molasse tertiaire; 2, remplissage oligocène du Fossé rhénan; 3, roches volcaniques tertiaires; 4, roches sédimentaires jurassiques et crétacées du Jura souabe et franconien; 5, socle des Vosges, de la Forêt Noire et de Bohême; 6, chevauchement alpin; 7, faille inverse; 8, faille normale.

D. PALÉO-CHAMPS DE CONTRAINTE RÉGIONAUX ET DÉFORMATIONS DANS LE TRIANGLE GERMANO-TCHÈQUE.

1) DISTENSION N-S (fig.103).

Des fossés sont apparus au cours de cette période de distension. Ils sontallongés suivant une direction sensiblement E-W : c'est le cas du Achalmgraben à l'Est de Tübingen, ou de la série de petits fossés alignés suivant le tracé du linéament souabe : par exemple le Bittelbronnergraben dans la région du Schönbuck au Sud de Stuttgart (E. Seibold, 1951 ; H.U. Wiedemann, 1968).

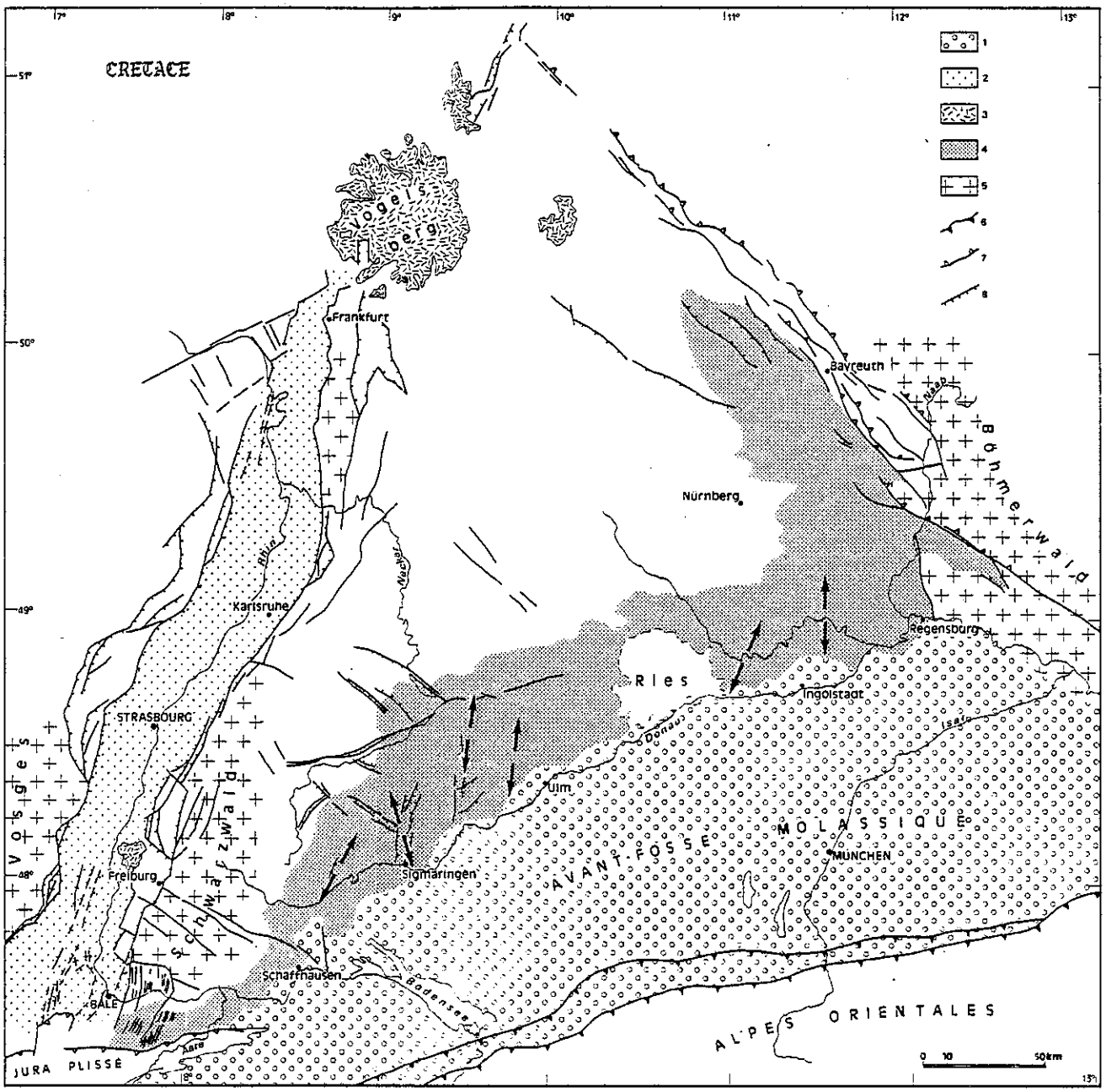


Fig. 103. - Reconstitution du champ de contrainte en extension N-S dans le triangle germano-tchèque.

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale minimale horizontale σ_3 (il en est de même pour les figures 105 et 108).

Il arrive que ces étroites zones d'effondrement s'allongent suivant une direction NW-SE, comme le Fildergraben ou le Hohenzollerngraben (R. Stellrecht *et al.*, 1980). Ces fossés, ou les zones de fractures comme celle de Sindelfingen, de Vaihingen ou de Cannstatten (dans la région de Stuttgart) ont une direction commune qui est la direction varisque (direction hercynienne des auteurs allemands). C'est pourquoi il est classique de supposer une reprise d'accidents anciens affectant le substratum de la série mésozoïque.

On n'a pas trouvé de traces de cette distension N-S en Suisse franconienne non plus qu'en bordure du Fossé rhénan ; elle ne semble se manifester que dans la partie méridionale de la plate-forme sud-allemande (Jura souabe et Sud de la Franconie).

Des failles normales E-W dans le prolongement du linéament souabe, à l'Est du Ries (cratère météorique) sont clairement d'âge pré-Ries puisqu'on peut les voir, par exemple à Stalhmühle cachetées par les "Trümmermassen"[1] mis en place lors de l'impact du météore (E. Chao, 1977 ; E. Chao *et al.*, 1983).

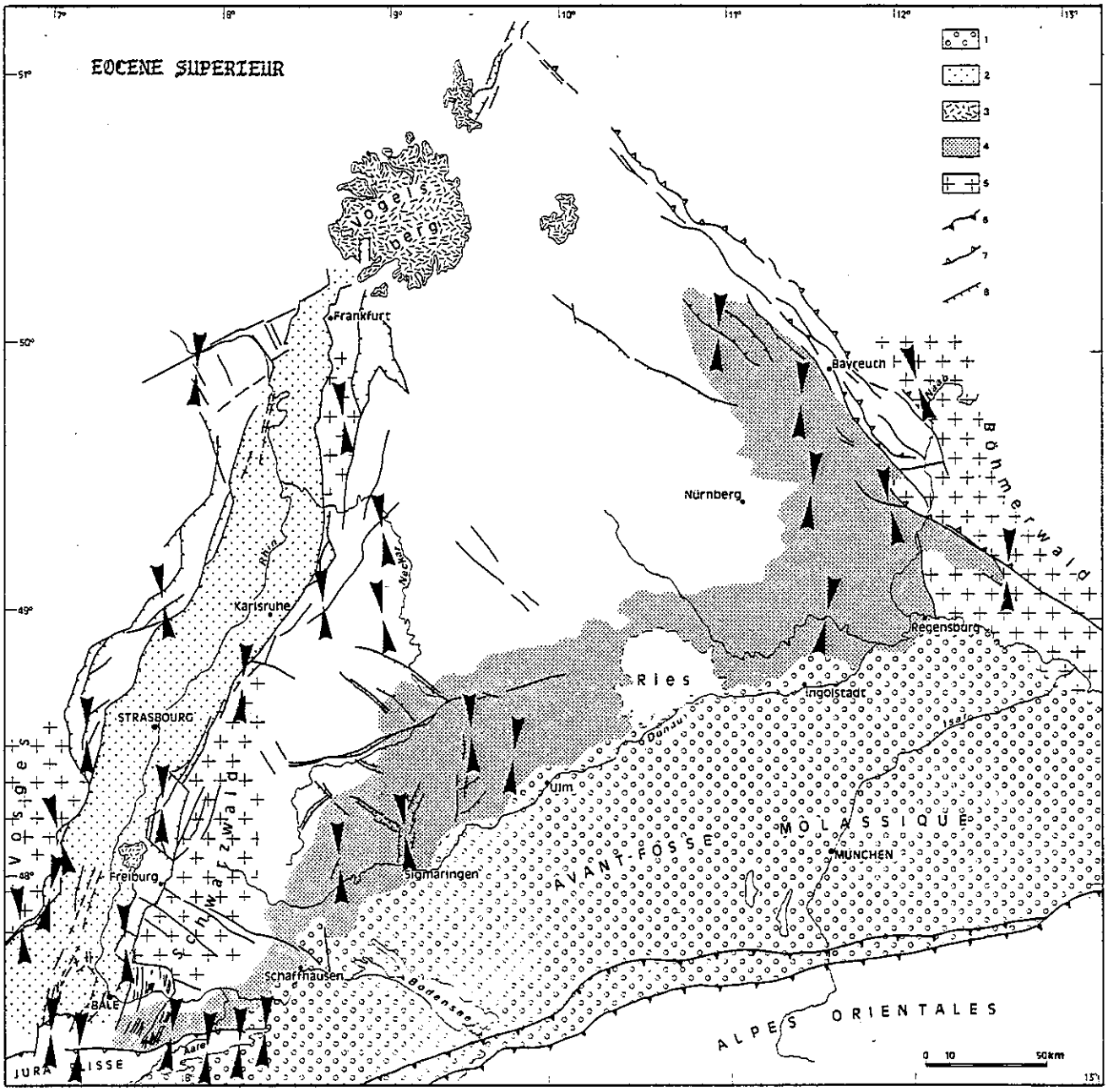


Fig. 104. - Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S dans le triangle germano-tchèque.

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale maximale horizontale σ_1 (il en est de même pour les figures 106 et 107).

[1] Brèche formée d'éjecta sédimentaires bariolés (comprenant essentiellement des éléments de la couverture triasique et jurassique), formée lors de l'impact du météore il y a 14,8 +/- 0,7M.A.(datation par K/Ar sur les éléments vitreux des éjecta -suévite- ; W. Gentner et G.A. Wagner, 1969). Cette brèche a été projetée jusqu'à plus de 35 km du point d'impact, elle repose ainsi par un contact anormal sur la série mésozoïque indemne des déformations dues au choc du météore.

D'autre part l'âge anté-éocène moyen du fossé de Hohenzollern (G. Knetsch, 1963) est tout à fait compatible avec une distension dans la plaque Europe au Crétacé, à l'origine de l'ouverture du bassin du flysch rhéno-danubien (bassin nord-pennique) sur la bordure méridionale de cette plaque (F. Bergerat et J. Geyssant, 1982). La distension dans la plate-forme sud-allemande semble bien d'ailleurs être limitée aux régions proches de ce bassin.

2) COMPRESSION N-S (fig.104).

La phase de compression N-S est la phase majeure dans le triangle germano-tchèque, et celle qui a créé les structures les plus caractéristiques et les plus importantes, en particulier les grands systèmes de décrochements dextres NW-SE à NNW-SSE et sénestres NNE-SSW à NE-SW limitant à l'Est et à l'Ouest le triangle.

En bordure du Massif bohémien, les lignes de Pfahl et de Franconie se relaient du Sud au Nord pour former une ligne de coulissement dextre longue de 400 km. Alors que la ligne de Pfahl correspond à un accident unique d'azimut 125-130, la ligne de Franconie est constituée d'un réseau de failles d'azimut moyen 140-150 formant un couloir d'environ 20 km de large. La ligne de Pfahl au Sud et la faille la plus orientale de la ligne de Franconie au Nord, limitent vers l'Ouest le Massif de Bohême. Au sein même de ce massif plusieurs accidents d'azimut 120-130 et 150-160 ont également joué en décrochements dextres : le plus important est la faille lusacienne qui, de Dresde à Brno, borde à l'Est le triangle germano-tchèque s.l.

Le futur fossé rhénan limite à l'Ouest ce triangle et constitue de même une ligne de coulissement sénestre NNE-SSW. En fait, il s'agit d'une série de failles "en baïonnette" d'azimut 020 à 050 qui donne au fossé, dans le détail, son allure en zig-zag.

Ce système de décrochements se retrouve, à plus petite échelle, à l'intérieur même du triangle, dans le Jura souabe et dans le Jura franconien.

La direction de contrainte principale maximale σ_1 est remarquablement constante dans tout le triangle germano-tchèque (azimut moyen 170 à 010).

Il est probable que cette compression N-S correspond à la fermeture des bassins alpins externes : tectogenèse du flysch rhéno-danubien et des zones helvétiques. On peut donc, dans cette région, la situer entre la fin de la sédimentation du flysch à l'Eocène moyen et les premiers dépôts molassiques à l'Eocène terminal-Oligocène inférieur (le Lattorfien est daté dans la molasse marine inférieure). La formation de ce "coin" qui s'avance vers le Nord à la faveur des grandes lignes de coulissement qui le limitent, peut être attribuée au poinçonnement de l'Europe par le promontoire adriatique de la plaque Afrique (J.H. Illies, 1974 ; C. Sengor, 1976 ; P. Tapponnier, 1977 ; F. Bergerat et J. Geyssant, 1980).

3) DISTENSION E-W (fig.105).

Le fossé rhénan constitue, à la limite occidentale du triangle germano-tchèque, la structure distensive majeure de celui-ci . L'effondrement se produit essentiellement à la faveur des failles "vosgienne" et "schwartzwaldienne", bordant à l'Ouest et à l'Est les Vosges et la Forêt Noire, ainsi que des failles "rhénanes", limitant les champs de fractures. Entre les accidents majeurs bordiers se développe un réseau de failles synthétiques et antithétiques.

Dans le Jura souabe, des structures distensives N-S se sont mises en place : fossés comme le Lauchertgraben entre Sigmaringen et Gammertingen ou ceux à l'Est de Tüttlingen, et zones de failles normales comme celles de Böttingen et Nusplingen à l'Est de Spaichingen ou celle de Münsingen au Sud d'Urach.

Sur la bordure orientale du triangle germano-tchèque s.l. les failles du système Hanovre-Dresde-Brno (ligne de l'Elbe, faille lusacienne...) ont eu un rejeu en failles normales, qui a permis en particulier la conservation de la couverture crétacée du socle bohémien. Au sein du massif de Bohême, quelques structures distensives se sont également créées : bassins de Bohême du Sud (Budejovice, Trebon) et de Bohême du Nord (Cheb), mais les dépôts oligocènes y sont peu épais et l'ampleur de la distension n'est en aucune manière comparable à celle qui s'est développée sur la bordure occidentale.

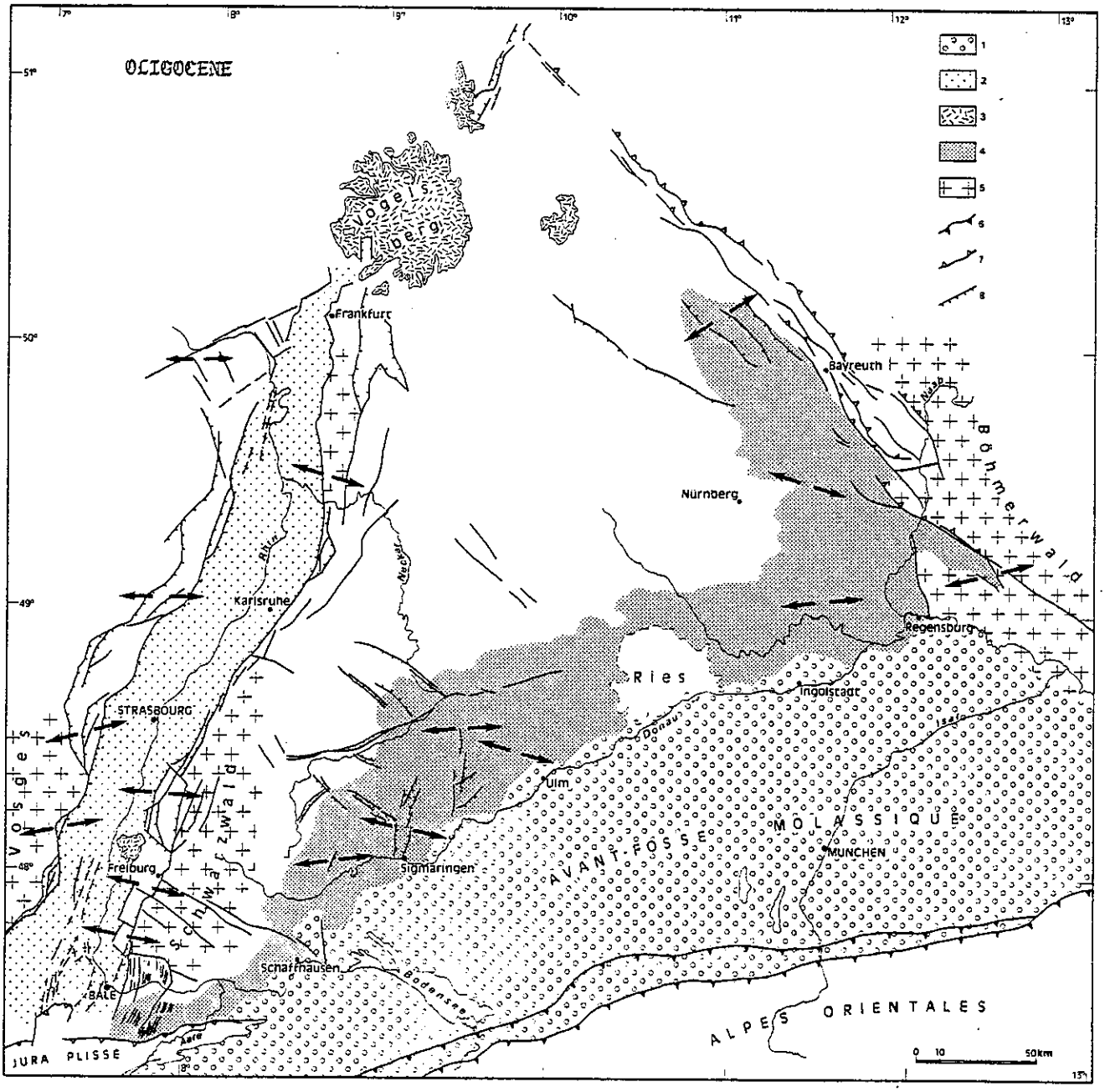


Fig. 105. - Reconstitution du champ de contrainte en extension E-W dans le triangle germano-tchèque.

Dans le Jura franconien, les structures distensives sont très peu nombreuses. Le demi-graben de Bodenwöhr, en bordure de la ligne de Pfahl, témoigne d'un rejeu normal de celle-ci et constitue la manifestation la plus visible de cet épisode distensif.

La direction d'extension (σ_3) est en moyenne E-W dans l'ensemble de la région, localement elle varie de 075 à 105.

Le remplissage du Fossé rhénan a débuté au Sud dès la fin de l'Eocène (Lattorfien) mais c'est à l'Oligocène inférieur (Rupélien) que s'est produit l'affaissement maximum. A la fin de l'Oligocène s'est créé un mouvement de bascule vers le Nord où la subsidence s'est poursuivie jusqu'au Miocène et au Pliocène. L'absence de dépôts tertiaires dans les fossés subméridiens du Jura souabe ne permet pas de les dater avec précision, leur apparition peut être mise en parallèle avec le développement du Fossé rhénan mais, alors que celui-ci s'est initié dès la fin de l'Eocène, ce n'est sans doute pas avant l'Oligocène que la distension a débuté dans le Jura souabe, elle y est en effet postérieure à la compression d'âge éocène supérieur.

Vers l'Est, en bordure orientale du triangle germano-tchèque, il est également difficile de dater le jeu normal des lignes de Pfahl et de Franconie ; il est néanmoins probable qu'il est plus ou moins contemporain du jeu en extension du Fossé rhénan, mais il n'est pas possible de préciser ici les âges exacts du début et de la fin de la distension.

Le faible développement des structures distensives dans l'Est du Jura souabe en Franconie et dans la partie occidentale du Massif bohémien, comparé à l'effondrement du Fossé rhénan mais aussi au jeu normal des failles de Bohême orientale (Hanovre-Dresde-Brno), tend à montrer que les phénomènes distensifs se sont produits essentiellement aux limites du triangle germano-tchèque. Leur importance diminue vers le centre du triangle : on trouve encore de petits fossés dans l'Ouest du Jura souabe et le Sud de la Bohême mais non dans le Nord de celle-ci, non plus qu'en Franconie.

Par ailleurs la distension est nettement moins importante à l'Est qu'à l'Ouest où le Fossé rhénan constitue un fossé important sur le tracé de la grande déchirure intracontinentale qui court de la Hollande à la Méditerranée, appelée "Rift ouest-européen".

Pour P. Tapponnier (1977) la suturation des plaques européenne et africaine à l'Oligocène est sufisante pour que l'Afrique entraine vers l'Est successivement toute l'Eurasie, "puis plus particulièrement l'Europe orientale et centrale qui se détache en partie de l'Europe atlantique" (Rift ouest-européen). En fait il est probable que la fissuration a débuté en plusieurs points, le long des fractures crustales préexistantes, en particulier aux limites du triangle germano-tchèque : futur Fossé rhénan évidemment, mais aussi accidents du Massif bohémien (lignes de Pfahl, de Franconie, de l'Elbe, faille lusacienne). Puis la déchirure s'est focalisée et accentuée à l'Ouest, où s'est créé un véritable rift continental auquel appartient le Fossé rhénan.

4) COMPRESSION NE-SW (fig.106).

Les traces de la compression NE-SW sont présentes dans tout le triangle germano-tchèque, mais,si sa direction est constante (σ_1 :040-050),son intensité semble décroître d'Est en Ouest.

La ligne de Pfahl et la ligne de Franconie ont rejoué pendant cette phase, en failles inverses amenant le socle bohémien à chevaucher le Crétacé supérieur des structures effondrées. Un système de décrochements dextres N-S à NE-SW et sénestre E-W les accompagne, probablement contemporain de la formation du vaste synclinal de Franconie d'axe NNW-SSE.

Ce système de décrochements est également développé, quoique moins important, dans le Jura souabe où le jeu sénestre du linéament souabe peut être attribué à cet épisode, de même que les rejeux sénestre des failles définissant le Hohenzollerngraben et dextre de celles du Lauchertgraben (R.Stellrecht et K.H.R. Moelle, 1980).

En bordure du Fossé rhénan ce sont surtout les décrochements dextres subméridiens qui caractérisent cette compression reprenant la plupart des failles normales créées antérieurement.

La compression NE-SW est donc clairement postérieure à la distension oligocène dont elle remobilise les structures : en coulissement dextres pour les failles N-S du Fossé rhénan, en failles inverses pour les lignes NW-SE de Pfahl et de Franconie. Par ailleurs le jeu inverse de la ligne de Pfahl est cacheté par des dépôts miocènes, malheureusement mal datés plus en détail (molasse fluviatile).

Le blocage des subductions orientales (zone des flyschs carpatiques) provoque, à la fin de l'Oligocène, l'arrêt de la distension dans la plate-forme européenne. Dès lors, on peut supposer une reprise du mouvement convergent entre Afrique et Europe entraînant une "compression généralisée à toutes les zones de faiblesse crustale" (P. Tapponnier, 1977). Les déformations cassantes sont d'ailleurs plus importantes le long des grandes zones de dislocation limites du triangle germano-tchèque, qu'au coeur de celui-ci.

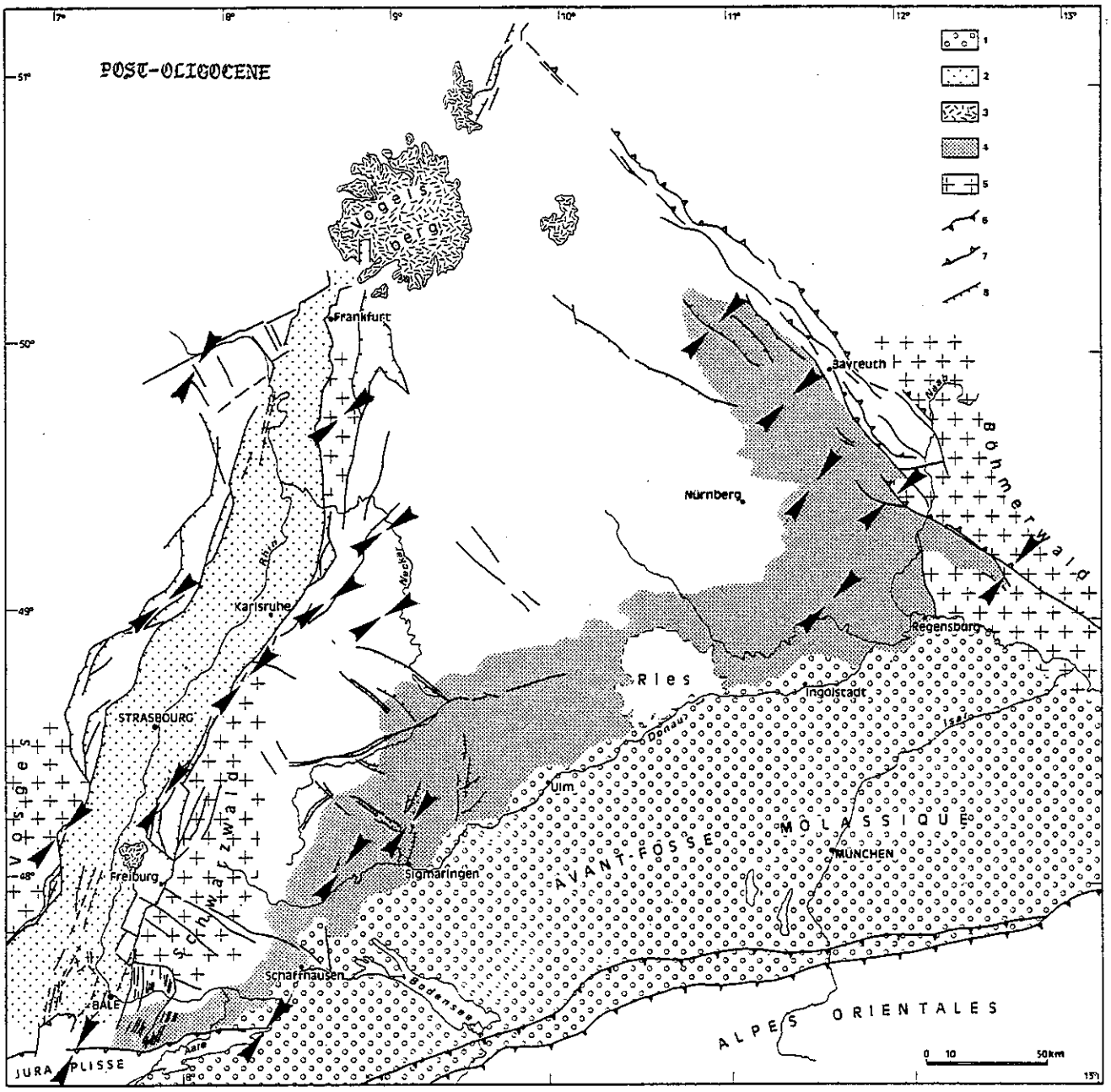


Fig. 106. - Reconstitution du champ de contrainte en compression NE-SW dans le triangle germano-tchèque.

5) COMPRESSION E-W à NW-SE (fig.107).

La compression E-W à NW-SE ne constitue pas une phase majeure dans l'ensemble de la plate-forme sud-allemande à l'exception de son extrémité sud-ouest (Jura suisse) où elle est responsable de plis et de chevauchements importants, en particulier le chevauchement frontal, vers le Nord, du Jura plissé, ainsi que du jeu sénestre des grands décrochements jurassiens subméridiens (La Ferrière, Pontarlier, pour le Jura septentrional). Ailleurs (Jura souabe, Franconie) elle se manifeste essentiellement par des rejeux en coulissements sénestres ou dextres des accidents antérieurs, sans création de structures régionales remarquables.

La direction de la contrainte compressive σ_1 varie de 090-100 en Franconie à 110-120 dans le Jura souabe et jusqu'à 135-150 dans le Jura suisse septentrional. La rotation de la compression semble bien se faire progressivement du NE au SW du triangle et il est probable qu'il s'agit de la même phase tectonique.

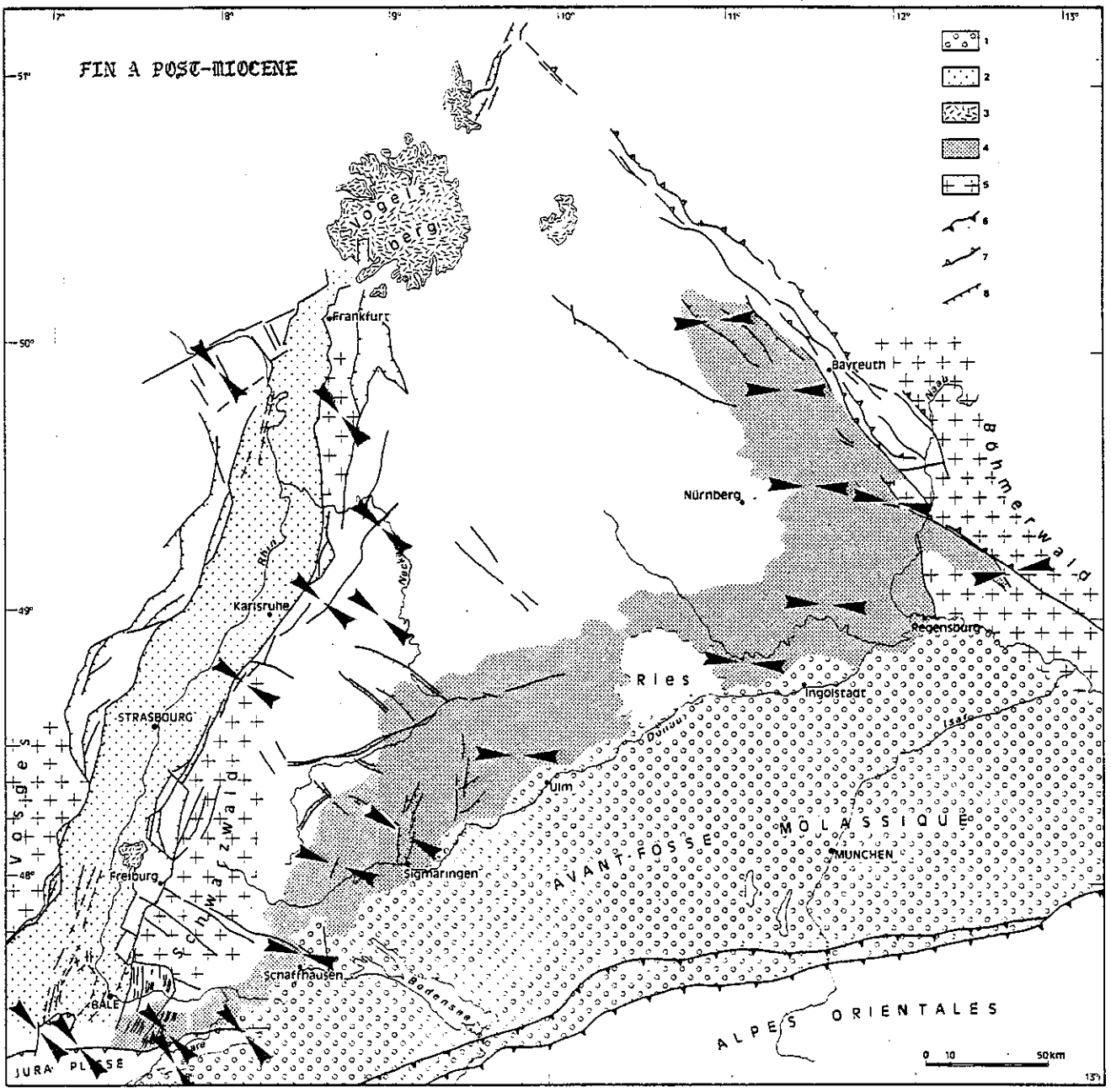


Fig. 107. - Reconstitution du champ de contrainte en compression E-W à NW-SE dans le triangle germano-tchèque.

Il s'agit dans tous les cas de la dernière phase compressive reconnue sur les affleurements. Elle affecte les terrains volcaniques de l'Hegau d'âge miocène supérieur : on peut voir dans les tufs basaltiques à Leipferdingen, par exemple, des filons remplis de matériel volcanique avec un azimut moyen 120. Dans le Jura suisse, la molasse miocène est impliquée dans les plis de même que les sables à Hipparion et les graviers vosgiens ce qui donne également un âge post-Miocène. Les graviers du Sundgau, du Pliocène supérieur, ne sont pas affectés par ces déformations.

D'une manière générale, l'état de contrainte s'est peu modifié par la suite (du moins en ce qui concerne les directions principales du trièdre des contraintes, sinon leurs valeurs) puisque les mesures de contraintes *in situ* indiquent actuellement d'après H. Baumann (1981) une contrainte compressive horizontale d'azimut 145 dans le Fossé rhénan : 140 dans la région de Karlsruhe (G. Greiner, 1975), 125 dans le Kraichgau (ibid.), 138 à Baden-Baden (P. Schirmer, 1979). Près du Hohenzollerngraben l'azimut moyen est également de 130-150 (G. Greiner, 1975). Enfin, dans le massif du Falkenberg, dans le NE de la

Bavière il est de 115 (F. Rummel et H.J. Alheid, 1979 ; F. Rummel *et al.*, 1983). Les calculs de mécanismes au foyer des séismes dans le Fossé rhénan et le Jura souabe fournissent des résultats analogues (G. Schneider *et al.*, 1967 ; L. Ahorner, 1975 ; J.H. Illies, 1977, 1982 ; G. Schneider, 1980 ; J. Turnovsky et G. Schneider, 1982).

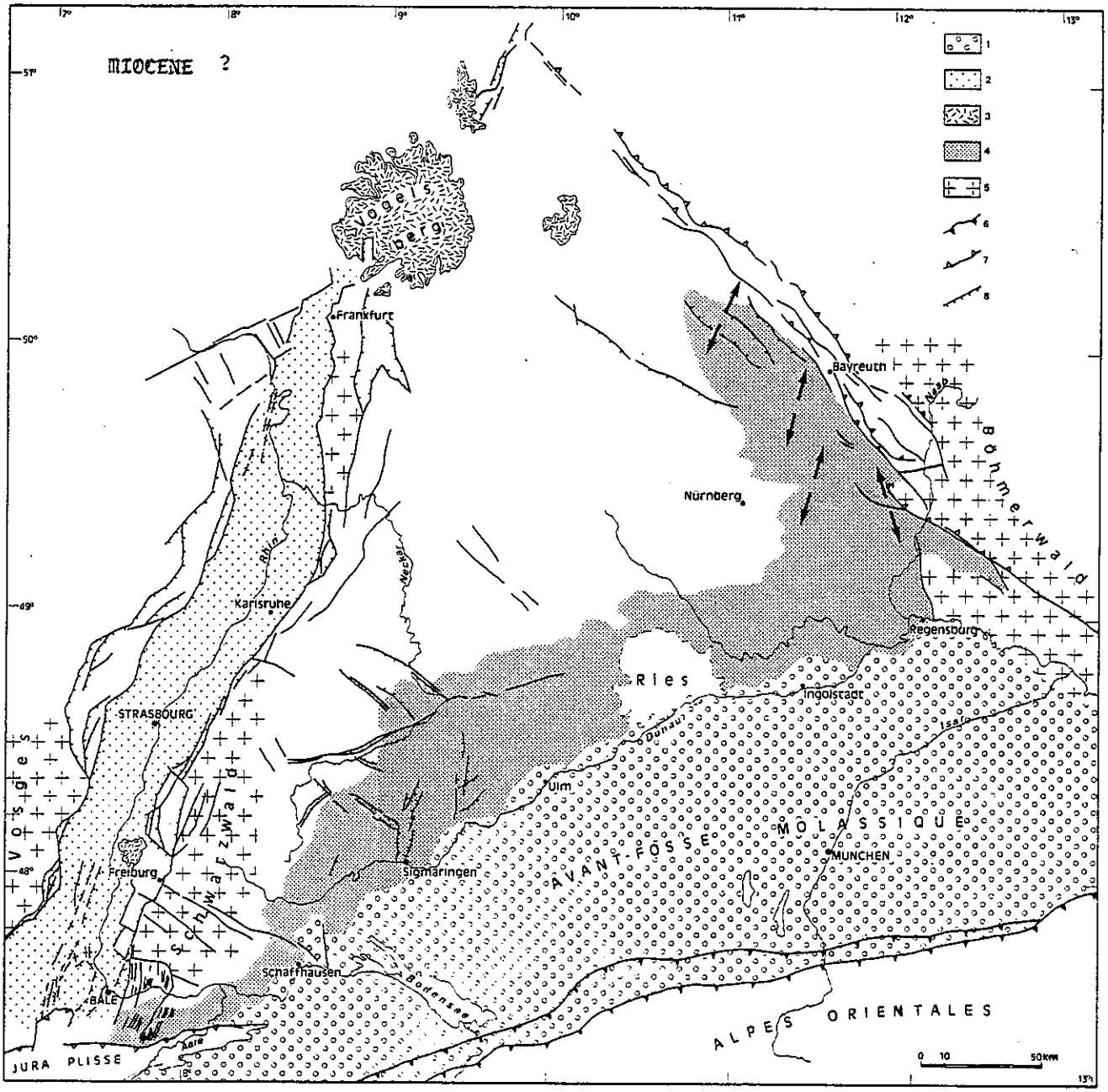


Fig. 108. - Reconstitution du champ de contrainte en extension N-S tardif dans le triangle germano-tchèque.

6) DISTENSION N-S TARDIVE (fig.108).

Une extension N-S localisée dans la partie septentrionale de la Franconie a fait jouer de nombreuses failles normales E-W, sans aller toutefois jusqu'à la création de fossés tectoniques.

Cette période distensive a pu être placée chronologiquement après la phase de compression NE-SW. Par contre il n'a pas été possible, malgré les nombreuses mesures faites pour tenter de la situer par rapport à la compression E-W, de voir clairement ses rapports avec cette dernière.

Cet épisode de distension tardif n'a pas été reconnu dans le Jura souabe ni dans le Sud de la Franconie, non plus qu'en bordure du Fossé rhénan. La proximité des fossés nord-bohémiens (fig.32) dont le remplissage est d'âge aquitanien à helvétien inférieur, permet de rattacher les manifestations distensives nord-franconiennes au même épisode de distension, peut être dû au bombement du massif bohémien. L'existence de ce système de failles normales confirmerait alors l'origine taphrogénétique de ces fossés (L. Kopecky, 1978), parfois considérés comme des bassins dûs à une subsidence volcano-tectonique (M. Malkovsky, 1975, 1980).

Les manifestations de cet épisode distensif semblent bien limitées à cette région nord-bohémienne ; il est probable qu'il s'agit d'un phénomène régional d'inversion des contraintes σ_1 et σ_2 durant la période de compression E-W qui a affecté cette région au cours du Miocène (F. Bergerat et J. Geyssant, 1983) ; les directions identiques de la contrainte principale maximale (σ_3) dans ces deux états de contrainte (fig.47 et 48) tendent à corroborer cette hypothèse.

III LE RIFT OUEST-EUROPÉEN ET L'AVANT-PAYS ALPIN OCCIDENTAL.

A. LE SYSTÈME RHIN-SAÔNE, LA BOURGOGNE

1) LA ZONE TRANSFORMANTE RHIN-SAÔNE.

La région qui s'étend entre le Fossé rhénan et le Fossé de la Saône comprend deux ensembles tectoniques principaux : un ensemble jurassien, avec le Jura plissé septentrional et l'Ajoie, et un ensemble préjurassien avec les plateaux de la Haute-Saône, le plateau de Vesoul et les collines préjurassiennes (fig.109).

Les zones préjurassiennes

Le bord septentrional de la plaine de la Saône dont le trait structural dominant est une faille importante, de direction générale E-W, qui s'étend sur plus de 30 km des environs de Combeaufontaine à l'Est, à la vallée de la Tille à l'Ouest où elle s'intègre à la zone tectonisée de Chalancey (P. Rat *et al.*, 1975). Des accidents subméridiens la décrochent fréquemment dans sa partie orientale, ils deviennent plus rares vers l'Ouest

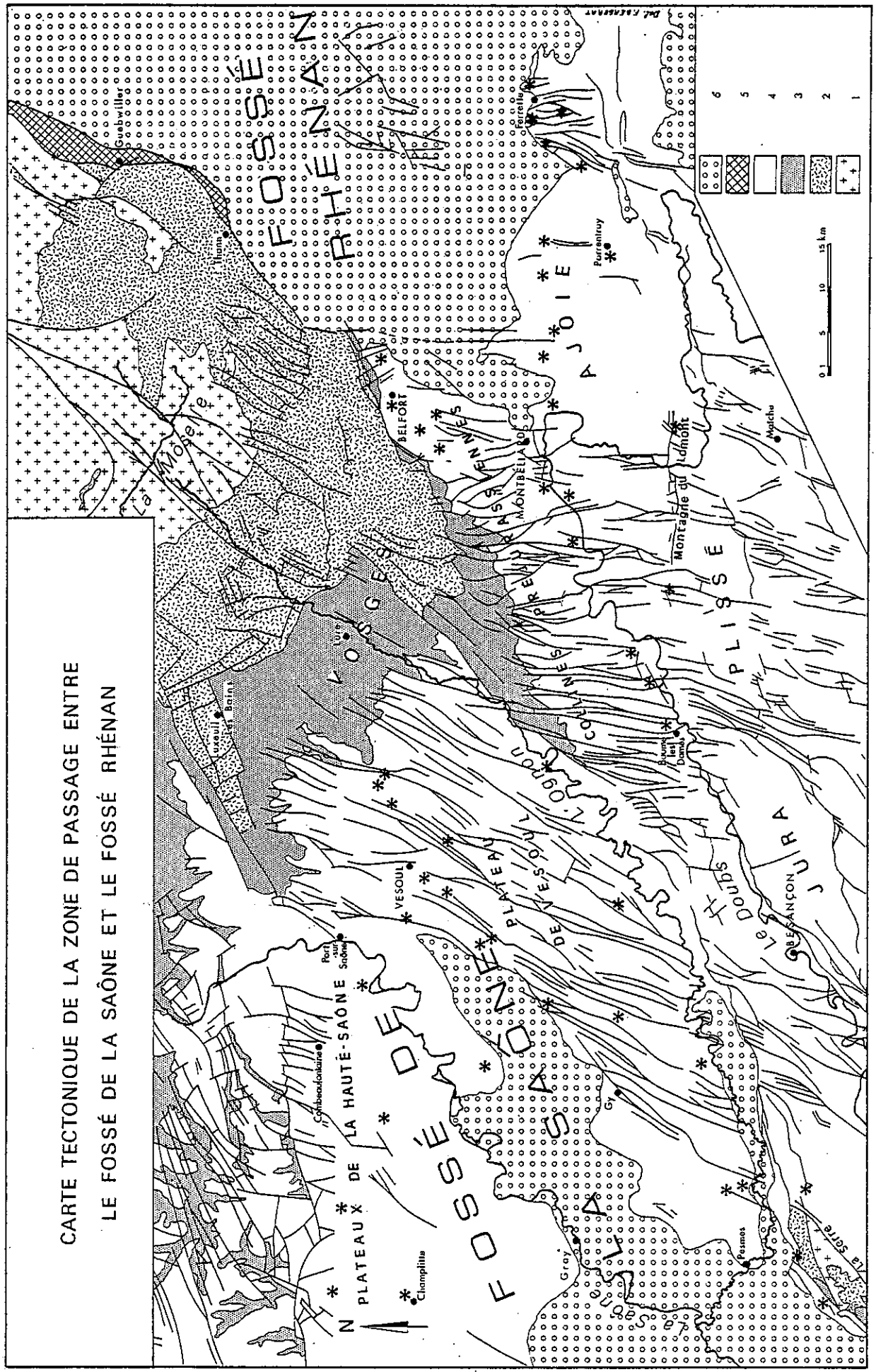
La limite orientale de la plaine de la Saône, entre Pesmes et Port-sur-Saône est marquée par un ensemble de failles NE-SW et NNE-SSW, à l'Est desquelles s'étend le plateau de Vesoul, structure tabulaire à pendage général vers le SW et haché de failles d'azimut 030 à 060. Entre la vallée de l'Ognon et celle du Doubs s'étendent, de Baume-les-Dames à Montbéliard, les collines préjurassiennes sillonnées de nombreuses failles subméridiennes.

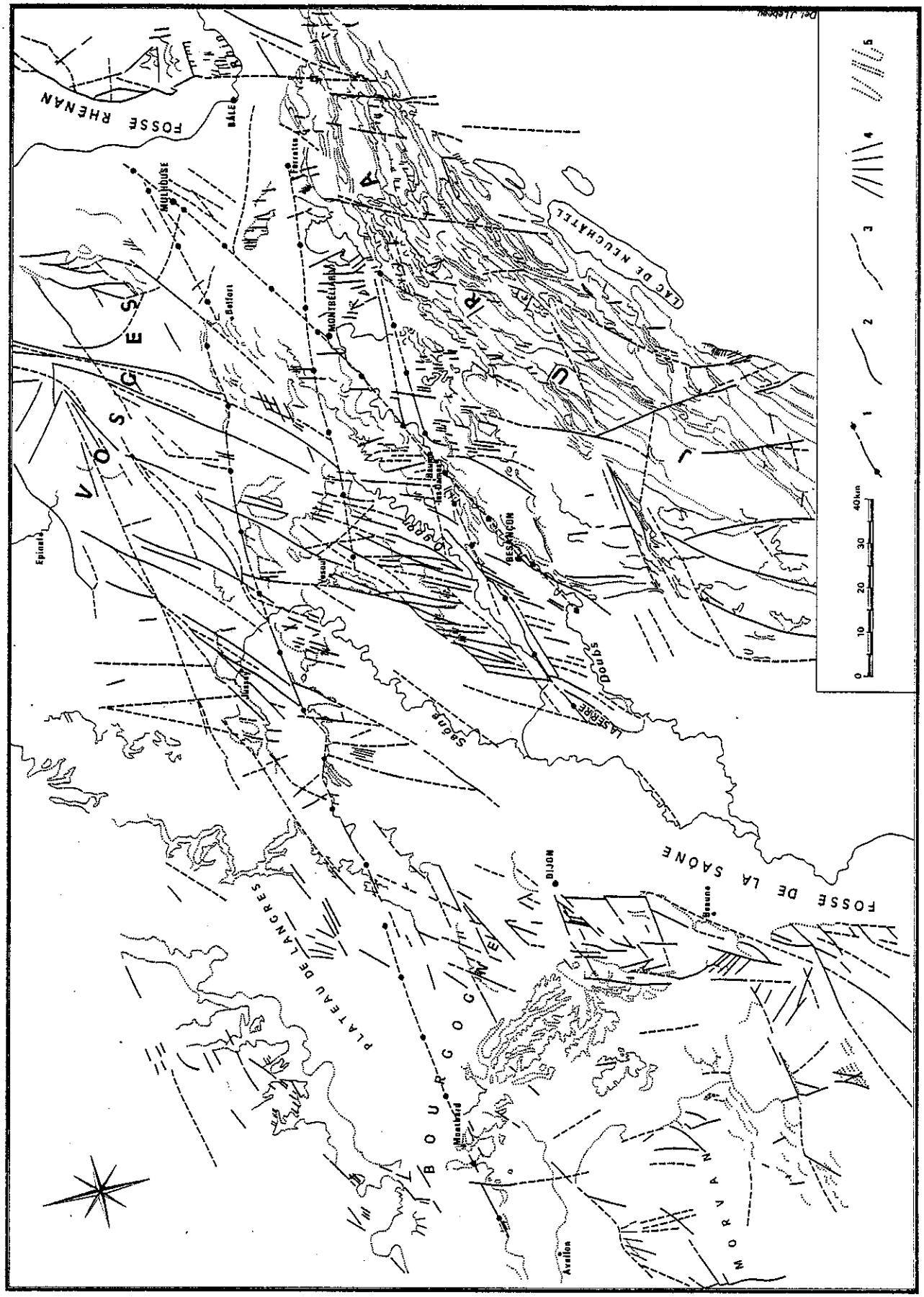
Le Jura septentrional

Au Sud de Baume-les-Dames, se rencontrent l'extrémité orientale du faisceau bisontin et les plateaux de Nancray et Vercel-Valdahon. Plus à l'Est, la montagne du Lomont forme un pli anticlinal E-W parfois chevauchant vers le Nord. Des systèmes de fractures subméridiennes la traversent, qui se relient au Sud à d'importants accidents jurassiens (tel le décrochement de Pontarlier) et se prolongent au Nord par relais jusqu'aux Vosges. Enfin,

Fig. 109. - Carte tectonique de la zone de passage entre le Fossé de la Saône et le Fossé Rhénan.

1, granites intrusifs des Vosges moyennes, granite fondamental, granite des Ballons, gneiss et granulites de la Serre ; 2, Primaire et Trias gréseux ; 3, Trias plastique ; 4, Jurassique-Crétacé ; 5, Secondaire et Tertiaire des champs de fractures de Vieux-Thann et Guebwiller ; 6, Tertiaire et limons de la Bresse et du Sundgau. Les astérisques représentent les principaux sites de mesures.


CARTE TECTONIQUE DE LA ZONE DE PASSAGE ENTRE
LE FOSSÉ DE LA SAÔNE ET LE FOSSÉ RHÉNAN
FOSSÉ RHÉNAN
La Moder
Guebwiller
Thann
Ferrette
Delle
Porrentruy
BELFORT
Lure
Luxeuil les Bains
Montbéliard
Montagne du Lomont
Maîche
VOSGES
SAÔNE
Port sur Saône
Combeaudonkaine
VESOUL
Champlitte
PLATEAUX DE LA HAUTE-SAÔNE
PLATEAU DE VESOUL
Collines sous-vosgiennes
Baume les Dames
Gray
Pesmes
BESANÇON
Doubs
le Haut
JURA PLISSÉ
la Serre
0 1 5 10 15 km
1
2
3
4
5
6


FOSSE RHENAN
BÂLE
MULHOUSE
Belfort
VOSGES
Epinal
JURA
LAC DE NEUCHÂTEL
Pontarlier
Baume les Dames
Vesoul
GRAY
BESANÇON
SAÔNE
LA SEILLE
Dijon
DIJON
Beaune
FOSSE DE LA SAÔNE
PLATEAU DE LANGRES
BOURGOGNE
Montbard
Avallon
MORVAN
0
10
20
30
40km
1
2
3
4
5

bordant au Sud le Fossé rhénan, s'étendent l'Ajoie, partie du Jura restée tabulaire, et le Jura de Ferrette où les plis, plus ou moins déversés vers le Nord sont découpés par de nombreux accidents subméridiens.

a) Etude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône.

Les documents utilisés sont les documents MSS Landsat n°12340-09563 du 20/03/1973 et n°1241-10021 du 21/03/1973 à l'échelle du 1/500 000. Elles recouvrent les Vosges méridionales, les plateaux de la Haute-Saône, le Jura septentrional et une partie de la Bourgogne. L'étude en a été faite en stéréoscopie pour les surfaces bénéficiant d'une superposition ou en pseudostéréoscopie (à partir des canaux 5 et 7 de la même scène) ailleurs (F. Bergerat et J. Chorowicz, 1981).

Des filtrages optiques ont été effectués sur le canal 7 de chacune des scènes, ce qui a permis en particulier de visualiser des tronçons de linéaments à peine discernables sur les documents bruts. Par ailleurs, la confection d'équidensités colorées (pl.XV-2) et de compositions colorées a aussi facilité la lecture des documents : certaines failles non discernées sur les documents bruts ont été mises en évidence, d'autres déjà supposées ont été confirmées après ces traitements. De même, des portions de linéaments peu nettes ou non visibles sur les images non traitées ont été révélées sur les documents élaborés.

La carte téléanalytique de la fracturation (fig.110) obtenue à partir de l'étude de ces documents bruts et traités montre :

- quatre linéaments importants : Mulhouse-Montbard, Ferrette-Vesoul, Haut Doubs-La Serre, et Mulhouse-Besançon ;
- un échantillonnage significatif de la fracturation.

1) Les linéaments

On a vu précédemment (chapitre I : I-C-2) qu'ils peuvent correspondre à des accidents profonds. Affectant le substratum, ils sont vus le plus souvent par "transparence" au travers de la couverture sédimentaire qui peut les amortir ou les masquer.

Le plus important est le linéament Mulhouse-Montbard. Il correspond dans le Dévono-Dinantien des Vosges méridionales à une zone fracturée bien visible, puis il traverse le Trias de façon peu marquée et réapparaît beaucoup plus nettement dans le Jurassique des plateaux de la Haute-Saône où il correspond à une faille bien connue. Le rejet discernable sur le document Landsat est sénestre (rejet apparent : il peut s'agir aussi bien d'un jeu en décrochement que du résultat d'un rejeu vertical). Peu net à nouveau au Sud du plateau de Langres (région d'Aignay-le-Duc), il se manifeste à nouveau sous forme de faille bien visible au Nord du Morvan, vers Montbard où, là encore, le rejet apparent est sénestre. Le linéament Mulhouse-Montbard pourrait donc appartenir à une zone de failles profondes limitant au Nord le Fossé de la Saône et le horst du Morvan.

2) Analyse régionale des fréquences

Une rosace de la fracturation a été établie à partir de la carte téléanalytique pour l'ensemble de la région (fig.111a). Les pics les plus importants sont à 020-040 et 070-080. La direction N20-40 correspond essentiellement aux accidents bordiers du fossé, aux décrochement sénestres des plateaux de Vesoul et de la Haute-Saône et à ceux des zones jurassiennes et préjurassiennes. Les décrochements conjugués dextres n'apparaissent pratiquement pas à cette échelle. La direction N70-80 est celle des accidents du faisceau salinois, du Morvan et surtout des principaux linéaments. La rosace de fracturation du secteur entre les fossés du Rhin et de la Saône (encadré sur la figure 111) montre un pic moyen à 020-040 (fig.111c), illustrant l'important développement des décrochements sénestres NNE-SSW à NE-SW dans cette zone de relais.

Fig. 110. - Carte de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône, établie par téléinterprétation (d'après F. Bergerat et J. Chorowicz, 1981).

1, linéaments ; 2, failles ; 3, failles probables ou possibles ; 4, diaclases ; 5, traces de couches.

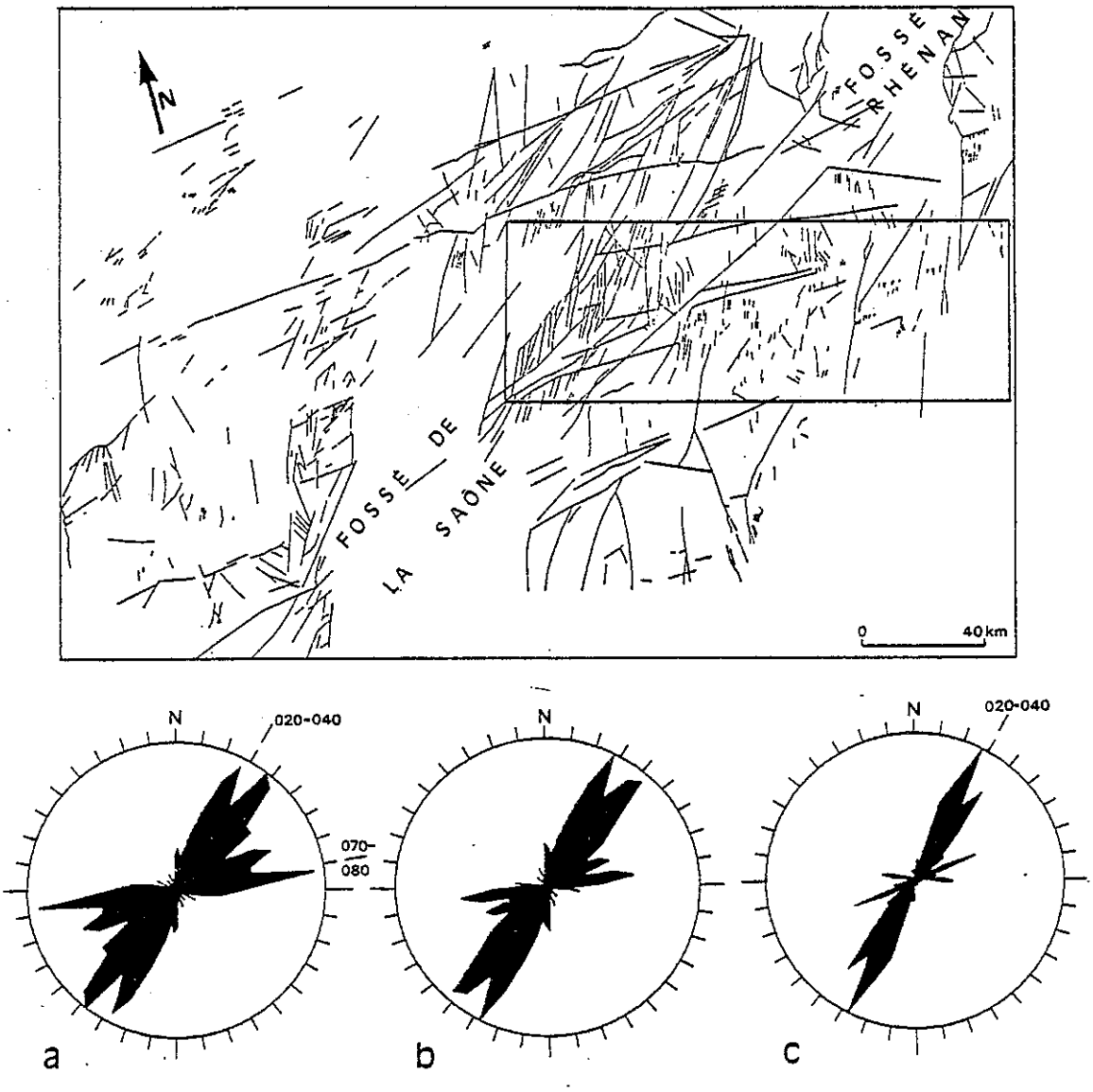


Fig. 111. - Carte et rosaces de fréquence de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône (d'après D. Lefebvre, F. Bergerat et J. Chorowicz, 1980).

La carte et les rosaces ont été tracées par numérisation à partir de la figure 110.

a : rosace de toute la population de fractures (failles certaines, probables et possibles).
b : rosace des failles certaines uniquement.
c : rosace de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône *s.s.* (secteur encadré sur la carte).

b) Géométrie et cinématique de la fracturation.

Plus de 1300 mesures de miroirs striés, stylolites tectoniques et fentes de tension ont été effectuées dans une cinquantaine de sites de la zone de relais entre les fossés de la Saône et du Rhin.

La rosace de direction de l'ensemble des failles de cette zone (fig.112a) montre une prépondérance des directions 000 à 040 qui représentent 45% des mesures. Un autre pic, moins important, se situe à 130-160 (18%). Des rosaces régionales établies pour le Jura et le plateau de Vesoul (fig.113) précisent la géométrie de ce système.

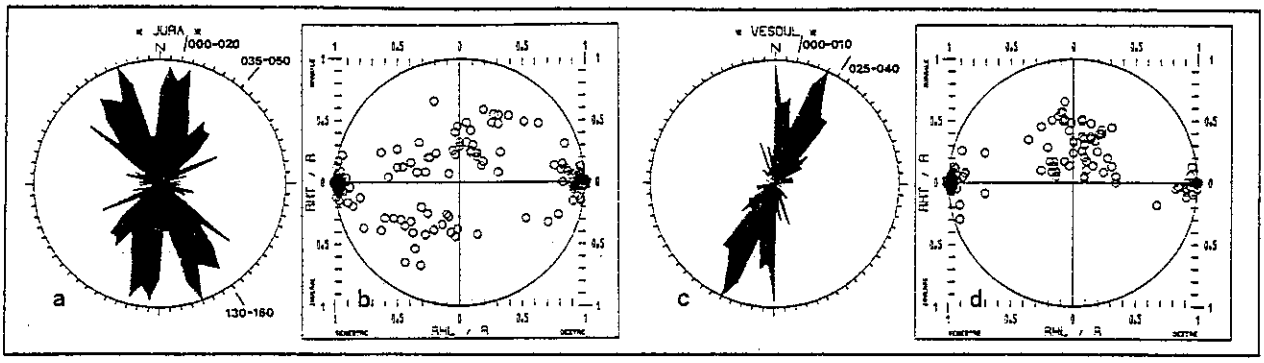


Fig. 113. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura septentrional (a) et dans le plateau de Vesoul (b).

La rosace "Jura" montre trois pics correspondant : -aux décrochements conjugués 035-050 et 130-160 liés à la compression N-S éocène ; -aux grandes lignes de coulissement sénestre 000-020 qui ont fonctionné lors du raccourcissement NW-SE d'âge présumé pontien.

Sur la rosace "Vesoul", on retrouve le même pic subméridien qui correspond à la fois aux décrochements sénestres pontiens et aux failles normales oligocènes de la limite occidentale du Fossé de la Saône. Dans ce secteur, 25% des failles environ sont des failles normales et 75% des décrochements. Dans le Jura, la répartition est de 73% de décrochements, 15% de failles normales et 12% de failles inverses (fig.113b,d). Par contre, la compression N-S éocène est marquée par un seul pic à 025-040 correspondant au grand développement des décrochements sénestres dans cette région.

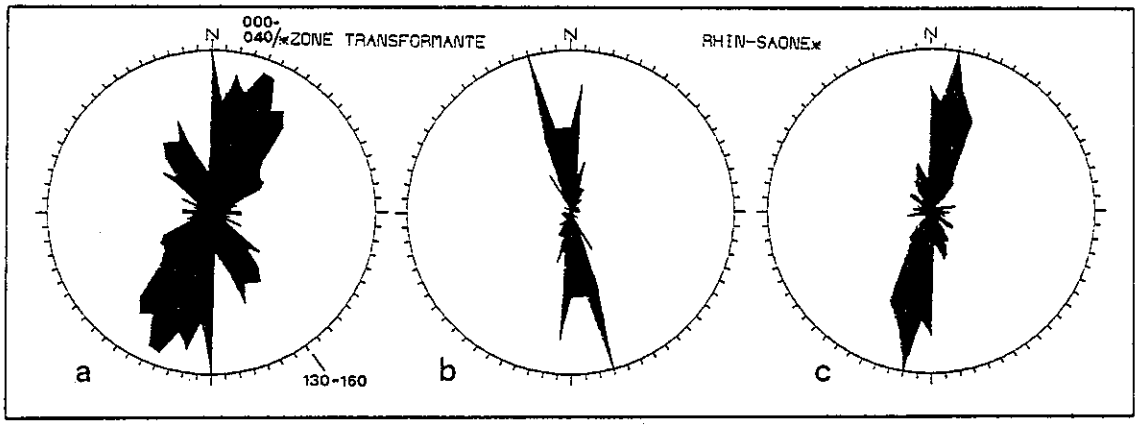


Fig. 112. - Rosaces de fréquence des failles (a), des stylolites (b) et des fentes de tension (c) mesurés dans la zone de passage Rhin-Saône.

La rosace de direction des pics stylolitiques (fig.112b) indique principalement la direction de compression N-S. On retrouve celle-ci, prépondérante, sur la rosace des fentes de tension (fig.112c) où apparaissent en outre de petits pics témoignant d'un raccourcissement E-W à NW-SE.

Les diagrammes des figures 114 à 116 et 118 représentent les regroupements par secteurs d'un certain nombre de sites cohérents entre eux. Leur analyse a permis de caractériser les quatres épisodes tectoniques principaux.

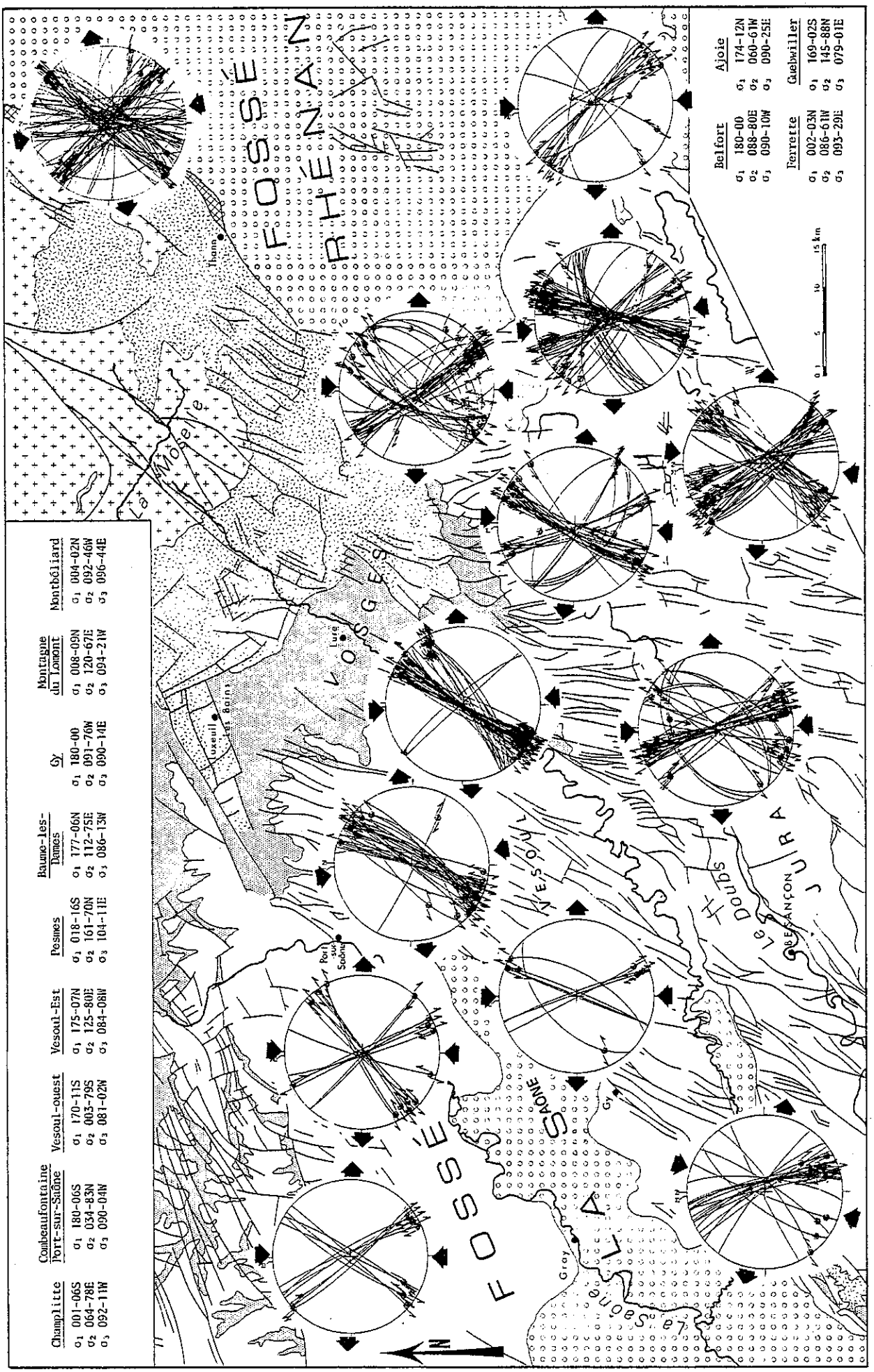


Fig. 114. - Analyse microtectonique de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône : compression N-S.

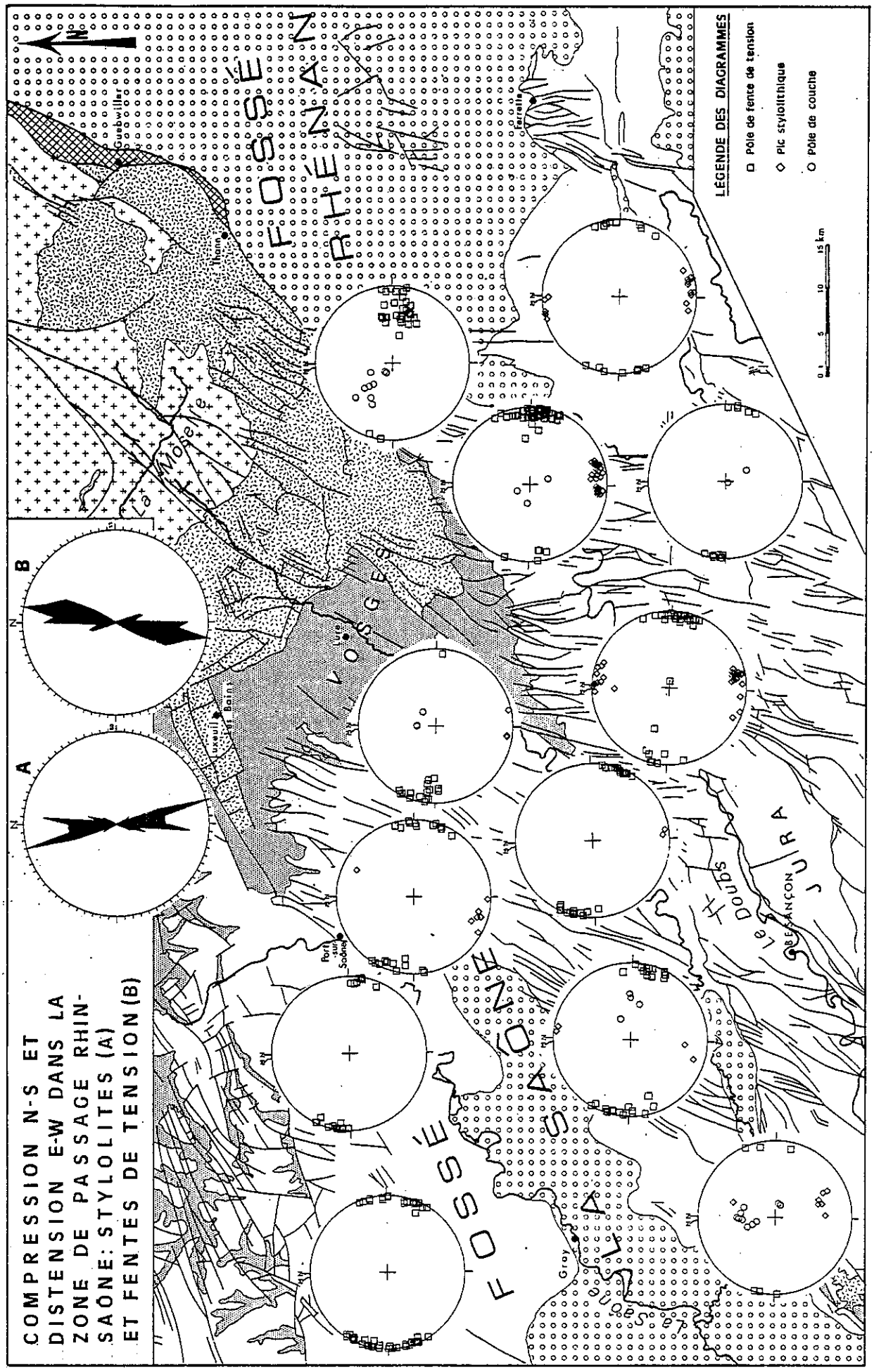


Fig. 115. - Compression N-S et distension E-W dans la zone de passage Rhin-Saône d'après les stylolites et les fentes de tension.

1) Compression N-S (fig 114)

La compression N-S est bien marquée, tant dans les zones jurassiennes que préjurassiennes, par un système de décrochements conjugués sénestres d'azimut 030 à 060 et dextres d'azimut 140-160, ainsi que des stylolites tectoniques et de très nombreuses fentes de tension subméridiens (fig.115).

Dans les zones préjurassiennes, le système d'azimut 030-060 est nettement prépondérant. Les principales voies de coulissement sénestres se situent (fig.118) : -à la limite orientale du Fossé de la Saône où de nombreuses failles portent deux familles de stries, les unes obliques ou horizontales témoignant d'un mouvement sénestre, les autres verticales et postérieures caractérisant un jeu normal ; -entre le Fossé de la Saône et la vallée de l'Ognon, dans le plateau de Vesoul parcouru d'un grand nombre de failles subparallèles de direction moyenne NW-SE , -au niveau de la vallée de l'Ognon dont le système de cassures d'azimut 030-040 rejoint plus au Nord la faille de Sainte-Marie-aux-Mines - Retournemer, accident qui a joué à la fin des temps hercyniens en décrochement sénestre et dont les jeux coulissants se sont à nouveau manifestés au Tertiaire (M. Ruhland et G. Hirlemann, 1973) ; -à la limite occidentale du Fossé rhénan où les failles qui forment la bordure du fossé, entre Belfort et Thann, montrent "un mouvement relatif sénestre" (M. Ruhland , 1974). Liés à ces principaux coulissements sénestres, on peut observer quelques cisaillements dextres conjugués d'azimut 140-160.

Dans les collines préjurassiennes, entre Ognon et Doubs, ainsi que dans le Jura septentrional, les jeux dextres sont aussi développés que les jeux sénestres et forment de beaux systèmes de décrochements conjugués associés à des plis allongés grossièrement E-W (anticlinal du Lomont, par exemple) plus ou moins déversés vers le Nord.

La retombée méridionale des Vosges montre également des accidents liés à cette compression N-S. Quoiqu'il soit difficile d'y distinguer ce qui est tardi-hercynien (M. Mattauer, 1971) de ce qui est tertiaire, il est néanmoins probable, dans la mesure où l'on retrouve des coulissements de directions et de sens identiques plus au Sud dans le Mésozoïque, qu'une partie au moins des jeux de failles vosgiennes relève de la tectonique alpine. C'est le cas, par exemple, sur le versant sud-est du massif des Ballons dans les vallées de la Doller et de la Thur où les affleurements de granite et de Viséen volcanique et sédimentaire montrent des décrochements sénestres d'azimut 020 à 050 et dextres d'azimut 140 c'est à dire de mêmes directions que celles relevées plus au Sud au sein de la couverture dans les régions de Belfort ou Montbéliard.

La direction de la contrainte principale maximale (σ_1) dans les différents sites entre la terminaison nord du Fossé de la Saône et la terminaison sud du Fossé rhénan est remarquablement constante (azimut 170 à 010) et témoigne là encore de l'homogénéité du tenseur des contraintes caractérisant la compression N-S éocène dans toute la plate-forme à l'avant des Alpes centrales et orientales.

2) Distension E-W (fig.116)

La distension E-W liée à l'ouverture des fossés de la Saône et du Rhin à l'Oligocène se manifeste uniquement à proximité de ces fossés.

A la terminaison septentrionale du Fossé de la Saône, de nombreux accidents NNE-SSW à NE-SW, ayant pour l'essentiel joué en décrochements lors de l'épisode précédent, sont remobilisés en failles normales. Ce système de failles normales est bien développé entre Champlitte et Gray, mais surtout sur la lisière occidentale du plateau de Vesoul, entre le massif de la Serre et Port-sur-Saône.

Sur la bordure occidentale du Fossé rhénan : cet épisode distensif a provoqué la création de failles normales subméridiennes, ainsi que le rejeu normal de nombreux accidents antérieurs N-S à NE-SW (cf.chapitre II : II-C).

Au Sud du Fossé rhénan, le Jura de Ferrette montre également le développement d'un important système de failles normales subméridiennes. Dans un épisode compressif ultérieur elles seront remobilisées en coulissement sénestres. On a vu précédemment qu'en termes de système de contrainte, la différence entre le régime décrochant et le régime d'extension, pure, dans le Fossé rhénan, se résume à cette permutation σ_2 - σ_1.

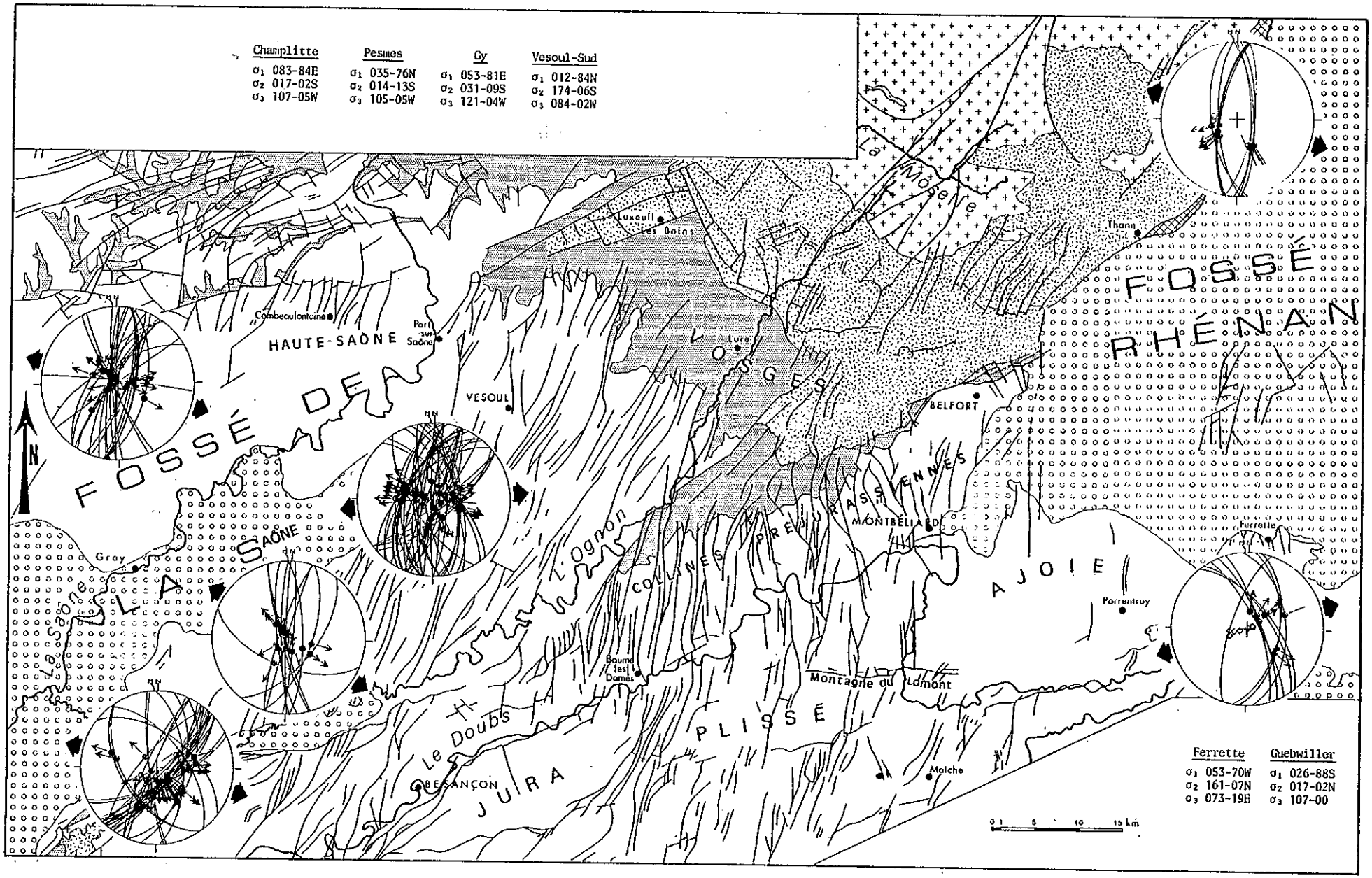


Fig. 116. - Analyse microtectonique de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône : distension E-W.

Aucune manifestation de tectonique distensive n'est observable dans le plateau de Vesoul et les collines préjurassiennes à l'exception des fentes de tension subméridiennes développées dans toute la région (fig.115). Il est probable qu'il y a dans cette zone de relais entre les fossés de la Saône et du Rhin, pérennité de la compression N-S durant tout le Paléogène.

3) Compression NE-SW

Une faible compression NE-SW a pu être observée dans les plateaux de Vesoul et de la Saône, marquée essentiellement par des rejeux en décrochement dextres des accidents N-S à NNE-SSW (fig.117).

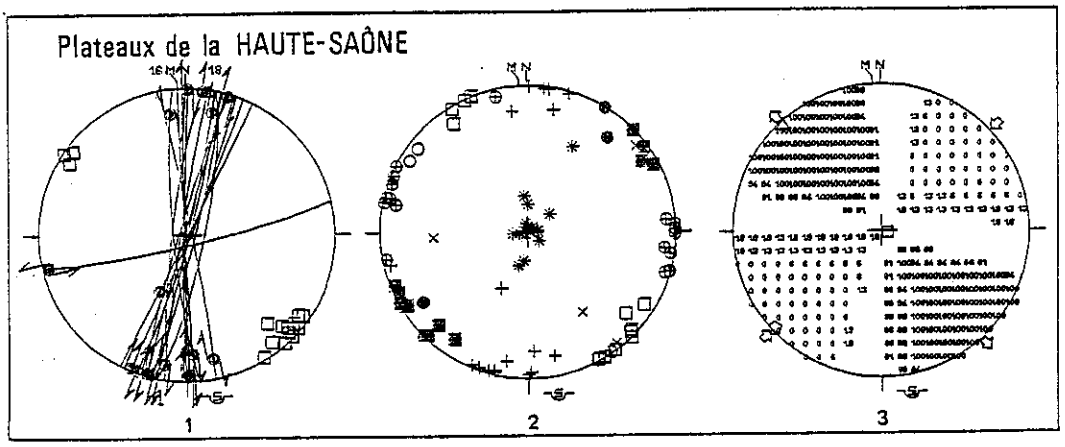


Fig. 117. - Analyse d'une population de failles et de fentes de tension affectant les calcaires jurassiques des plateaux de la Haute-Saône : compression NE-SW.

4) Compression NW-SE (fig.118)

La compression NW-SE a essentiellement affecté le Jura septentrional où se sont développés de grands faisceaux de décrochements sénestres subméridiens comme ceux de Valdahon - Baume-les-Dames et de Dambelin - Montenois qui traversent la Montagne du Lomont, de Charmois - La Ferrière dans la région de Maîche et la ligne de la Caquerelle (A. Caire, 1973) qui limite à l'Ouest le Jura de Ferrette lui-même découpé par de nombreuses failles subméridiennes sénestres. Ce dernier s'avance vers le Nord à la faveur de ces coulissements et vient chevaucher le Sundgau, partie méridionale du Fossé rhénan. Pour M. Ruhland (1972) : "Pendant l'Oligocène, les failles rhénanes ont empiété sur le domaine jurassien et ont créé un véritable champ de fractures. Dans une phase prépontienne, les plis se sont mis en place tandis que les failles réouvertes jouaient en décrochements... les plis... déferlent sur la molasse alsacienne après le Pontien". Des décrochements dextres grossièrement E-W complètent ce système. A. Caire (1973) en signale dans le faisceau bisontin (faille de Montfaucon) et dans le faisceau salinois : "Dans la région de Salins-les-Bains, la Grande Faille du faisceau salinois a dû jouer, avant les recouvrements tectoniques, en décrochement dextre...".

Ces coulissements affectent essentiellement le Jura plissé, cependant on les retrouve encore, quoique de moindre ampleur, dans les collines préjurassiennes et le plateau de Vesoul où ils sont accompagnés de fentes de tension de direction moyenne NW-SE.

Le fonctionnement de ce système de coulissement a été rapporté par A. Caire (1974) au Pontien (Mio-Pliocène) : " ...les décrochements ont principalement joué au sein de la période tectogénique pontienne, entre deux phases de plissement".

Légende commune aux figures 114, 116 et 118: 1, jeu décrochant; 2, jeu normal; 3, jeu inverse; 4, pôle de plan de stratification; 5, pôle de fente de tension; 6, pic stylolitique; 7 et 8, directions d'extension et de compression.

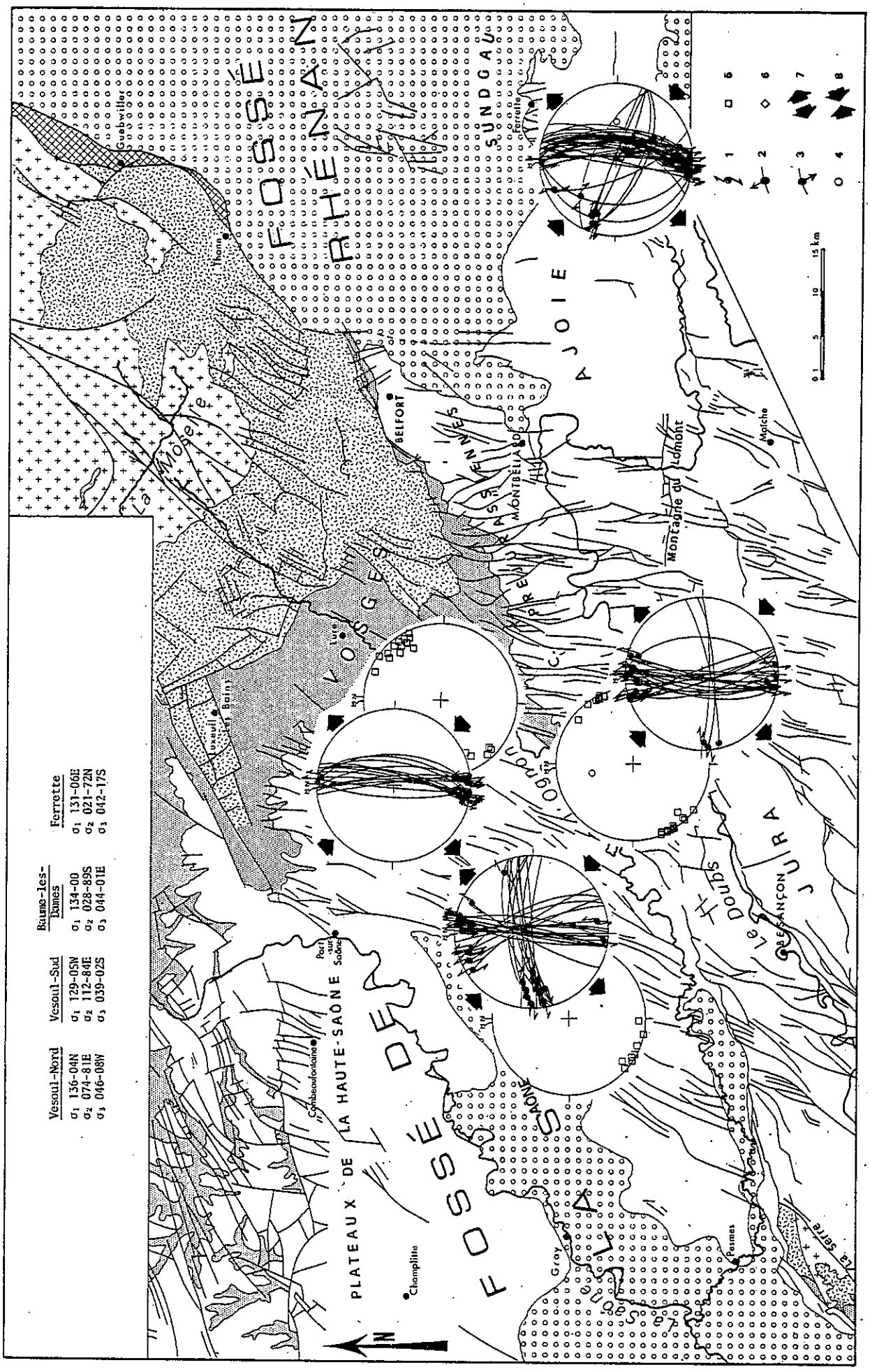


Fig. 118. - Analyse microtectonique de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône : compression NW-SE.

c) Recherche d'analogies avec le système de cisaillements de Riedel : interprétation en terme de "transformante".

1) La fracturation majeure

Dans la zone de relais entre les fossés de la Saône et du Rhin, c'est à dire essentiellement le plateau de Vesoul, on a pu distinguer au Paléogène quatre voies de coulissements sénestres principales (fig.119) regroupant les principaux décrochements d'azimut 035-040. On peut cependant encore en observer, de même direction mais de façon plus isolée, dans les avants-monts du Jura et les collines préjurassiennes. Liés à ces coulissements sénestres, on peut observer, quoiqu'en moins grand nombre, des cisaillements dextres conjugués N140-160.

2) La fracturation mineure

Des cisaillements sénestres moins développés existent suivant une direction N 20-30 dans le plateau de Vesoul et les collines préjurassiennes, représentant probablement les fractures de second ordre des grands coulissements NE-SW. Il existe également, essentiellement dans les collines préjurassiennes entre Baume-les-Dames et Montbéliard, quelques décrochements sénestres d'azimut 060-070.

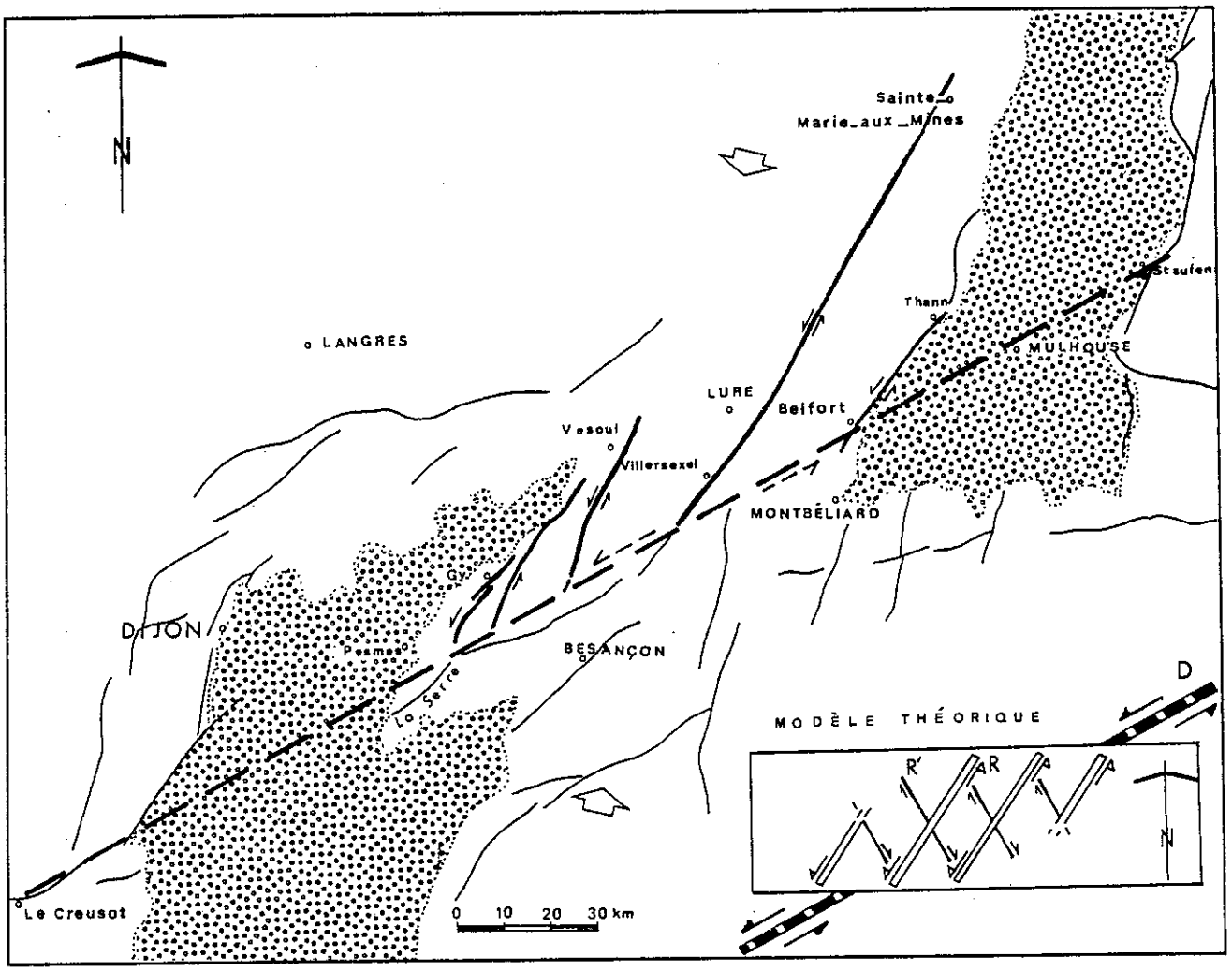


Fig. 119. - Schéma interprétatif de la fracturation majeure de la zone de passage Rhin-Saône.

On admet l'existence d'un mouvement décrochant sénestre dans le socle, le long d'un accident d'az. 060, et on interprète les faisceaux de décrochements sénestres d'az. 040 affectant la couverture comme des fractures "R" de Riedel. On note l'analogie du modèle théorique avec ce schéma.

3) Interprétation

D'après le sens des mouvements le long des différentes familles de cisaillements et les valeurs des angles entre celles-ci et σ_1, on peut interpréter la fracturation préjurassienne en termes de "Riedel" (P. Vialon *et al.*, 1976 ; D. Fabre et J.P. Robert, 1975). Rappelons brièvement le modèle expérimental de D. Fabre et J.P. Robert : il est de type bicouche (socle-couverture), deux plateaux en bois simulant le socle coulissent suivant une direction D. Une plaque d'argile appliquée sur ceux-ci figure la couverture.

Trois types de structures superficielles apparaissent liés au décrochement profond : 1) plis (axes à 45° de D) ; 2) fissures d'extension (à 45° de D, perpendiculaires aux axes des plis) ; 3) fissures de "Riedel" : deux familles de cisaillements conjugués R et R', r_1 se trouvant dans le plan bissecteur aigu de (R R') (fig.119). Deux types de comportements ont été mis en évidence suivant l'épaisseur de la couverture d'argile : (1) la faille de socle n'apparaît pas dans la couverture, où une ou plusieurs fissures R deviennent très importantes. "Une faille décrochante du socle n'apparaît donc pas toujours avec la même direction dans la couverture... elle peut passer inaperçue ou paraître s'interrompre... laissant le relais à une faille importante (ou plusieurs ?) de la couverture qui fait en direction un angle notable avec elle (valeur moyenne : 15°)" (D. Fabre et J.P. Robert, 1975) ; (2) la faille de socle finit par apparaître dans la couverture.

Dans le cas présent la direction générale de raccourcissement étant subméridienne et les cisaillements majeurs sénestres et dextres respectivement orientés N35-40 et N 140-150, on est amené, dans le cadre du modèle théorique, à faire intervenir des mouvements au niveau du socle. On suppose donc l'existence d'un décrochement sénestre (ou d'une large zone décrochante) dans la direction N60. Les failles N35-40 correspondraient alors aux fissures R, celles N140-150 aux fissures R' (fig.119). Les fossés oligocènes figuraient "en grand" des fissures d'extension liées au décrochement profond et de même direction que la contrainte maximale σ_1. Ce modèle expliquerait également les ébauches de plis oligocènes tels que Mont Terri ou chaîne des Rangiers, perpendiculaires à la direction de σ_1. Les quelques décrochements N60-70 observables entre Baume-les-Dames et Pont-de-Roide pourraient être un début d'apparition, dans la couverture, de la direction de la (ou des) faille(s) de socle.

On rejoint ici divers auteurs qui ont supposé l'existence d'un accident de socle dans cette région (A. Caire, 1973b ; D. Contini et N. Théobald, 1974 ; traces Montluçon-Fribourg et Châlon-sur-Saône - Bâle, empreintes superficielles de failles transformantes subcrustales : J.H. Illies, 1972 ; accident Le Creusot-Belfort : D. Jamier et al., 1974 ; faille transformante de la Porte de Bourgogne : H.P. Laubscher, 1970, 1971a, 1972 ; accident nord-centralien : G. Montjuvent et J. Sarrot-Reynauld, 1972 ; décrochement Blanzy-Le Creusot-La Serre : P. Rat, 1976 ; F. Bergerat, 1977 ; J.P. Gélard, 1978).

d) Dynamique de la fracturation

La vitesse extrêmement d'accrétion faible et les manifestations volcaniques inexistantes ou faibles et de courte durée peuvent faire assimiler les grabens de la Bresse et du Rhin à des rifts intracontinentaux dont l'évolution en rifts océaniques a avorté. Un essai d'explication de l'analogie entre les dorsales océaniques et les rifts continentaux a été fait en 1974 par P. Tapponnier et J. Varet à partir de l'Afar, lequel est considéré comme un "rift d'affinité océanique". L'étude des chaînes de Manda-Inakir et d'Asal et du passage d'une chaîne à l'autre par la zone de Mak'arrasou, "équivalent émergé des "failles transformantes" océaniques" a amené ces auteurs à concevoir un modèle expérimental avec lequel la comparaison est intéressante. L'expérience consiste à mouler une plaque de kaolin sur deux supports horizontaux dont la frontière est composée de trois segments (en Z). Un déplacement en coulissement le long du segment médian provoque une ouverture le long des deux autres, l'argile subit une déformation telle qu'il présente des failles normales (effondrement) au dessus des ouvertures et des fissures de "Riedel" au dessus du coulissement (fig.120). La similitude avec ce qu'ils observent sur le terrain, amène P. Tapponnier et J. Varet à expliquer la zone intermédiaire comme l'expression superficielle d'une "faille transformante plus profonde", c'est ce qu'ils appellent une "zone transformante" (1974).

Il est tentant d'appliquer un modèle semblable à l'avant pays jurassien. L'existence d'une fracturation subméridienne datant des temps primaires, à l'emplacement de l'actuel Fossé rhénan est classiquement admise : "les dislocations et l'existence de failles

d'orientation rhénane remontent à l'orogenèse hercynienne. La chaîne, dont l'axe des plis est orienté en direction varisque, est déjà alors parcourue par un faisceau de failles allongées en direction méridienne. Le long de ces cassures un déplacement horizontal s'est effectué". (C.Sittler, 1969). C'est le "linéament" rhénan des auteurs allemands (J.H. Illies, 1962). Il est possible que le graben bressan se soit également installé sur une zone faillée préexistante, cependant son histoire est plus compliquée car "son allongement d'ensemble, à peu près N-S, est, en réalité, la résultante de l'accolement de plusieurs segments, orientés NE-SW, c'est à dire obliques, par rapport à la direction générale du fossé..." (P. Rat, 1974). Enfin, il est permis de supposer l'existence d'une faille "Le Creusot-Belfort", marquée dès les temps primaires et dont on peut retrouver la trace dans le fossé tectonique de Blanzy-Le Creusot à remplissage permien, ainsi que dans la zone de fracturation au contact entre le socle cristallin et l'eurite [tuf pyroclastique de composition acide], dans le massif de la Serre, dont J. Thiébaut et J.P. Jacquin (1961) parlent comme d'une "zone de fragilité de l'écorce terrestre". D. Contini et N. Théobald proposent également un schéma montrant deux blocs séparés par une cassure en trois tronçons (1974).

On peut donc présumer de l'existence de trois "failles" (ou zones de failles) : -à l'emplacement des actuels fossés rhénan et bressan (environ N20) et -dans leur zone de jonction (environ N60). La compression subméridienne provoque un coulissement sénestre le long de la faille N60, dans le socle, et une ouverture concomitante E-W des failles N20 (fig.120a). Dans la couverture, en surface, on assiste à l'effondrement des terrains situés au dessus des zones d'ouverture et donc à la formation de grabens, tandis que dans la zone de passage entre ces fossés apparaissent les fissures de "Riedel" associées à la faille profonde N60 (fig.120b). On a donc là un exemple caractéristique de la coexistence d'états de contrainte différents (compression N-S et extension E-W), à la même époque et dans des régions voisines. Cette zone de passage peut être appelée, comme le proposent P. Tapponnier et J. Varet (1974), et par analogie avec les failles transformantes de la tectonique globale : "zone transformante", terme à rapprocher de "zone de transformation continentale" (P. Vialon *et al.*, 1976).

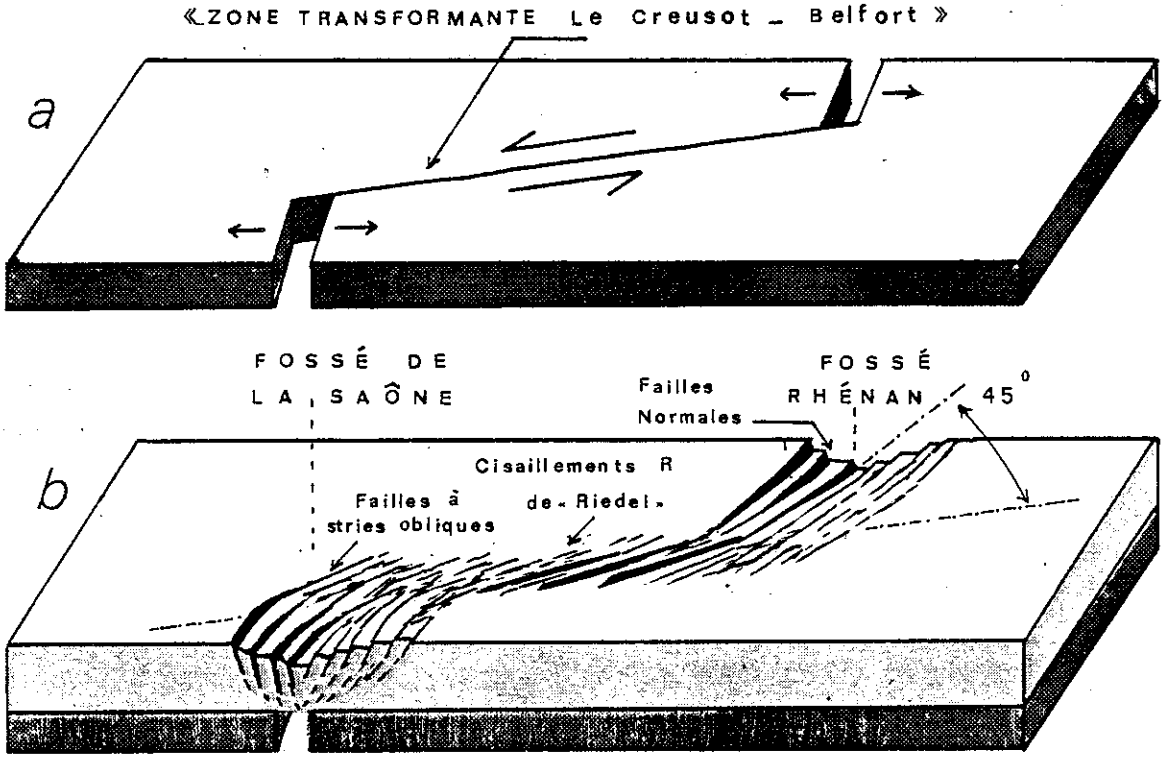


Fig. 120. - Liaison de deux structures en extension: le Fossé rhénan et le Fossé de la Saône, par une "zone transformante".

Application du dispositif expérimental de P. Tapponnier et J.Varet (1974). a : coulissement sénestre au niveau du socle; b : schématisation des structures observées dans la couverture.

L'exemple de la zone transformante Rhin-Saône montre que, contrairement aux failles transformantes océaniques, les accidents profonds caractérisant les zones transformantes continentales, ne semblent pas limiter strictement les fossés mais que ceux-ci peuvent les "déborder" plus ou moins.

2) LE FOSSÉ DE LA SAÔNE

La Bresse ou Fossé de la Saône est limitée au Nord-Ouest par le seuil de Bourgogne et à l'Ouest par la couverture sédimentaire mésozoïque du Massif Central, découpée en gradins formés de terrains de plus en plus récents d'Ouest en Est : - Trias-Lias dans le pays d'Arnay ; - Jurassique moyen dans le gradin de "La Montagne", - Jurassique moyen et supérieur dans le gradin de "l'Arrière Côte". Aux limites de ces gradins, des failles NNE-SSW et NE-SW induisent des talus raides ; -le dernier au contact avec les sédiments tertiaires bressans, est celui de "la Côte" qui porte le vignoble bourguignon (fig.121).

Au Sud de Chagny (trouée de la Dheune), le style tectonique est différent : la côte chalonnaise et les monts du Macônnais et du Tournugeois forment une bande plus étroite découpée en longues lanières ou en petits blocs basculés tantôt vers l'Ouest, tantôt vers l'Est.

A l'échelle régionale, le caractère essentiel de la structuration est le découpage en gradins ou en lanières. Les cassures majeures affectent le socle et la couverture s'est déformée de façon plus complexe en réponse aux sollicitations successives du socle (P. Rat, 1976).

A l'Est la limite de la Bresse est constituée par le front de chevauchement du Jura.

La plus grande partie des mesures a été effectuée sur la bordure nord-occidentale du Fossé de la Saône dans les calcaires subtabulaires du Jurassique moyen et supérieur : environs d'Is-sur-Tille - Mirebeau, côte dijonnaise, côte de Nuits, côte des Pierres, côte de Beaune (environ 700 mesures dans une vingtaine de sites). Des observations ont également été faites dans sa partie méridionale : monts du Macônnais et monts du Beaujolais. Enfin, le bord oriental du fossé étant inaccessible puisque situé sous le chevauchement jurassien, n'a pas été étudié sauf à son extrémité méridionale dans l'île Crémieu, triangle de terrains jurassiques tabulaires qui a échappé à la tectonique tangentielle du Jura.

a) **Caractères structuraux du fossé.**

Le Fossé de la Saône forme un rift moins typique que le Fossé rhénan. Allongé comme celui-ci suivant une direction N20, il est en fait formé de l'accolement de trois segments séparés par des seuils de direction varisque. Du Nord au Sud on distingue (P. Rat, 1974) :

- la Bresse chalonnaise dont l'orientation est marquée par le cours de la Saône. Le tréfonds se relève progressivement au Sud-Ouest dans le Macônnais (fossé de la Grosne) et au Nord-Est en rejoignant la zone de relais Rhin-Saône. Au Nord-Ouest, le bassin s'avance dans la région dijonnaise. D'après P. Rat, le fond de cette demi-cuvette est séparé, sous l'Oligocène, de la Bresse chalonnaise proprement dite par un système de failles SW-NE (fig.129).

- l'axe (ou le seuil) Sennecey-La Serre qui sépare la Bresse chalonnaise de la Bresse louhannaise. Il est marqué cartographiquement par un étranglement des affleurements tertiaires : au Sud-Ouest, le chaînon jurassique de Sennecey s'avance jusqu'à la Saône, au Nord-Est le socle du massif de la Serre dépasse largement le front jurassien. Cet axe tectonique articule le fossé bressan méridional et central de direction N20 avec la Bresse chalonnaise N40 qui apparaît ainsi comme un élément de liaison dans le relais des fossés du Rhin et de la Saône (P. Chauve *et al.* , 1980). En profondeur cet axe est complexe et lui-même découpé en horsts et grabens.

- la Bresse louhannaise (ou Bresse Centrale) est allongée NNE-SSW. Les études géophysiques y ont mis en évidence des structures hautes dont la plus nette est le seuil de Cormoz qui la sépare en profondeur de la Bresse méridionale. Cet axe ENE-WSW semble se terminer vers le SW sans avoir atteint le Macônnais. Comme le seuil de Sennecey, il a joué un rôle de barrière au cours de la sédimentation tertiaire.

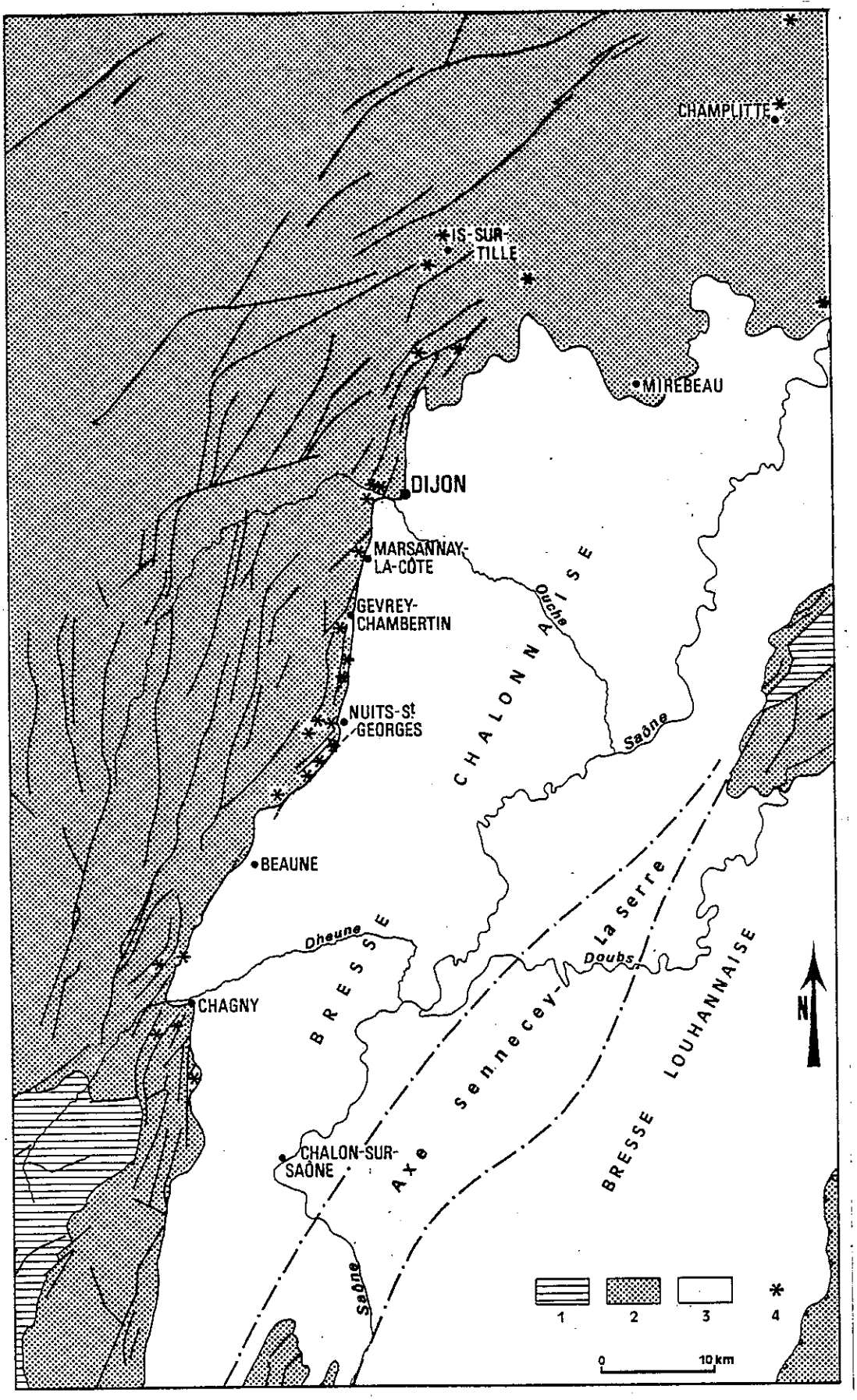


Fig. 121. - Le Fossé de la Saône (Bresse) dans son cadre structural.

1, terrains cristallins, métamorphiques et paléozoïques du Massif Central et du Massif de la Serre ; 2, bordures jurassiques du fossé ; 3, remplissage tertiaire du fossé ; 4, principaux sites de mesures.

- la Bresse méridionale (ou bassin de Bourg-en-Bresse), le plus profond des bassins bressans. Elle se relève progressivement vers le Sud où un seuil important à la hauteur de Lyon la sépare du bassin du Bas Dauphiné.

Si en Bresse chalonnaise, la subsidence a été maximale dans la partie centrale du fossé (ombilic de Seurre et Saint-Jean-de-Losne), en revanche dans les bassins de Louhans et de Bourg, la dissymétrie de la subsidence est très nette et traduit une activité tectonique plus importante sur la bordure orientale (fig.122). Les failles bordières y ont été très actives durant tout l'Oligocène (importants conglomérats de piedmont). Les mouvements orogéniques du Pontien qui ont provoqué le chevauchement du Jura sur les dépôts tertiaires bressans ont à peine marqué ces derniers. P. Rat (1974) attribue à ce serrage "l'absence d'un véritable volcanisme récent".

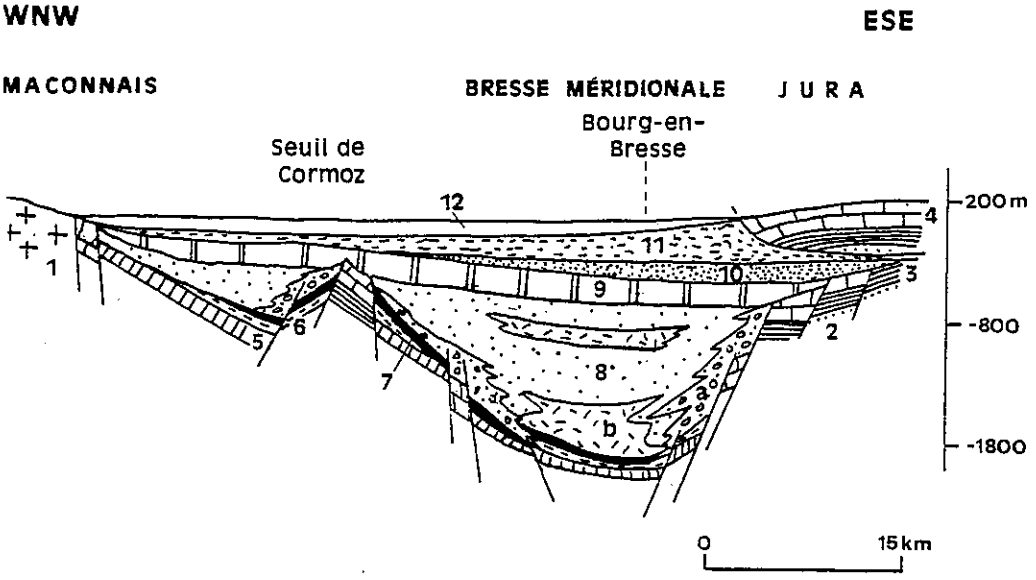


Fig. 122. - Coupe schématique de la Bresse méridionale (d'après A. Lefavrais-Raymond, 1962 ; P. Chauve *et al.*, 1980).

1, socle ; 2, Trias ; 3, Lias ; 4, Jurassique ; 5, Crétacé inférieur ; 6, Crétacé supérieur ; 7, Eocène ; 8, Oligocène (marnes et argiles ; a : faciès détritiques, conglomérats ; b : sel) ; 9, Aquitanien lacustre ; 10, Miocène marin ; 11, Pontien lacustre ; 12, Pliocène fluvio-lacustre.

b) Géométrie et mécanismes de la fracturation.

La rosace de directions des failles (fig.123a) établie pour la Côte d'Or (de Dijon à Chagny) indique que 50% d'entre elles ont un azimut compris entre 000 et 045 avec cependant, dans cet octant, deux pics distincts à 000-015 (12%) et 025-040 (22%). Deux autres directions sont encore marquées par un pic important à 055-065 et un autre plus petit à 150-165 (représentant respectivement 12% et 7% des miroirs). Pour J.P.Gélard (1977, 1978), dans la côte chalonnaise plus au Sud, la distribution des fractures s'effectue autour de cinq grandes directions : subméridienne, N15-20, N40-45, N60-65 et N70-75, N120-140, c'est à dire des directions très voisines de celles de la Côte d'Or.

La rosace établie pour l'ensemble de la bordure occidentale de la Bresse (de Dijon à Lyon) présente une allure très semblable (fig.123b) avec des pics bien marqués dans le quadrant NE, à 000-010, 025-045, 060-065, et plus diffus dans le quadrant SE avec néanmoins un petit pic à 125. Seule l'importance relative des pics diffère un peu, la direction subméridienne en particulier est prépondérante sur la rosace d'ensemble témoignant du plus grand développement des structures N-S en bordure de la Bresse centrale et méridionale qu'en bordure de la Bresse chalonnaise orientée plutôt NNE-SSW à NE-SW. Les jeux

relevés se répartissent entre failles normales et décrochements, il n'y a pratiquement pas de failles inverses (fig.123c). Les directions principales des failles normales sont 000-020 (25% d'entre elles) et 030-050 (30%). Les décrochements sénestres sont très nombreux entre 020 et 065. Les fentes de tension se distribuent essentiellement (plus de 60%) entre N165 et N50 avec un pic net à 030 (fig.123d).

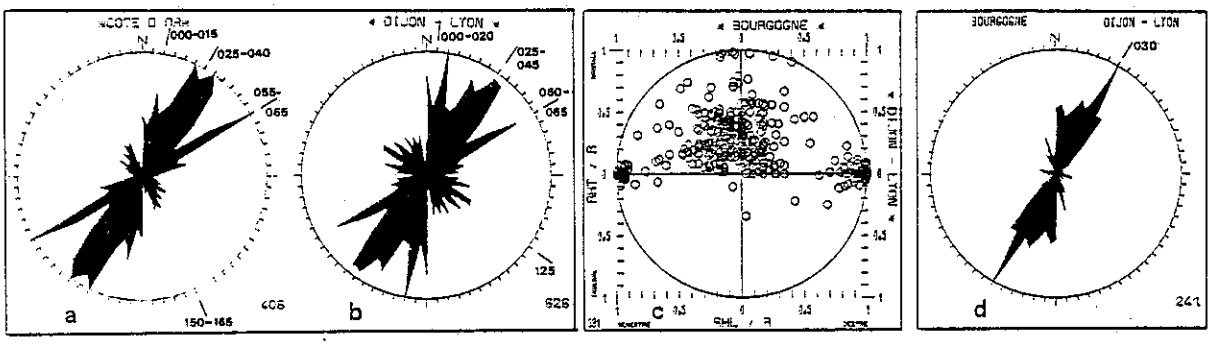


Fig. 123. - Analyse géométrique statistique des failles (a, b, c) et des fentes de tension (d) mesurées sur la bordure occidentale de la Bresse.

c) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants tertiaires.

La Côte d'Or et, plus au Sud, la couverture jurassique de la retombée orientale du Massif Central ont été soumises, au cours du Tertiaire, à une fracturation dont les traces les plus spectaculaires (gradins de la Montagne, de l'Arrière Côte, de la Côte) sont dues aux mouvements verticaux. Cependant, dès 1920, E. Chaput évoquait le rôle des décrochements dans la tectonique de la Côte d'Or. Plus récemment, P. Rat, à partir d'observations microtectoniques et des levers des cartes à 1/50 000 (P. Rat *et al.*, 1975 ; P. Rat, 1976), a donné un aperçu structural de la région dijonnaise qui fait la part du jeu vertical et du coulissage horizontal dans les déplacements des différents panneaux. Plus au Sud, l'analyse de la fracturation de la côte chalonnaise a également permis à J.P. Gélard (1977, 1978) de proposer un modèle d'associations de fractures en relation avec des accidents de socle coulissants.

Les observations et les analyses rapportées ici confirment dans une certaine mesure et complètent ces divers travaux. Les diagrammes des figures 124 et 125 correspondent au regroupement d'un certain nombre de sites par unités structurales.

1) Compression N-S (fig.124).

Cet épisode a créé des systèmes de décrochements conjugués dextres NNW-SSE et sénestres NE-SW à ENE-WSW diversement exprimés suivant les sites et généralement accompagnés de fentes de tension subméridiennes (000-030). Les carrières de Talant, à côté de Dijon par exemple, montrent de façon particulièrement claire l'association de beaux décrochements sénestres d'azimut 060-065 et d'azimut 030-035 et de fentes de tension d'azimut 010-030 (fig.124), définissant ainsi une zone de cisaillement sénestre ENE-WSW. La description et l'analyse microtectonique de ces carrières a par ailleurs été faite très en détail par J.P. Gélard (1979) qui interprète également ce réseau comme "une association de Riedel". Il convient de noter que, contrairement à la zone de relais Rhin-Saône (plateau de Vesoul, plateaux de la Haute Saône) où seules les fractures de Riedel apparaissent dans la couverture, ici, et dans doute à cause de la proximité du socle du Massif Central, les deux directions du cisaillement principal profond (de premier ordre) et des décrochements synthétiques (de deuxième ordre) se retrouvent dans la couverture. A l'échelle cartographique cependant seules les directions subméridiennes et NE-SW apparaissent dans la région dijonnaise.

Plus au Nord, dans les plateaux bourguignons , le jeux sénestre des "zones tectonisées" de Chalencey et de Sennecey-lès-Dijon - Pichanges (P. Rat *et al.*, 1975) d'orientation générale ENE-WSW doit sans doute aussi être attribué à cette compression subméridienne, de même que celui de la faille de Mâlain. Enfin, J.P. Gélard (1977, 1978) dans la

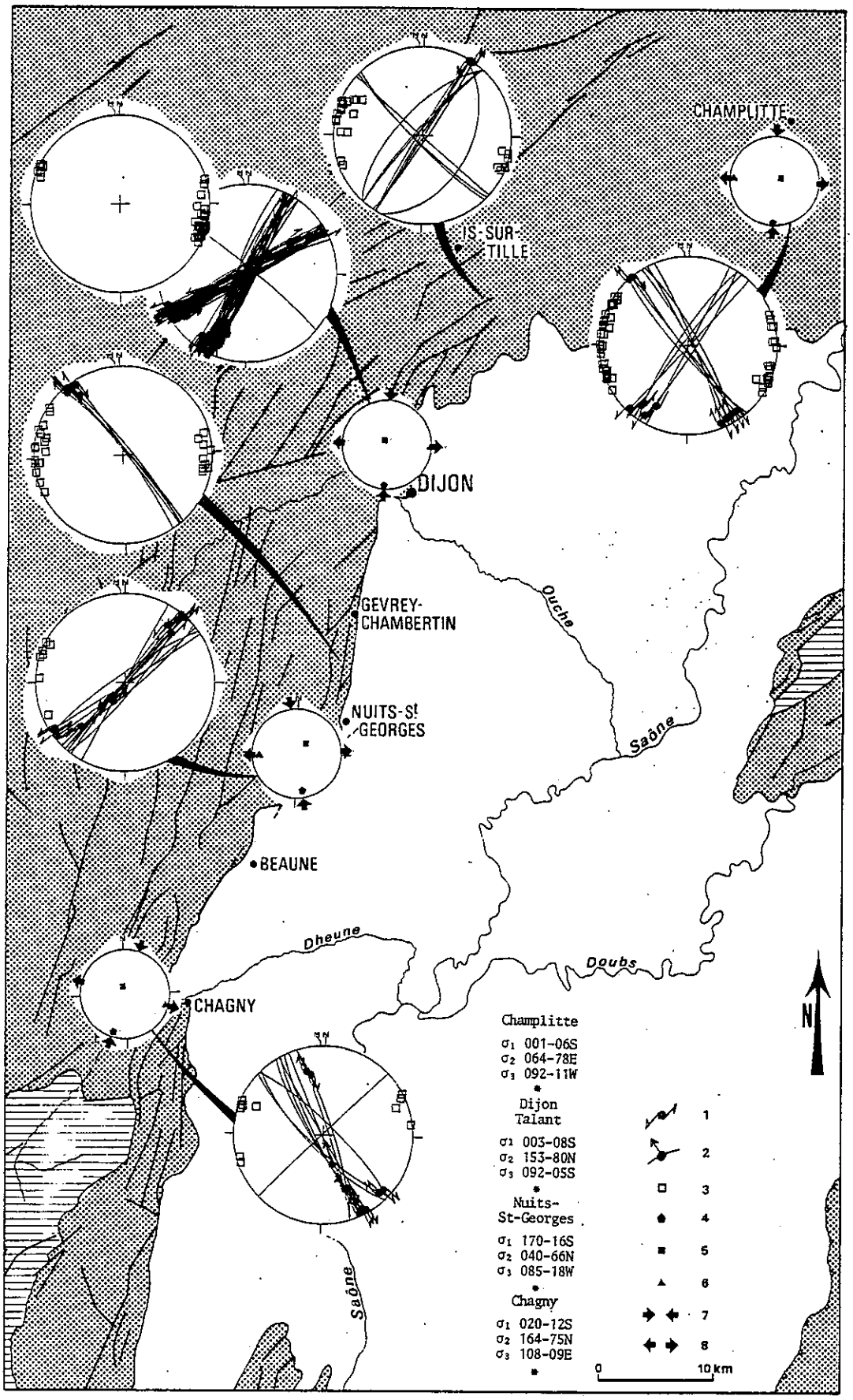


Fig. 124. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bords nord et ouest de la Bresse : compression N-S.

Légende commune aux figures 124 et 125 :
1, jeu décrochant ; 2, jeu normal ; 3, pôle de fente de tension ; 4, σ^1 ; 5, σ^2 ; 6, σ^3 ; 7, direction probable de compression ; 8, direction probable d'extension.

couverture secondaire au Sud de Chagny, a décrit à l'intérieur des couloirs déterminés par des accidents sénestres N60-65, des cassures N15-20 à valeur de fissures de tension et des failles sénestres N40-45 représentant les fractures R de Riedel, les plus importantes marquées dans la topographie par la trouée de la Dheune et l'échancrure de l'Orbise (J.P. Gélard, 1978) sont par ailleurs dans le prolongement du fossé de Blanzy - Le Creusot. Ainsi le rôle des accidents sénestres ENE-WSW paraît prépondérant dans la structuration de la Côte d'Or et de la côte chalonnaise traduisant l'existence de relations mécaniques entre la fracturation du socle du Massif Central et celle de sa couverture.

2) Distension E-W à ESE-WNW (fig.125).

Les failles bordières du Fossé bressan ont commencé à fonctionner au Stampien mais il est probable qu'elles ont joué pendant tout l'Oligocène (A. Lefavrais-Raymond, 1962) occasionnant du côté jurassien comme du côté bourguignon, l'accumulation et l'enfouissement d'importants conglomérats de piedmont. L'effondrement maximum a eu lieu au Chattien, pendant la sédimentation de "l'Oligocène saumon" (P. Rat, 1976, 1978).

Sur la bordure de la Côte d'Or, cette phase se traduit par un grand nombre de failles normales dont les deux principales directions sont NO-30 et N40-55 (pl.XII-3). La plupart sont des fractures héritées de la période compressive précédente : les fractures subméridiennes d'ailleurs restées souvent proches de la verticale sont fréquemment d'anciennes fentes de tension, les fractures NE-SW généralement moins pentées peuvent avoir joué précédemment en décrochements sénestres, quoiqu'il soit assez rare de trouver sur ces plans de failles normales des traces de jeux antérieurs.

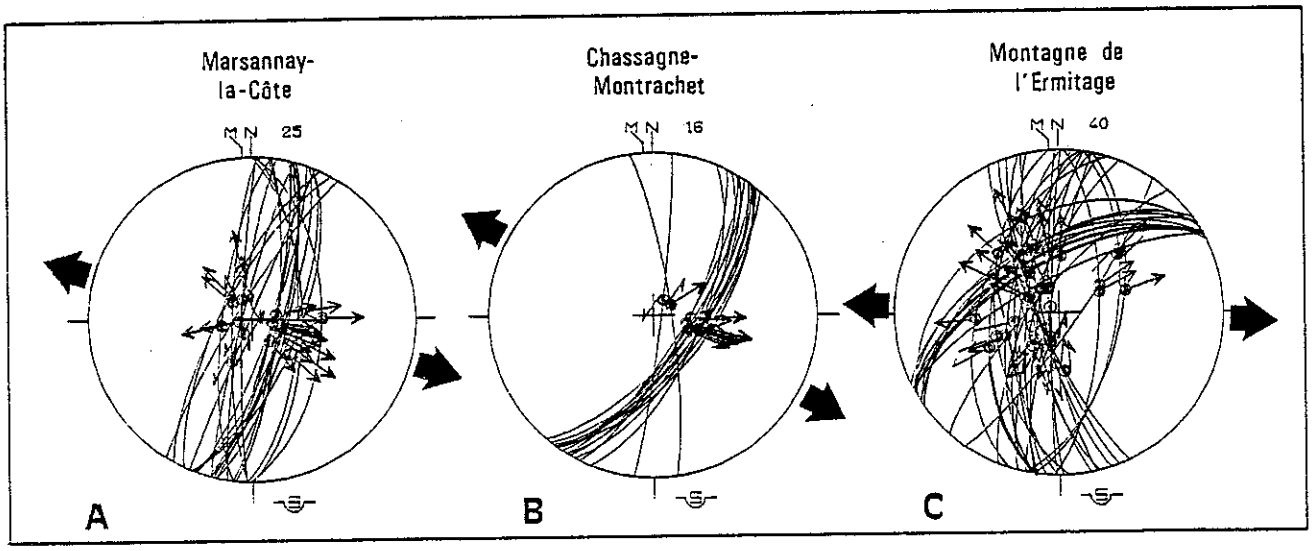


Fig. 126. - Analyse de populations de failles normales affectant les calcaires du Bathonien et du Rauracien en Côte d'Or : distension E-W.

Dans certains sites une seule de ces deux familles est présente, c'est le cas par exemple dans la carrière de Marsannay-la-Côte où toutes les failles normales ont un azimut compris entre 005 et 035 (fig.126 A). L'analyse de cette population de failles donne une direction d'extension (σ_3) d'azimut 106. Les anciennes carrières Saint-Joseph, à l'entrée ouest de Dijon montrent également une population de failles normales d'azimut 015-030, très inclinées et qui sont nettement d'anciennes fentes de tension remplies de calcite cristalline : les pointes de cristaux ont été arasées et leurs faces supérieures striées par le jeu normal.

Ailleurs les deux familles sont présentes comme dans la carrière de Chassagne-Montrachet où certaines fentes subméridiennes subverticales ont rejoué à côté d'une famille de failles normales 035-040 (fig.126 B). Le calcul du tenseur des contraintes indique une contrainte principale maximale σ_1 verticale et une contrainte minimale σ_3 d'azimut 119. C'est également le cas dans les carrières de la Montagne de l'Ermitage au Sud de Chagny où les deux familles sont bien développées (fig.126 C). L'état de contrainte correspondant était caractérisé par la direction d'extension (σ_3) d'azimut 092.

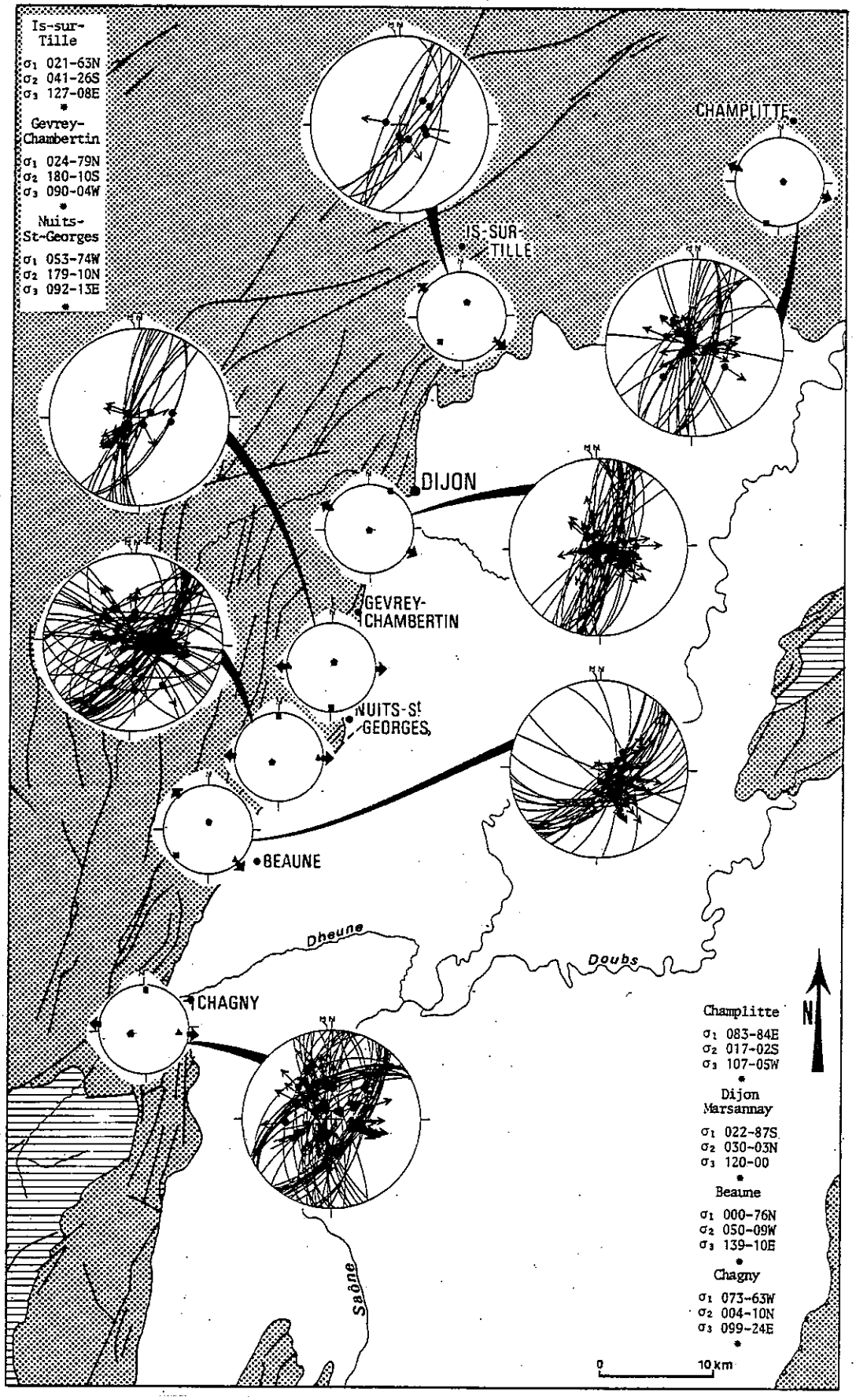


Fig. 125. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bords nord et ouest de la Bresse : distension E-W.

Il apparaît donc que sur l'ensemble de la bordure occidentale du fossé bressan et compte-tenu des variations locales, l'ouverture se fait selon une direction moyenne (direction d'extension σ_3) N110. La direction d'extension a donc tourné de 10 à 20° dans le sens horaire entre le stade de coulissement et le stade d'ouverture. C'est ce qui semble aussi découler de l'observation de la rosace des fentes de tension (fig.123) dont le pic majeur est "étalé" entre les azimuts 000 et 030. Le champ de contrainte aurait donc subi dans cette région une rotation horaire d'une vingtaine de degrés entre l'Eocène supérieur et le Chattien.

3) Compression ESE-WNW.

Cet épisode a été reconnu seulement dans la région dijonnaise où il se traduit par des rejeux en coulissements sénestres des fractures subméridiennes et dextres des fractures ENE-WSW. C'est le cas par exemple dans les carrières de Talant, à l'Ouest de Dijon, où plusieurs fentes de tension d'azimut 010-020 montrent des traces de mouvement sénestre rabotant les têtes des cristaux (J.P. Gélard, 1979) ; par ailleurs les décrochements sénestres d'azimut 060-070 créés lors de la compression subméridienne, portent fréquemment des stries obliques caractéristiques d'un jeu dextre clairement postérieur. L'état de contrainte correspondant était caractérisé par une contrainte compressive d'azimut 115 (fig.127). Cet épisode compressif, postérieur à la distension oligocène, doit probablement être mis en relation avec le bombement du seuil de Bourgogne à la fin du Miocène.

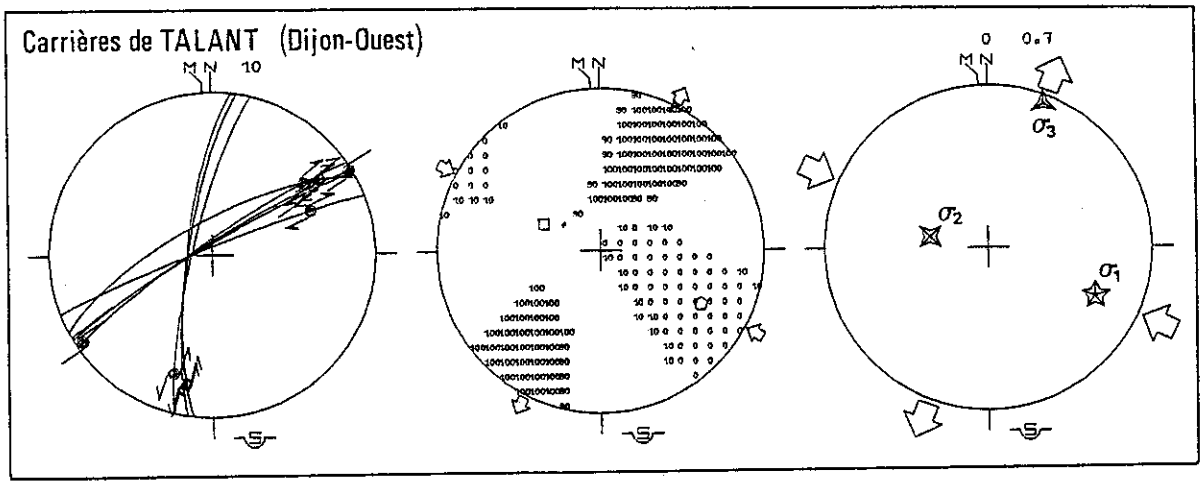


Fig. 127. - Analyse d'une population de décrochements affectant le calcaire "grenu" du Bathonien-Callovien des carrières de Talant : compression ESE-WNW.

d) L'île Crémieu.

Située à l'extrémité sud-ouest du Jura, en bordure du Fossé bressan, l'île Crémieu est constituée de terrains jurassiques subtabulaires. Les failles bordières donnent à ce plateau sa forme triangulaire. A l'Est, le Jura plissé qui le chevauche légèrement semble s'être moulé sur sa bordure orientale ; à l'Ouest sa façade occidentale, marquée par une falaise importante, correspond à la partie visible du système de failles le séparant du Fossé bressan (L. David *et al.*, *in* notice de la carte géologique Montluel à 1/50 000, 1978) ; vers le Sud, il disparaît sous la molasse du Bas-Dauphiné (fig.128a).

D'après L. David *et al.* (1978), trois directions de failles apparaissent dans et aux limites du plateaux : les deux directions majeures, N20, dominante à l'Ouest dans le système faillé à la limite du Tertiaire bressan, et N110-120, développée surtout sur la bordure nord-orientale avec en particulier le graben du Rhône séparant l'île Crémieu proprement dite du plateau de Saint Sorlin. Ces deux directions se retrouvent dans les terrains jurassiques du plateau où apparaît en plus une troisième direction mineure, N50.

Une dizaine de sites ont été étudiés dans le Jurassique moyen et supérieur, essentiellement à l'Est de Crémieu et dans le secteur de Montalieu - Saint Sorlin. Malheureusement à l'exception des terrains bathoniens de ce dernier secteur, les faciès se prêtent mal à la conservation des marqueurs tectoniques et la plupart des plans de failles ne portaient pas d'indications de mouvements. La rosace des directions de failles réalisée pour l'ensemble du plateau (fig.128b) montre trois familles principales : 175-015 (25% des mesures), 030-055 (30%) et 115-135 (15%). On retrouve donc bien les directions des failles cartographiées (cf. carte géologique Montluel à 1/50 000), cependant celles de la famille 115-135 abondantes sur la carte, sont discrètes en carrière, alors que les fractures NE-SW au contraire, peu marquées cartographiquement, sont abondantes à l'échelle de l'affleurement.

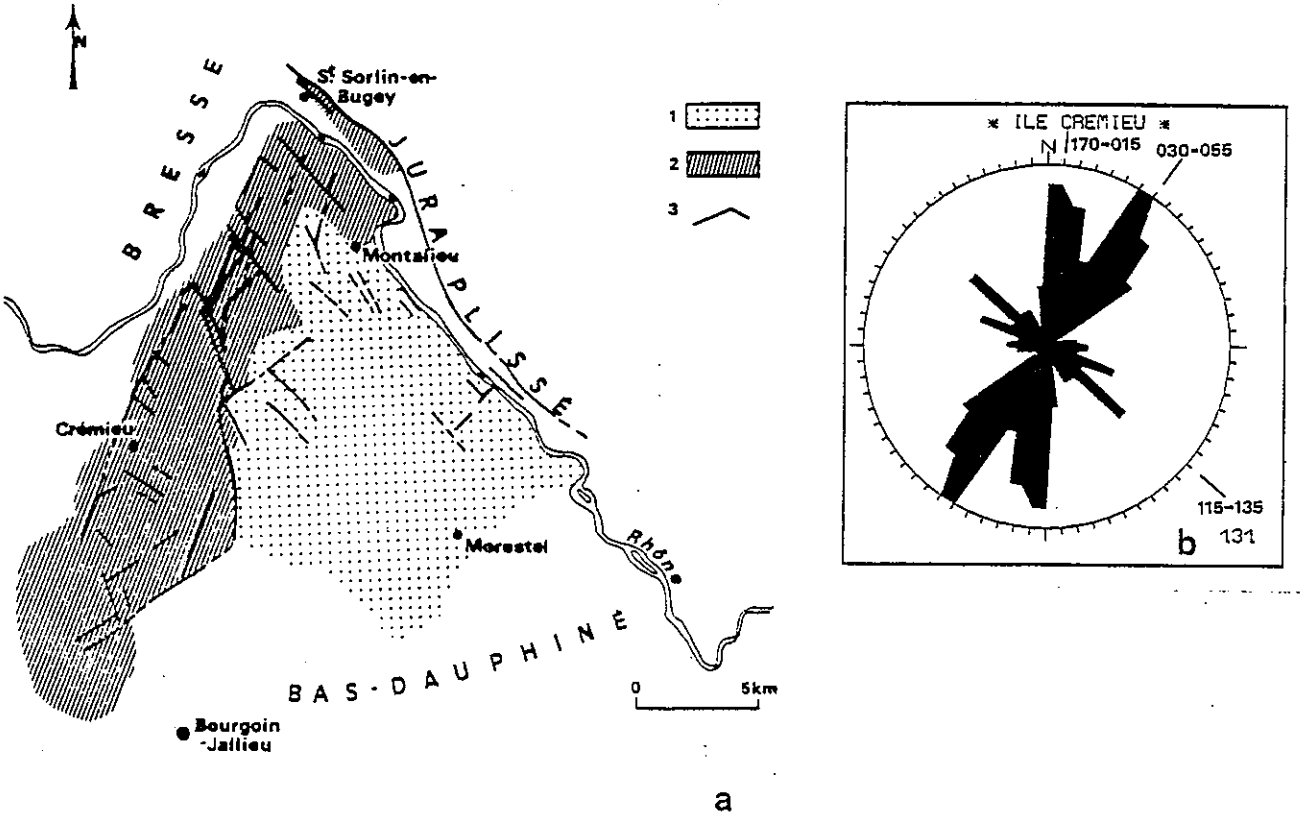


Fig. 128. - L'île Crémieu.

a : carte géologique simplifiée (d'après la carte géologique à 1/250 000 Lyon). 1, Dogger ; 2, Malm ; 3, faille.

b : rosace de fréquence des failles mesurées dans l'île Crémieu.

L'analyse des plans de failles striés permet de distinguer deux épisodes tectoniques principaux : - le premier est une compression subméridienne à l'origine de fentes de tension et de stylolites tectoniques N-S, du jeu sénestre des accidents NNE-SSW à NE-SW et du jeux dextre des accidents NW-SE ; - le second est une distension grossièrement E-W liée à l'effondrement du fossé bressan à l'Oligocène et caractérisé par un jeu normal des failles N-S et un rejeu normal avec une légère composante sénestre des failles NNE-SSW. Il est probable que les accidents NW-SE rejouent également (graben du Rhône) cependant aucune observation microstructurale n'a été faite le confirmant. Sur plusieurs miroir de failles N-S à NNE-SSW, on peut relever des traces de mouvements dextres postérieurs à la distension, d'autre part la faille bordière orientale est découpée en différents tronçons décalés par des failles N110-120 ayant probablement rejoué en coulissements sénestres. Malheureusement aucune observation microstructurale n'a pu y être faite, aussi il est difficile de préciser les orientations du tenseur des contraintes, de même que l'âge de cette compression ne peut être déterminé.

3) LA BOURGOGNE

Le dispositif général bourguignon comprend quatre ensembles principaux (fig.129) : le lourd anticlinal dissymétrique du seuil de Bourgogne, les plateaux monoclinaux qui s'intègrent aux auréoles SE du Bassin de Paris, le système faillé subméridien Loire -Morvan - Bresse, la retombée orientale du Massif Central sur la Bresse (P. Rat, 1974).

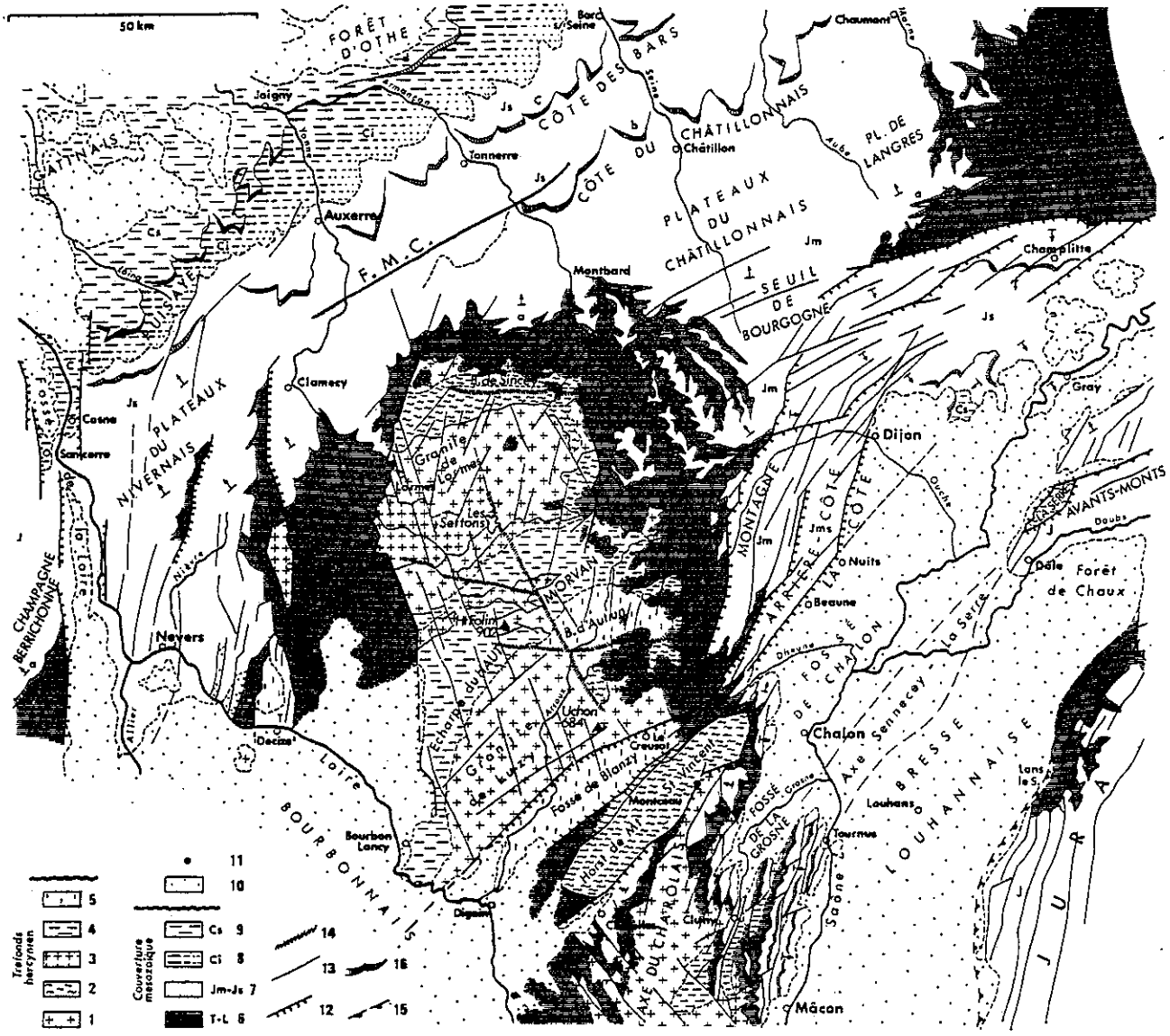


Fig. 129. - Carte géologique de la Bourgogne (d'après P. Rat, 1974).

1, granites ; 2, terrains métamorphiques ; 3, rhyolites, microgranites ; 4, Dévonien sédimentaire ou volcano-sédimentaire ; 5, bassins houillers ; 6, grès et marnes du Trias-Lias ; 7, Jurassique moyen et supérieur calcaire ; 8, Crétacé inférieur argilo-sableux ; 9, craie du Crétacé supérieur ; 10, remplissage tertiaire de la Bresse ; 11, volcanisme probablement néogène ; 12, faille normale majeure ; 13, faille ; 14, dislocation du socle hercynien ; 15, chevauchement du Jura ; 16, cuesta; F.M.C. Faille Mailly-le-Château - Cruzy-le-Châtel.

Le flanc SE du Seuil de Bourgogne ainsi que la retombée orientale du Massif Central ont été étudiés avec le Fossé de la Saône. Il sera donc ici essentiellement question du flanc NW du Seuil de Bourgogne (plateaux du Chatillonais) et de la zone entre Loire et Morvan (plateaux du Nivernais, Bazois) où ont été effectuées quelques 700 mesures dans une quarantaine de sites.

Plateaux du Châtillonais

Les plateaux du Châtillonais forment un monoclinal à plongement NW qui raccorde le large flanc NW de l'anticlinal de la Bourgogne aux auréoles du Bassin de Paris. Les alternances marno-calcaires y ont modelé le paysage en une succession de cuestas (fig.129) dont les deux principales sont : - la côte du Châtillonais (calcaires rauraciens sur marno-calcaires argoviens) qui s'estompe vers Avallon, et - la côte des Bars (calcaires portlandiens sur marnes kimméridgiennes) qui se poursuit vers l'Est par la côte du Tonnerrois et se reconnaît jusque vers Cosne-sur-Loire (P. Rat, 1974).

Plateaux du Nivernais

Dans leur partie nord les plateaux du Nivernais présentent la même structure monoclinale à plongement NW que ceux du Châtillonnais et s'intègrent dans les auréoles du Bassin de Paris. Au Sud, des systèmes de failles subméridiennes contrarient cet agencement. Les plus importants sont d'Est en Ouest (fig.130) : - le fossé de la Loire, le système Decize-Clamecy, sur le parcours duquel se situe le horst granitique de Saint Saulge ; - la faille bordière occidentale du horst morvandiau. Le compartiment entre Morvan et système faillé Decize-Clamecy est liasique (Bazois), à l'Ouest de ce système faillé les plateaux du Nivernais sont formés de panneaux de calcaires jurassiques moyen et supérieur, malheureusement souvent recouverts d'argiles résiduelles (ceci et la topographie molle expliquent la rareté des sites de mesures qui se résument aux seules et rares carrières de la région).

a) Etude des données Radar Bande L et comparaison avec les images Landsat.

Les radargraphies obtenues lors de l'opération J.P.L.79 et étudiées ici recouvrent principalement le Bazois et la partie nord-occidentale du Morvan. Elles ont servi à confectionner des mosaïques (en fonction de l'"éclairage") à l'échelle du 1/250 000 environ. Ces mosaïques ont par ailleurs été filtrées à l'aide d'un banc optique et les directions mises en évidence par ce procédé ont été comparées avec celles de la carte téléinterprétative de la fracturation établie à partir des mosaïques (fig.131 A).

La reconnaissance des fractures s'est faite de la même façon que sur des photographies aériennes ou des images satellites. Certains critères sont plus spécifiquement liés aux documents radar par exemple un microrelief formant un trait oblique et sécant par rapport aux grandes lignes du relief (J. Chorowicz *et al.*, 1980). Les déformations sur les radargraphies étant très importantes, il était très difficile de transférer sur des cartes les fractures observées sur les images radar. Le seul moyen utilisé a consisté à comparer la topographie de la carte avec le relief tel qu'il apparaît sur la radargraphie et à faire le rapport "à l'oeil" (J. Chorowicz *et al.*, 1980).

L'opération J.P.L.79 (cf.chapitre I : I-A-2) sur le secteur nord du Morvan avait à l'origine pour but la recherche du prolongement possible du linéament Mulhouse - Montbard (F. Bergerat et J. Chorowicz, 1980) et de ses relations avec la terminaison septentrionale des Limagnes. Aucune structure linéamentaire n'a pu être mise en évidence dans la direction N70 entre Noyers et Clamecy, ni même aucune fracturation parallèle à un possible linéament profond. Par contre, la grande faille subméridienne à l'Ouest de Clamecy apparaît très nettement, de même que la partie sud de la ligne Mailly-le-château - Clairvaux (au Nord-Est de Clamecy), important décrochement sénestre nord-bourguignon d'azimut 050 (F. Bergerat, 1978 ; C. Mégnien *et al.*, 1971).

D'une façon générale, ces documents radar pris isolément montrent des failles à peu près certaines et un certain nombre d'alignements indéterminés, parmi lesquels il est difficile de reconnaître les failles. Les arguments apportés par les images elles-mêmes sont rares, subtils et finalement souvent peu déterminants (J. Chorowicz *et al.*, 1980).

La comparaison avec l'image MSS Landsat n°1242-10080 du 22/03/1973 (document N et B canal 5 et composition colorée) a permis de confirmer certaines de ces fractures apparues sur les radargraphies : la faille de Clamecy, mais aussi de nombreux accidents dans le

socle morvandiau (fig.131 B). D'autres accidents, non décelables sur les radargraphies, sont visibles sur l'image Landsat en particulier la faille bordière occidentale du Morvan (à l'Ouest de Lormes).

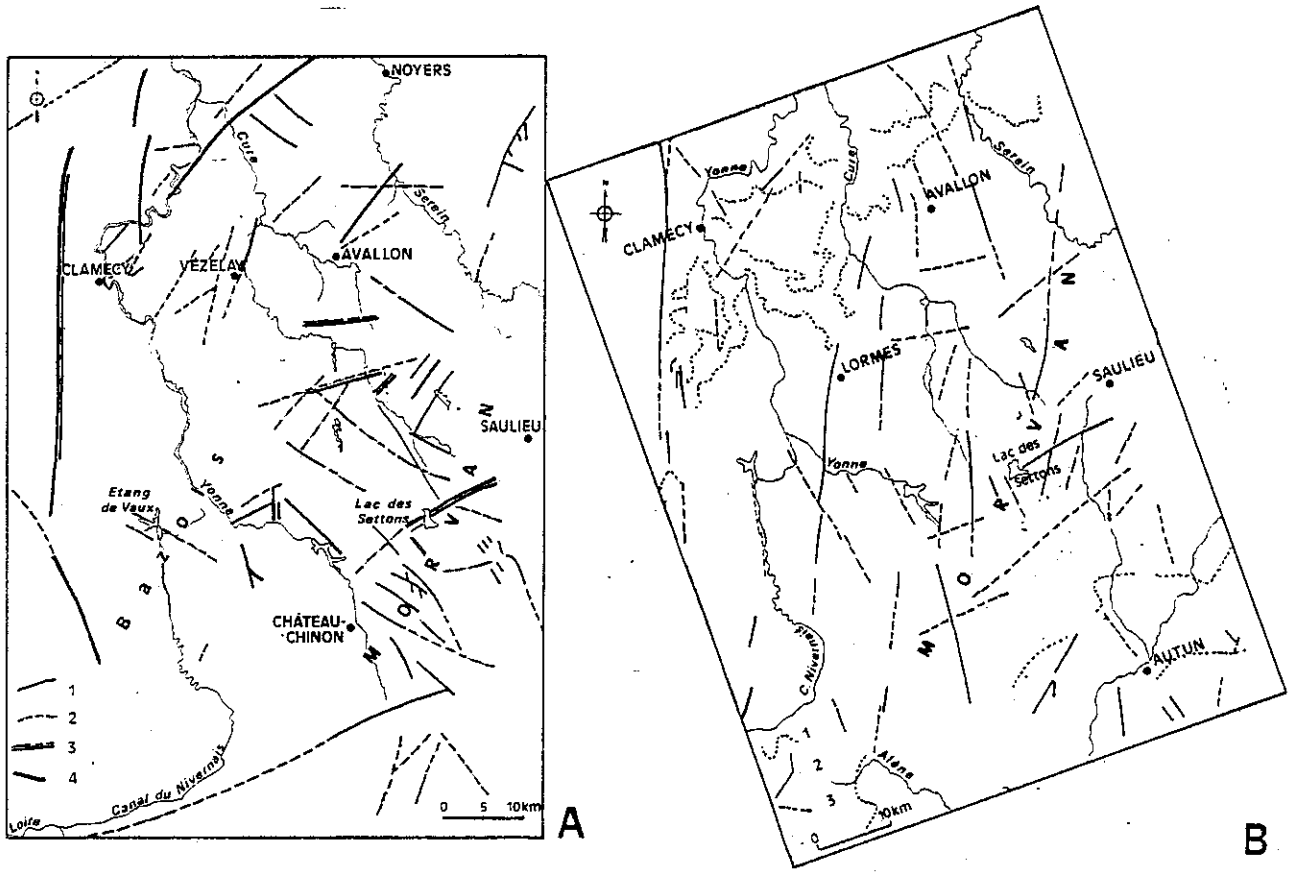


Fig. 131. - Cartes téléinterprétatives de la fracturation du Morvan et du Bazois.

A. D'après les images radar JPL 79 (d'après F. Bergerat, J. Chorowicz et V. Carrère, 1980). 1, fracture possible ; 2, alignement indéterminé ; 3, fracture également déterminée sur image Landsat ; 4, fracture certaine.
B. D'après les images Landsat du 22.03.73, canaux 5 et 7. 1, trace de couches ; 2, faille certaine ; 3, faille probable.

b) Géométrie et mécanismes de la fracturation.

La rosace de la fracturation dans les plateaux du Nivernais montre une assez grande dispersion des directions (fig.27a). Ainsi, 60% des accidents ont une direction comprise entre N140 et N35 (principalement N140-170 et NO-30). Une autre direction notable se situe autour de E-W (080-115) et regroupe 20% des fractures. La direction subméridienne correspond aux failles normales de la bordure occidentale du Morvan et du système Clamecy -Saint Saulge, elles représentent moins du quart des mesures (fig.27c,d), d'ailleurs 75% des accidents sont subverticaux (fig.27b). Il y a très peu de failles inverses. La plus grande partie des mesures concerne des décrochements. Il faut par ailleurs noter que les faciès du Jurassique dans la région comprise entre la Loire et le Morvan au Sud d'une ligne Cosme - Clamecy ne sont pas de bons enregistreurs : la moitié des accidents mesurés ne portaient aucun tectoglyphes (376 sens de mouvements pour 699 mesures au total).

c) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants tertiaires.

L'analyse de la fracturation dans les plateaux du Nivernais et dans une moindre mesure du Châtillonais a permis de distinguer trois épisodes cassants successifs (F.

Bergerat, 1984 ; J. Lorenz *et al.*, 1984). Les diagrammes des figures 132 à 134 regroupent un certain nombre de sites par secteurs centrés sur les systèmes de failles majeures.

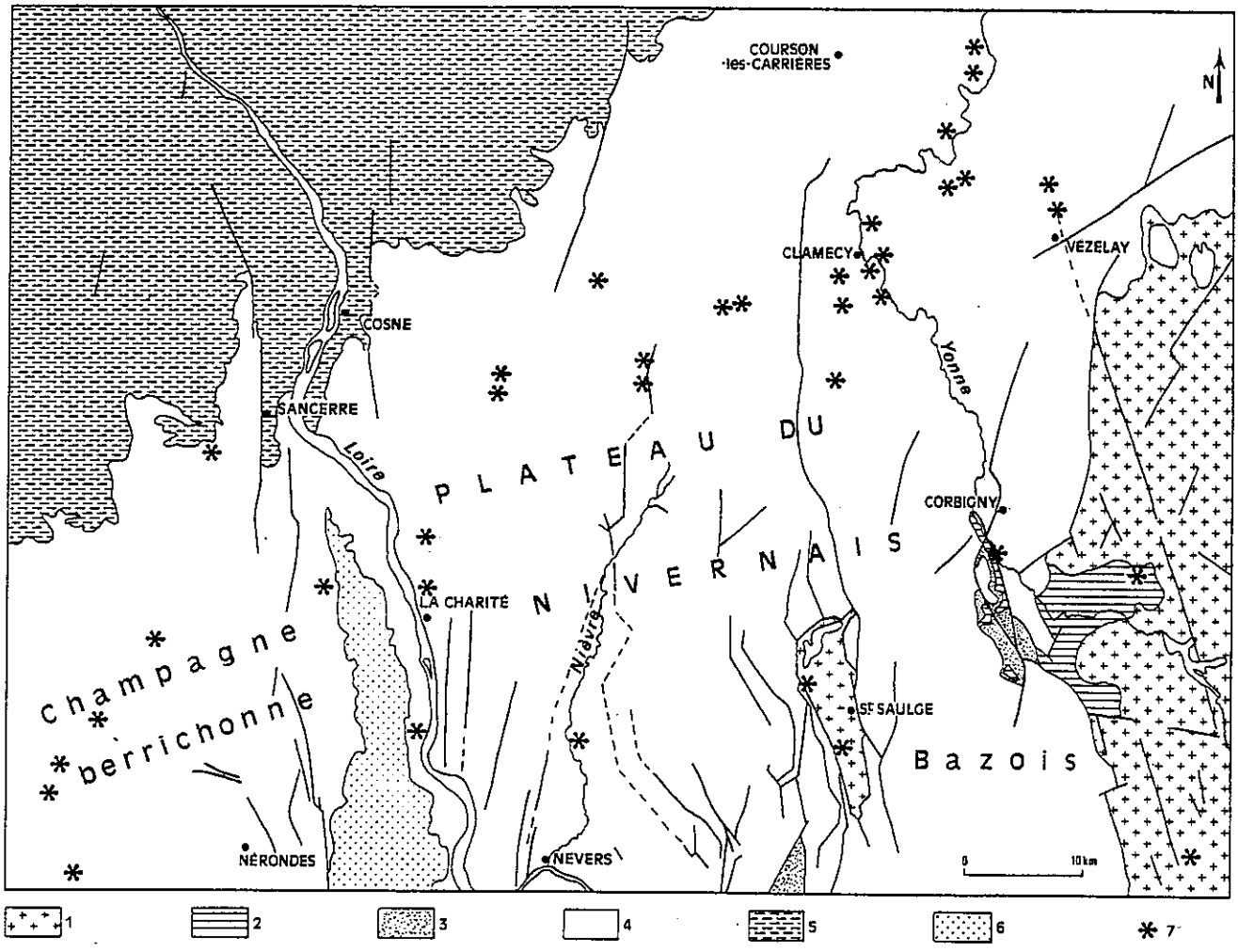


Fig. 130. - Carte géologique simplifiée du Nivernais.

1, socle cristallin du Morvan ; 2, rhyolites permiennes ; 3, Trias ; 4, Jurassique ; 5, Crétacé ; 6, sables et argiles du Bourbonnais ; 7, principaux sites de mesures.

1) Compression N-S (fig. 132 et 135)

Un système de décrochements conjugués sénestres NE-SW et dextres NW-SE à NNW-SSE, traduit une compression subméridienne dans toute la Bourgogne. Néanmoins dans les plateaux du Nivernais, ces fractures n'apparaissent pas à l'échelle cartographique alors que dans les terrains sédimentaires au Nord du Morvan comme dans les plateaux du Châtillonnais et le plateau de Langres, elles sont bien représentées, surtout par la famille de failles NE-SW (fig.129). Parmi celles-ci, une faille majeure se développe sur plus de 60 km entre les collines de la Puisaye et le plateau de Langres : la faille Mailly-le Château -Cruzy-le Chatel ; vers le Nord-Est cet accident est relayé par les failles des Riceys et la faille de Clairvaux d'azimut 070. Devant l'importance de la zone broyée qui marque le passage de cette faille, C. Mégnien *et al.* (1971) ont émis l'hypothèse d'un "coulissage latéral". Les mesures effectuées sur la faille elle-même et à proximité, confirment l'existence de mouvements sénestres (F. Bergerat, 1978). L'état de contrainte est constant à l'échelle régionale et caractérisé par une direction de compression (σ_1) très proche de N-S.

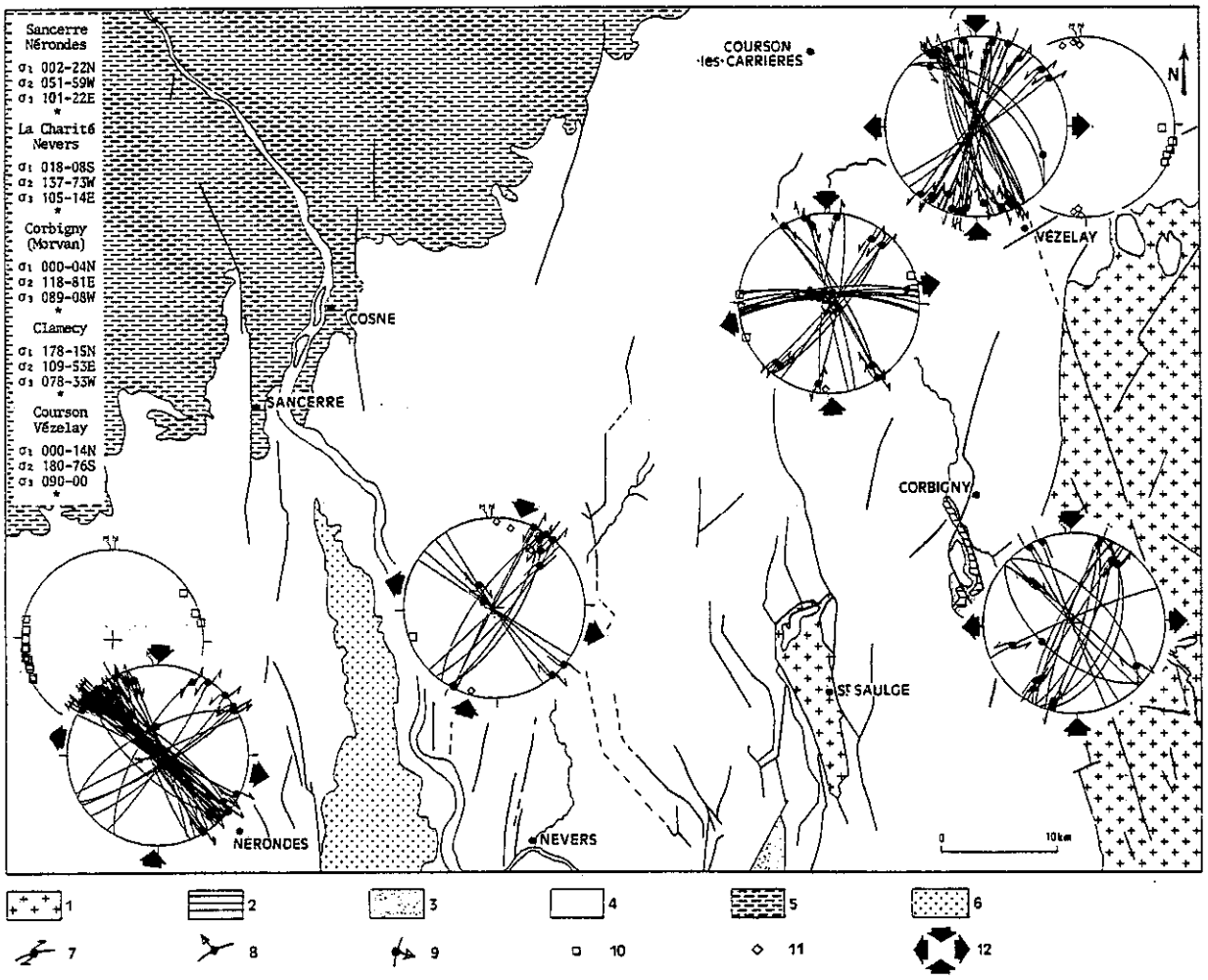


Fig. 132. - Analyse microtectonique de la fracturation dans le Nivernais : compression N-S.

Légende commune aux figures 132, 133 et 134 : 1 à 6, voir figure 130 ; 7, jeu décrochant ; 8, jeu normal ; 9, jeu inverse ; 10, pôle de fente de tension ; 11, pic stylolitique ; 12, directions probables de compression et d'extension.

Plus à l'Est, dans la Champagne berrichonne, S. Debrand-Passard et Y. Gros (1980) ont signalé également l'existence de deux familles de décrochements N30 et N160, ainsi que d'une intense stylolitisation à pics horizontaux N160 à N20 créée sous l'effet d'une compression subméridienne. Au Sud, en bordure du Massif Central, Y. Gros et P. Martin (1981) ont reconnu cet épisode compressif avec les mêmes familles de failles N30-40 et N160, et également des pics stylolitiques subméridiens. G. Lerouge (1984), dans le Sud du Berry et le plateau d'Aigurande, a aussi décrit cette compression, marquée par des décrochements dextres N170-180 et sénestres N20-40, des failles inverses N110 et des pics stylolitiques 010. Tous ces auteurs s'accordent pour rapporter cet épisode décrochant à la compression "pyrénéenne" subméridienne qui a affecté toute la plate-forme européenne à l'Eocène supérieur (F. Bergerat et J. Geyssant, 1980 ; J. Letouzey et P. Trémolières, 1980).

2) Distension ENE-WSW (fig.133 et 136).

Faisant clairement suite à la compression N-S, cet épisode distensif à provoqué le fonctionnement des failles normales subméridienne prolongeant vers le Nord le système oligocène des Limagnes. Ces failles constituent trois alignements principaux, d'Ouest en Est : le fossé de la Loire, le système faillé de Decize - Saint Saulge - Clamecy et la bordure occidentale du horst morvandiau. Les fractures N160 à N30 préexistantes peuvent également rejouer en failles normales. La direction d'extension (σ_3) est proche de 070 dans la plupart des sites sauf à l'extrémité nord du Morvan où elle tourne vers 110.

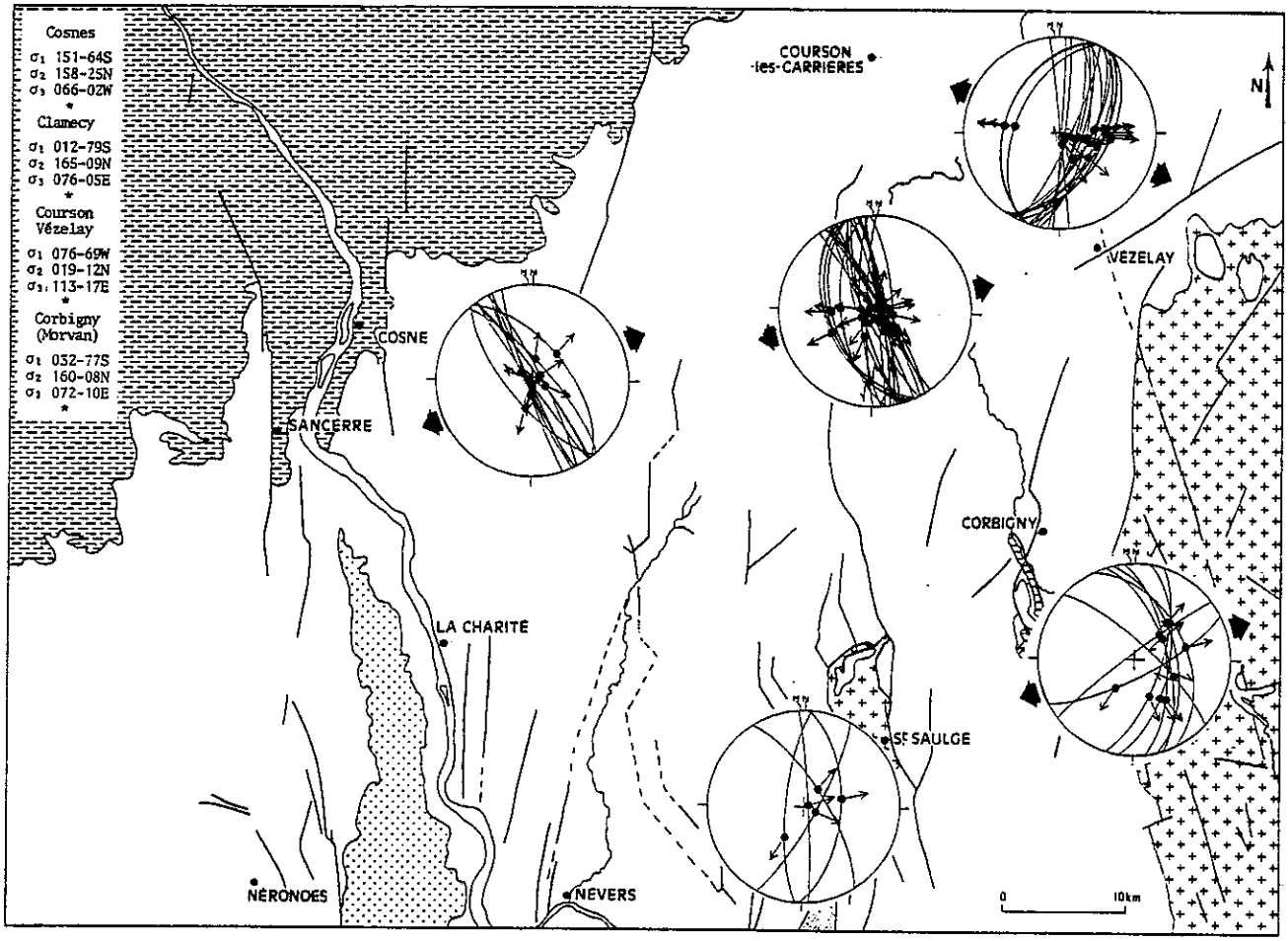


Fig. 133. - Analyse microtectonique de la fracturation du Nivernais : distension E-W.

Aucune manifestation distensive ne semble s'être produite dans les plateaux du Nivernais en dehors de ces zones faillées, non plus que dans les plateaux de Châtillonnais.

S. Debrand-Passard et Y. Gros (1980) ont retrouvé également une distension ENE-WSW sur la bordure occidentale du fossé de la Loire. De même, Y. Gros et P. Martin (1981), toujours le long du fossé de la Loire, plus au Sud, entre Nevers et le sillon houiller, ont décrit des failles normales se produisant souvent aux dépends de failles préexistantes et caractérisant une extension ENE-WSW. G. Lerouge (1984) lui a aussi attribué quelques failles normales NO-30 et des diaclases d'extension ouvertes N160-170 et N20-30. La direction d'extension ENE-WSW trouvée dans le Nivernais (azimut moyen 070) se retrouve à l'Est dans la Champagne berrichonne et au Sud à l'extrémité septentrionale des Limagnes, elle semble donc constante dans toute cette vaste région.

3) Compression ESE-WNW (fig.134 et 137).

Cet épisode se manifeste dans toute la région, essentiellement par des rejeux en coulissements sénestres, des décrochements NW-SE créés lors du premier épisode compressif ainsi que des failles normales subméridiennes, ils sont parfois accompagnés de coulissements dextres conjugués E-W.

Cette compression s'est aussi manifestée dans la Champagne berrichonne mais avec une répartition moins systématique que les épisodes tectoniques précédents (S. Debrand-Passard et Y. Gros, 1980). Plus au Nord, cet épisode tectonique affecte les calcaires de Beauce, d'âge aquitanien (S. Debrand-Passard et Y. Gros, 1980). Dans le Jura une compression E-W à SE-NW est classiquement attribuée au Pontien. Il est donc très probable que la compression ESE-WNW qui affecte tout le Nivernais et au moins une grande partie de la Bourgogne, est à rapprocher des déformations fini- ou post-miocènes connues dans les régions voisines.

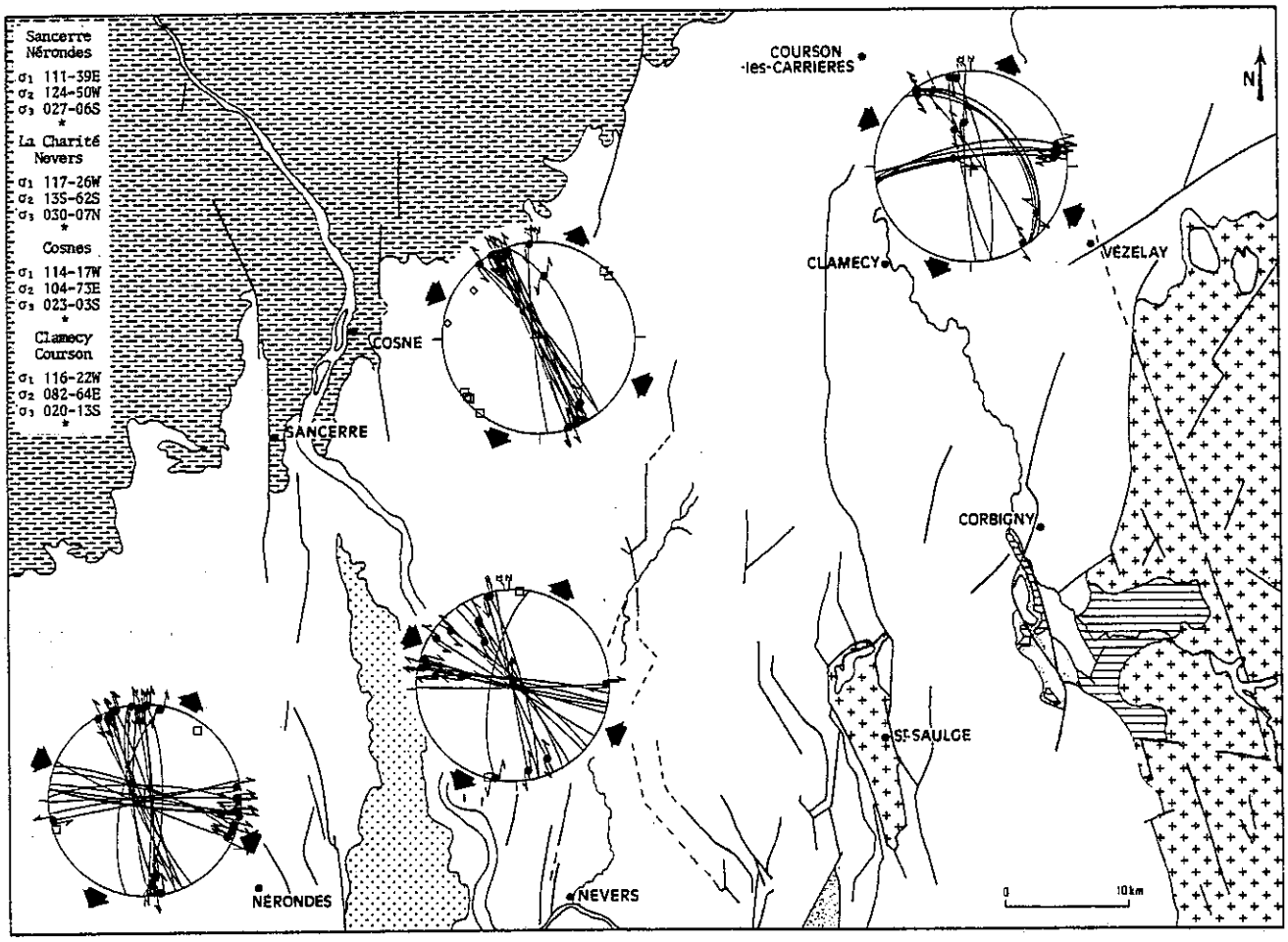


Fig. 134. - Analyse microtectonique de la fracturation du Nivernais : compression ESE-WNW.

4) PRINCIPALES ETAPES DE LA STRUCTURATION TERTIAIRE DE L'ENSEMBLE BOURGOGNE-SAÔNE.

a) **Compression N-S** (fig.135).

La phase de compression N-S a créé dans toute la Bourgogne des systèmes de décrochements conjugués 060-065 sénestres et 140-160 dextres, ces derniers cependant sont moins bien exprimés et c'est la famille sénestre qui constitue les structures principales de la région.

Le découpage de la Côte d'Or et de la Côte chalonnaise se fait suivant deux directions principales : l'une 055-065 qui correspond aux fractures majeures (qu'on retrouve d'ailleurs dans le socle du Massif Central), l'autre 030-040 qui représente les cisaillements R de Riedel, très développés, de ces coulissements sénestres principaux. Ces coulissements sénestres ENE-WSW sont bien caractérisés dans le seuil de Bourgogne en particulier (zone tectonisées de Chalencey, de Sennecey-lès-Dijon - Pichanges, faille de Mâlain ; P. Rat, 1976).

Dans la zone de liaison entre les fossés de la Saône et du Rhin (plateaux de Langres et de la Haute-Saône) seules les directions "de Riedel" apparaissent ; quatre voies de coulissement sénestres principales peuvent être distinguées (fig.119) : - à la limite orientale du Fossé de la Saône, au sein du plateau de Vesoul ; - le long de la vallée de l'Ognon, et - à la limite sud-ouest du Fossé rhénan. Ces cisaillements correspondent probablement à un (ou des) accident(s) sénestre(s) d'azimut 060, dans le socle (F. Bergerat, 1977).

Dans le Nivernais et le Châtillonnais, les systèmes de décrochements conjugués se manifestent, de façon plus discrète, n'entraînant pas la création de structures cartographiques majeures, à l'exception de la faille Mailly-le-Château - Cruzy-le-Châtel, au Nord du Morvan (C. Megnien *et al.*, 1971 ; F. Bergerat, 1978).

La direction de la contrainte principale maximale σ_1 est constante dans tout l'ensemble Bourgogne - Saône avec un azimut de 175 à 005, localement 020.

L'âge de cette compression ne peut être défini avec certitude dans cet ensemble constitué essentiellement de terrains jurassiques. Il est clairement antérieur, en bordure de la Bresse, à l'effondrement du fossé et il est raisonnable de la rapporter à la phase "pyrénéo-provençale" d'âge Eocène supérieur.

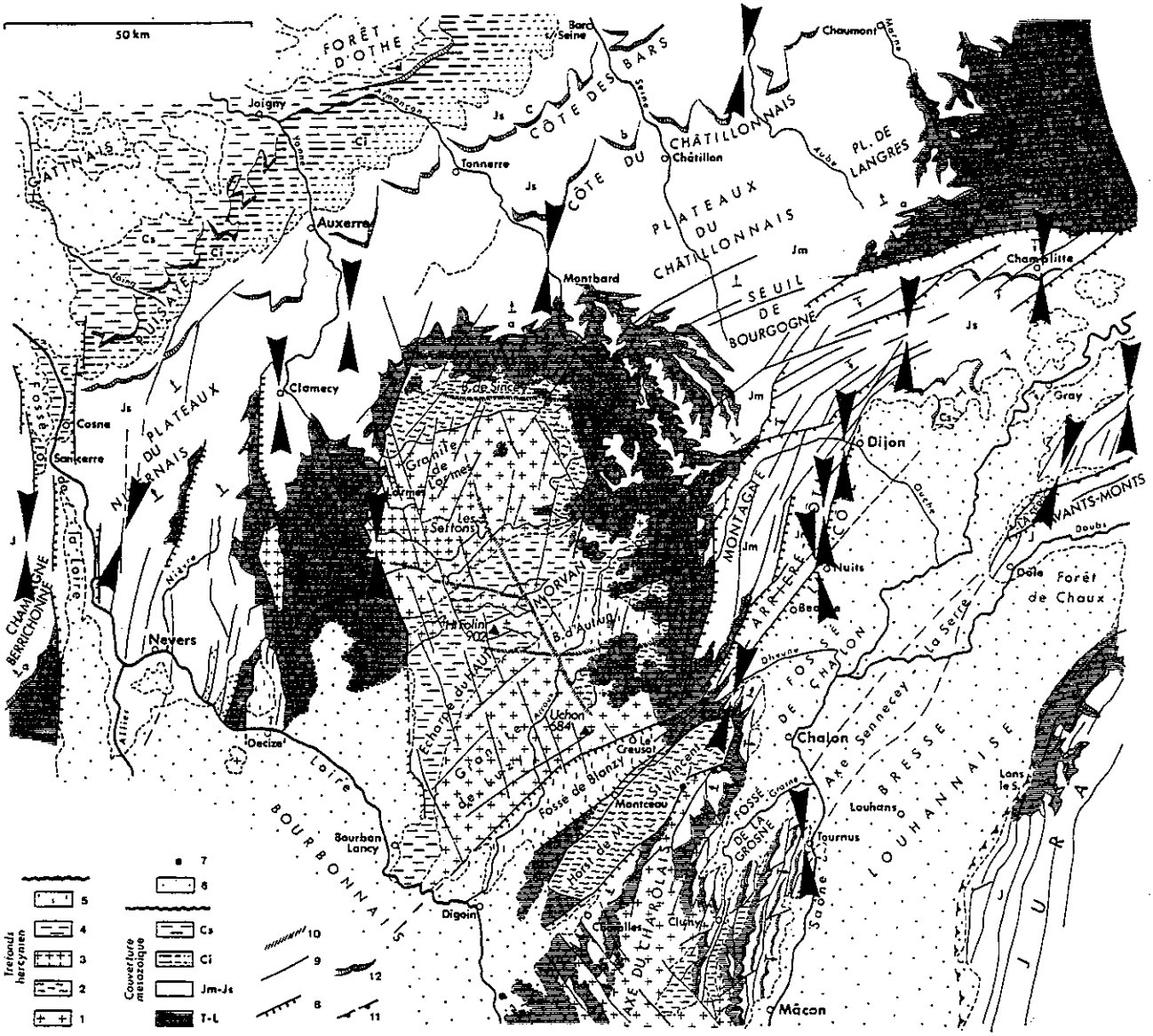


Fig. 135. - Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S en Bourgogne.

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale maximale horizontale σ^1.

b) Distension E-W à ESE-WNW (fig.136).

Le Fossé bressan (Fossé de la Saône) constitue régionalement la structure distensive majeure. Contrairement au Fossé rhénan il ne se présente pas comme un fossé unique allongé suivant sa direction générale N20, mais est formé de plusieurs segments plus ou moins obliques sur cette direction d'ensemble : Bresse chalonnaise, Bresse louhannaise et Bresse méridionale. En profondeur des seuils (NNE-SSW à NE-SW) séparent ces bassins, qui ont joué au cours de la sédimentation tertiaire un rôle de barrière : seuil de Sennecey - la Serre et seuil de Cormoz. Ces deux directions subméridiennes et NE-SW se retrouvent dans les failles normales en bordure du fossé (Côte d'Or et Côte Chalonnaise). Pour P. Rat (1976) le flanc sud effondré de l'anticlinal de Bourgogne, qui décrit un grand arc de cercle à convexité NW, représente un vaste champ de fractures analogue à celui de Saverne en bordure du Fossé rhénan.

Aucune manifestations distensive ne s'est produite dans la zone de liaison avec le Fossé rhénan. Les coulissements sénestres y ont persisté pendant l'ouverture du fossé, constituant ainsi entre ceux-ci une zone transformante, c'est sans doute à cela qu'est dû l'effilochement de l'extrémité nord du Fossé bressan (branche de Dijon, de Gray et de l'Ognon).

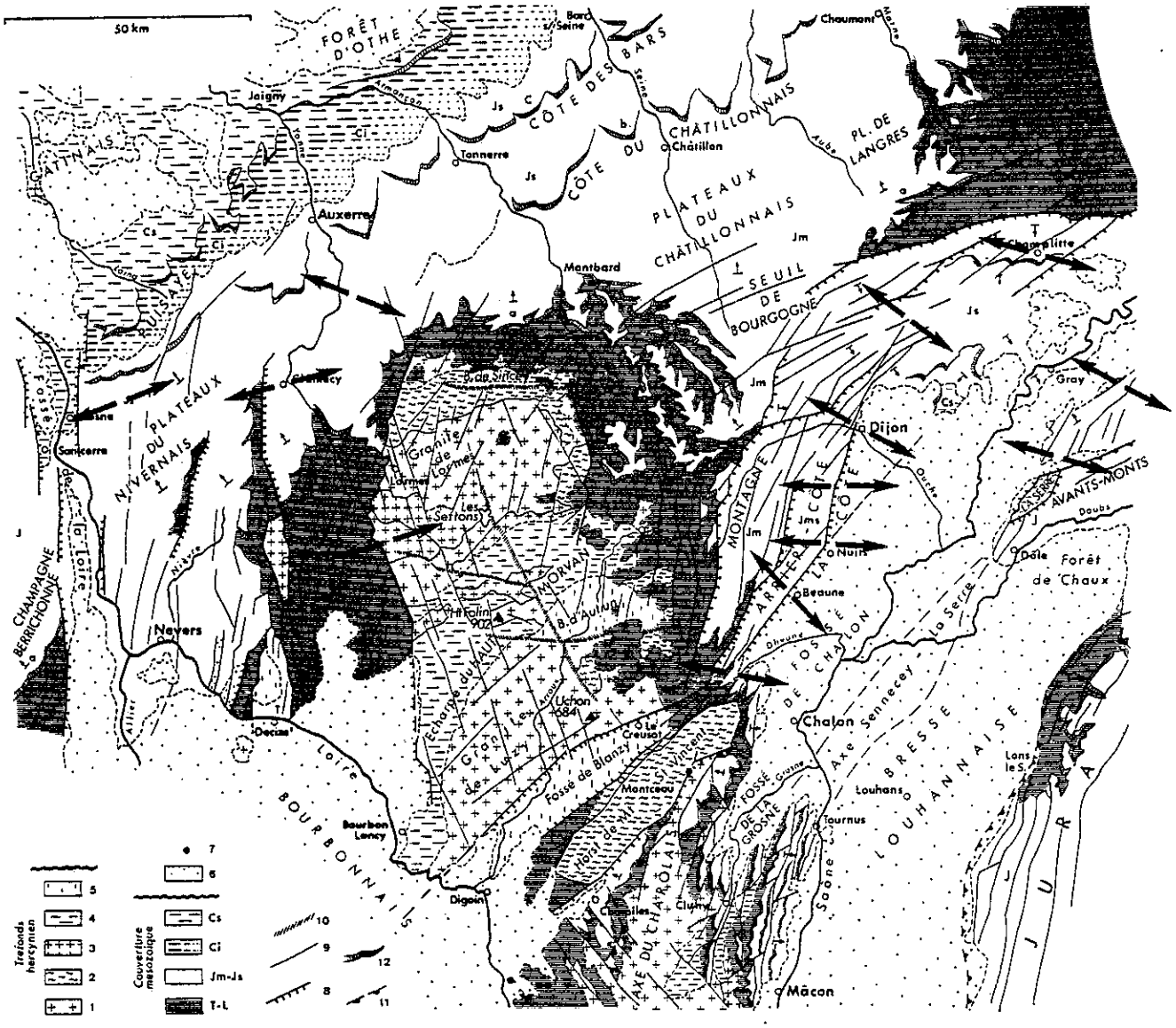


Fig. 136. - Reconstitution du champ de contrainte en extension E-W en Bourgogne.

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale minimale horizontale σ^3.

Les plateaux du Châtillonais et du Nivernais ne portent également aucune trace de distension, à l'exception des zones de failles subméridiennes de la bordure occidentale du Morvan et du fossé de la Loire. Ces bandes faillées constituent le prolongement septentrional, atténué, du système des Limagnes.

La direction d'extension (σ_3) est en moyenne 070 dans ce secteur. Sur les bordures du Fossé de la Saône l'azimut moyen de σ_3 est 110, localement il peut être très oblique sur la direction générale du fossé (jusqu'à 135). Contrairement au fossé rhénan où la direction de σ_3 était restée constamment E-W au cours des deux épisodes de compression et de distension, il semble que dans le Fossé bressan la direction d'extension ait tourné d'une vingtaine de degrés entre ces deux épisodes (peut être en raison du très grand nombre de failles d'azimut 040-055 réutilisées). La dispersion des fentes de tension (fig.123d) entre les azimuts 000 et 030 confirme cette rotation.

La distension dans le Fossé bressan a commencé dès le Stampien mais les failles furent certainement actives durant tout l'Oligocène, et surtout pendant l'Oligocène supérieur (Chattien). Aucun dépôt tertiaire ne permet de dater les failles du fossé de la Loire, mais leur appartenance à la terminaison septentrionale des Limagnes conduit à leur attribuer également un âge oligocène.

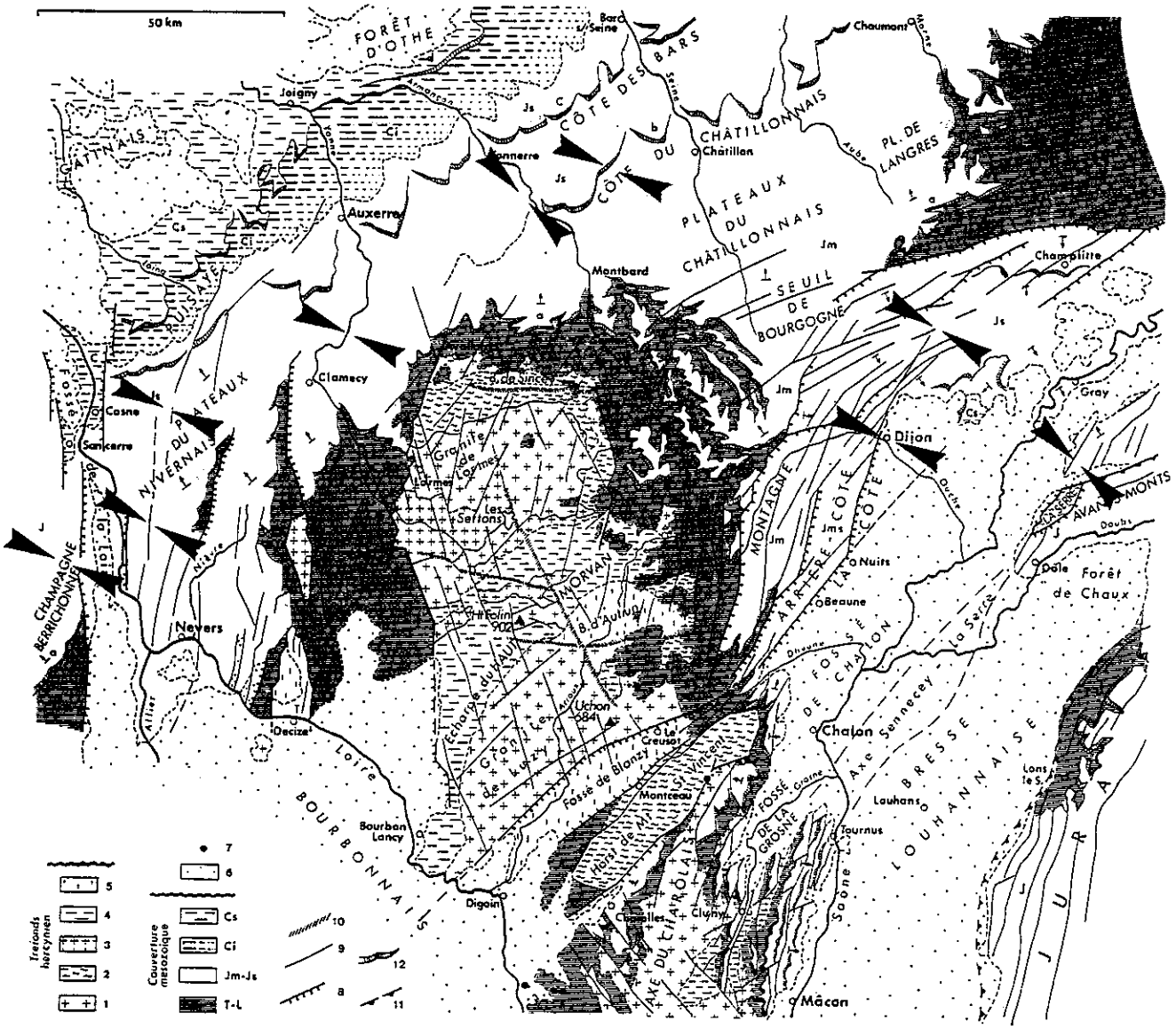


Fig. 137. - Reconstitution du champ de contrainte en compression ESE-WNW en Bourgogne.

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale maximale horizontale σ^1.

c) Compression ESE-WNW (fig.137).

Pas plus que dans la plate-forme sud-allemande, la compression ESE-WNW ne constitue ici une phase majeure dans la structuration régionale. Néanmoins, les rejeux en décrochements des accidents antérieurs sont nombreux durant cet épisode, auquel on peut probablement attribuer aussi le bombement du seuil de Bourgogne.

La direction de la contrainte principale maximale est constante et en moyenne 115, elle devient localement 135 dans les avants-monts du Jura.

Il n'a pas été possible de dater précisemment cette compression, cependant il est très tentant de la corréler avec phase paroxysmale "pontienne" du Jura (A. Caire, 1960, 1974). C'est le dernier épisode tectonique reconnu sur le terrain dans cette région.

5) APERÇU SUR LES LIMAGNES

a) Caractères structuraux des Limagnes.

La plupart des bassins paléogènes du Massif Central correspondent à des fossés d'effondrement. La subsidence commence à se manifester à l'Oligocène moyen dans les Limagnes méridionales puis l'activité tectonique se déplace vers le Nord avec l'affaissement de la Grande Limagne (Limagne centrale et boubonnaise). La subsidence est lente et régulière pendant le Stampien et le substratum commence à basculer vers le Nord. Au Chattien, les mouvements sont plus saccadés. L'Aquitanien marque la fin de la subsidence.

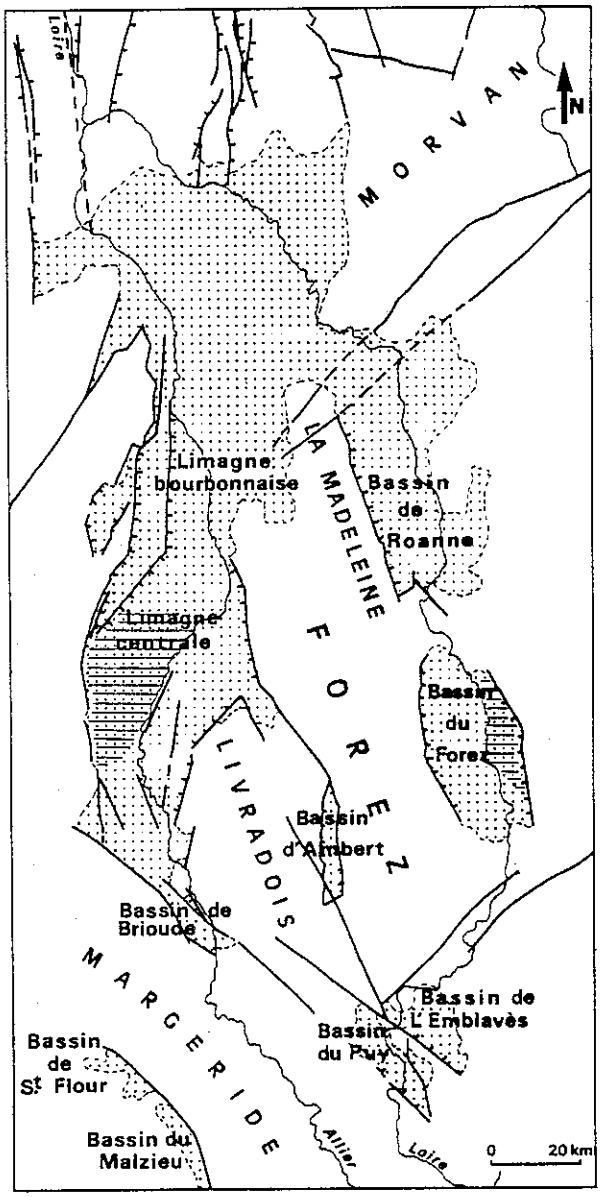


Fig. 138. - Le système tectonique des Limagnes (d'après J. Jung, 1946 et la carte tectonique de la France à 1/1 000 000).

Les failles normales importantes portent des barbelures du coté effondré. En pointillé: extension des terrains tertiaires; en barré horizontal: ombilics de subsidence.

Dans le détail, le système des Limagnes est une structure complexe formée de fossés séparés par des seuils. Ces fossés sont généralement fortement dissymétriques avec un accident à rejet faible d'un côté, une flexure, voire même un simple plongement du socle sous les sédiments tertiaires ; et un accident bordier important de l'autre où se situe aussi le maximum de subsidence (fig.138). Ainsi l'affaissement maximal de la Grande Limagne se fait à l'Ouest, à l'Est l'Oligocène est souvent transgressif sur la surface légèrement pentée du socle. Le Bassin du Forez présente la même structure symétrique de celle de la Grande Limagne par rapport au horst du Forez.

L'étude des Limagnes a été abordée pendant longtemps sous l'angle stratigraphique ou sédimentologique et la tectonique cassante a été plus ou moins ignorée. Ceci tient sans doute au fait qu'une telle étude est difficile à mener dans les terrains essentiellement granitiques et cristallophylliens du Massif Central ou la fracturation se surimpose aux -ou réutilise les - accidents hercyniens et tardi-hercyniens.

Quelques travaux récents abordant la cinématique de la fracturation ont cependant été effectués sur les terrains cristallophylliens de Chaude Aigues (J.P. Gibert *et al.* 1975), les granites de la Margueride (P. Dutartre, 1981 ; P. Vergely et J.L. Leblanc, 1981) et surtout les Limagnes elles-mêmes : bassin de Brioude (J.P. Burg et A. Etchecopar, 1980), plaine du Forez (F. Bergerat, 1983), bassin de Saint-Flour (J.P. Burg *et al.*, 1982). Quoique de telles analyses manquent encore sur la Limagne d'Allier (Limagne bourbonnaise, Limagne centrale) et sur les bassins méridionaux (Ambert, Le Puy, Emblavès), les études existantes permettent néanmoins de donner un premier aperçu sur les systèmes de contraintes liés à la tectonique cassante des Limagnes.

b) Le bassin du Forez et les paléo-champs de contrainte régionaux.

Le bassin tertiaire est nettement dissymétrique ; le contact occidental des sédiments avec le socle cristallin du Forez n'est que localement et faiblement faillé, alors qu'à l'Est un accident important forme la limite avec les Monts du Lyonnais, accident parfois dédoublé créant ainsi des panneaux intermédiaires comme celui de Saint-Galmier. Cet accident est probablement contemporain de la sédimentation tertiaire (cf. carte géologique Montbrison à 1/50 000). La subsidence maximale s'est produite vers l'Est, à peu près à l'emplacement de l'actuelle vallée de la Loire, où les sédiments (marnes, sables, grès, conglomérats) attribués à l'Oligo-Miocène atteignent environ 600 m d'épaisseur.

L'analyse structurale sur les bordures de la plaine du Forez a permis la reconnaissance des épisodes tectoniques tertiaires et pro-parte antérieurs, la majorité de la fracturation hercynienne étant cicatrisée par des remplissages, altérée et/ou remobilisée lors des phases ultérieures. Cinq familles de surfaces striées ont pu être distinguées et leur chronologie relative établie. Par analogie avec les régions voisines, on peut les rattacher à des phases tectoniques d'âge connu.

Les caractéristiques des différents états de contrainte seront examinées en détail pour le bassin du Forez puis, par comparaison avec les données existantes pour les autres bassins, replacées dans le cadre plus général du Massif Central. Les directions des axes des tenseurs de contraintes reportées sur la figure 140 proviennent ainsi de l'analyse de populations de failles, essentiellement dans le Bassin du Forez et dans une moindre mesure dans le bassin de Roanne et la Limagne bourbonnaise, ainsi que de diverses études de la fracturation dans le Massif Central : Margeride (P. Dutartre, 1981), bassin de Brioude (J.P. Burg et A. Etchecopar, 1980), bassin de Saint-Flour (J.P. Burg *et al.*, 1982), Nord-Est du Massif Central (Y. Gros et P. Martin, 1981).

1) Compression NW-SE.

Cet épisode se traduit essentiellement par des décrochements dextres E-W (azimut 090-125) et des décrochements sénestres NNW-SSE à N-S (azimut 150-005). D'après F. Arthaud et P. Matte (1975), une compression NW-SE tardi-hercynienne s'est manifestée dans le "bloc France-est" (à l'Est du Sillon Houiller) s'exprimant dans les Cévennes et la Montagne Noire par des décrochements identiques en sens et en direction à ceux observés ici. Il est donc possible de rattacher à cet épisode tectonique les décrochements foréziens, d'autant plus que leurs miroirs sont très souvent altérés et portent fréquemment d'autres familles de stries presque toujours postérieures, en particulier celles dues à la compression N-S qui succède directement à cet épisode. Cependant, de rares miroirs, de même direction, montrent des jeux identiques mais avec une striation postérieure à celles des autres épisodes tectoniques. Les observations de terrain permettent donc de dire que certains de ces accidents ont rejoué lors d'un dernier épisode compressif.

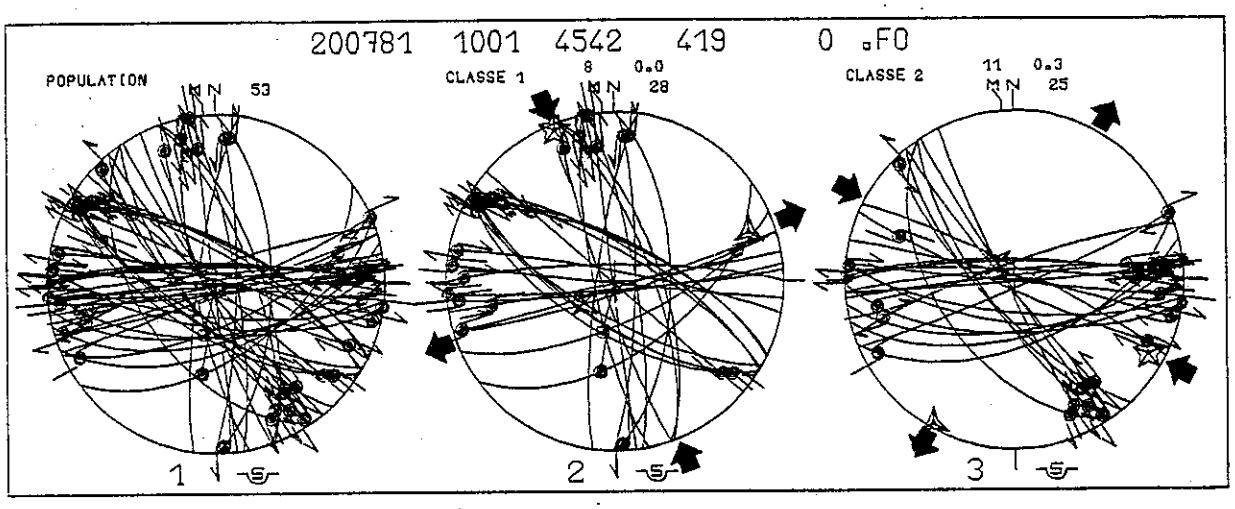


Fig. 139. - Séparation des phases décrochantes en compression NNW-SSE et ESE-WNW, obtenue par classification automatique (méthode de J. Angelier et S. Manoussis, 1980).

La population de 53 mesures (diagramme 1) a été décomposée en classes de 28 (diagramme 2) et 25 (diagramme 3) mesures. Les flèches noires indiquent les directions de compression et d'extension. Rapport des contraintes principales : $\phi = (\sigma^2-\sigma^3)/(\sigma^1-\sigma^3)$: 0,0 et 0,3. Ecarts moyens strie réelle - cisaillement théorique : 8 et 11°.

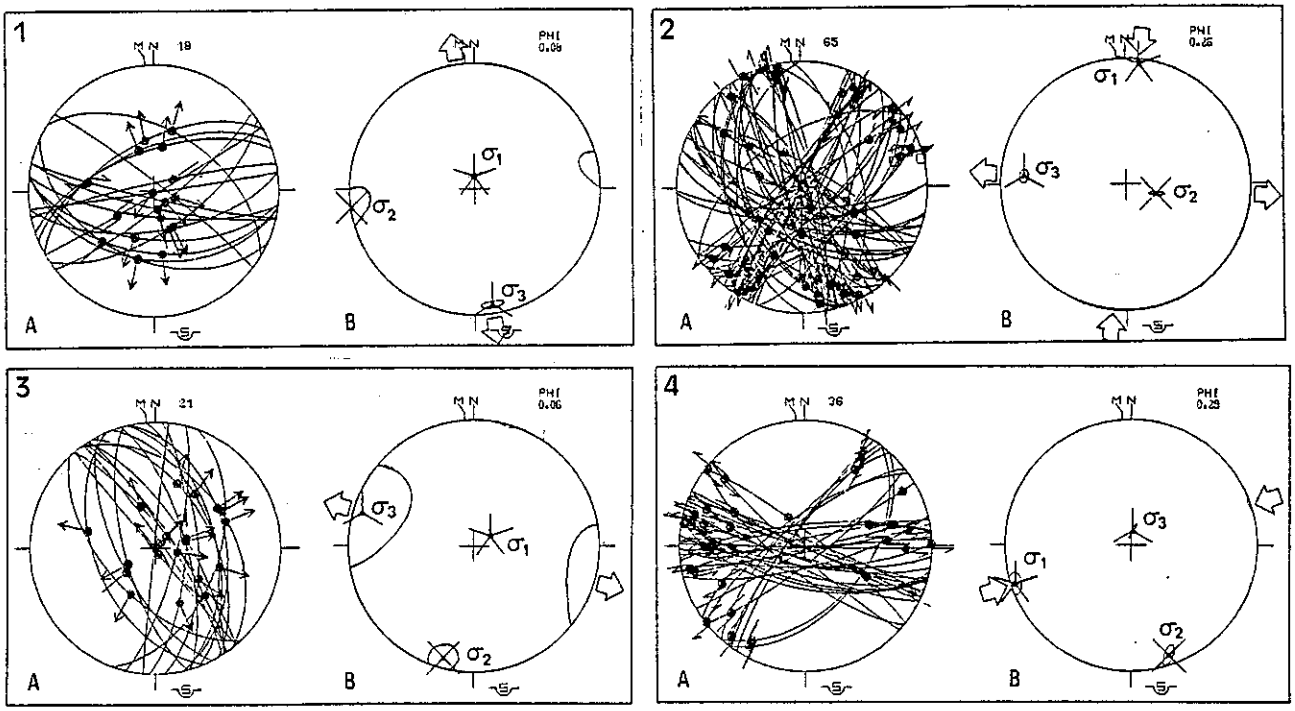


Fig. 141. - Analyse des populations de failles sur les bordures de la plaine du Forez.

1, distension N-S ; 2, compression N-S ; 3, distension E-W ; 4, compression ENE-WSW.
Les déterminations du tenseur des contraintes ont été faites par la méthode de l'inversion totale.

La méthode de classification automatique, du type de celles des nuées dynamiques, mise au point par J. Angelier et S. Manoussis (1980) a permis de réaliser la partition de cette population de failles à partir de noyaux initiaux comprenant les mesures appartenant avec quasi certitude à l'un ou à l'autre des épisodes tectoniques (c'est-à-dire celles qui permettent d'établir l'ordre des striations) (fig.139). On peut ainsi reconstituer pour la période tardi-hercynienne une contrainte principale maximale σ_1 NNW-SSE (azimut 155) et pour un épisode compressif tardif une contrainte σ_1 ESE-WNW (azimut 120). L'âge de cet état de contrainte n'est pas connu ; il est peut être assez récent puisque la compression horizontale qui s'exerce actuellement dans le Massif Central est de direction NW-SE. Toutefois, le tri a été effectué sur un petit nombre de failles et ses résultats, quoique significatifs, ne peuvent être considérés comme régionalement précis.

Cet épisode n'a pas été reconnu par J.P. Burg et A. Etchecopar (1980) dans le bassin de Brioude ; P. Dutartre (1981), dans les granites de la Margeride, lui attribue un âge éocène mais il s'agit certainement là d'un rejeu de fractures dans un état de contrainte compressif proche en direction . P. Vergely et J.L. Blanc (1981) dans la Margeride également ont bien signalé cette fracturation tardi-hercynienne "déterminant une direction de compression approximativement NW-SE".

2) Distension N-S (fig.140 A)

Cet épisode se traduit par des failles normales (azimut 070-110) (fig.141 A). Il n'a pas été possible de le situer chronologiquement par rapport aux autres épisodes tectoniques. P. Dutartre (1981) le rapporte au Mésozoïque supérieur (Jurassique supérieur -Crétacé) par analogie avec les Causses. Y. Gros et P. Martin (1981) n'ont pas retrouvé dans le bassin de l'Aumance (au Nord-Est de la Limagne bourbonnaise) les manifestations de cet épisode distensif dans les terrains de l' Hettangien ou du Jurassique supérieur. Ils rapportent donc cette distension à la fin de l'Autunien. Cependant les failles normales d'azimut 100 dans le Callovien de la carrière de Menou (fig.142) aux environs de Clamecy dans le Nivernais peuvent confirmer un âge possible Mésozoïque supérieur.

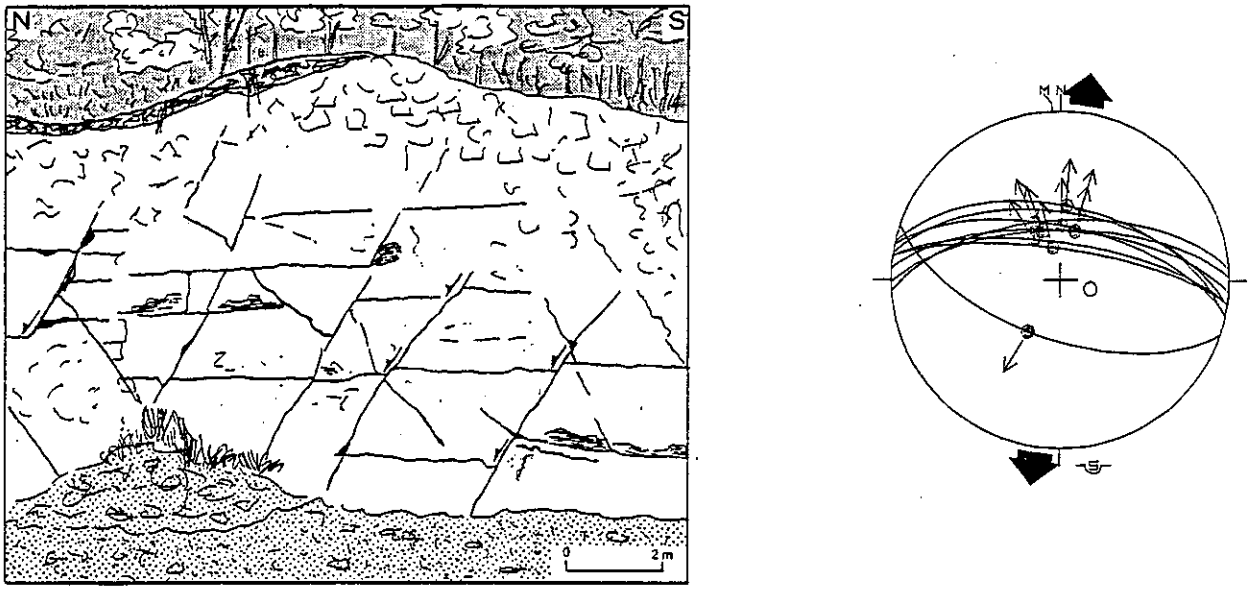


Fig. 142. - Carrière de Menou (Nivernais): failles normales E-W affectant les calcaires du Callovien.

3) Compression N-S (fig.140 B).

Cet épisode se caractérise par la famille de décrochements la plus importante en nombre. Elle s'exprime par le jeu sénestre d'accidents NE-SW (azimut 025-065) et par le jeu dextre d'accidents SSE-NNW (azimut 150-180), bien observables en particulier sur les bordures est et sud de la plaine. Des rejeux en failles inverses sont visibles sur un certain nombre d'accidents E-W (fig.141 B).

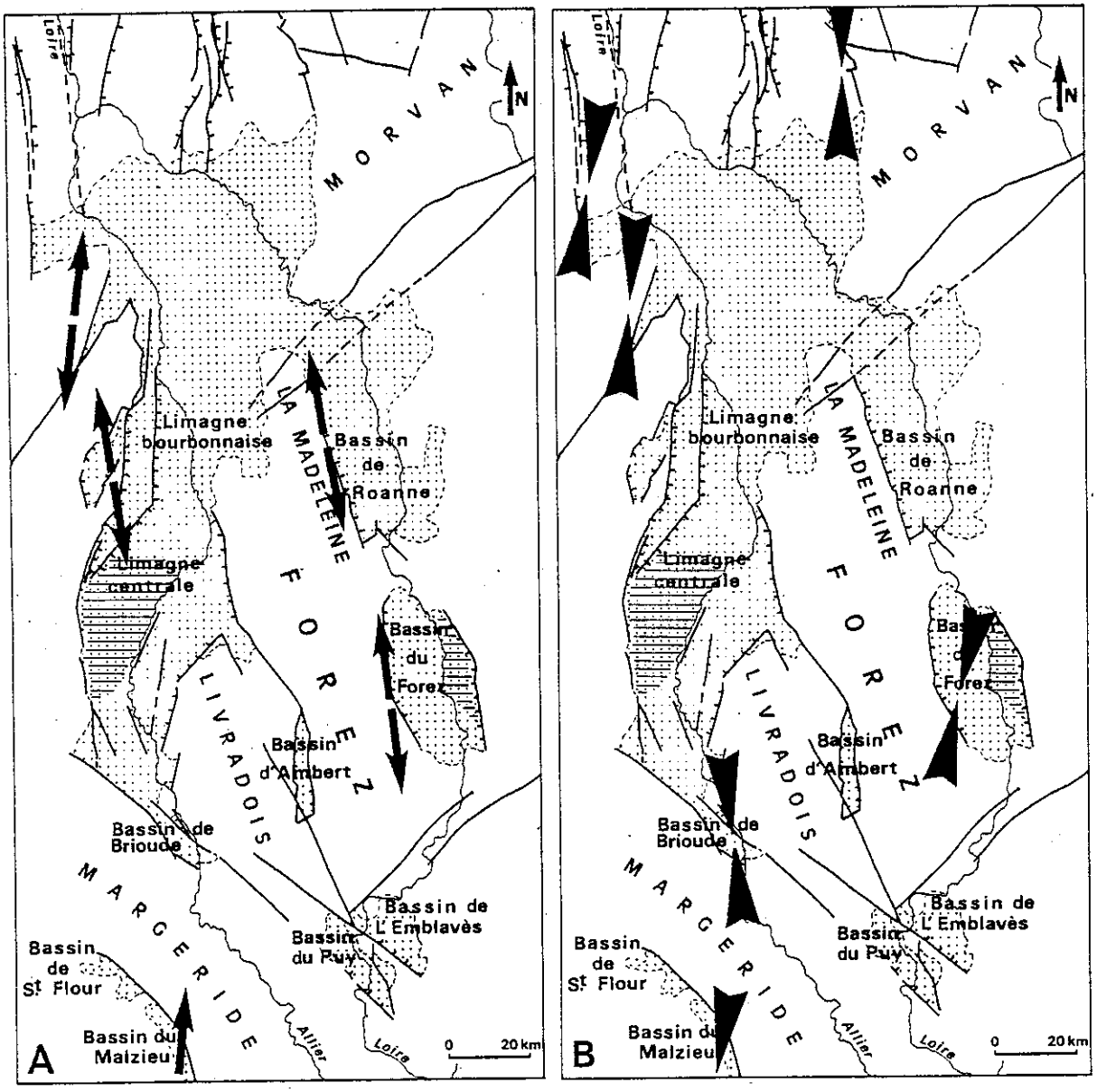


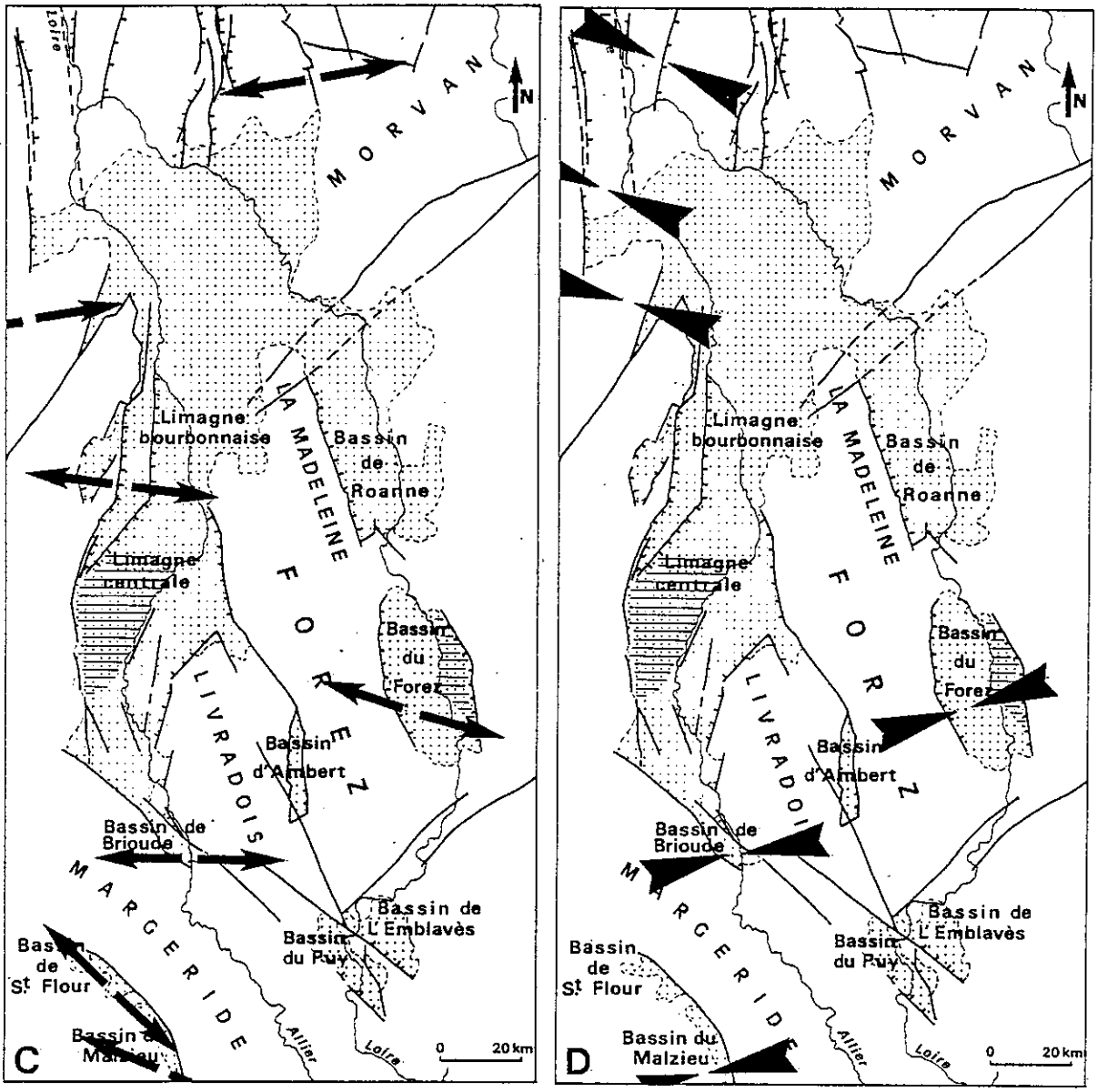
Fig. 140. - Reconstitution des champs de contrainte successifs dans le système des Limagnes (d'après J.P. Burg et A. Etchecopar, 1980 ; Ph. Dutartre, 1981 ; Y. Gros et P. Martin, 1981 ; J.P. Burg *et al.*, 1982 ; F. Bergerat, 1983).

A : distension N-S ; B : compression N-S ; C : distension E-W ; D : compression E-W

Cette compression N-S a été également reconnue ailleurs dans le Massif Central : dans la Margeride par P. Dutartre (1981) et P. Vergely et J.L. Blanc (1981) ; dans le bassin de Brioude par J.P. Burg et A. Etchecopar (1980) et au Nord du Massif Central par Y. Gros et P. Martin (1981). Tous ces auteurs s'accordent à la rapporter à la tectonique "pyrénéo-provençale", c'est à dire éocène.

4) Distension E-W (fig.140 C).

Cet épisode succède à la compression N-S. Il se manifeste par le jeu de failles normales N-S (azimut 160-020) et surtout par le rejeu de fractures d'azimut 145-170 avec une composante en décrochement notable attestée par des stries obliques sur les miroirs (pitch 55°-70°) (fig.141 C). Clairement liée à la subsidence de la Limagne de Montbrison, cette phase distensive est d'âge oligocène. La faune (entièrement continentale) des terrains tertiaires est très pauvre et les pollens peu caractéristiques ; les éruptions volcaniques associées à ces sédiments sont mal datées : il est donc impossible, dans l'état actuel des connaissances, de donner avec plus de précision l'âge de la distension.



Cette distension liée à la formation des fossés d'effondrement du système des Limagnes a été reconnue dans tout le massif avec de légères variations dans les directions d'extension (σ_3) : N97 dans la région de Vichy (Limagne bourbonnaise), N110 pour P. Dutartre (1981) aux environs du bassin de Malzieu ; N67 pour P. Vergely et J.L. Blanc (1981) dans le bassin de Naussac (lui-même très oblique sur le système général des Limagnes). Pour J.P. Burg *et al.* (1982) cette direction N70 ne peut être retenue comme représentative du champ de contrainte oligocène (distension permienne ou perturbations locales ?). La direction d'extension oligocène proposée par ces auteurs dans le bassin de Saint-Flour est NW-SE. Dans le bassin de Brioude, J.P. Burg et A. Etchecopar (1981) avaient trouvé une extension E-W (azimut 091). Enfin, dans le Nord-Est du Massif Central, Y. Gros et P. Martin (1981) ont rapporté à la distension oligocène une direction ENE-WSW, comme d'ailleurs plus au Nord en bordure du Morvan et du fossé de la Loire (F. Bergerat, 1984).

Il semble donc que la direction d'ouverture des fossés tourne dans le sens des aiguilles d'une montre du Nord au Sud du Massif : ENE-WSW à son extrémité septentrionale, E-W dans les bassins centraux et jusqu'à NW-SE dans les bassins méridionaux. Par ailleurs et d'une façon générale, l'obliquité des différents bassins par rapport aux contraintes peut s'expliquer par la préexistence des accidents tardi-hercyniens (J.P. Burg *et al.*, 1982 ; F. Arthaud *et al.*, 1977).

5) Compression ENE-WSW à E-W (fig.140 D).

Cet épisode est caractérisé par la reprise d'accidents NE-SW (azimut 035-055) avec un jeu dextre et surtout par le rejeu sénestre d'accidents E-W (azimut 090-130) (fig.141 D). Une compression voisine de E-W a également été reconnue par P. Burg et A. Etchecopar (1981) et P. Dutartre (1981) dans les bassins méridionaux, ainsi que par Y. Gros et P. Martin (1981) à l'extrémité nord-orientale du Massif Central. Ces différents auteurs attribuent cet épisode à une phase alpine miocène. Il faut par ailleurs noter que le complexe volcanique du Mont d'Uzore, dans la plaine du Forez, s'est non seulement édifié sur une zone de fractures, mais est lui-même affecté par des failles (A. Le Griel, communication orale), or ces basaltes ont été datés de 18 M.A. (H. Bellon et J. Hernandez, 1979). Ceci confirme donc l'existence de déformations cassantes au moins post-Miocène inférieur.

c) Discussion.

Les exemples de ces différents bassins permettent de mieux apprécier l'agencement du système des Limagnes. Celles-ci n'apparaissent pas comme de vrais grabens symétriques du type "Fossé rhénan", mais comme un assemblage de grabens dissymétriques, dont les directions sont fréquemment héritées des accidents hercyniens, plus ou moins obliques sur la direction des contraintes principales. F. Arthaud *et al.* (1977) expliquent le mécanisme de formation de ces demi-grabens : dans le cas d'une écorce déjà fracturée, avec des fractures favorablement orientées, "le seuil énergétique nécessaire pour créer une nouvelle fracture n'est pas atteint lors de la mise en tension, une fracture rejouant en général avant", ce qui entraîne la formation d'un graben dissymétrique orienté parallèlement à cette fracture. Les fractures ainsi remobilisées, parce que bien orientées par rapport aux directions de la nouvelle déformation, ne sont cependant pas, généralement, rigoureusement perpendiculaires à la direction de la contrainte principale minimale (σ_3) et leur mouvement peut être à la fois normal et décrochant.

Dans le cas particulier de la plaine du Forez, si la phase essentielle pour la formation et la subsidence de cette Limagne est bien la phase de distension E-W, l'importance des accidents anciens est clairement établie puisque les failles de même direction que l'axe du bassin n'ont pas fonctionné en failles purement normales. Les stries obliques sur de nombreux miroirs d'azimut 145-170 témoignent en effet de la composante décrochante du mouvement. L'autre phase majeure (antérieure à cette distension) dans l'histoire tectonique de la plaine du Forez, comme dans celle des autres bassins, est la phase de compression N-S. Elle se manifeste ici par des failles inverses et surtout un réseau de jeux décrochants NE-SW et NNW-SSE (la future faille bordière orientale de la Limagne fonctionne à cette époque en coulissement dextre). Ce sont ces derniers qui seront remobilisés en failles normales lors de l'effondrement.

B. LE COULOIR RHODANIEN, LA HAUTE PROVENCE

1) LE COULOIR RHODANIEN.

Le compartimentage du couloir rhodanien en différents bassins (fig.143) ne permet pas de l'étudier directement dans son ensemble comme cela a été fait pour les fossés du Rhin et de la Saône. L'analyse cinématique de la fracturation sera donc, avant tout essai de synthèse régionale, présentée successivement dans le Bas-Dauphiné, le fossé d'Alès et le bassin du Bas-Rhône.

Près de 3 000 marqueurs tectoniques ont été mesurés dans une centaine de sites en rive gauche (Royans, Valdaine, Tricastin, Comtat Venaissin, Alpilles) et en rive droite du Rhône (Vivarais, plateaux de l'Ardèche et de la Cèze, Garrigues, bordure cévenole). La plupart de ces mesures ont été effectuées dans les calcaires du Jurassique sur la bordure cévenole et pour partie dans le Vivarais, et du Crétacé partout ailleurs. Quelques affleurements de Tertiaire ont fait l'objet d'observations et de mesures dans le fossé d'Alès et surtout dans le Tricastin (bassin de Valréas) et le massif des Alpilles. Les diagrammes des figures 152, 155, 158, 159, 160, 164 et 168, correspondent aux regroupements par secteur, de sites voisins et homogènes.

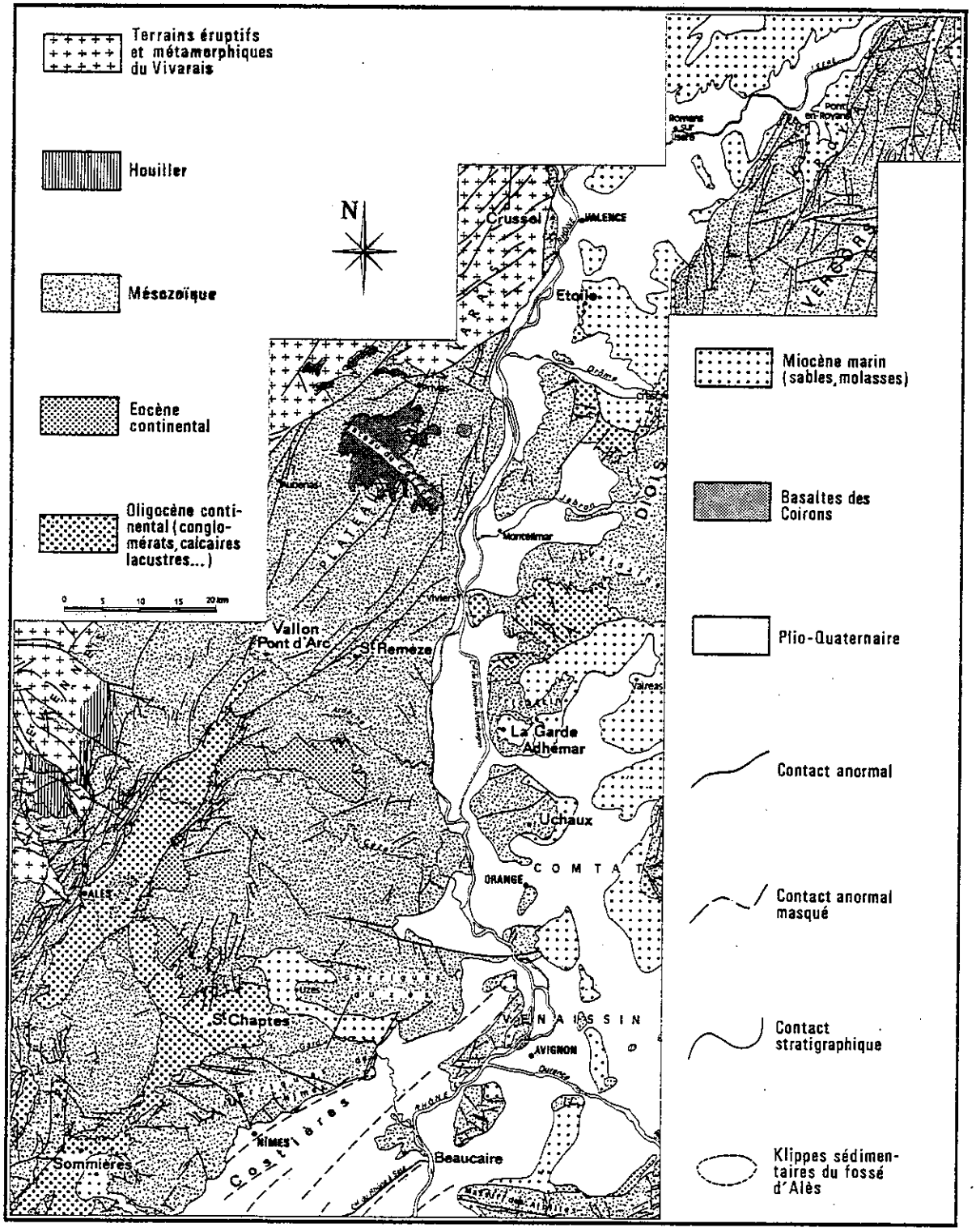


Fig. 143. - Carte géologique du couloir rhodanien.

a) Caractères paléogéographiques et structuraux du couloir Rhodanien.

Pendant le Secondaire, rien ne séparait le bassin rhodanien des régions avoisinantes avec lesquelles il se confondait dans un bassin marin que limitait à l'Ouest le Massif Central cristallin.

Après la régression du Crétacé supérieur et le dépôt, à l'Eocène, de sédiments épars fluviatiles ou lacustres, deux grands bassins d'effondrement se sont développés au Sud de

Lyon à l'Oligocène, dans un régime continental (fig.144) : le bassin du Bas-Dauphiné et celui du Bas-Rhône. Ils sont limités par des failles normales dont les rejets vont de un à plusieurs milliers de mètres. A côté de ces zones de forte subsidence sont disséminés de petits bassins locaux : Crest, Tricastin, Mormoiron. Plus à l'Ouest s'est créé également un fossé d'effondrement important : le fossé d'Alès.

Mais, si les phénomènes d'effondrement et de subsidence qui marquent l'Oligocène en font une période cruciale dans l'histoire du couloir rhodanien, on ne peut pourtant, pour cette époque, parler d'"axe rhodanien" (axe N-S correspondant à l'actuelle vallée du Rhône, de Lyon à la Méditerranée). Bien que situé sur la zone de distension subméridienne qui va de la Hollande à la Méditerranée (Rift ouest-européen), le couloir rhodanien ne possédait pas une structure tectonique unitaire comme celle du Fossé rhénan et si les failles bordières du bassin du Bas-Dauphiné ont une direction N-S à NNE-SSW, la faille de Nîmes, qui borde au Nord-Ouest le bassin du Bas-Rhône, est NE-SW. C'est la transgression marine miocène qui, peu à peu, a donné son unité à une région qui avait eu jusque là une évolution compartimentée (fig.144). Cette transgression s'est manifestée tout d'abord au Sud, à l'Aquitanien, puis, dès le Burdigalien, la mer est venue recouvrir une partie du Languedoc et s'est avancée jusqu'à l'actuelle vallée de la Durance ainsi que dans la vallée du Rhône jusqu'au Nord de Crest ; au delà le bras de mer quittait la future vallée du Rhône et se poursuivait vers le Nord-Est en un golfe péri-alpin. Au cours d'une

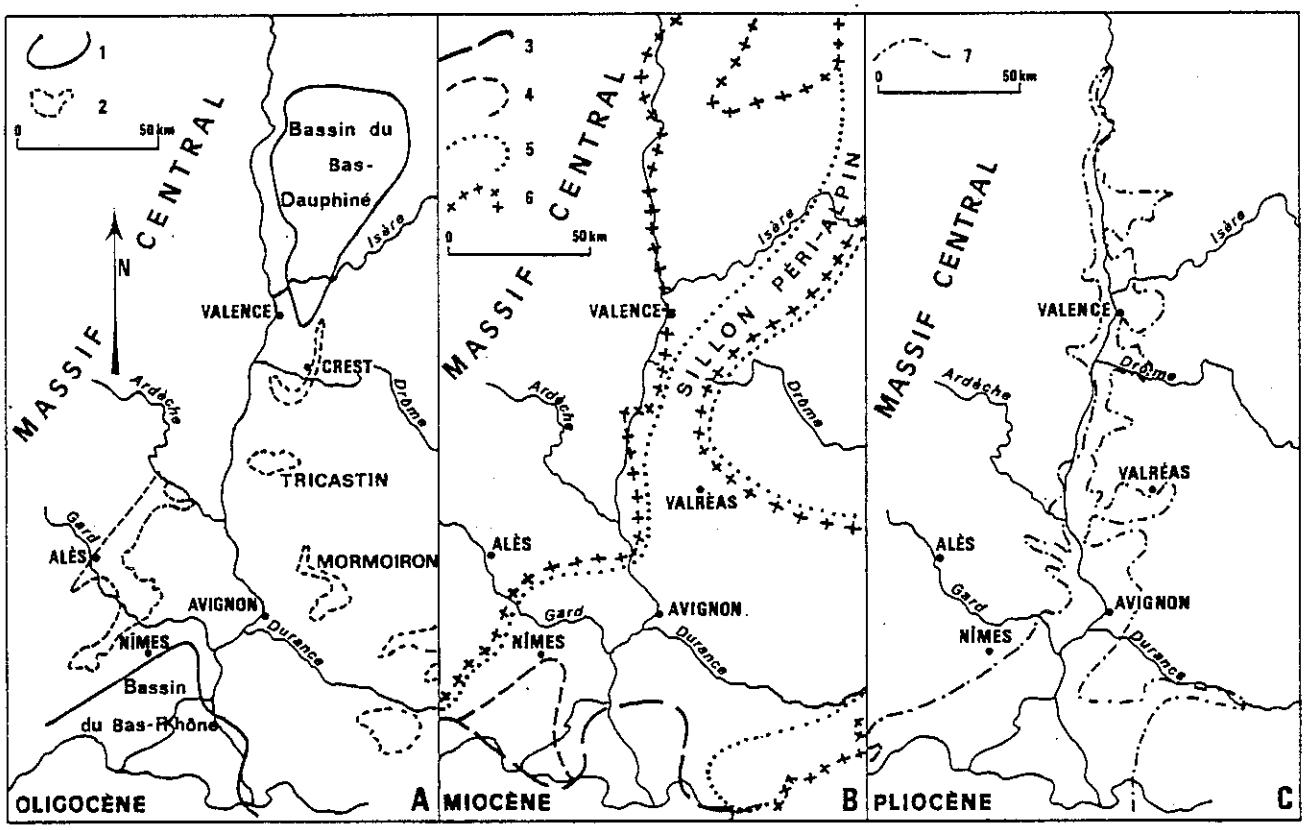


Fig. 144. - Esquisses paléogéographiques du couloir rhodanien au Tertiaire (d'après G. Demarcq, 1970, 1973 ; R.Ballesio, 1972).

A l'Oligocène, deux grands bassins lacustres subsidents et fracturés (1) se distinguent nettement : le Bas-Dauphiné et le Bas-Rhône. Entre les deux, des bassins locaux d'éparpillent (2), le plus important est le fossé d'effondrement d'Alès. La Transgression miocène se manifeste d'abord au Sud, à l'Aquitanien, sous forme de sédiments marins (3) et de faciès saumâtres (4). Au Burdigalien la mer envahit une partie du Languedoc et de la plaine rhodanienne jusqu'à Crest (5), au-delà elle se dirige vers la Suisse en un sillon péri-alpin. La mer recouvre enfin le Bas-Dauphiné à l'Helvétien (6). A la fin du Miocène se situe une période d'émersion et un pré-Rhône s'installe avec ses affluents latéraux. Ce système de vallées est envahi par la mer au Pliocène, aboutissant à la formation d'une ria (7) jusqu'au Nord de Valence.

nouvelle transgression, à l'Helvétien, la mer a enfin recouvert le Bas-Dauphiné, les Dombes et la Bresse. Trois grands bassins se sont individualisés du Nord au Sud : Bas-Dauphiné, Valréas et Avignon-Carpentras.

Une phase d'émersion à la fin du Miocène a permis l'installation d'un pré-Rhône et de ses affluents, puis la mer a envahi ce réseau où s'est installée une ria longue de 250 km, jusqu'au Nord de Valence. Enfin, le Quaternaire a été une période de creusement avec l'édification d'un système de terrasses emboîtées.

b) Géométrie et mécanismes de la fracturation.

Des rosaces directionnelles ont été établies pour chaque grand ensemble structural : (1) Vivarais ; (2) Royans-Valdaine ; (3) Comtat Venaissin ; (4) Alpilles ; (5) Fossé d'Alès ; (6) Ardèche - Garrigues.

La rosace de direction des failles dans l'ensemble Royans-Valdaine (fig.145a) montre trois familles principales à 010-030, 070-090 et 110-160. Les failles normales s'expriment peu (4% de la population totale de failles) (fig.145b,c). La famille d'accidents NNE-SSW correspond essentiellement aux décrochements sénestres dus à une compression N-S. Les accidents ENE-WSW sont pour partie des failles inverses ayant fonctionné au cours de cette même phase et pour partie des décrochements dextres ayant joué lors d'un raccourcissement E-W. Le large faisceau ESE-WNW à SSE-NNW comprend également des décrochements dextres et sénestres relatifs à ces deux épisodes compressifs.

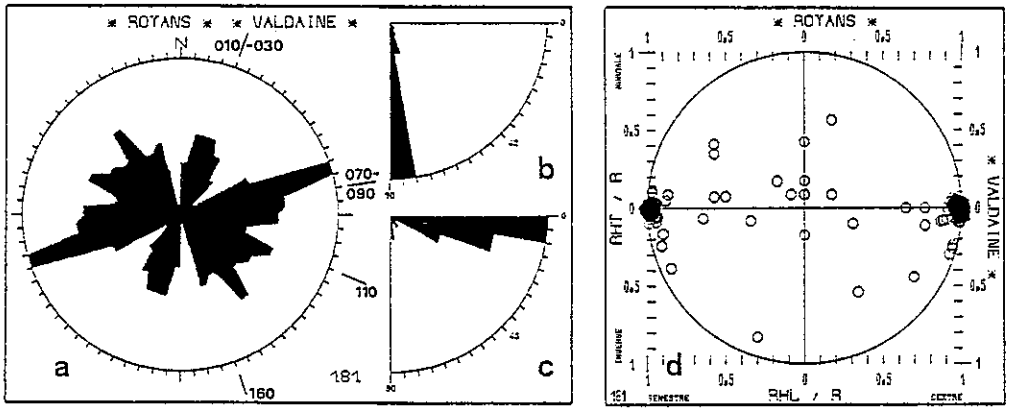


Fig. 145. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure nord-orientale du couloir rhodanien : Royans, Valdaine.

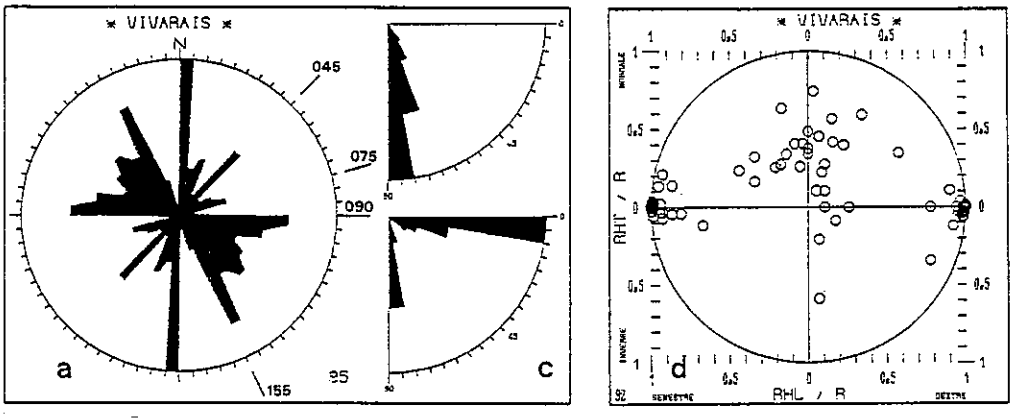


Fig. 146. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure nord-occidentale du couloir rhodanien : Vivarais.

Dans le Vivarais, on retrouve grossièrement les mêmes directions (fig.146a) avec des pics à 045, 075 et un large faisceau 090-155, ainsi qu'un pic supplémentaire subméridien correspondant aux failles normales liées à l'effondrement du Bas-Dauphiné, mieux visibles sur cette bordure occidentale (25% des accidents mesurés) (fig.146b,c).

La rosace couvrant les plateaux ardéchois et les Garrigues montre un pic majeur à 170-010 et trois pics moins importants à 045, 070-080 et 130 (fig.147). Les failles normales relativement peu nombreuses (20% de l'ensemble des failles) sont regroupées dans leur majorité dans un faisceau N-S à NE-SW. Les autres directions correspondent essentiellement au réseau de décrochements conjugués NE-SW et NW-SE, respectivement sénestres et dextres, dus au raccourcissement N-S, ainsi que pour la direction proche de E-W à des failles inverses.

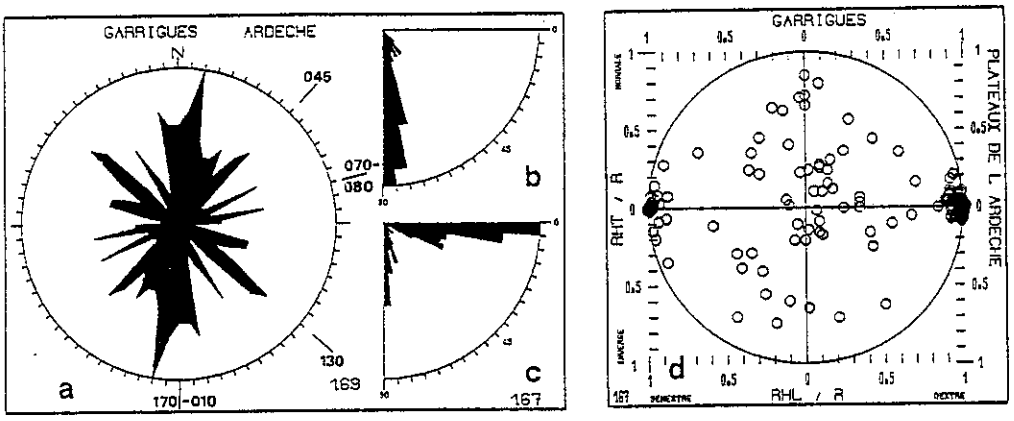


Fig. 147. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure sud-occidentale du couloir rhodanien : Garrigues, plateaux de l'Ardèche.

Sur la bordure cévenole apparaît essentiellement la direction des failles bordières du fossé d'Alès (failles normales et décrochements) : plus de 35% des failles appartiennent à la famille d'azimut 005-035. Les autres familles représentent les décrochements sénestres (050) et dextres (130-145) de la compression N-S. Plus de 55% des accidents ont un plongement compris entre 45° et 70° et correspondent aux nombreuses failles normales liées à l'effondrement du fossé (fig.148b,c).

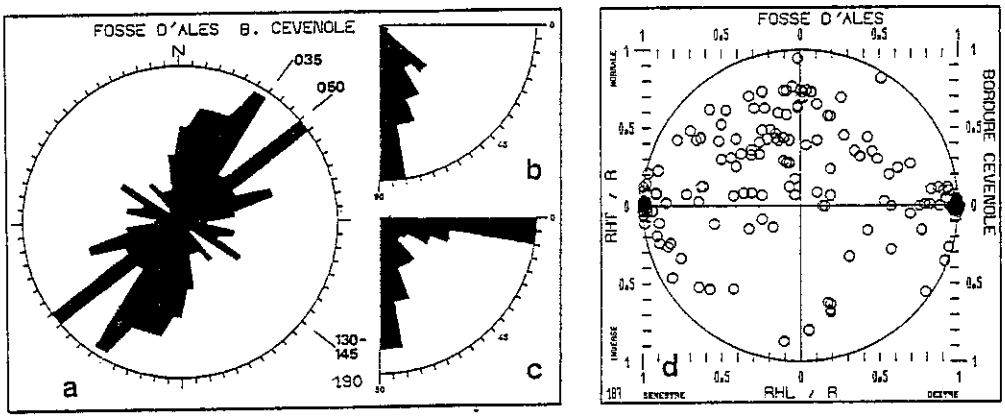


Fig. 148. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure cévenole.

Les rosaces "Alpilles" et "Comtat Venaissin" ont une allure identique avec trois directions principales : 000-010, 035-050 et 150-165. Un pic supplémentaire à 090-110 dans les Alpilles y représente une famille de failles normales. Celles-ci, tant E-W que N-S sont par ailleurs bien développées dans ce massif où elles représentent 30% de la population de failles mesurées (fig.149b,c).

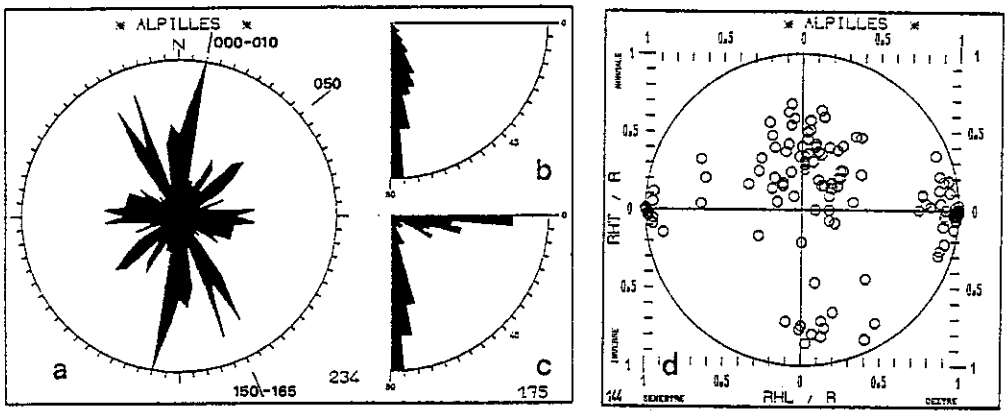


Fig. 149. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Massif des Alpilles.

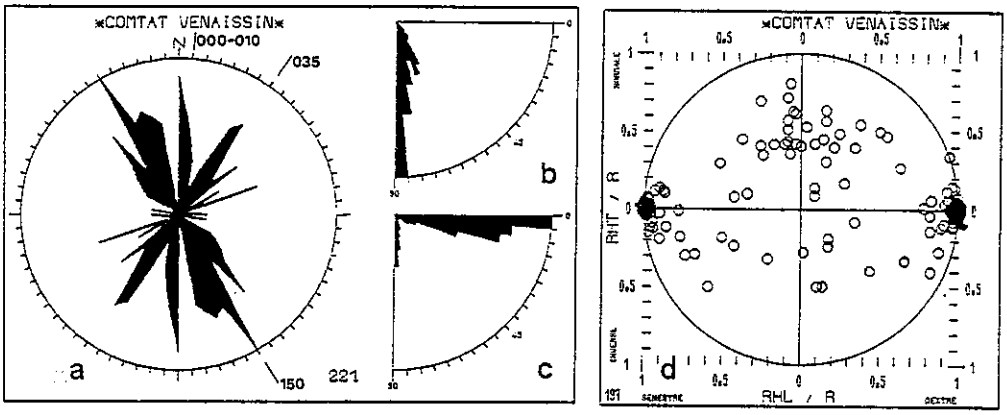


Fig. 150. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure sud-orientale du couloir rhodanien : Comtat Venaissin.

Les stylolites sont relativement peu nombreux dans la région. Par contre les fentes de tension abondantes, en particulier dans la bordure cévenole et les Alpilles, ont permis de caractériser plusieurs directions de raccourcissement (fig.151). La plus importante est la direction subméridienne qui, à l'exception du Comtat Venaissin, est marquée partout par un pic majeur d'azimut 170-015 (de 40 à 65% des mesures selon les régions). Une compression N135 semble exister en rive gauche du Rhône, où elle marque d'ailleurs le pic principal sur la rosace "Comtat Venaissin". Enfin, de petits pics autour de E-W (075 à 100) témoignent d'un raccourcissement tant en rive gauche qu'en rive droite du Rhône.

c) Cinématique des déformations dans le bassin du Bas-Dauphiné et ses bordures : Royans, Vivarais.

Le bassin du Bas-Dauphiné ou bassin de Valence s'étend sur une soixantaine de kilomètres de long dans le sens N-S. Il s'arrête au Nord vers Beaurepaire et se relève fortement vers le Sud. Large d'une quinzaine de kilomètres, il est bien délimité latéralement et ses rebords abrupts, correspondant à des failles normales subméridiennes, ont été mis en évidence par la géophysique (J. Goguel, 1948) : à l'Ouest, de grandes cassures, sous les alluvions du Rhône, longent le Massif Central. Des fractures subméridiennes (N20-25), à pendage moyen à fort vers l'Est, se manifestent également en surface dans les

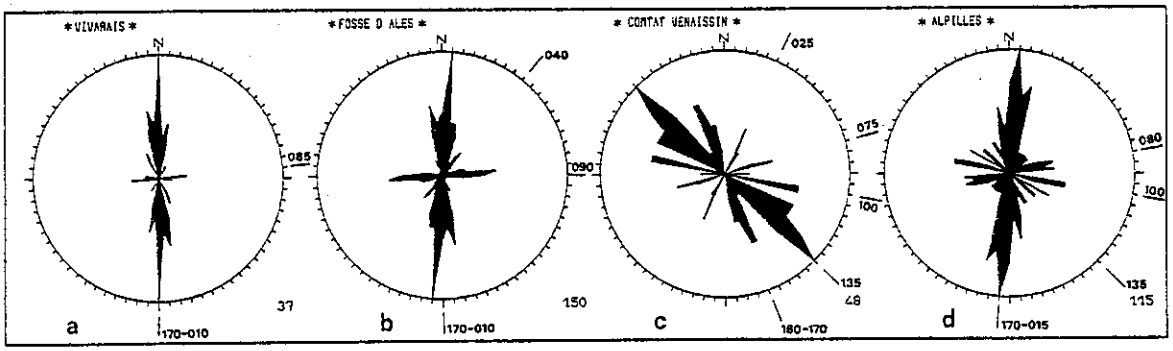


Fig. 151. - Rosaces de fréquence des fentes de tension mesurées sur les bordures du couloir rhodanien.

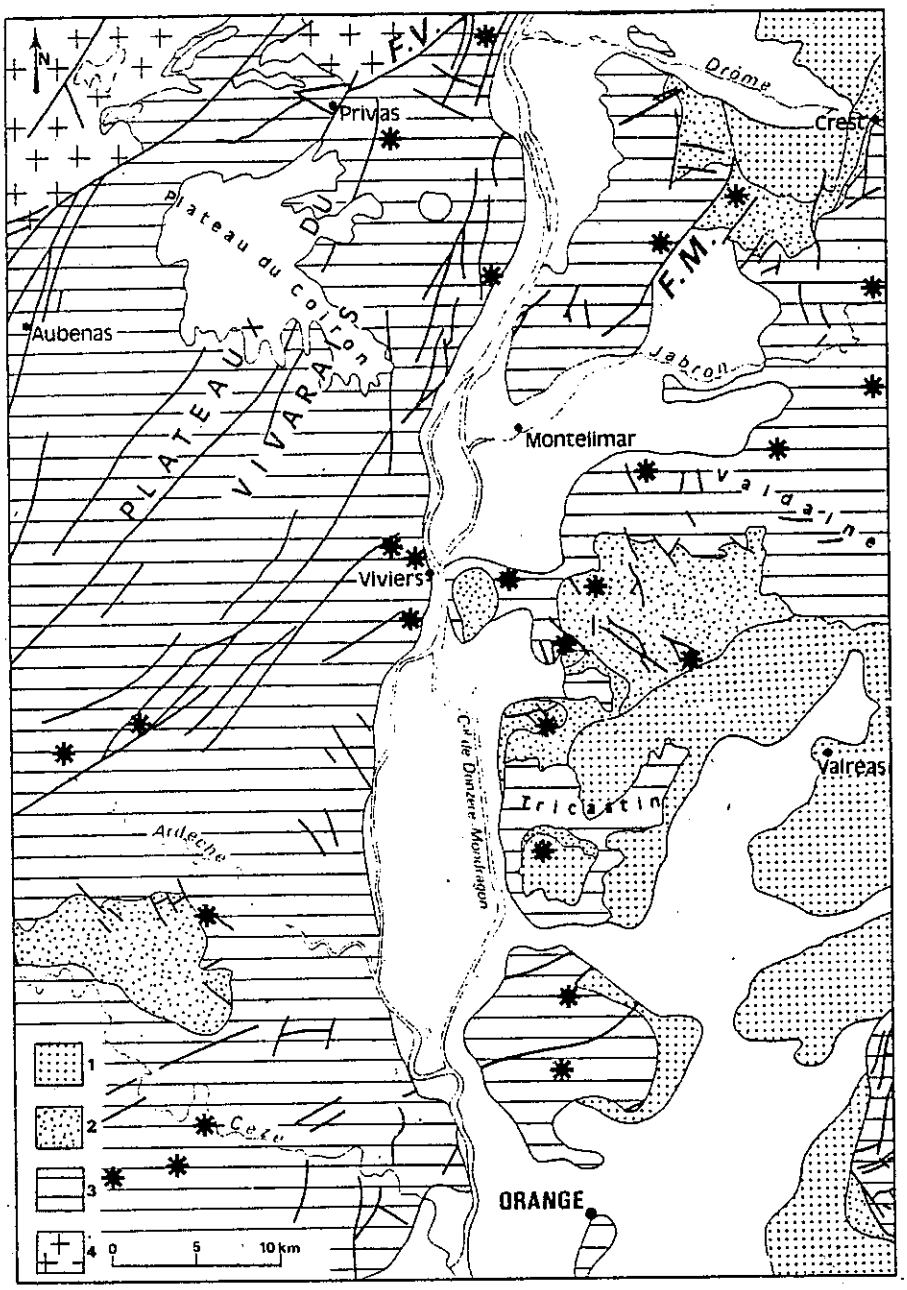


Fig. 152. - Schéma structural de la partie septentrionale du couloir rhodanien: du bassin du Bas-Dauphiné au seuil de Montélimar-Orange.

1, Miocène; 2, Eocène-Oligocène; 3, Mésozoïque; 4, Cristallin . Astérisques: principaux sites de mesures. F.M. : Faille de Marsanne, F.V. : Faille de La Voulte.

buttes calcaires de Crussol. A l'Est, la zone de faille ou de flexure qui limite le bassin est moins bien connue car elle a été ultérieurement déformée et chevauchée par le front des chaîne subalpines. Le dépôt de l'Oligocène s'est effectué sur un paléo-relief fortement accidenté, il présente de grandes variations d'épaisseur et de faciès (brèches et conglomérats sur les bords de la fosse, faciès saumâtres avec niveaux de gypse ou de sel au centre). Sa puissance est de l'ordre de 1 000 à 2 000 mètres. Le Miocène marin, largement transgressif, est caractérisé par une sédimentation sableuse monotone sur 200 à 600 mètres d'épaisseur.

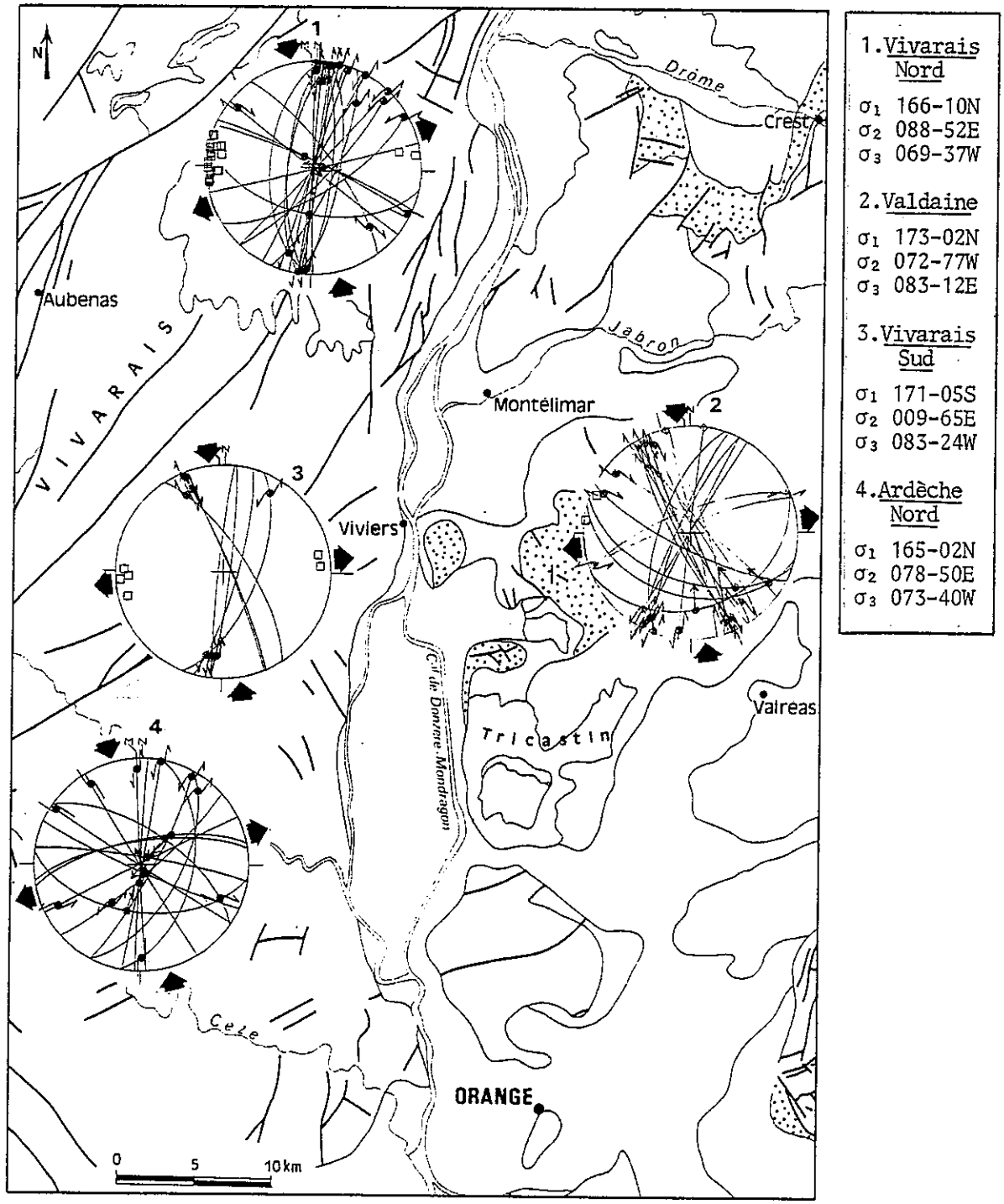


Fig. 153. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du couloir rhodanien septentrional: compression N-S.

En pointillé: Oligocène à l'affleurement.

Au Sud du bassin de Valence, le bassin de Crest comprend, comme ce dernier, deux ensembles sédimentaires tertiaires : 1'un continental et oligocène, 1'autre marin et miocène. L'Oligocène continental repose sur des termes variés du Crétacé, son épaisseur avoisine 450 m et la nature de la sédimentation traduit la succession de périodes de mobilité et de repos. Pour G. Demarcq (1973) il doit être "présent en profondeur entre Crest et Valence". Le bassin du Bas-Dauphiné incluerait donc le bassin de Crest. La sédimentation marine succède sans discordance notable à ces dépôts continentaux.

1) Compression N-S.

Sur la bordure orientale du bassin de Valence, dans le **Vercors**, cet épisode se manifeste essentiellement par un faisceau de failles NNE-SSW à NE-SW à jeu sénestre, dont la plus importante est la faille de Presles de direction N25. M. Arnaud (1973) a évalué l'ampleur du déplacement sénestre le long de cette faille à 5 km, J. Boudon *et al.* (1976) l'ont interprétée comme une fracture R de Riedel liée à une dislocation profonde N50.

Encadrant au Sud-Est le bassin de Crest, les premiers chaînons du Diois montrent des plis E-W résultant de cette même phase de compression N-S. A la terminaison méridionale du bassin, le **massif de la forêt de Marsanne** a été affecté par une tectonique cassante dont l'accident majeur est la faille de Marsanne (fig.152) de direction NE-SW : son jeu principal a abaissé le compartiment sud-est, mais de nombreuses failles de même direction dans ce massif montrent un jeu sénestre antérieur à ce jeu en faille normale. L'analyse de ces populations de failles indique toujours des contraintes principales maximale et minimale horizontales respectivement N-S (azimut moyen 170) et E-W.

A l'Ouest, le bassin du Bas-Dauphiné est limité par le **Vivarais** calcaire, séparé des terrains anciens granitiques et métamorphiques par la grande faille de La Voulte (fig.152) d'azimut 040-050, accident d'effondrement vertical dont l'action est sensible depuis le Jurassique et dont le rejet dépasse 600 m. Dans cette région, de nombreux accidents ont joué en décrochements conjugués dextres NW-SE et sénestres NE-SW et NNE-SSW, ces derniers étant les plus développés (fig.153). Le régime tectonique était alors caractérisé par une contrainte compressive horizontale (σ_1) proche de N-S (azimut moyen 170) et une contrainte minimale σ_3 également horizontale et E-W ; de nombreuses fentes de tension subméridiennes témoignent également de cette compression.

2) Distension E-W.

En liaison avec les failles d'effondrement oligocènes du bassin de Valence, on trouve dans le **Vercors** une fracturation subméridienne bordant de petits fossés à remplissage sableux éo-oligocène. L'état de contrainte correspondant est caractérisé par une contrainte principale maximale (σ_1) verticale et une contrainte principale minimale

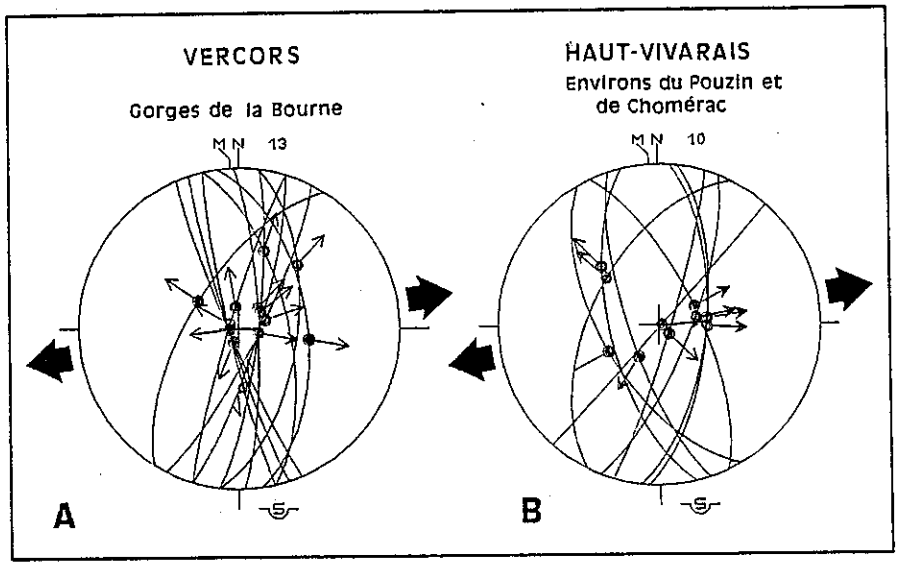


Fig. 154. - Analyse de populations de failles normales affectant les calcaires urgoniens des gorges de la Bourne (Vercors) et les calcaires du Kimméridgien du Haut-Vivarais : distension E-W.

horizontale et E-W (azimut 080) (fig.154 A). La faille de Marsanne a joué à cette époque en faille normale ; un dernier rejeu a affecté les terrains oligocènes du bassin, mais non les formations néogènes.

Dans le **Vivarais** calcaire, la structure monoclinale est effondrée progressivement vers la vallée du Rhône par le rejeu de la faille de La Voulte et des autres accidents NNE-SSW. La direction d'extension caractérisée par ces accidents était, là aussi, proche de E-W (azimut 080) (fig.154 B). On peut également observer dans les buttes de Crussol des miroirs de failles d'azimut 020-025 portant fréquemment deux familles de stries : l'une subhorizontale indiquant un jeu sénestre, l'autre postérieure, subverticale et caractéristique d'un mouvement normal.

Il convient de remarquer qu'ici, comme dans le Fossé rhénan, la direction d'extension est la même lors de l'épisode décrochant et lors de l'épisode distensif qui lui succède, la différence entre ces deux états de contrainte se ramenant à une permutation $\sigma_1 - \sigma_2$.

3) Compression NE-SW.

En rive gauche du Rhône cet épisode compressif réactive les accidents N-S à NNE-SSW du Royans en coulissements dextres. C'est sans doute la seule manifestation de cet épisode peu sensible dans cette région et qui n'a pratiquement pas laissé de traces à l'Ouest du bassin du Bas-Dauphiné.

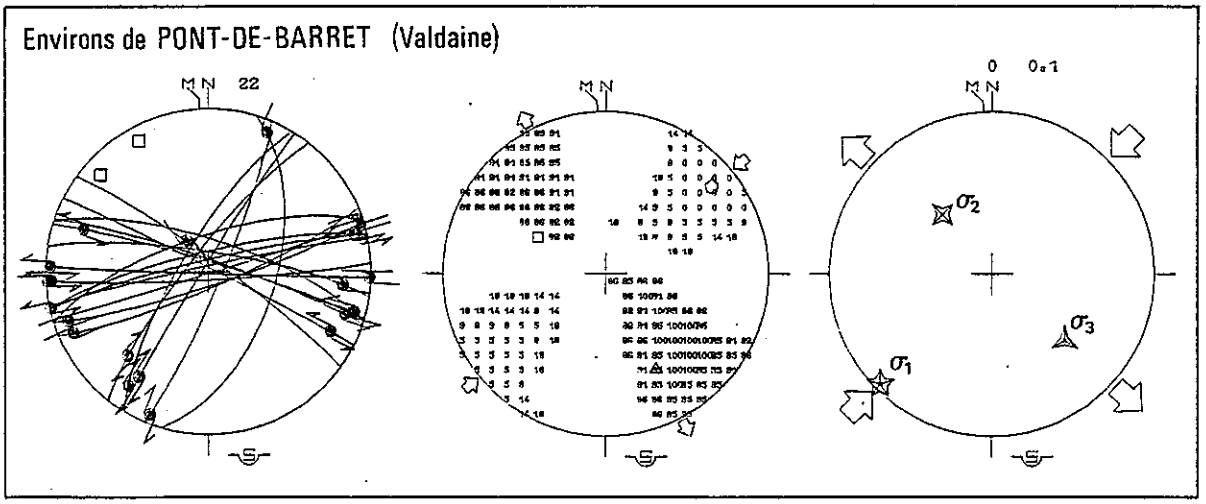


Fig. 156. - Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires barrémo-bédouliens dans les environs de Pont-de-Barret (Valdaine) : compression NE-SW.

4) Compression E-W.

D'âge fini ou post-miocène, c'est la phase majeure de la bordure orientale du bassin du Bas-Dauphiné où les sédiments miocènes sont fortement redressés alors que, dans le bassin lui-même, les formations molassiques sont subhorizontales. Dans le **Royans**, le Miocène est impliqué dans les plis d'axes subméridiens et la bordure du massif est venue chevaucher le bassin molassique. Les failles antérieures ont été remobilisées lors de cette compression et ont rejoué en décrochements sénestres NW-SE à NNW-SSE et dextres ENE-WSW comme c'est le cas par exemple pour la zone faillée de l'Isère (N65). Dans le **Vivarais**, il n'y a pas eu de plissement, les accidents antérieurs rejouent également avec un mouvement sénestre (NW-SE) ou dextre (E-W) suivant leur orientation (fig.155).

L'analyse de ces failles indique que le champ de contrainte sur les bordures orientale et occidentale du Bassin du Bas-Dauphiné était caractérisé par une contrainte compressive horizontale (σ_1) proche de E-W (azimut moyen 105-110). Il faut enfin signaler l'existence dans les calcaires du Vivarais de failles normales d'azimut 090-100 indiquant une distension N-S. Il n'a pas été possible de la dater mais d'après les superpositions de

stries sur les miroirs, elle pourrait être située entre la compression NE-SW et la compression E-W. On peut peut-être la lier aux manifestations volcaniques des Coirons dont les coulées les plus anciennes sont d'âge miocène supérieur (G. Kieffer, 1980).

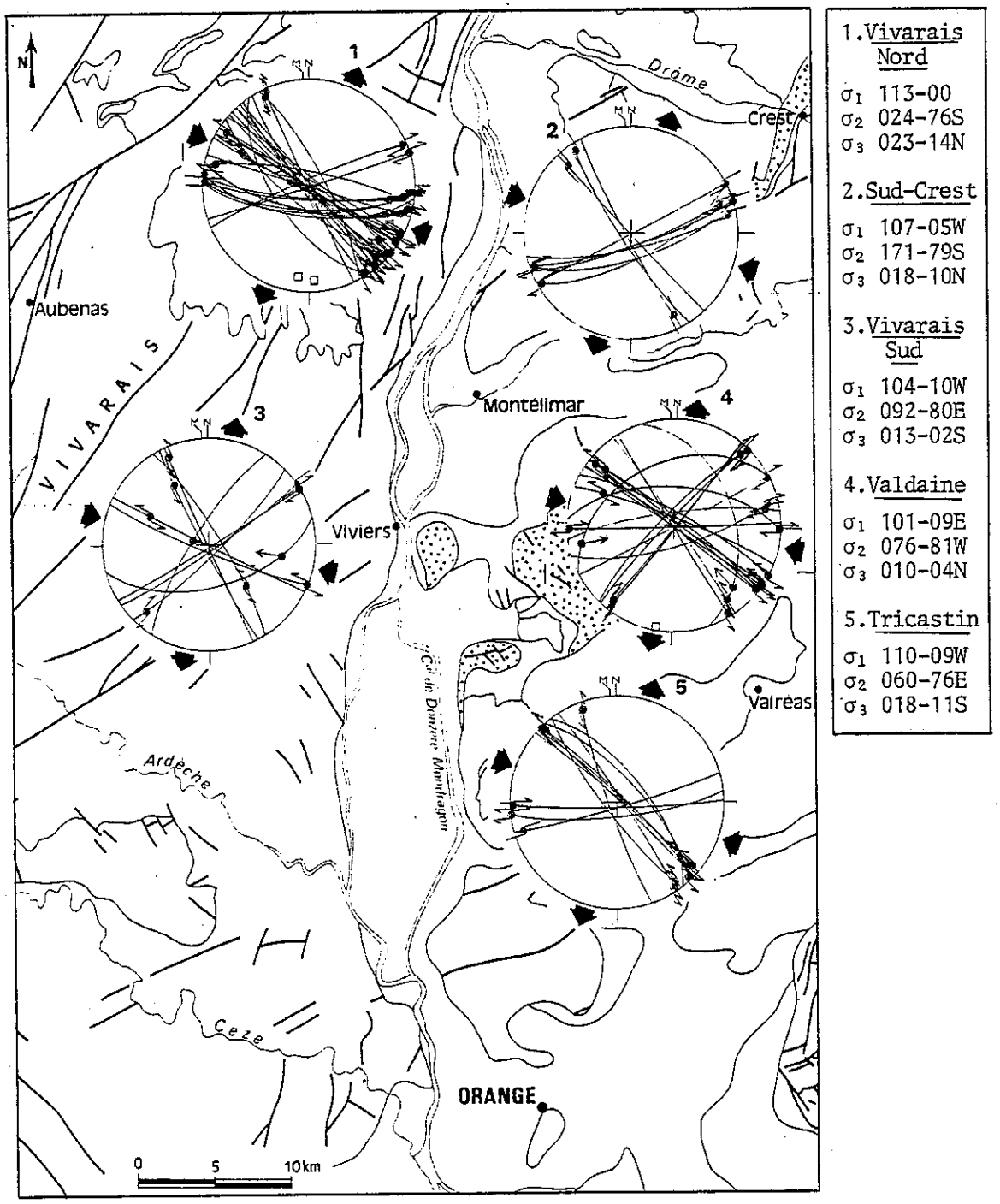


Fig. 155. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du couloir rhodanien septentrional : compression ESE-WNW.

d) **Cinématique des déformations dans le seuil de Montélimar-Orange.**

L'analyse des populations de failles permet de reconnaître dans cette région la succession de trois épisodes tectoniques compressifs. Il n'y a pas de trace de la distension oligocène sauf à proximité du fossé d'Alès avec le rejeu en failles normales d'accidents N30 à N60 ; des flexures et basculements de couches ont été observés dans le secteur de Vallon-Pont-d'Arc par R. Guerin (1973), à la terminaison septentrionale du fossé.

1) Compression N-S (fig.153).

En rive gauche du Rhône, la Valdaine a été peu affectée par les déformations cassantes, il y règne une tectonique souple dominée par les plis E-W de la phase pyrénéo-provençale. On peut cependant observer dans les calcaires urgoniens des décrochements sénestres NNE-SSW et dextres NW-SE caractéristiques d'une compression subméridienne. En rive droite du Rhône, les effets de cette compression N-S se traduisent dans les plateaux de l'Ardèche et de la Cèze par des plis de grande longueur d'onde, kilométriques à plurikilométriques, d'axe E-W (fig.2), mais, d'une manière générale, l'Urgonien s'est peu plissé et a réagi de façon essentiellement cassante avec des failles inverses E-W et des décrochements sénestres NE-SW et dextres NW-SE.

L'état de contrainte, identique à celui qui régnait dans le Bas-Dauphiné, était caractérisé par une contrainte compressive horizontale subméridienne (azimut moyen 165-170).

2) Compression NE-SW.

Cet épisode, non reconnu en rive droite du Rhône, est bien marqué en Valdaine et dans le Tricastin. C'est le cas par exemple à La Garde-Adhémar où les calcaires chattiens sont affectés par des décrochements dextres N30 et sénestres N90 ; ces décrochements n'affectent pas les terrains burdigaliens qui sont par ailleurs nettement discordants. On rencontre d'une façon générale cette phase sur toute la rive gauche de la vallée du Rhône (cf. infra), mais c'est le seul secteur où il a été possible de la caler stratigraphiquement ; il est permis de penser que ses manifestations sont de même âge dans toute la région.

Dans les terrains crétacés cet épisode peut faire rejouer des accidents antérieurs, il se traduit par des décrochements dextres NNE-SSW et sénestres ENE-WSW à ESE-WNW (fig.156). L'analyse de ces populations de failles, tant dans les terrains oligocènes que mésozoïques indique toujours une contrainte principale maximale horizontale NE-SW.

3) Compression E-W (fig.155).

Dans les plateaux de l'Ardèche et de la Cèze, cette compression est peu marquée avec essentiellement des rejeux d'accidents NE-SW et sénestres NW-SE. R. Guerin (1973) lui a attribué quelques plis d'axe N-S d'amplitude décamétrique déformant parfois les structures antérieures. En Valdaine comme dans le Tricastin, ce raccourcissement E-W fait rejouer les accidents NE-SW à ENE-WSW avec un mouvement dextre et ceux NW-SE avec un mouvement sénestre, définissant un état de contrainte caractérisé, comme dans le Vercors, par une contrainte principale maximale (σ_1) horizontale et E-W (azimut 100-110) et une contrainte principale minimale, également horizontale N-S. La partie orientale de la Valdaine a été replissée pendant cet épisode, selon des plis d'axes N-S bien développés plus à l'Est dans le Diois.

e) Cinématique des déformations dans le fossé d'Alès et la bordure cévenole.

Le fossé d'Alès s.s. constitue une longue dépression NNE-SSW, large d'environ 6 km, limitée à l'Ouest par la faille (ou zone faillée) des Cévennes et à l'Est par la faille de Barjac (fig.157). Les formations continentales du Tertiaire ont débuté par des dépôts fluvio-lacustres éocènes discordants sur les grès du Crétacé supérieur ; au Bartonien inférieur et moyen s'est déposé un complexe détritique, puis au Bartonien supérieur, une importante série marno-calcaire lacustre. Les grès de Célas (Sannoisien supérieur), reposant en légère discordance sur la formation précédente, disparaissent vers le Nord par biseau stratigraphique. Enfin le fossé a été comblé à l'Oligocène par une série continentale marneuse ou conglomératique de 400 à 600 m d'épaisseur.

Au Sud du fossé d'Alès s'étend le bassin de Saint-Chaptes, largement ouvert dans sa partie médiane, réduit à un sillon vers le Sud. L'Eocène y correspond à des dépôts continentaux (séries détritiques marno-sableuses et gréseuses, calcaires lacustres). L'Oligocène débute également par des formations détritiques puis est représenté (Oligocène moyen et supérieur) par 100 à 200 m de dépôts marneux et conglomératiques. Au Sud-Est, il repose en discordance sur le Néocomien des Garrigues de Nîmes.

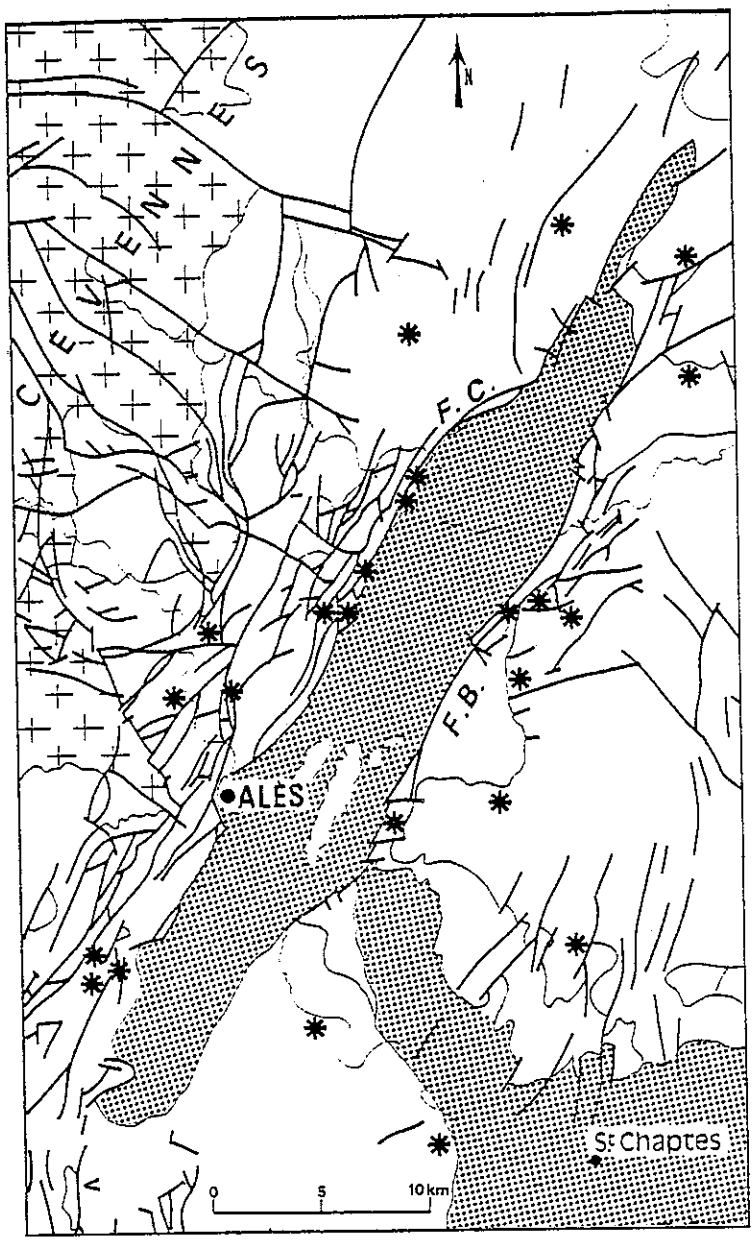


Fig. 157. - Le fossé d'Alès dans son cadre structural.

En pointillé: remplissage oligocène du fossé d'Alès et des bassins de St Chaptes et Sommières. Astérisques: principaux sites de mesures. F.B. : Faille de Barjac, F.C. : Faille des Cévennes.

Vers le Sud-Ouest, le **bassin de Sommières** fait suite au bassin de Saint-Chaptes, avec des séries éocènes identiques ; l'Oligocène inférieur détritique est nettement discordant sur les formations sous-jacentes. L'Oligocène supérieur lacustre s'est déposé dans de petits bassins plus ou moins isolés les uns des autres, sous forme de brèches, conglomérats, calcaires et marnes. La transgression burdigalienne a envahi le bassin de Sommières où s'est déposée en discordance une molasse zoogène calcaréo-marneuse.

Entre le fossé d'Alès et les Cévennes cristallines, le domaine connu sous le nom de bordure cévenole est une zone de quelques kilomètres de large, où affleure principalement du Jurassique. Les accidents cévenols (N30) s'y sont déjà fait sentir pendant la sédimentation mésozoïque (J.P. Bourseau et S. Elmi, 1980). L'analyse des mécanismes cassants a permis d'y distinguer 4 épisodes tectoniques ayant remobilisé les accidents au cours du Tertiaire.

1) Compression N-S (fig.158).

Des structures complexes caractérisent, dans le domaine cévenol, la phase pyrénéo-provençale : failles inverses jalonnées de Trias, coins extrusifs, plis, schistosité dans les séries marneuses... (M. Séguret et F. Proust, 1965). F. Arthaud et M. Mattauer (1969) ont, les premiers, mis en évidence le jeu en décrochement sénestre de nombreuses failles de direction cévenole à l'Eocène supérieur. Y. Bodeur (1976) a évalué l'amplitude du rejet horizontal à environ 17 km, à partir du décalage des faciès récifaux du Portlandien ; il estime que le jeu est probablement postérieur à l'Eocène moyen et antérieur à l'Oligocène moyen.

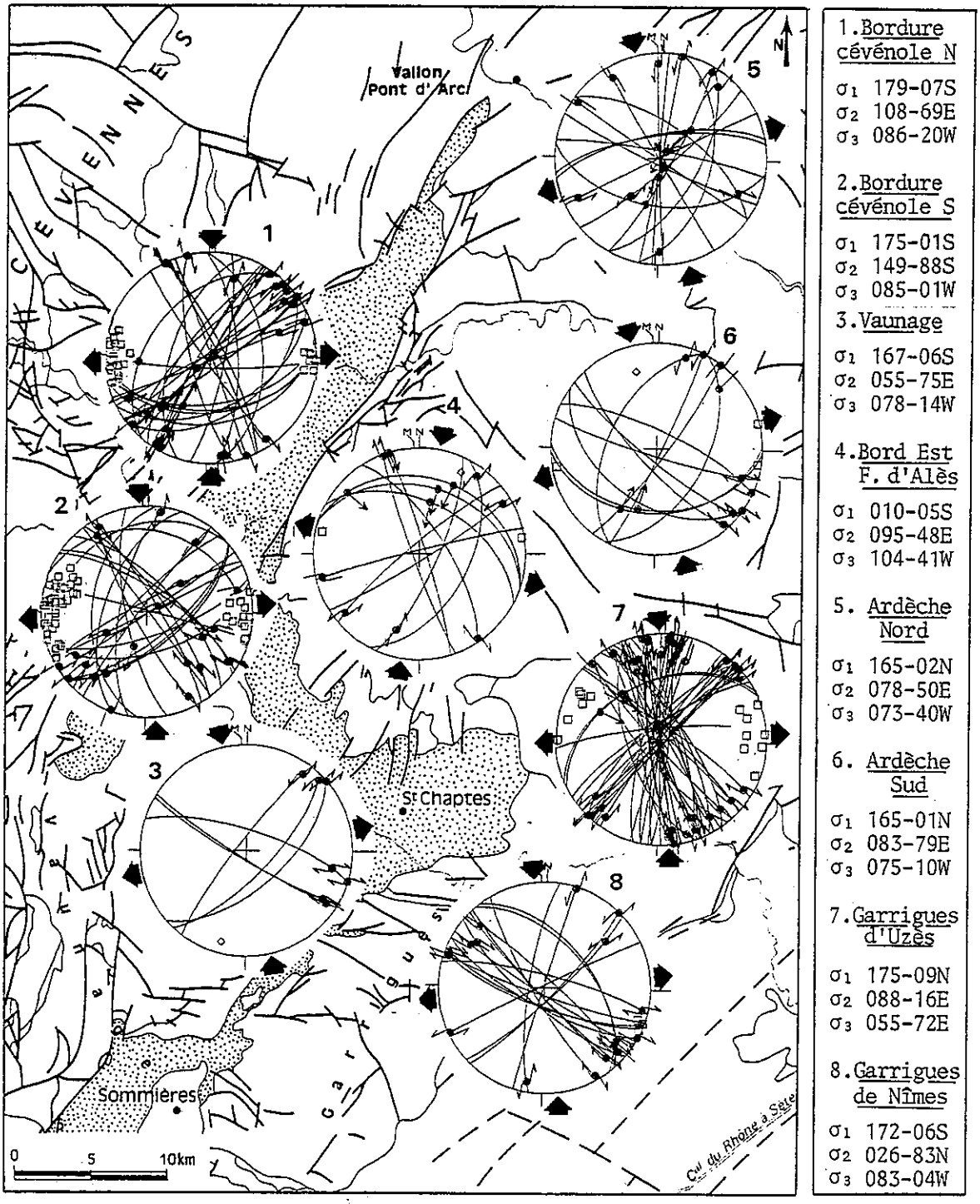


Fig. 158. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé d'Alès : compression N-S.

Les stries portées par les miroirs de faille NNE-SSW à NE-SW ont effectivement une inclinaison faible et indiquent un mouvement sénestre. De nombreux miroirs porteurs de stries superposées montrent l'antériorité du jeu sénestre par rapport à des jeux normaux ou dextres. Plusieurs décrochements conjugués dextres NW-SE à NNW-SSE fonctionnent également à la même époque, en particulier au Sud du fossé d'Alès, dans la zone de raccord avec le bassin de Saint-Chaptes où on peut reconnaître sur les traitements d'images Landsat un système de failles NW-SE (fig.2) (F. Bergerat *et al.*, 1985b). Des failles inverses grossièrement E-W se rapportent également au même épisode compressif. Enfin, d'après F. Arthaud et M. Séguret (1981), les dépôts oligo-miocènes du bassin de Sommières masquent un décrochement pyrénéen important de direction cévenole. Cette phase fini-éocène correspond à un régime tectonique dont les contraintes principales maximale σ_1 et minimale σ_3, horizontales, sont respectivement N-S (σ_1) et E-W (σ_3).

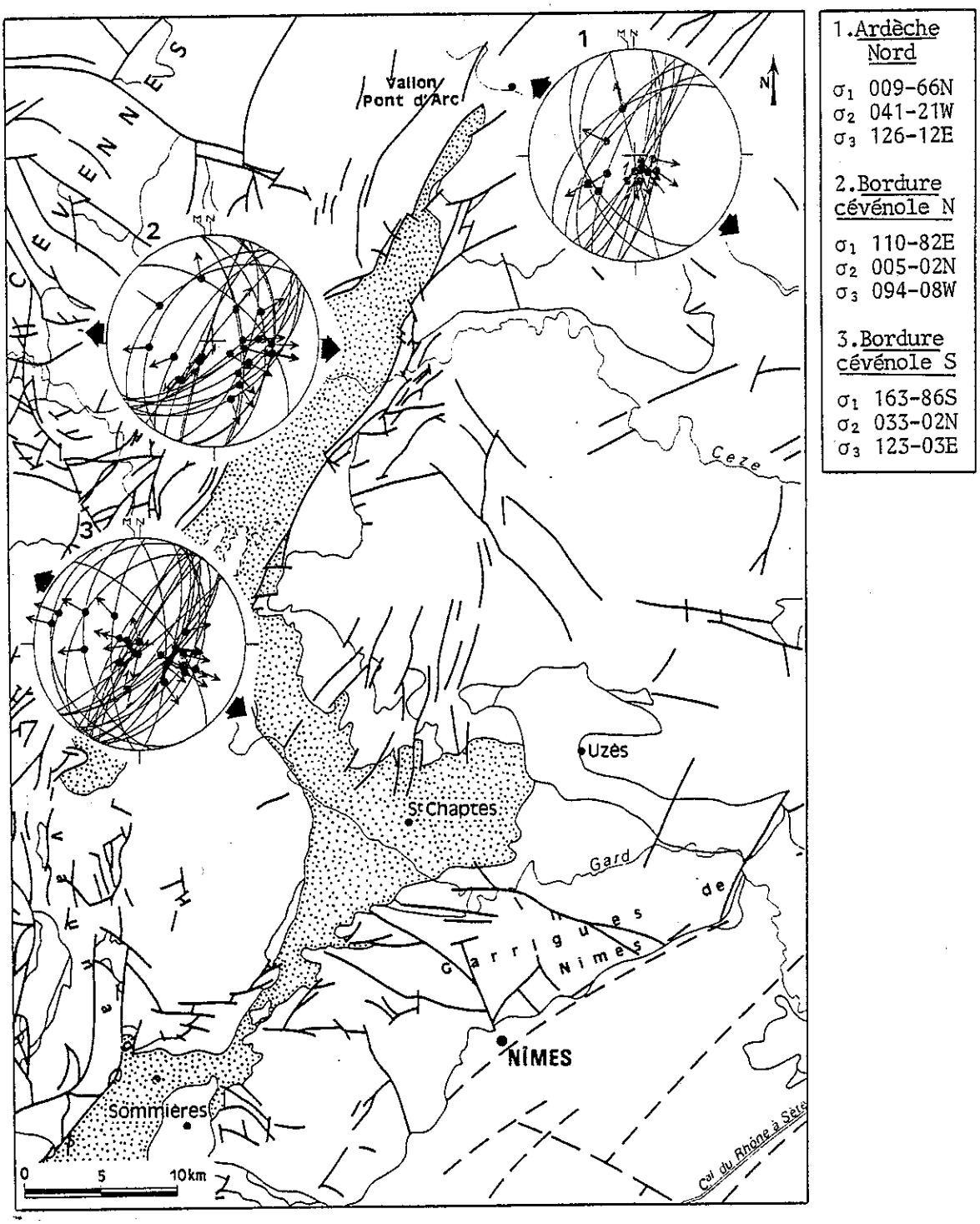
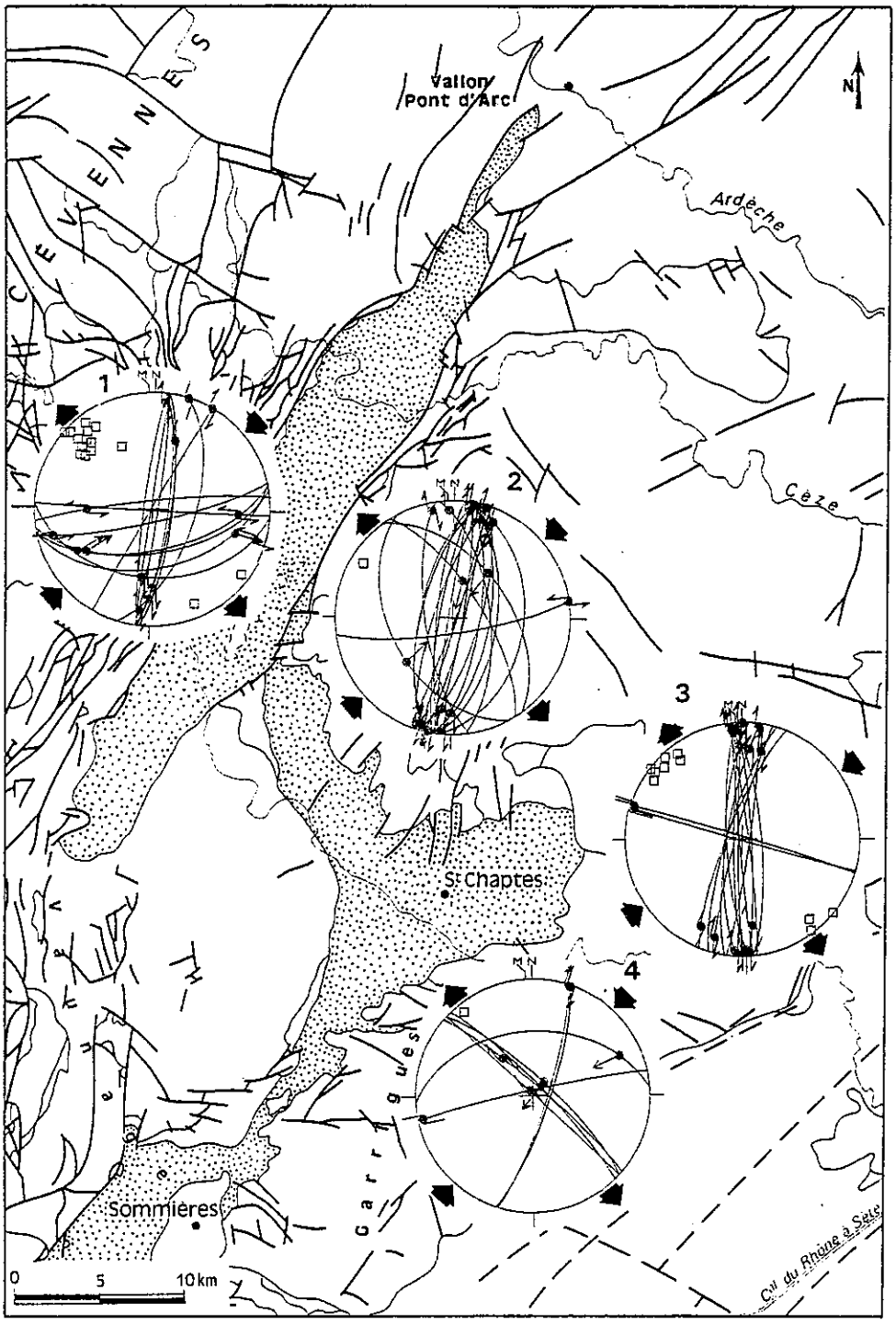


Fig. 159. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé d'Alès : distension ESE-WNW.



1. Bordure cévenole
σ_1 049-05E
σ_2 157-75S
σ_3 138-14N

2. Bord Est F.d'Alès
σ_1 050-03E
σ_2 146-65S
σ_3 139-24N

3. Garrigues d'Uzès
σ_1 055-01W
σ_2 038-89N
σ_3 145-00

4. Garrigues de Nîmes
σ_1 042-15E
σ_2 112-52W
σ_3 143-34S

Fig. 160. - Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé d'Alès : compression NE-SW.

2) Distension ESE-WNW(fig.159).

L'étude du remplissage oligocène du fossé d'Alès montre le jeu quasi-permanent de la faille des Cévennes, pendant cette période : elle déterminait des reliefs importants, sans cesse rajeunis, produisant au Nord une sédimentation bréchique et au Sud des klippes sédimentaires de grande taille venant s'intercaler dans les sédiments oligocènes. Les observations faites par J. Paquet (1960), le long de la partie septentrionale de cette faille, lui ont permis de distinguer deux types d'accidents : l'un subvertical, l'autre incliné à 45°E. Pour G. Duée et J. Paquet (1960), le complexe faillé cévenol est" un accident de surélévation des Cévennes cristallines postérieur à la tectonique éocène et individualisé par la suite en accident effondrant vrai du fosé d'Alès". L'observation des

miroirs de ces accidents, et surtout de ceux subverticaux, montre bien la superposition de stries d'inclinaison faible caractérisant un premier jeu en décrochement sénestre et de stries verticales indiquant un rejeu en faille normale, attribuable à la distension oligocène. L'analyse des populations de failles indique que le champ de contrainte était alors caractérisé par une extension σ_3 horizontale, en moyenne ESE-WNW, et une contrainte maximale σ_1 verticale.

Le bassin de Sommières est également limité à l'Ouest par un accident de direction NE-SW, la faille de Montlaur, dont le jeu normal a débuté après le dépôt de l'Oligocène inférieur (F. Bel, 1964).

3) Compression NE-SW (fig.160).

Les manifestations de cette phase dans le domaine cévenol sont bien marquées, notamment par un rejeu dextre des accidents N30 antérieurs. Quelques fractures de direction moyenne N140 ont également rejoué, en failles inverses. Ces mouvements sont difficiles à dater avec précision dans ce secteur où manquent les dépôts tertiaires postérieurs à l'Oligocène ; cependant, partout où les superpositions de stries sont visibles, le jeu dextre est postérieur au jeu normal oligocène. Ils correspondent sans doute à la phase aquitanienne observée, en rive gauche du Rhône, dans le Tricastin. D'après l'analyse tectonique, l'état de contrainte de cette époque était défini par une compression (σ_1) NE-SW et une extension (σ_3) NW-SE, toutes deux horizontales.

4) Compression E-W.

Peu spectaculaire dans cette région, cet épisode est surtout marqué par de nombreuses fentes de tension (fig.151) recoupant les surfaces striées antérieures.

f) Cinématique des déformations dans le bassin du Bas-Rhône et le Comtat Venaissin.

La structure profonde du bassin du Bas-Rhône a été mise en évidence par les sondages pétroliers : une série de failles, de direction générale NE-SW, affectant le substratum a été reconnue (fig.161). La plus occidentale est la faille de Nîmes séparant le domaine des Garrigues de celui des Costières et qui s'étend de la Méditerranée jusqu'au massif de Gigondas. Les autres accidents lui sont à peu près parallèles : faille de Pujaut, faille de Beaucaire, à l'exception de la faille de Bellegarde de direction ESE-WNW (fig.162).

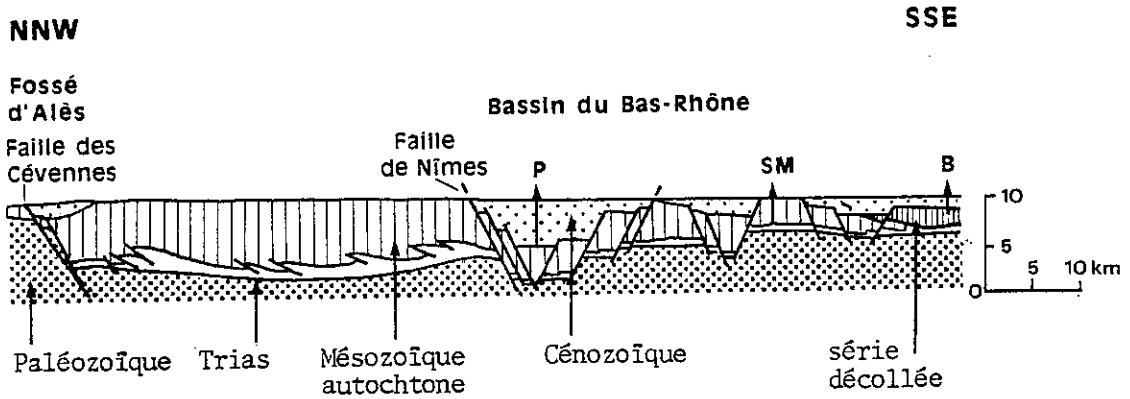


Fig. 161. - Coupe schématique du Languedoc : du Fossé d'Alès à la Méditerranée (d'après F. Arthaud et M. Séguret, 1981).

Sondages : B. Beauduc ; P. Pierrefeu ; SM : Saintes-Maries.

Ces accidents déterminent des fossés et des horsts :

- le fossé Sauveterre - Save, entre la faille de Nîmes et la faille de Pujaut
- un horst dont subsistent les reliefs résiduels que sont la Montagnette et les collines de Beaucaire et d'Avignon ;
- le fossé de Tarascon entre la Montagnette et l'extrémité occidentale des Alpilles.

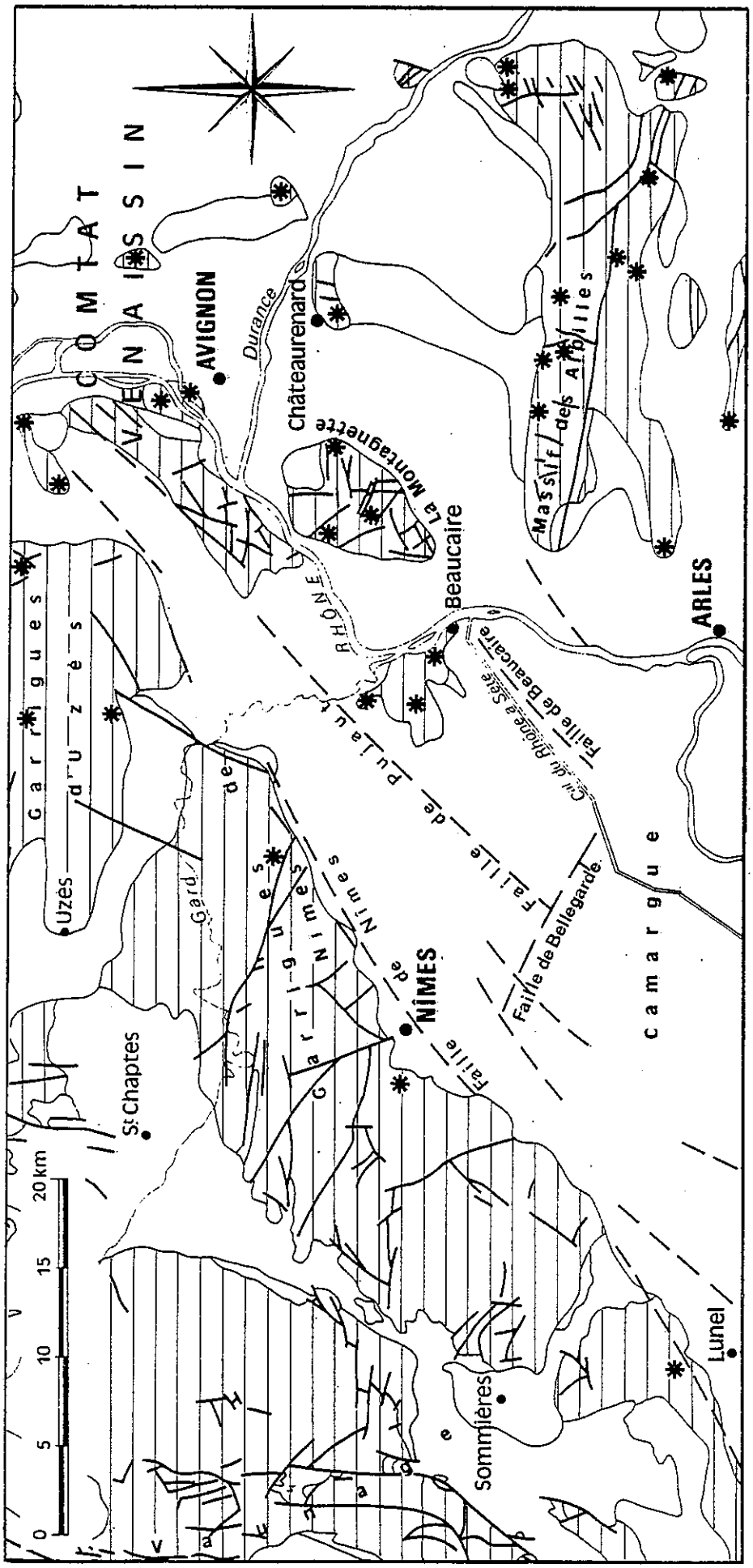


Fig. 162. - Le bassin du Bas-Rhône dans son cadre structural.
En hachuré horizontal: Mésozoïque à l'affleurement. Astérisques: principaux sites de mesures.

Au Sud de la faille de Bellegarde il n'y a plus qu'un seul fossé, le fossé des Costières, où se produit la subsidence maximale (3000 m environ).

A l'Est du bassin du Bas-Rhône, le massif le plus occidental de la provence, la chaîne des Alpilles, est formé principalement par un pli anticlinal grossièrement E-W rompu axialement par la "faille des Baux". Cette faille, élément structural majeur des Alpilles, est constituée, en fait, par la superposition de deux accidents : le plus ancien est nettement tangentiel, le plus récent, plus redressé, recoupe le premier et affecte le Burdigalien. L'anticlinal est pratiquement dépourvu de flanc sud dans sa moitié occidentale et le flanc nord chevauche vers le Sud le synclinal des Baux. Au Sud de celui-ci le synclinal de Fontvieille affecte les terrains miocènes. A son extrémité sud-est le massif est divisé en trois blocs séparés par des failles E-W : l'unité de la Patouillarde, l'anticlinal des Opies et le massif du Grand-Brays. A l'Est la chaîne est séparée du Luberon par le fossé de Cavaillon.

1) Distension N-S.

Un épisode d'extension N-S a été reconnu dans le Nord du **massif des Alpilles** (fig.163) où il est caractérisé par une population de failles normales proches de E-W (azimut 060 à 130). L'âge de cette distension est difficile à déterminer cependant il est possible que le karst établi dans les calcaires urgoniens se soit développé sur ce réseau de fractures. Une poche karstique remplie d'argilites rouges, de sables et de calcaires blancs argileux, attribués au Valdo-Fuvélien a été observée en détail dans les calcaires urgoniens d'Orgon (pl.XIII-2). La poche elle-même semble avoir une direction approximativement NW-SE, elle est située au milieu d'une zone faillée constituée de plusieurs failles normales d'azimut 090 à 115. Si le réseau karstique s'est bien établi suivant ce système de failles, l'âge de celles-ci est donc post-Barrémien et anté-Valdo-Fuvélien. Il faut noter par ailleurs que dans cette poche les bancs calcaires ont été vigoureusement plissés en un synclinal, à plan axial subvertical, dont l'axe a pu être mesuré : 076-012 W. Ce plissement, qui a été provoqué par la "fermeture" de la poche est sans doute, vu sa direction axiale, dû à la compression subméridienne pyrénéo-provençale.

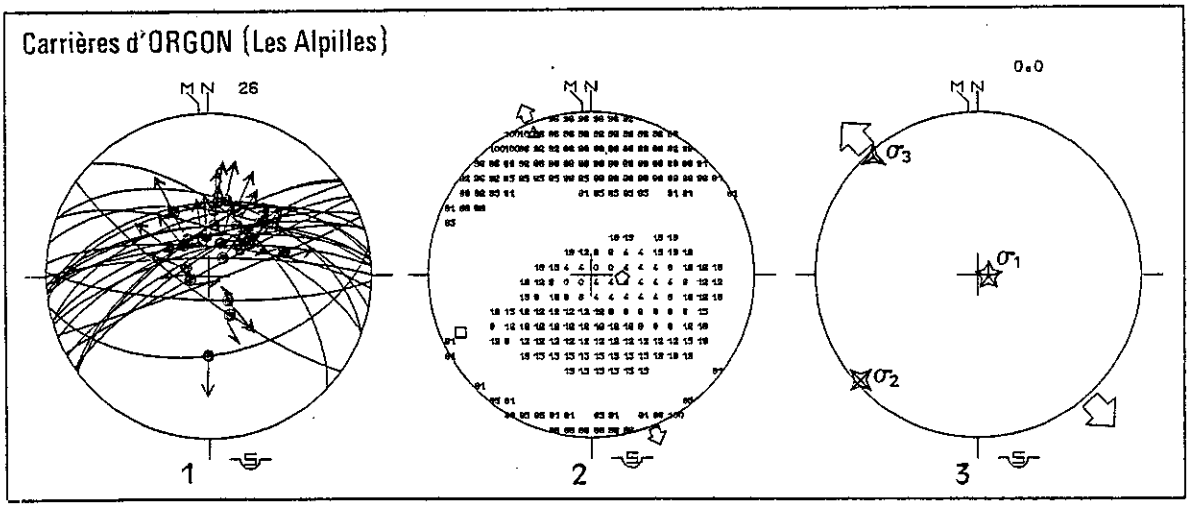


Fig. 163. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires urgoniens des carrières d'Orgon (Alpilles) : distension N-S.

2) Compression N-S (fig.164).

Bordant au Nord-Ouest le bassin du Bas-Rhône, les **Garrigues** d'Uzès, de Nîmes et de Lunel, portent essentiellement les marques de la phase pyrénéo-provençale : plis d'axe E-W parfois légèrement déversés vers le Nord et souvent accompagnés de failles inverses de même direction, décrochements NE-SW et NW-SE respectivement sénestres et dextres. J.P. Masse (1980) grâce au décalage des faciès du Barrémo-Bédoulien, a mis en évidence le long de la faille de Nîmes un jeu coulissant sénestre d'une amplitude de 40 km, mais sans donner l'âge de celui-ci. Les observations microtectoniques sur les miroirs des failles NE-SW montrent effectivement un mouvement sénestre. Une striation verticale postérieure y indique parfois un jeu normal sans nul doute lié à la phase de distension oligocène. Les

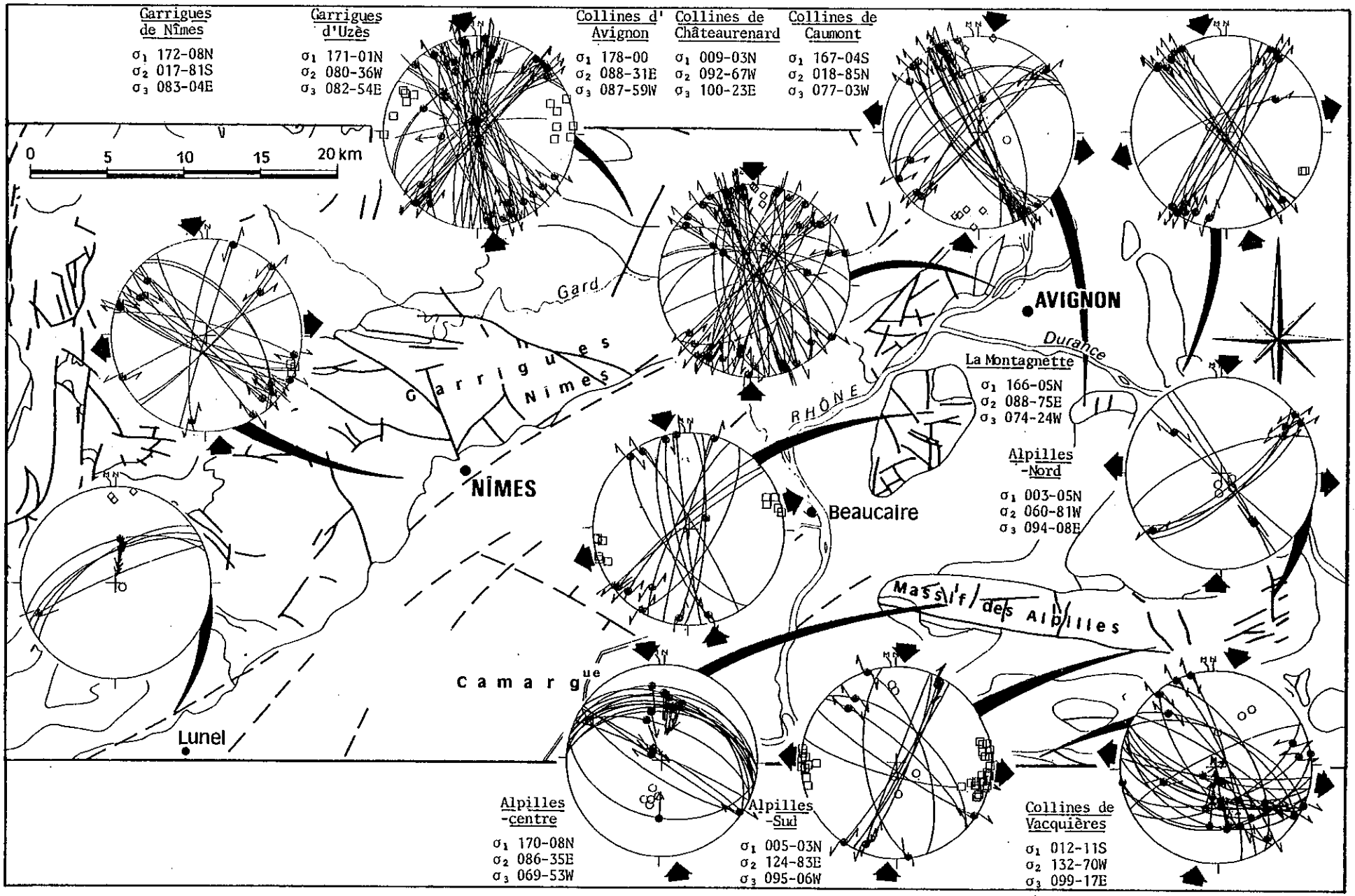


Fig. 164. - Analyse microtectonique de la fracturation du Bas-Rhône : compression N-S.

mouvements sénestres peuvent donc être attribués, au moins pro parte, à la phase "pyrénéo-provençale" d'âge éocène supérieur. Des décrochements sénestres de même direction sont d'ailleurs connus lors de cette phase, plus à l'Ouest, dans le Languedoc (F. Arthaud et M. Mattauer, 1969).

Les mêmes familles d'accidents conjugués affectent les collines émergeant de la plaine alluviale du Rhône : Montagnette et collines d'Avignon et de Beaucaire. L'analyse microtectonique indique que le champ de contrainte était caractérisé par des contraintes principales maximale et minimale, horizontales respectivement N-S (σ_1) et E-W (σ_3) ; de nombreux stylolites à pics horizontaux à peu près N-S témoignent par ailleurs de cette compression subméridienne. Plus à l'Est, cette phase est soulignée par la discordance de l'Oligocène de Montmirail sur les terrains antérieurs et par le développement de plis et d'un diapirisme dans le massif de Suzette (R. Brasseur, 1962).

Dans le **massif des Alpilles** enfin, cette phase est classiquement responsable de l'ébauche des plis d'axe E-W. Au Sud des Alpilles proprement dites, une nappe de couverture s'est mise en place du Sud vers le Nord, la klippe de Mouriès en représente le front d'érosion. Le synclinal de Maussane, autochtone, a été fortement déformé, sous le passage de la nappe (plis isopaques dysharmoniques). Il faut cependant noter qu'une seconde phase de compression également subméridienne affectant les terrains burdigaliens et helvétiens a été attribuée au Ponto-Pliocène (cf. notices des cartes géologiques à 1/50 000 : Châteaurenard et Eyguières). Elle a déterminé des plis comme le synclinal de Fontvieille, des cisaillements et l'apparition de décrochements NW-SE et NE-SW ainsi que le second jeu de la faille E-W des Baux.

Il est très délicat, dans ces conditions, d'attribuer à la seule phase pyrénéo-provençale les systèmes de décrochements conjugués, les nombreuses failles inverses ou les fentes de tension mesurées dans les calcaires mésozoïques. On peut, dans certains cas, établir une chronologie : de nombreuses fentes de tension subméridiennes par exemple, sont soit basculées avec les couches comme dans les calcaires rognaciens au Destet, soit remobilisées ultérieurement en décrochements, par exemple dans les calcaires berriasiens au Nord d'Aureille ou dans l'ancienne carrière de Rognacien sur la N7 entre Orgon et Plan d'Orgon. L'appartenance de ces fentes à la première phase de compression ne fait alors pas de doute. C'est probablement aussi le cas pour les failles inverses E-W accompagnées de nombreux jeux bancs sur bancs, observables par exemple dans les calcaires du Barrémien au Sud des Antiques de Saint-Rémy-de-Provence (fig.165). Malheureusement, il ne s'agit là que d'observations ponctuelles et la majorité des stations de mesures étant situées dans des calcaires subtabulaires, il a été impossible, dans la plupart des cas, de distinguer l'une de l'autre ces deux phases. Il est d'ailleurs très probable que les accidents éventuellement créés lors de la première phase de compression subméridienne et en particulier les décrochements ont été remobilisés avec pratiquement les mêmes jeux durant la seconde phase caractérisée par le même état de contrainte.

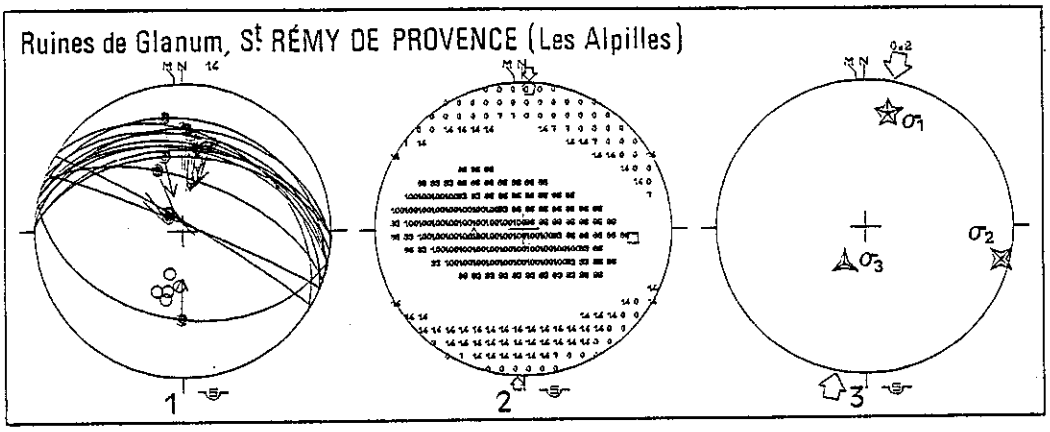


Fig. 165. - Analyse d'une population de failles inverses et de jeux bancs sur bancs affectant les calcaires du Barrémien vers St-Rémy-de-Provence (Alpilles) : compression N-S.

3) Distension NE-SW à E-W.

Durant tout l'Oligocène se sont produits des rejeux normaux des grands accidents SW-NE, liés à la formation du fossé du Bas-Rhône. Malgré la proximité de ces accidents, et en particulier de la faille de Nîmes, les Garrigues ne sont que peu affectées par cette tectonique des failles normales.

Les collines émergeant de la plaine alluviale du Rhône montrent un certain nombre de failles de direction N-S à NE-SW ayant joué ou rejoué en failles normales. D'après l'analyse de ces failles dans les collines d'Avignon, cette phase correspond à un régime tectonique dont la contrainte compressive maximale (σ_1) est verticale et la contrainte minimale (σ_3) horizontale NW-SE (fig.166).

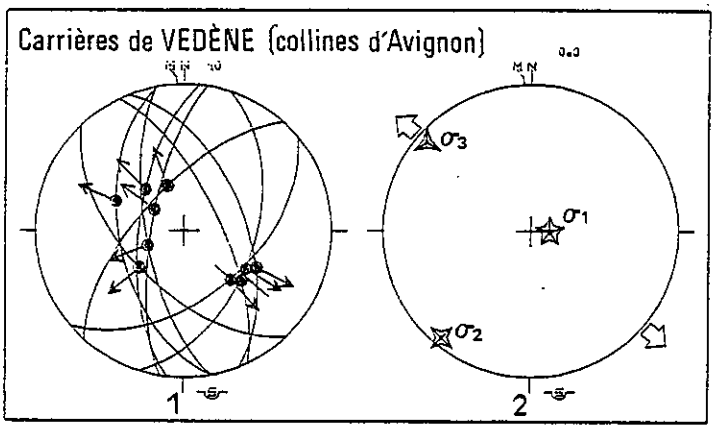


Fig. 166. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires barrémiens des carrières de Vedène : distension NW-SE.

A l'Est du fossé, les Alpilles montrent également un grand développement de ces accidents d'effondrement qui, dans la région d'Orgon, à l'extrémité nord-est du massif, caractérisent une extension E-W (fig.167).

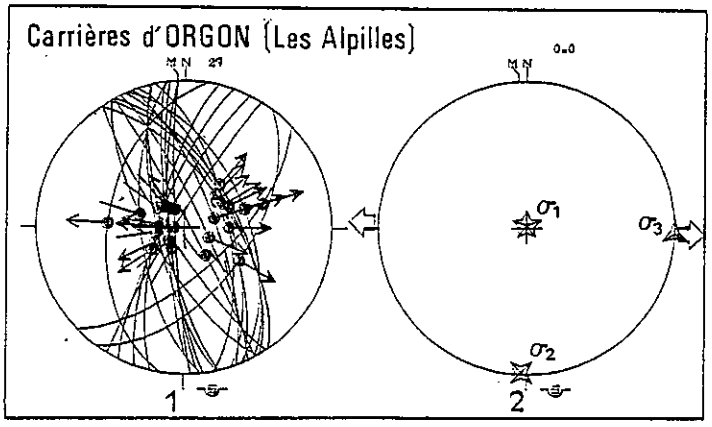


Fig. 167. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires urgoniens des carrières d'Orgon (Alpilles) : distension E-W.

4) Compression NE-SW (fig.168).

Cet état de contrainte provoque un rejeu dextre d'accidents N-S à NNE-SSW représentant très probablement, pour certains, à l'origine des fractures "R" de Riedel associées aux décrochements sénestres éocènes N45 ; en effet, plusieurs miroirs striés montrent

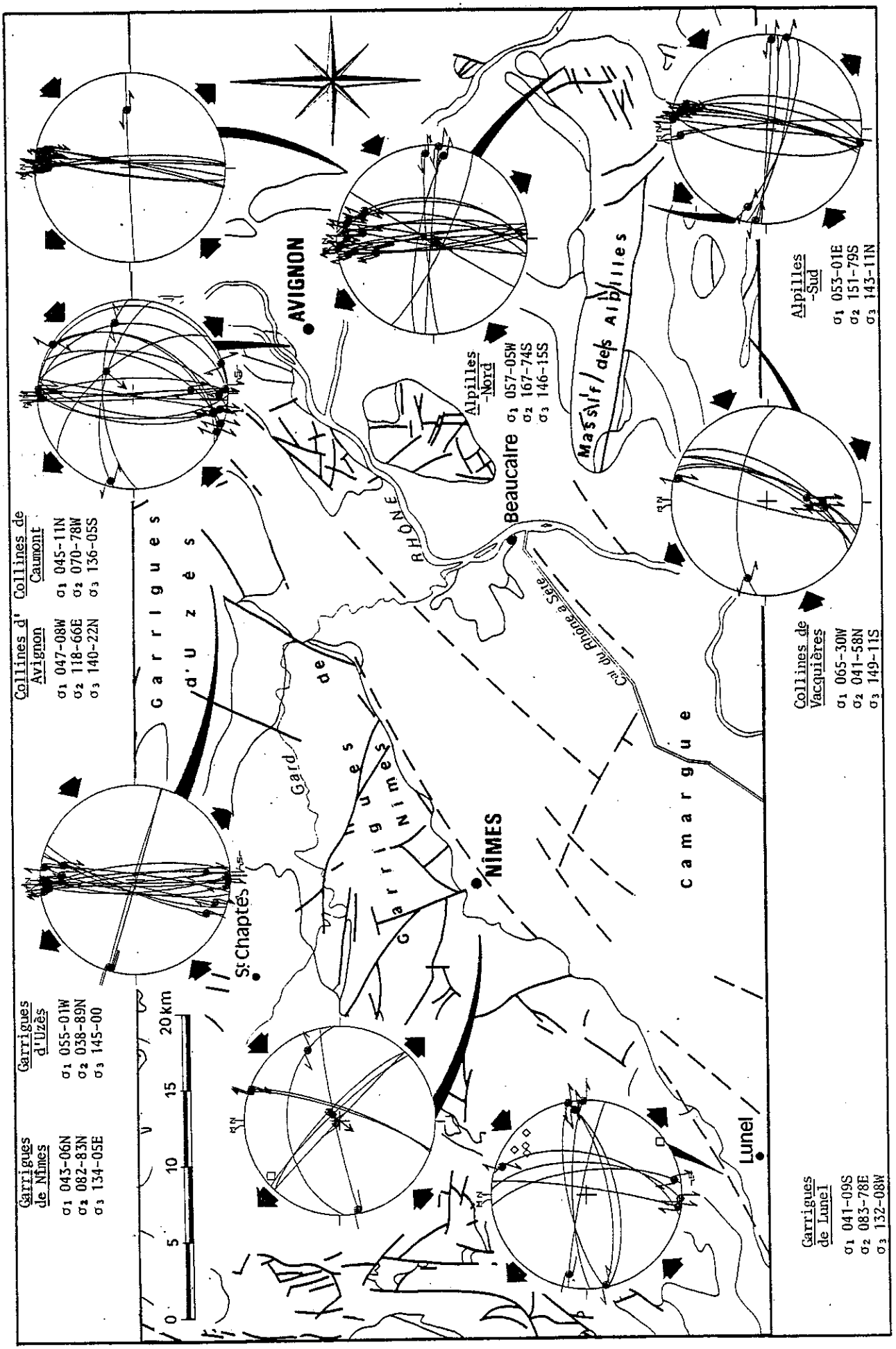


Fig. 168. - Analyse microtectonique de la fracturation du Bas-Rhône : compression NE-SW.

l'antériorité d'un jeu sénestre par rapport aux mouvements dextres. De fréquentes superpositions de stries indiquent que ces mouvements sont également postérieurs au jeu normal oligocène. On a vu précédemment que plus au Nord, des coulissements dextres NO-30 affectent les calcaires chattiens du Tricastin sur lesquels le Burdigalien est nettement discordant ; il s'agit donc probablement ici encore de la phase aquitanienne.

Quelques accidents E-W rejouent également en décrochements sénestres. Ces systèmes de décrochements s'observent dans toute la région : Garrigues, collines d'Avignon et de Châteaurenard et Massif des Alpilles . L'état de contrainte correspondant était caractérisé par une compression (σ_1) NE-SW et une extension (σ_3) NW-SE, toutes deux horizontales. Le premier jeu de la faille des Baux, dans le massif, est attribué à cet "épisode compressif de l'Oligocène terminal" (cf. notice de la carte géologique Châteaurenard à 1/50000).

5) Compression E-W.

Peu important dans cette région, cet épisode compressif est surtout marqué dans les Garrigues par des fentes de tension recoupant les surfaces striées antérieures.

Dans les collines du Comtat Venaissin, il est parfois responsable du rejeu inverse de plusieures failles subméridiennes et provoque également des mouvements dextres sur les cassures SW-NE et sénestres sur celles SE-NW (fig.169). Enfin, dans les Alpilles ce sont également les seules fentes de tension qui témoignent d'un éventuel raccourcissement E-W. Ce régime tectonique présentait des contraintes σ_1 et σ_3 horizontales, respectivement E-W et N-S. Il est difficile de le dater avec précision.

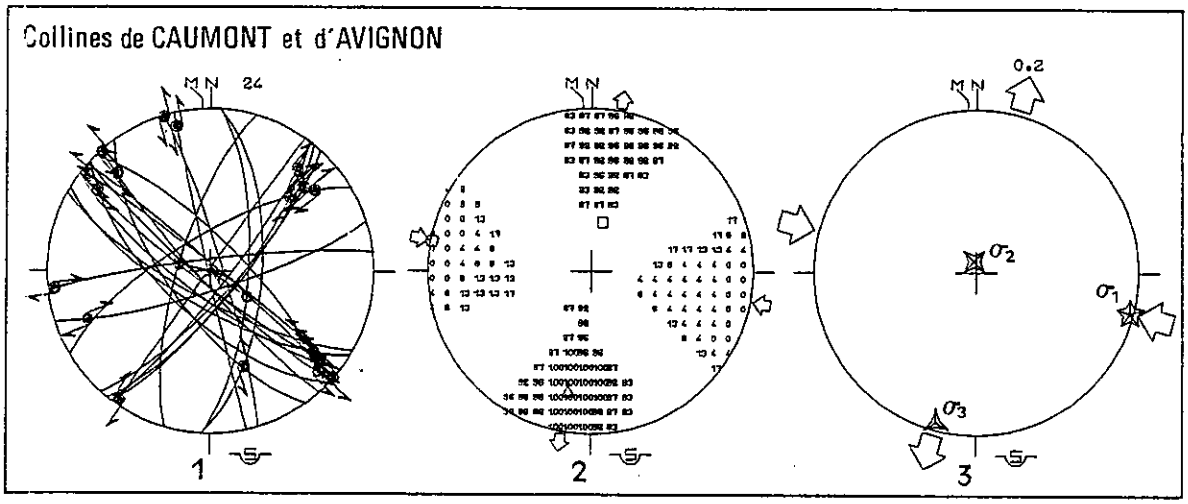


Fig. 169. - Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Barrémien des collines de Caumont et d'Avignon : compression E-W.

6) Compression N-S tardive.

Un second épisode compressif N-S affecte, dans le massif des Alpilles, la molasse burdigalienne et l'Helvétien, provoquant le second jeu de la faille des Baux (qui recoupe le Burdigalien et la première faille) ainsi que des chevauchements locaux et écaillages dirigés vers le Sud (cf. la carte géologique de Marseille à 1/250 000). Cette compression N-S n'est pas sensible à l'Ouest des Alpilles, par contre elle constitue l'évènement le plus marquant dans le Ventoux et le Luberon plus à l'Est (cf.chapitre II : III-B-2) . Il est probable que les diagrammes de la figure 164 rassemblent des mesures appartenant aux deux épisodes compressifs subméridiens.

DÉFORMATIONS / CONTRAINTES / AGE	RIVE GAUCHE			RIVE DROITE			
	ROYANS DIOIS	VALDAINE TRICASTIN	COMTAT-VENAISSIN	HAUT-VIVARAIS	PLX DE L'ARDÈCHE ET DE LA CÈZE	GARRIGUES	BORDURE CÉVENOLE
POST-MIOCÈNE	- plis N-S - décrochements dextres ENE-WSW (z. faillée de l'Isère) et sénestres NW-SE - chevauchement de la bordure du Vercors sur le bassin molassique du Bas-Dauphiné	- plis subméridiens dans la partie orientale - rejeu dextre des accidents NE-SW et sénestre de ceux NW-SE	- accentuation du diapirisme, reprise des plis (M. de Suzette) - quelques rejeux dextres des accidents NE-SW et sénestres de ceux NW-SE	- décrochements dextres E-W et sénestres NW-SE	- quelques rejeux dextres des accidents NE-SW et sénestres de ceux NW-SE	- fentes de tension E-W	- rejeu inverse de quelques failles NNE-SSW - fentes de tension E-W
MIOCÈNE SUP. (?)				- failles normales N 90-100 - premières manifestations volcaniques des Coirons			
AQUITANIEN	- rejeu dextre des accidents N-S à NNE-SSW	- décrochements dextres NNE-SSW et sénestres E-W	- décrochements dextres N-S à NNE-SSW			- décrochements dextres N-S à NNE-SSW	- rejeu dextre des accidents NNE-SSW - fentes de tension NE-SW
OLIGOCÈNE	- fractures ouvertes subméridiennes - rejeu en failles normales des accidents subméridiens en bordure du fossé de Valence		- rejeu en failles normales des accidents NE-SW (f. de Nîmes, f. de Pujaut f. de Beaucaire : effondrement du fossé du Bas-Rhône	- rejeu en failles normales des accidents NNE-SSW	- rares failles normales NNE-SSW à NE-SW		- rejeu en failles normales des accidents NNE-SSW (formation du fossé d'Alès)
ÉOCÈNE SUP.	- plis E-W du Diois - décrochements sénestres NNE-SSW à NE-SW (f. de Rochechinard, f. de Presles, f. de Marsanne)	- plis E-W - quelques décrochements SSW-NNE sénestres et NW-SE dextres	- failles inverses E-W (f. de Roquemaure) - décrochements sénestres SW-NE et dextres SE-NW - plis et diapirisme (Massif de Suzette)	- décrochements sénestres NE-SW et NNE-SSW (f. de Crussol) et dextres NW-SE - nombreuses fentes de tension subméridiennes	- plis E-W de grande longueur d'onde - failles inverses E-W quelques décrochements sénestres NE-SW et dextres NW-SE	- plis E-W - failles inverses E-W - décrochements sénestres NE-SW et dextres NW-SE	- structures complexes (plis, coins extrusifs...) - décrochements sénestres SW-NE et SSW-NNE (f. des Cévennes) - nombreuses fentes de tension N-S

Tableau 1. - Déformations et contraintes tertiaires dans le couloir rhodanien. Les contraintes représentées sont les contraintes principales maximale σ_1 (flèches noires) et minimale σ_3 (flèches blanches), quand elles sont situées dans le plan horizontal ; quand l'une des deux seule est représentée, l'autre est dans le plan vertical. Quand il n'y a pas de manifestations d'une phase dans un secteur, la case correspondante est vide.

g) Principales étapes de la structuration tertiaire du couloir rhodanien.

1) Les phases de déformation.

Le tableau 1 récapitule les déformations caractéristiques de chaque phase pour les différentes régions bordant le couloir rhodanien.

La phase de compression N-S est la mieux exprimée régionalement, avec, d'une manière générale, une déformation plus importante au Sud : des plis d'axe E-W et des failles inverses. Vers le Nord le raccourcissement a essentiellement été absorbé par des coulissements sénestres NE-SW. La direction de compression est remarquablement constante dans toute la région (azimut moyen 170). Elle peut être attribuée à la phase pyrénéo-provençale d'âge éocène supérieur.

A l'Oligocène se sont individualisés les fossés d'effondrement de Valence, d'Alès et du Bas-Rhône. En dehors de ceux-ci il n'y a pas eu de manifestation de cette distension. La direction d'extension varie d'E-W pour le fossé de Valence à ESE-WNW voir SE-NW dans le bassin de Bas-Rhône.

A l'Aquitanien une compression NE-SW s'est faite sentir, essentiellement en rive gauche du Rhône, avec des rejeux dextres d'accidents subméridiens. Une phase de même âge (phase savique) a été décrite plus à l'Est dans l'Apennin et les Alpes occidentales par C. Grandjacquet *et al.*,1972b,c). Ceux-ci lui ont rapporté, dans la région de Digne, des plis d'axe 120-140, la contrainte maximale compressive qu'ils impliquent est donc proche de celle NE-SW définie dans l'avant pays.

Enfin, à la fin du Miocène (ou postérieurement) a régné une compression E-W dont les manifestations ont décru d'Est en Ouest et du Nord au Sud : elle est surtout bien marquée, en rive gauche du Rhône, par les plis subméridiens des chaînes subalpines (Vercors, Diois). Ses manifestations sont moins sensibles dans le Comtat Venaissin ainsi qu'en rive droite du Rhône.

2) Les accidents NE-SW et les tendances régionales au coulissement au Paléogène.

L'analyse des fractures a permis de distinguer les principaux systèmes de failles, orientés NE-SW et NNE-SSW. Le rôle de certains accidents majeurs d'orientation moyenne NE-SW a débuté en fait dès la fin de l'orogénèse hercynienne ; ils ont influencé l'histoire géologique de la région pendant la sédimentation mésozoïque et lors des plissements tertiaires, se comportant comme des zones mobiles rectilignes permanentes (F. Arthaud et P. Matte, 1975 ; J.M. Triat et G. Truc, 1983). Tout au long de l'histoire sédimentaire mésozoïque cette mobilité s'est traduite par un jeu en flexuration contrôlant la subsidence, c'est au niveau des grands accidents que se sont localisés les principales variations sédimentaires (A.F. Baudrimont et P. Dubois, 1977 ; J.M. Triat et G. Truc, 1983). De cette période nous retiendrons au Dogger la succession de failles, flexures, gradins N40 suivant la bordure cévenole, limitant à l'Ouest le bassin de Die-Laragne (P. Artru, 1972) ; au Sud les failles et flexures qui limitent ce bassin sont parallèles à la faille de Nîmes, mais celle-ci ne semble pas avoir directement joué un rôle dans les variations de faciès. A l'Oxfordien, les faciès ardéchois (calcaires grumeleux) se développent selon une bande qui fait transition entre le haut-fond des Cévennes et le bassin du Sud-Est (J.P. Bourseau et S. Elmi, 1980). Enfin, les accidents de direction cévenole ont dû jouer un rôle dans la répartition des faciès urgoniens, mais là encore le jeu précoce de la faille de Nîmes ne peut être démontré (A. Arnaud-Vanneau *et al.*, 1979).

Les déformations ultérieures sont également sous la dépendance des réactivations de ces failles : elles découpent au Ludien plusieurs fossés d'effondrement dans toute la partie septentrionale du bassin du Sud-Est et semblent avoir eu un rôle prépondérant jusqu'à l'Actuel (J.M. Triat et G. Truc, 1983). P. Vialon (1974) a, par ailleurs, interprété l'organisation et les caractères de diverses structures alpines par l'existence du réseau cévenol et a tracé, dans le domaine alpin occidental, deux grands systèmes : celui de Nîmes - Sud-Pelvoux et celui de Privas - Mont Blanc.

La reconnaissance et l'analyse des mouvements coulissants d'âge éocène supérieur, permet de distinguer à cette époque deux voies de coulissement sénestres principales (F. Bergerat, 1982) (fig.170) :

- la "faille de Saint-Remèze", faisceau de failles de direction moyenne N 45-55, s'étendant de la terminaison septentrionale du fossé d'Alès (Vallon-Pont-d'Arc) à l'Ouest, au Sud du bassin de Crest à l'Est ;

- la faille de Nîmes, NE-SW, qui, depuis le Golfe du Lion, se poursuit sur plus de 100 km, jusqu'au Nord-Est d'Avignon.

Le cisaillement général le long de ces accidents majeurs -de premier ordre- entraîne également le rejeu (structures anciennes) ou la naissance (fractures "R" de Riedel) de failles associées -de second ordre- , de direction moyenne N20-30, fonctionnant aussi en décrochements sénestres , faille de Crussol dans le Vivarais, faille de Marsanne en Valdaine, faille des Cévennes, pour les principales.

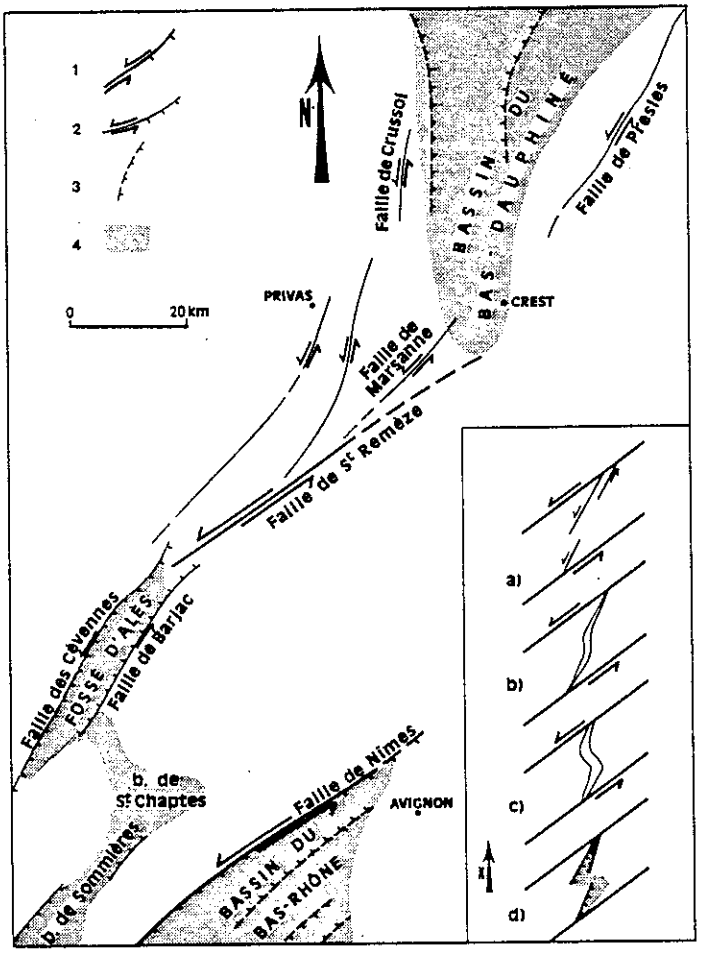


Fig. 170. - Voies de coulissements sénestres régionales et association spatiale des grands fossés oligocènes rhodaniens.

1, voies de coulissements principales ; 2, décrochements de second ordre (pour 1 et 2, les barbelures indiquent le rejeu en faille normale postérieur au jeu décrochant) ; 3, failles masquées des fossés de Valence et du Bas-Rhône (d'après J. Goguel, 1948 et la Carte géologique de Nîmes à 1/50 000) ; 4, Oligocène des fossés du Bas-Dauphiné, d'Alès et du Bas-Rhône.
Dans le cartouche : représentation schématique de l'évolution du fossé d'Alès.
a, début du coulissement ; b et c, ouverture et torsion sigmoïde ;
d, effondrement du fossé.

3) Interprétation cinématique de l'ouverture des fossés oligocènes rhodaniens.

Les bassins d'effondrement de la Bresse, du Bas-Dauphiné et du Bas-Rhône jalonnent, suivant un axe Nord-Sud, la partie méridionale du rift ouest-européen. Cependant, l'absence de grand bassin d'effondrement et la rareté même des failles normales dans l'axe

rhodanien, que ce soit en rive gauche du Rhône (Valdaine, Tricastin) ou en rive droite (plateaux de l'Ardèche et de la Cèze), sur une cinquantaine de km, entre le bassin du Bas-Dauphiné et celui du Bas-Rhône, laisse à penser qu'il y a dans cette région un "hiatus" des phénomènes distensifs. A l'Ouest du couloir rhodanien, le fossé d'effondrement d'Alès témoigne pourtant d'une distension importante (brèches, klippes sédimentaires, grande épaisseur des dépôts oligocènes). Si on le considère dans son ensemble, c'est à dire avec les bassins de Saint-Chaptes et de Sommières, il représente, décalé vers l'Ouest, le chaînon manquant dans la zone de distension subméridienne rhodanienne (fig.170). Il convient donc de s'interroger sur ce raccord : pourquoi se fait-il là, plutôt que dans la région Montélimar - Orange, marquée au contraire par un seuil, alors que la distension aurait pu se poursuivre selon un axe N-S au Sud de Crest? Il faut admettre entre ces différents bassins d'effondrement des zones de relais particulières, zones de transformation des déformations (F. Bergerat, 1982).

L'analyse de la géométrie et des mécanismes successifs de la fracturation apporte des renseignements importants sur la localisation et la forme des bassins (F. Arthaud *et al.*, 1977) et conduit ici à proposer un schéma d'association régionales des fossés oligocènes et une interprétation cinématique de leur développement.

Dans sa partie nord-orientale, la faille de Saint-Remèze constitue en profondeur la limite méridionale de l'ensemble bassin du Bas-Dauphiné - bassin de Crest. Cet accident a fonctionné, ainsi que ses fractures de Riedel (faille de Crussol, de Presles, de Marsanne...) en décrochement sénestre durant la phase pyrénéo-provençale, dans un système en compression N-S (σ_1 horizontale, σ_2 verticale). Un changement du système des contraintes a alors provoqué l'inversion de σ_1 et σ_2, bloquant progressivement les mouvements coulissants ; les fractures NO-20 ont pu commencer à jouer verticalement, amorçant ainsi l'ouverture du fossé du Bas-Dauphiné dont elles deviendront les failles bordières. A l'Oligocène, la contrainte principale maximale (σ_1) est verticale, le système en décrochement s'est complètement bloqué et le bassin s'est affaissé et comblé.

Au Sud de ce système, la faille de Saint-Remèze et la faille de Nîmes délimitaient un couloir de cisaillement sénestre dans lequel, à l'Eocène supérieur, ont été remobilisés les accidents cévenols de direction N30. La forme sigmoïde particulière du fossé d'Alès - Saint-Chaptes - Sommières rappelle celle des fentes de tension liées à une zone de coulissement et il est possible que son évolution se soit faite, à petite échelle, suivant une géométrie identique. Le futur bassin aurait acquis ainsi cette forme sigmoïde par torsion progressive au fur et à mesure du cisaillement (cartouche, fig.170), lors de la compression N-S (σ_1 horizontale). Les coulissements se sont ensuite atténués, lors de l'inversion des contraintes σ_1 et σ_2, au profit du jeu effondrant des failles cévenoles verticales (Oligocène inférieur ?), puis la distension E-W s'intensifiant, les failles normales plongeant à 45°E se sont développées, entraînant, au stade ultime de la déformation, l'ouverture du fossé.

F. Arthaud et M. Séguret (1981) formulent deux hypothèses sur le fonctionnement pyrénéen de la faille des Cévennes (s.l.) au niveau du socle :

- translation importante du socle avec déplacement sénestre du compartiment sud se retrouvant intégralement jusque dans les Alpes ;
- socle moins (ou pas) déplacé que la couverture.

Ces auteurs penchent pour la seconde hypothèse. J'admets ici un certain déplacement du socle, mais le mouvement coulissant est limité à l'Est par le bassin du Bas-Dauphiné -Crest ; en effet, les déformations en décrochement sénestre le long de la faille de Saint-Remèze se transforment à ce niveau en ouverture du graben suivant un mécanisme qui n'est pas sans rappeler celui des failles transformantes océaniques et on peut qualifier le faisceau de faille de Saint-Remèze de zone transformante continentale.

Enfin, la faille de Nîmes représente la faille limite septentrionale du bassin du Bas Rhône ; elle a joué en coulissement sénestre durant la phase pyrénéo-provençale, de même, probablement que les grandes failles de Camargue qui lui sont parallèles. La faille de Nîmes semble être un accident plus tardif et sans doute moins complexe que les accidents cévenols :

- elle ne paraît pas en effet avoir joué un rôle dans la sédimentation mésozoïque ;
- l'absence de création de fractures de second ordre au Sud de cette faille, comme il en existait plus au Nord, paraît probable.

Lors du régime tectonique distensif qui a pris place à l'Oligocène, ce sont donc ici les grands accidents majeurs NE-SW qui ont été remobilisés et ont rejoué en failles normales, contrôlant l'effondrement du bassin du Bas Rhône.

L'analyse structurale permet donc de proposer un modèle d'évolution cinématique des bassins oligocènes rhodaniens qui suppose que la transformation de la distension E-W dans le Bas Dauphiné en distension NW-SE dans le Bas Rhône s'effectue par l'intermédiaire d'un couloir de cisaillement sénestre, large d'une cinquantaine de km, dans lequel s'ouvre le fossé sigmoïde d'Alès - Saint-Chaptes - Sommières. Le mouvement "transformant" n'est donc pas là un simple coulissement, mais s'accompagne de distension et on peut qualifier cette zone, comprise entre la faille de Saint-Remèze et la faille de Nîmes, de zone transformante intracontinentale en extension (F. Bergerat, 1982).

Il faut cependant noter que l'extension se manifeste encore à l'Est de ce système, dans le bassin d'Apt - Manosque - Forcalquier (P. Gigot, 1973, 1975 ; J.M. Triat et G. Truc, 1983) et que la réalité est sans doute plus complexe que le modèle présenté ici.

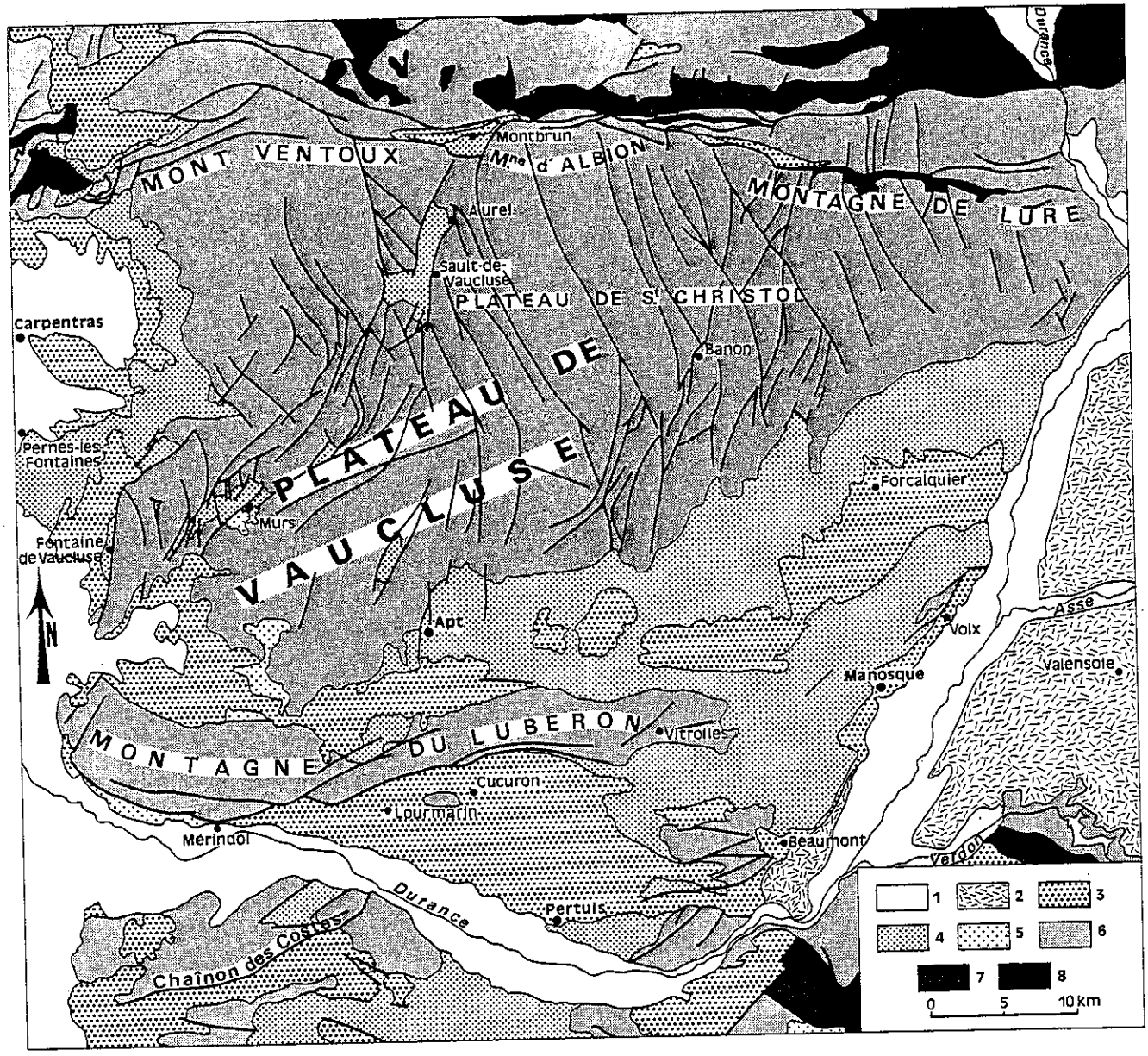


Fig. 171. - Carte géologique de la Haute-Provence (d'après les cartes à 1/250 000 : Marseille et Valence).

1, alluvions ; 2, formation de Valensole ; 3, Miocène ; 4, Oligocène ; 5, Eocène inférieur-moyen ; 6, Crétacé ; 7, Jurassique ; 8, Trias.

2) LA HAUTE-PROVENCE

a) Caractères structuraux de la Haute Provence.

La Haute-Provence est étudiée ici essentiellement dans sa partie centrale et occidentale puisqu'elle est limitée à l'Est par la faille de la Durance et à l'Ouest par les plaines rhodaniennes. Sa limite méridionale est assimilée au chevauchement nord-provençal, sa limite septentrionale, à la faille Ventoux-Lure. Elle comprend donc trois unités tectoniques principales : (1) Mont Ventoux-Plateau de Vaucluse ; (2) Luberon ; (3) bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier (fig.171).

Le Mont Ventoux et le plateau de Vaucluse.

La chaîne Mont Ventoux - Montagne de Lure s'étend sur environ 70 km entre les plaines rhodaniennes et la vallée de la Durance. Les pentes méridionales de la Montagne de Lure correspondent à un monoclinal faillé à pendage sud, le versant septentrional est ployé en anticlinal. Celui-ci, ouvert et légèrement déjeté vers le Nord dans sa partie orientale, se couche et se rompt vers l'Ouest où le flanc inverse est complètement laminé et écaillé. Le fossé d'Aurel sépare la Montagne de Lure du Mont Ventoux dont le versant méridional est aussi un monoclinal régulier de calcaires urgoniens qui se raccorde insensiblement au Sud aux Monts de Vaucluse. Au Nord d'Aurel, le Ventoux chevauche la dépression de Montbrun occupée par des marnes et calcaires oligocènes et la molasse burdigalienne et helvétienne. Plus à l'Ouest, une série de compartiments se chevauchant successivement forme le front septentrional du Ventoux poussé vers le Nord sur les Baronnies.

Le plateau de Vaucluse est essentiellement formé par une dalle de calcaires urgoniens généralement inclinée vers le Sud (Monts de Vaucluse, proprement dits) et affectée par un réseau de failles NE-SW à NNE-SSW et NW-SE (fig.172, 173). Ces failles délimitent des fossés d'effondrement remplis de sédiments éocènes et oligocènes, dans les environs de Murs et entre Sault-de-Vaucluse et Aurel. Vers l'Ouest le contact avec le bassin de Carpentras se fait par ennoyage sous les formations tertiaires de celui-ci ou par faille (faille de Fontaine-de-Vaucluse). A l'Est du fossé de Sault s'étend le plateau de Saint-Christol (ou plateau d'Albion) formé également de calcaires bédouliens très fracturés et, plus à l'Est encore, le champ de fractures de Banon (J. Goguel, 1932) qui montre une série typique d'effondrements rectilignes, avec des horsts de calcaires bédouliens et des grabens remplis de marnes et sables gargasiens et albiens, d'orientation générale N-S à NNE-SSW et recoupés par des accidents NNW-SSE.

En contrebas du plateau de Vaucluse et des basses-pentes du Mont Ventoux s'étend le bassin de Carpentras où on peut distinguer deux ensembles : au Nord, les collines de Mormoiron dont les couches éocènes et oligocènes plongent régulièrement vers l'Ouest ; au Sud, le massif de Pernes-les-Fontaines formant une structure anticlinale subméridienne. Les études sédimentologiques approfondies ont été faites par J.M. Triat et G. Truc (G. Demarcq et G. Truc, 1966, 1967 ; J.M. Triat et G. Truc, 1968, 1972 ; J.M. Triat, 1973 ; G. Truc, 1973 ; J.M. Triat et G. Truc, 1974, 1975 ; J.M. Triat *et al.* , 1976).

Le Luberon

Le Luberon forme un chaînon long d'une cinquantaine de kilomètres, de direction E-W, coupé en son milieu par l'étroite combe de Lourmarin qui sépare le petit Luberon à l'Ouest du grand Luberon à l'Est.

Le petit Luberon forme un pli anticlinal déversé et même largement écaillé vers le Sud. Le flanc nord constitué de calcaires urgoniens est relativement calme. Au Sud, la retombée méridionale du pli vient chevaucher les terrains éocènes eux-mêmes très plissés. A l'Ouest le chaînon se termine périclinalement mais les fractures subméridiennes favorisent l'abaissement et l'ennoyage sous le Miocène. Le grand Luberon présente également une structure anticlinale dissymétrique avec un flanc nord assez calme formé de calcaires hauteriviens. Le flanc sud est déversé et chevauche le Miocène de Cucuron. Vers l'Est, le pli s'atténue et oblique vers le Nord-Est. L'axe anticlinal se poursuit encore dans l'Oligocène de Manosque à l'Est des derniers affleurements crétacés. Plus à l'Est en bordure de la Durance, le rocher crétacé de Volx est classiquement considéré comme un anticlinal dont le flanc sud-Est est affecté par une faille d'abord verticale puis chevauchante au Nord-Est sur le Miocène renversé. Dans une étude récente, M. Villeger

(1983) y reconnaît deux accidents chevauchants et interprète cette structure comme un gradin du fossé oligocène dont les failles normales auraient été "reprises en failles inverses pendant la tectonique alpine majeure".

Le bassin d'Apt - Manosque - Forcalquier.

Le bassin oligo-miocène d'Apt-Manosque-Forcalquier constitue un synclinal dissymétrique. Son flanc nord peu incliné s'appuie sur les basses pentes du plateau de Vaucluse et de la Montagne de Lure. L'Oligocène de son flanc sud, en bordure du grand Luberon, est plus redressé et accidenté. L'axe synclinal entre Apt et la Durance est parallèle à l'axe anticlinal du Luberon (fig.195). Il correspond paléogéographiquement à un bassin oligocène où l'épaisseur des dépôts varie de 200 m dans la région d'Apt à plus de 2000 m dans la fosse de Manosque. Un accident majeur, l'accident durancien, le borde à l'Est ; il est responsable des caractères spécifiques de la partie orientale du bassin : subsidence maximale, épandages détritiques grossiers, klippes sédimentaires et mégabrèches (P. Gigot, 1975).

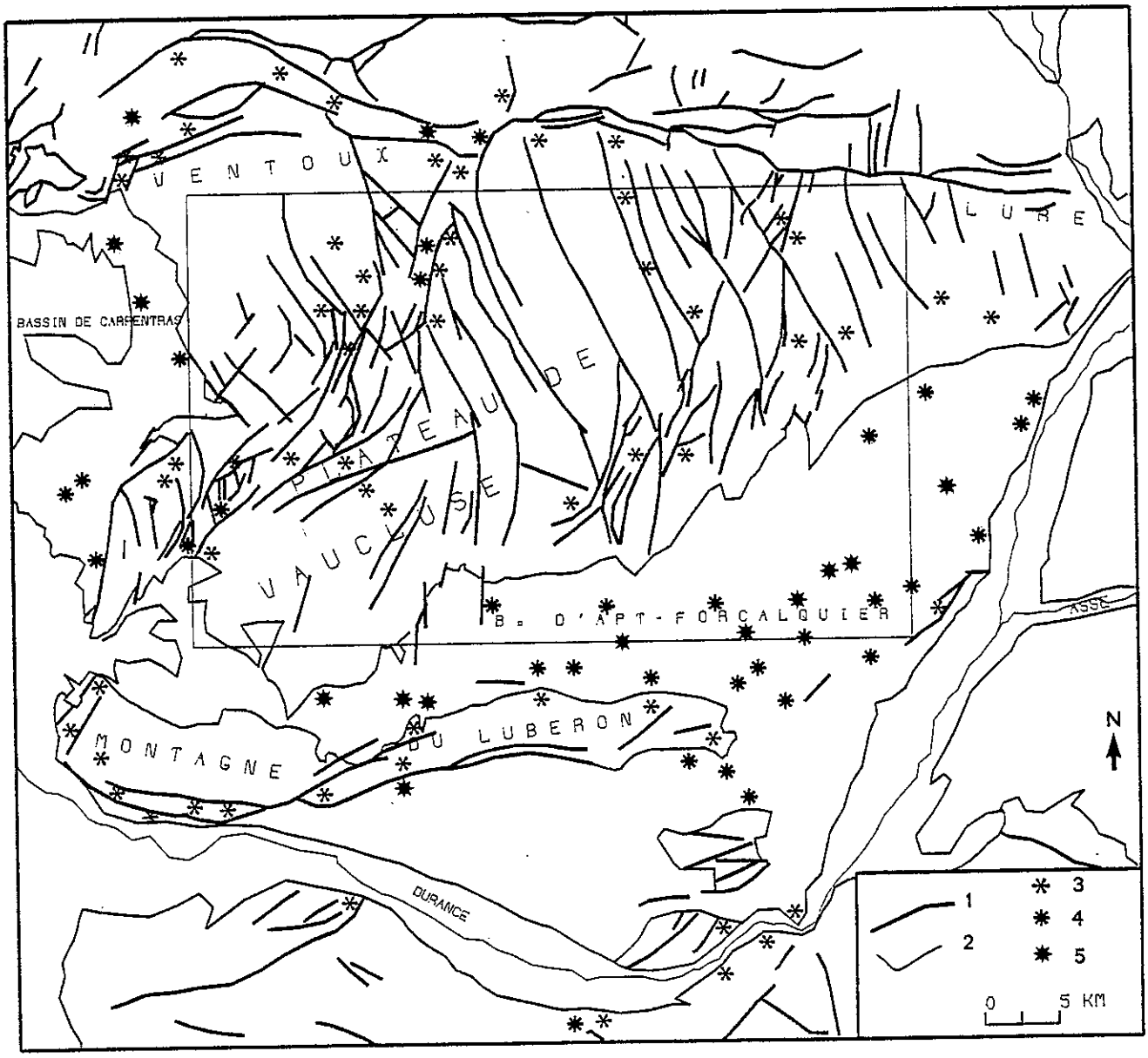


Fig. 172. - Schéma structural de la Haute-Provence.

1, accidents ; 2, principales limites stratigraphiques ; 3, site de mesures dans les terrains mésozoïques (essentiellement crétacés et éocènes) ; 4, site de mesures dans les terrains oligocènes ; 5, site de mesure dans les terrains miocènes.
Le secteur encadré correspond à la figure 173.

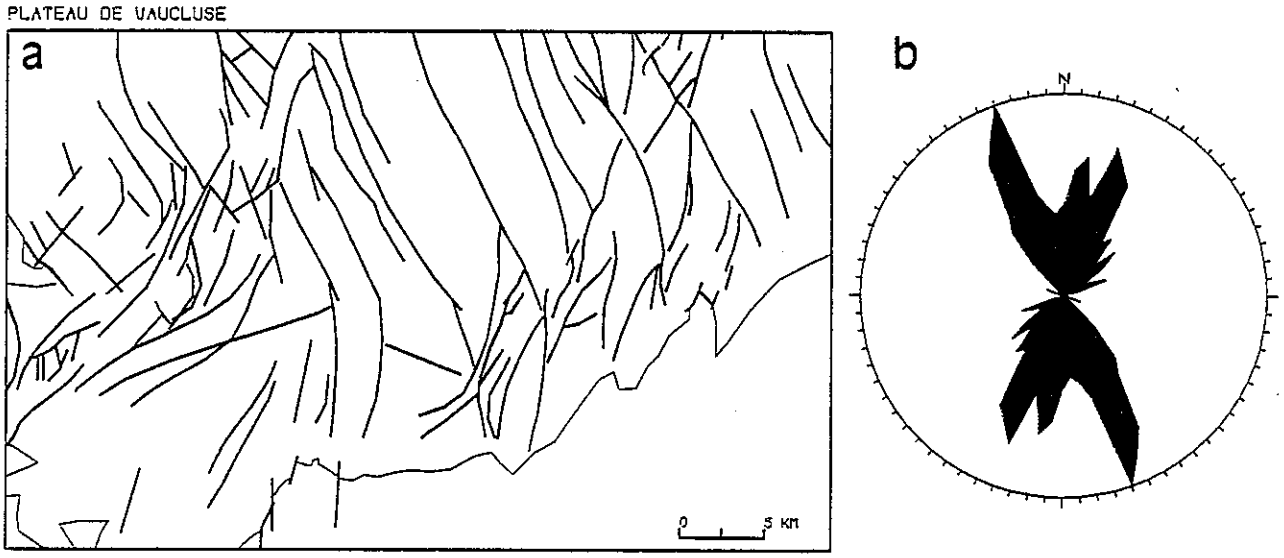


Fig. 173. - La fracturation du plateau de Vaucluse.
a : extrait de la carte de la fracturation de la Haute-Provence ; b : rosace établie par numérisation de la carte de la fracturation a.

b) Géométrie et mécanismes de la fracturation.

2 400 mesures de failles, stylolites ou fentes de tension ont été effectuées dans une centaine de sites, elles ont été regroupées en quatre secteurs pour l'établissement de rosaces directionnelles régionales : Mont Ventoux - Montagne de Lure , Plateau de Vaucluse et Luberon pour les mesures faites dans le Mésozoïque ; bassin de Forcalquier pour celles faites dans l'oligocène et dans le Miocène de ce bassin.

La rosace des directions de failles "Mont Ventoux - Montagne de Lure" (fig.174a) présente un pic prépondérant (plus de 50% des mesures) à 080-120, il correspond en partie à des décrochements sénestres mais surtout à une famille importante de failles inverses plongeant dans leur majorité vers le Sud (fig.174b). Les autres directions représentent pour l'essentiel des décrochements.

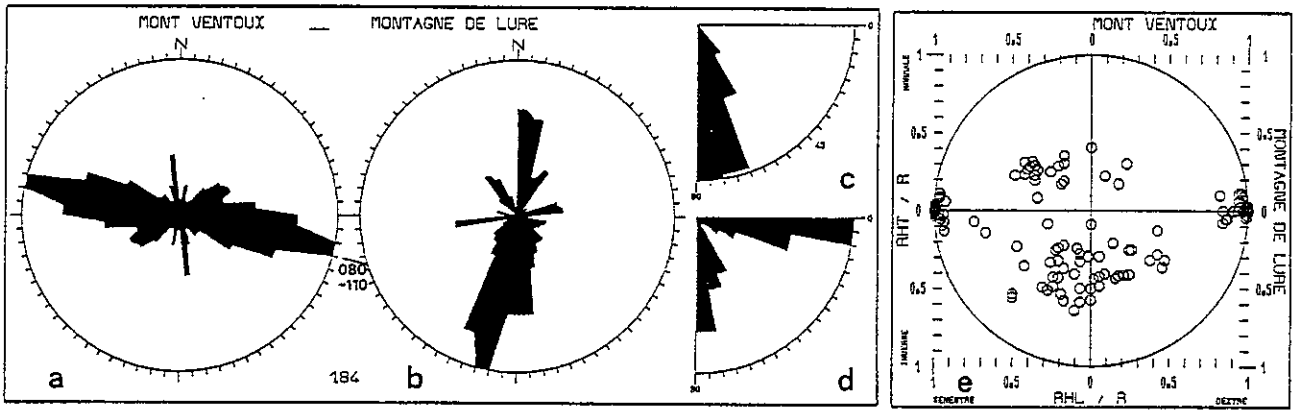


Fig. 174. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Mont Ventoux et la Montagne de Lure.

La rosace "Plateau de Vaucluse" montre trois directions de failles principales à 010-030 (33% des mesures), 045 et 170 (fig.175). La ressemblance avec la rosace établie pour la même région à partir de la carte de la fracturation (fig.173) est frappante. Ces accidents sont pour l'essentiel des décrochements (fig.174d) sénestres NNE-SSW à NE-SW et dextres NNW-SSE dus à la compression N-S. La famille 010-030 comprend également les failles normales liées aux fossés de Sault-de-Vaucluse et Murs.

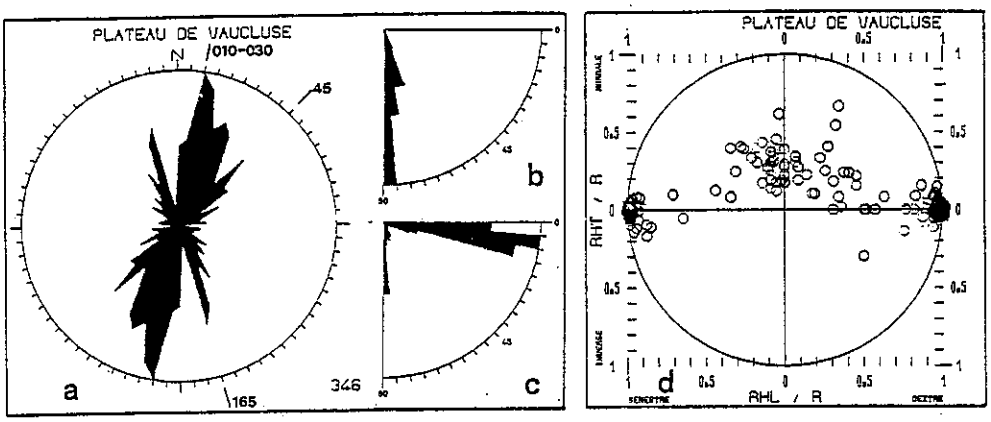


Fig. 175. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le plateau de Vaucluse.

Dans le Luberon la rosace est plus étalée (fig.176) et il est difficile d'y distinguer des familles bien marquées, les directions les plus nettes sont : 010-040, 065, 100 et 120-145, ce sont pour la plupart des décrochements (fig.176d) et quelques failles inverses essentiellement N 100.

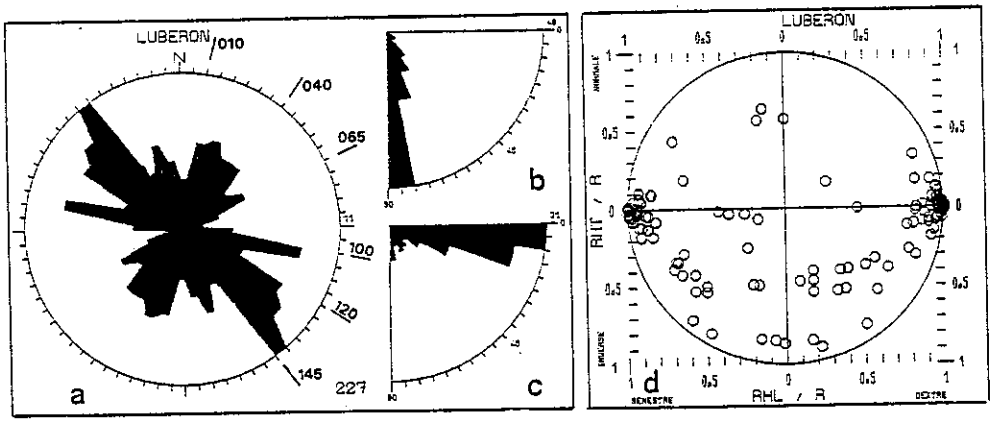


Fig. 176. - Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Luberon.

La rosace établie pour les terrains oligocènes du bassin de Forcalquier (fig.177a), montre 3 pics principaux, correspondant chacun à environ 20% de la population mesurée, à 000-015, 070 et 130-165 ainsi qu'un pic plus petit à 030. On ne peut malheureusement pas définir les mécanismes de ces différentes familles car plus des 2/3 de ces failles ne portent aucune trace de mouvement. Dans le Miocène, le pic majeur est à 070-080 (30% des mesures), deux pics moins importants marquent les directions 115 et 165 (fig.177c). Là encore les traces de mouvement sont rares, le matériau très tendre n'est pas favorable à la conservation des marqueurs tectoniques et son mode d'exploitation (pl.XIII-1) ne permet généralement pas aisément l'observation de la fracturation.

Les stylolites tectoniques sont relativement peu nombreux dans la région. Seul le Plateau de Vaucluse a permis d'en mesurer une centaine caractérisant un raccourcissement N10 à N45 (fig.180). les fentes de tension par contre sont très abondantes surtout dans le Mésozoïque mais également dans les terrains oligocènes du bassin de Forcalquier. Les rosaces établies pour le secteur Mont Ventoux -Montagne de Lure et le Plateau de Vaucluse (fig.-178a, b) ont la même allure avec deux pics majeurs (regroupant 50 à 60% des mesures) à 000-025 et 150-165 pour le Ventoux, 000-015 et 140-165 pour le plateau de Vaucluse.

Dans le Luberon (fig.178c) la rosace ne montre pratiquement que la seule direction de raccourcissement 000-015 (plus de 60% de la population de fentes de tension). Dans les trois secteurs de petits pics autour de 090-100 semblent témoigner d'une compression E-W.

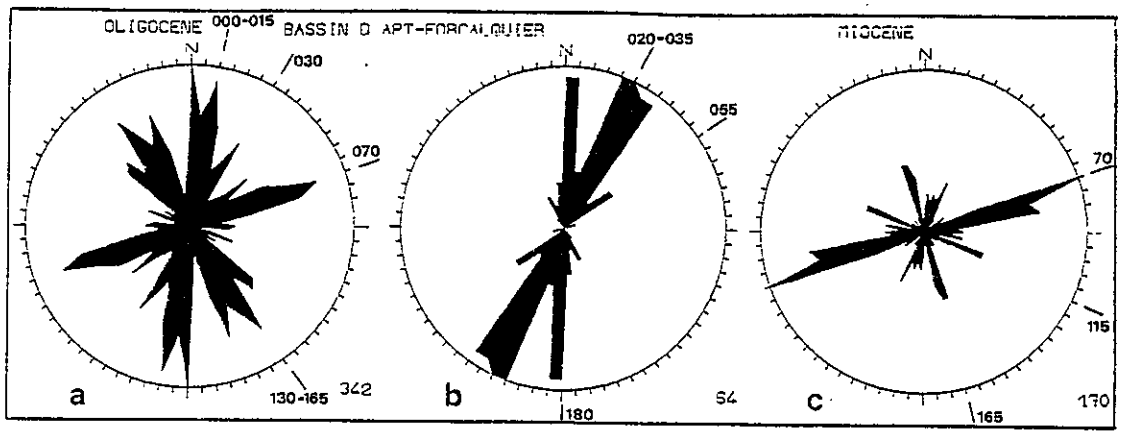


Fig. 177. - Rosaces de fréquence des directions de failles dans l'Oligocène (a) et le Miocène (c) du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier et des fentes de tension dans l'Oligocène (b) de ce bassin.

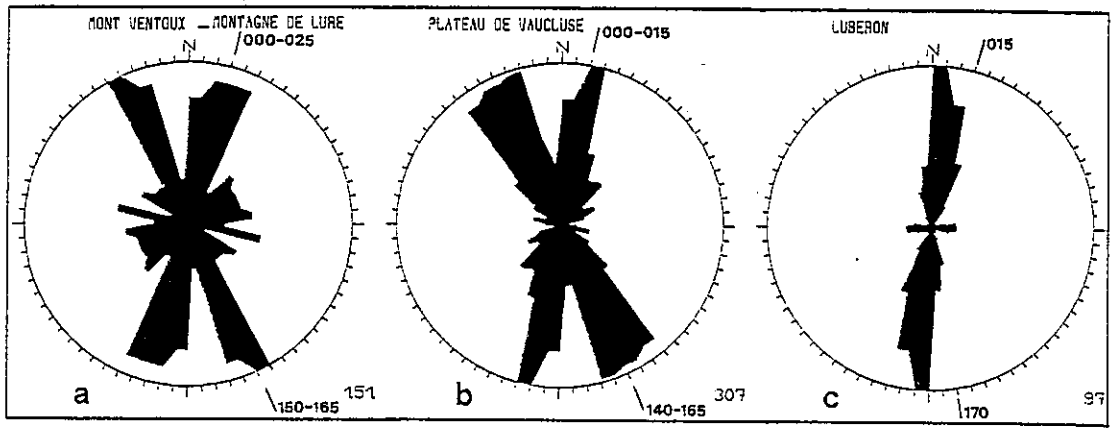


Fig. 178. - Rosaces de fréquence des fentes de tension dans le Mont Ventoux-Lure (a), le Plateau de Vaucluse (b) et le Luberon (c).

La rosace des directions de fentes de tension de l'Oligocène du bassin de Forcalquier (fig.177b) montre bien le raccourcissement subméridien avec deux pics à 000 et 020-035 ainsi qu'une compression NE-SW moins marquée. Grâce à l'analyse de quelques sites dans les terrains d'âge tortonien et serravalien, dans la région de Pertuis, M. Villeger (1984) a pu distinguer deux compressions subméridiennes tardives : l'une d'azimut moyen 020, affectant tous les terrains jusqu'au Tortonien supérieur, et donc d'âge post-Tortonien ; l'autre, d'azimut moyen 170, n'affectant que le Serravalien, et donc d'âge post-Serravalien - anté-Tortonien supérieur. Il est probable que ce sont ces deux compressions qu'on retrouve dans la rosace directionnelle des fentes de tension de l'Oligocène et sans doute aussi dans celles du Mésozoïque du plateau de Vaucluse et du Ventoux (cependant dans les terrains mésozoïques, les fentes de tension subméridiennes se rapportent également, pour partie, à la compression d'âge éocène supérieur).

c) Cinématique des déformations dans le Mont Ventoux et le Plateau de Vaucluse.

Les mesures ont été regroupées en quelques secteurs caractéristiques sur les versants nord et sud du Ventoux ainsi qu'au sein du plateau de Vaucluse : dans les environs de Revest-du-Bion, de Saint-Saturnin d'Apt, des gorges de la Nesque, dans le champ de fractures de Banon et dans les fossés de Sault-de-Vaucluse et de Murs.

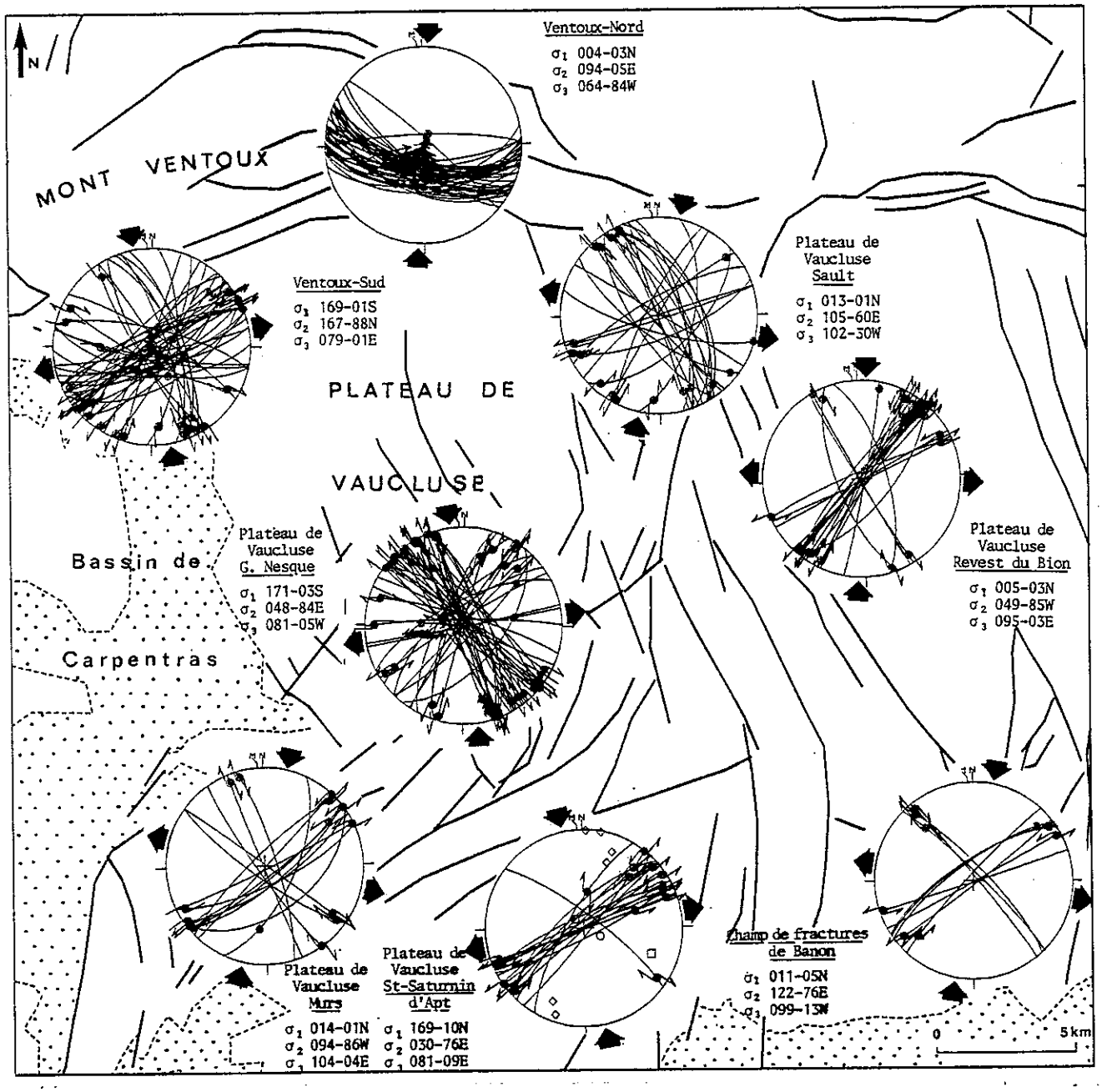


Fig. 179. - Analyse microtectonique de la fracturation dans l'ensemble Ventoux-Lure-Plateau de Vaucluse : compression N-S.

1) Compression N-S (fig.179 et 180).

La région a été affectée par deux épisodes de compression subméridienne : le premier anté-oligocène, le second post-miocène. Dans la plupart des cas il est très délicat de séparer les manifestations cassantes relatives à l'un ou l'autre de ces épisodes. Ainsi la figure 179 regroupe les accidents liés à ces deux compressions, il est d'ailleurs très probable que les accidents créés lors de la première phase ont au moins en partie rejoué durant la seconde. On peut néanmoins essayer de distinguer quelques traits caractéristiques de chacune de ces phases.

Les plissements E-W des Baronnies à l'avant de l'axe Ventoux-Lure, de même que l'ébauche de ce même pli sont à rattacher à la première phase puisque l'Oligocène est transgressif sur ces plis (dans les Baronnies c'est même le Lutétien supérieur qui est discordant). Les décrochements NNE-SSW à NE-SW sénestres et NNW-SSE à NW-SE dextres, peut-être postérieurs aux plis (du moins dans les Baronnies où ils les recoupent), sont

néanmoins également attribuables à cette première phase puisqu'ils n'affectent pas l'accident frontal chevauchant de l'axe Ventoux - Lure (lui-même nettement post-miocène). Certains ont d'ailleurs clairement rejoué soit lors de l'épisode compressif NE-SW, soit lors de la distension à l'origine des fossés de Sault et de Murs.

Il est donc vraisemblable que la majorité des décrochements conjugués qui découpent tant le plateau de Vaucluse que les versants sud du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure, sont liés à la première compression N-S, même si, et c'est probable, ils ont rejoué par endroits pendant les épisodes tectoniques suivants et en particulier lors de la seconde compression N-S. L'analyse des populations de failles indique une contrainte principale maximale σ_1 horizontale et comprise entre 170 et 015.

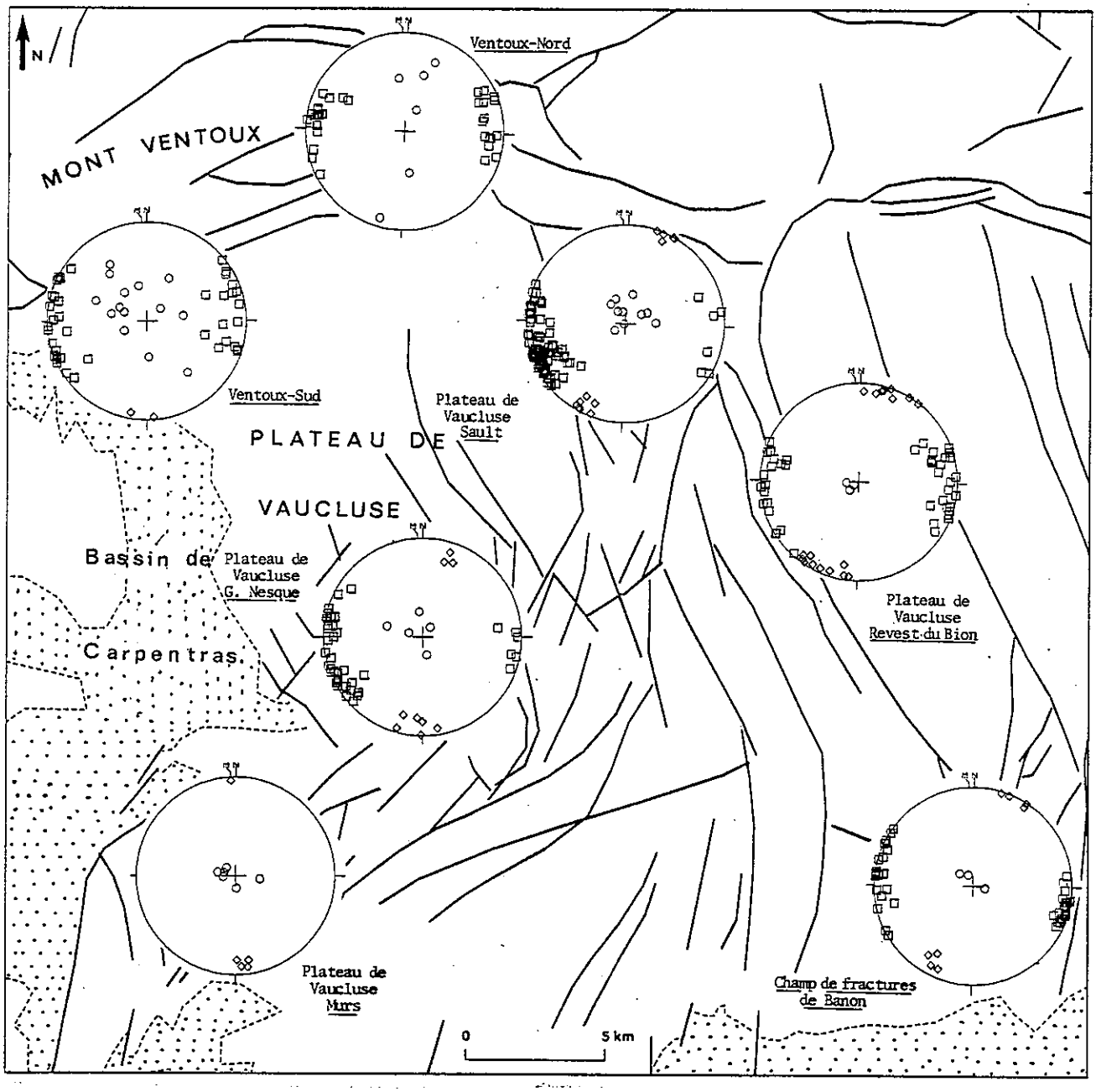


Fig. 180. - Compression N-S dans l'ensemble Ventoux-Lure-Plateau de Vaucluse d'après les stylolites et les fentes de tension.
En pointillé : Oligocène des bassins de Carpentras et d'Apt-Manosque-Forcalquier.

2) Distension E-W à SE-NW (fig.181).

Dès le Ludien supérieur des effondrements ont créés de petits fossés alignés le long des failles NNE-SSW qui affectent déjà le plateau de Vaucluse (essentiellement dans les environs de Murs et de Sault-de-Vaucluse). D'une manière générale le remplissage est d'autant plus récent qu'on se rapproche de l'aire centrale du plateau (cf. notice de la carte géologique Carpentras à 1/50 000). Les derniers terrains de ce remplissage sont d'âge oligocène moyen (Stampien).

La forme et la disposition de ces fossés le long de grands accidents décrochants permet d'envisager un développement en deux temps, plus ou moins semblable, mais à plus petite échelle, à celui proposé par C. Lepvrier et J. Geyssant (1984) pour le bassin du Forlandsundet, le long de la marge en coulissement du Spitzberg :

- (1) initiation de petits fossés entre des décrochements sénestres NNE-SSW à NE-SW disposés en échelons au pas à gauche, les décrochements dextres NNW-SSE évoluent alors en failles normales (création de rhombgrabens) ;
- (2) élargissement des fossés par jeu normal des accidents NNE-SSW à NE-SW.

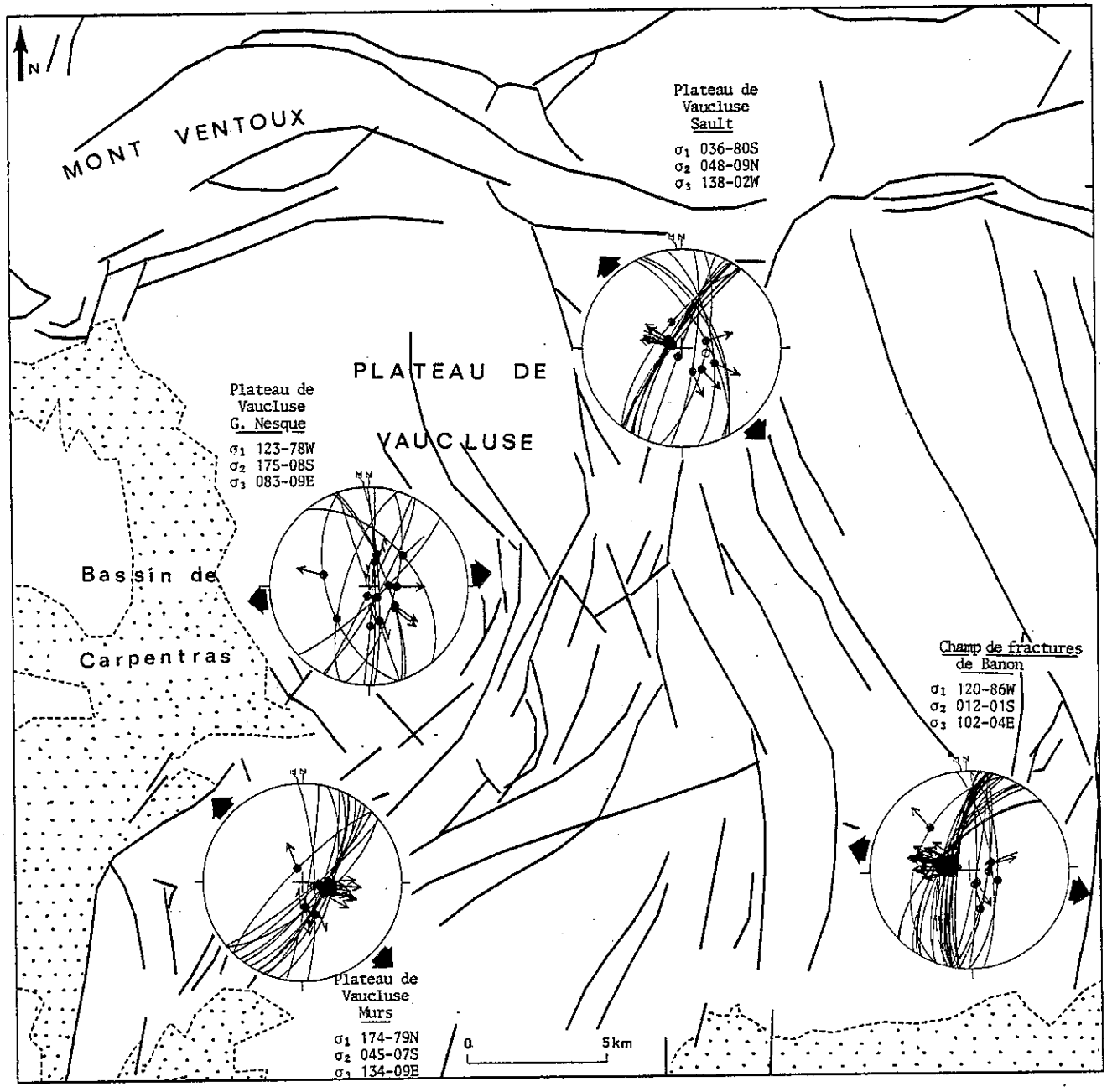


Fig. 181. - Analyse microtectonique de la fracturation dans l'ensemble Ventoux-Lure-Plateau de Vaucluse : distension E-W à SE-NW.

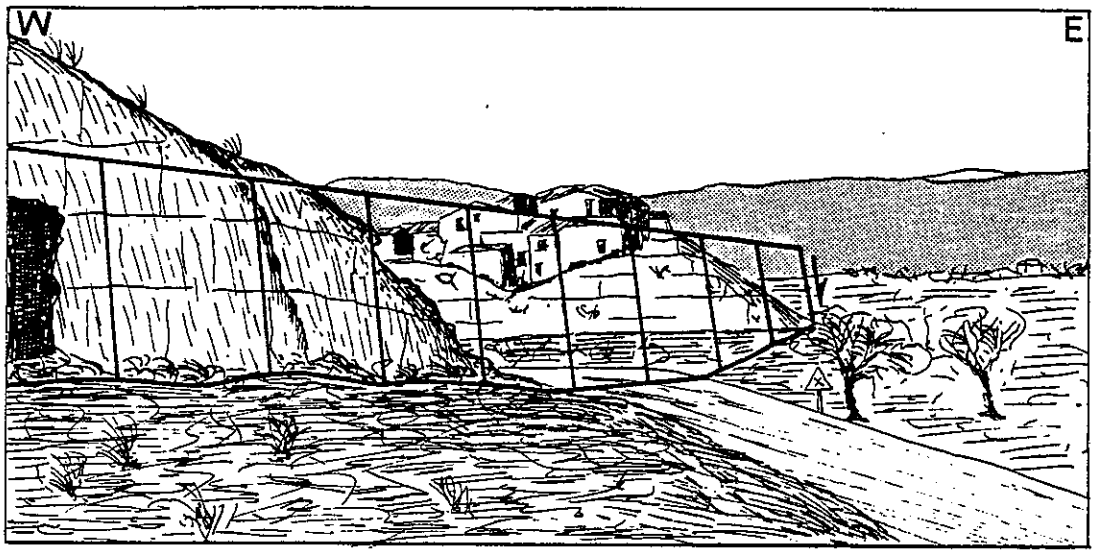


Fig. 182. - Le Rocher : structure effondrée typique du champ de fractures de Banon.

Au premier plan, une faille d'az. 035 sépare un horst de calcaires bédouliens (sur lequel est situé le village du Rocher) d'un graben rempli de dépôts marno-sableux gargasiens, clansayésiens et albiens. L'arrière-plan est constitué par le flanc sud de la Montagne de Lure.

Le secteur sud-est du Plateau du Vaucluse, appelé "champ de fractures de Banon" (J. Goguel, 1932) est découpé en couloirs d'effondrement NNW-SSE et surtout NNE-SSW où sont conservés les marnes du Gargasien et les grès du Clansayésien-Albien, le Bédoulien calcaire forme des horsts entre ces fossés (fig.182). P. Gigot *et al.* (1977) ont mis en évidence de nombreuses failles synsédimentaires affectant l'Oligocène de Forcalquier dans le prolongement du champ de fractures.

3) Compression NE-SW (fig.183).

Cet épisode compressif provoque dans le Plateau de Vaucluse un rejeu dextre des accidents N-S à NNE-SSW antérieurs, des décrochements sénestres E-W leur sont parfois associés. L'état de contrainte correspondant était caractérisé par une compression σ_1 horizontale d'azimut 045 à 060. Cette compression se manifeste également par des décroche-

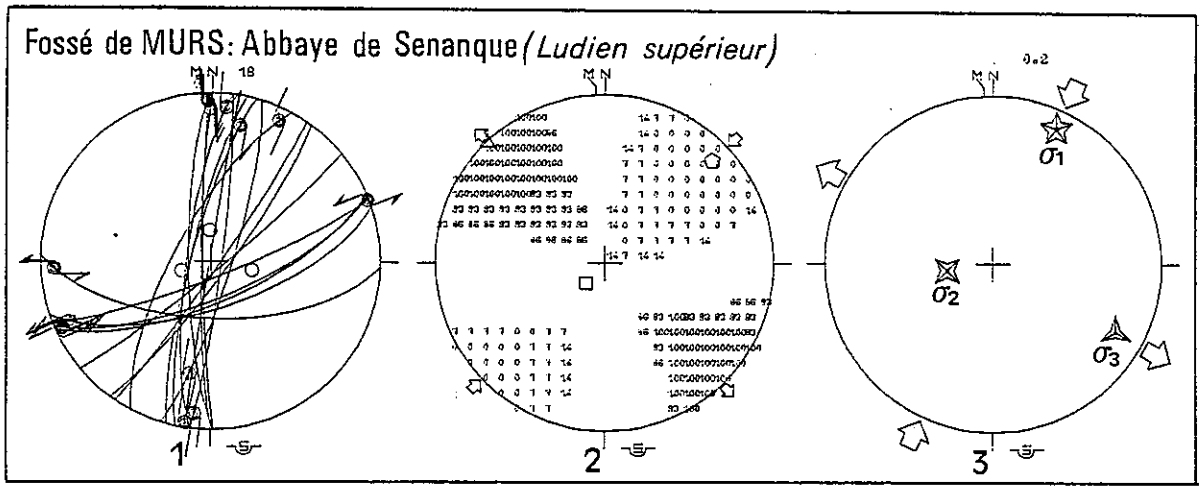


Fig. 184. - Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires de l'Oligocène inférieur à côté de l'abbaye de Senanque : compression NE-SW.

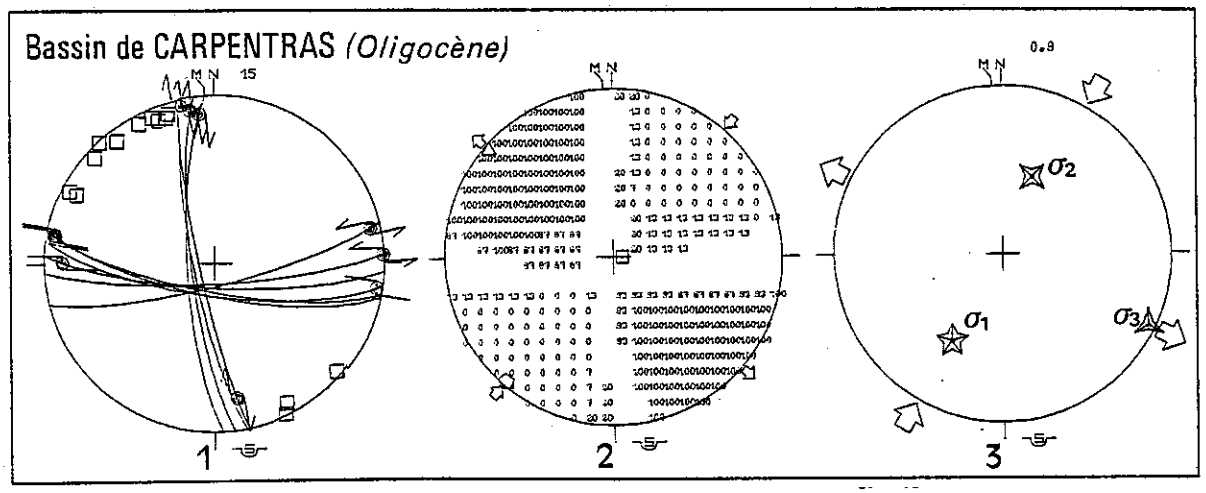
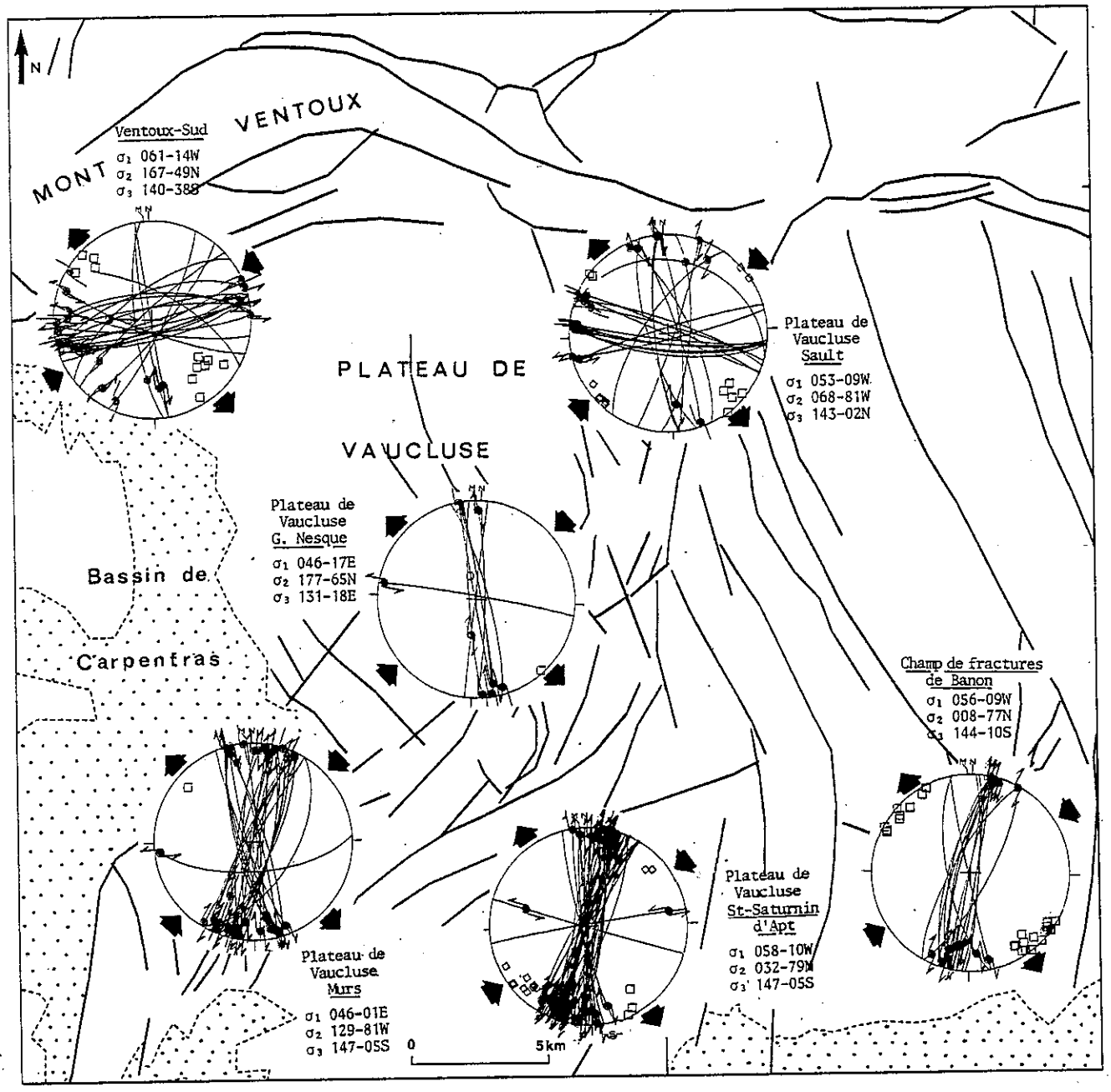


Fig. 185. - Analyse d'une population de décrochements et de fentes de tension affectant les calcaires de l'Oligocène du bassin de Carpentras : compression NE-SW.



ments conjugués dans les terrains oligocènes que ce soit dans les fossés du plateau (fig.184) ou dans le bassin de Carpentras (fig.185). Une de ces failles affectant le Stampien au Nord-Est de Venasque, dans le massif de Pernes-les-Fontaines, est nettement cicatrisée par le Burdigalien (cf. carte géologique de Carpentras à 1/50 000). Cette tectonique est donc d'âge aquitanien. Elle est matérialisée d'une façon générale par la discordance du Burdigalien dans le bassin de Carpentras, mais aussi dans le plateau de Vaucluse (Sud de Murs) et le Mont Ventoux (Montbrun). M. Villeger (1984) a également caractérisé, dans les terrains d'âge chattien du bassin de Carpentras, une compression NE-SW qu'il attribue sans doute à tort à la phase post-tortonienne (N20).

4) Compression E-W.

De rares manifestations d'une compression E-W sont observables dans les Baronnies, sous forme de rejeux sénestres des accidents NW-SE et dextres NE-SW accompagnés de quelques fentes de tension (fig.186 A). Dans le Plateau de Vaucluse et le Mont Ventoux, seules des fentes de tension marquent ce raccourcissement (fig.186 B, D). Cette compression, sans doute faible, est de direction assez constante dans toute cette région : l'azimut moyen des fentes est 106 à Barret-de-Lioure, 114 vers Sault-de-Vaucluse et 100 sur le flanc du Ventoux. M. Villeger (1984) lui attribue, dans le bassin de Forcalquier, un système de diaclases formant un dièdre aigu 070-100, présent dans les calcaires oligocènes et la molasse burdigalienne mais non dans le Serravalien. Il situe ainsi cet épisode "discret" pendant le Langhien.

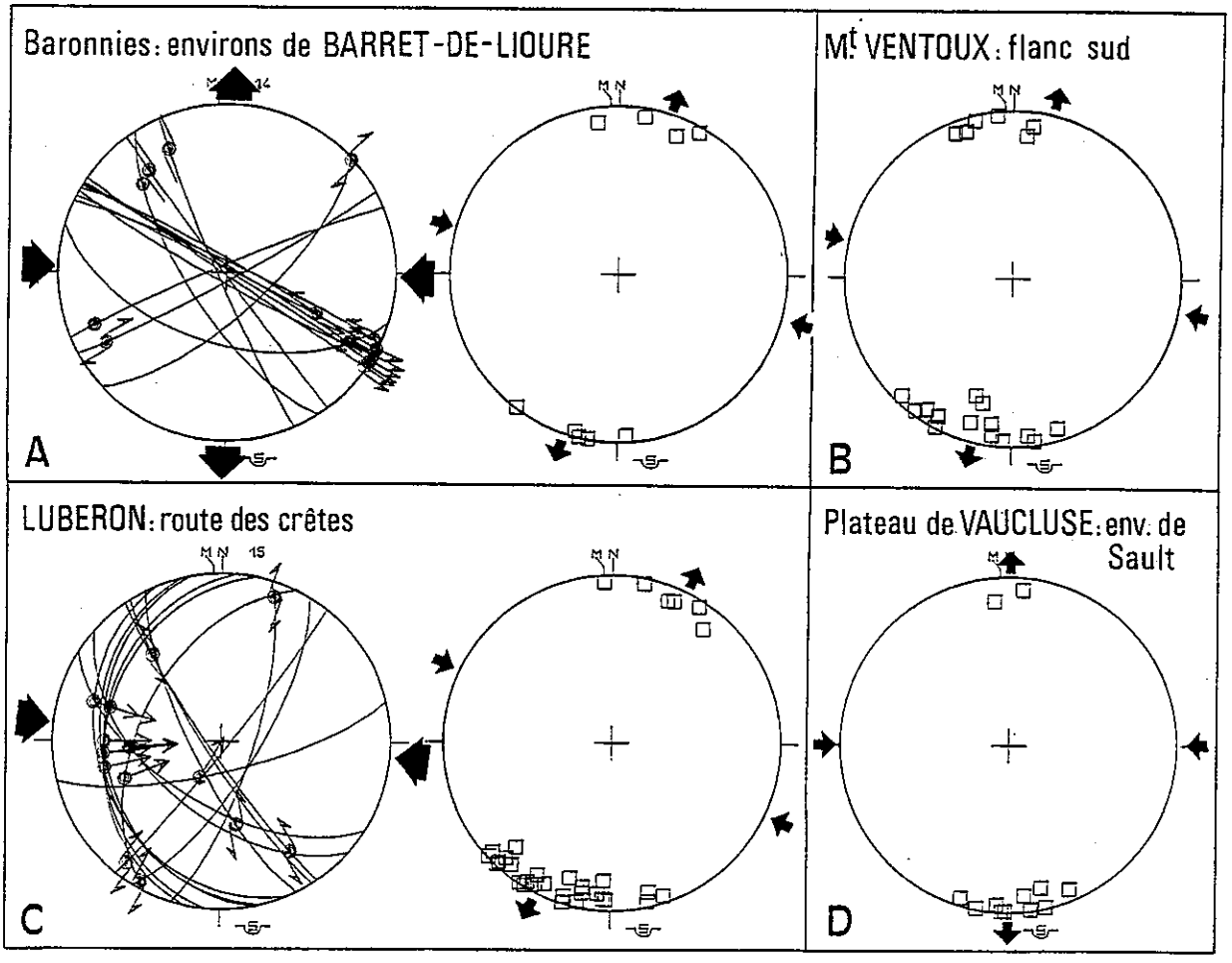


Fig. 186. - Analyse de populations de failles et de fentes de tension caractéristiques de la compression E-W en Haute-Provence.

Fig. 183. - Analyse microtectonique de la fracturation dans l'ensemble Ventoux-Lure-Plateau de Vaucluse : compression NE-SW.

5) Compression N-S tardive.

Le second épisode de compression N-S est responsable du trait structural dominant de la région : le chevauchement du pli Ventoux-Lure sur les Baronnies. Sous ce chevauchement se rebroussent et se laminent des formations miocènes ; les plus récentes sont helvétiennes, ce qui donne donc pour le chevauchement un âge fini- ou post-miocène.

Il est clair que les failles inverses 090 à 120 qui affectent le versant nord du Mont Ventoux (fig.179) sont à rattacher à cet épisode, l'analyse de ces failles indique une contrainte principale maximale σ_1 horizontale sensiblement N-S et une contrainte minimale σ_3 verticale. Dans le synclinal de Montbrun, le Burdigalien calcaréo-gréseux est lui-même affecté de nombreuses failles inverses d'azimut 090-100.

Dans le plateau de Vaucluse il est vraisemblable que les décrochements créés lors de la première phase N-S rejouent (au moins *pro parte*) puisqu'ils peuvent recouper les structures distensives des fossés de Sault et de Murs et du champ de fractures de Banon ; d'autres sont créés comme dans le fossé de Sault-de-Vaucluse où on peut observer, sur la route D1 à l'Ouest du village, dans les calcaires à Cyrènes de l'Oligocène inférieur, quelques accidents sénestres NE-SW et dextres NNW-SSE. Ainsi la contrainte principale maximale σ_1 est horizontale et subméridienne dans toute la région, mais il y a probablement entre le plateau de Vaucluse et le Mont Ventoux-Lure une inversion σ_2 -σ_3 pouvant provoquer des jeux décrochants dans le plateau (σ_2 verticale, σ_3 horizontale et E-W) et des chevauchements au front de l'axe Ventoux - Lure (σ_3 verticale, σ_2 horizontale et E-W).

d) Cinématique des déformations dans le Luberon.

Dès 1892, W. Kilian signalait dans le Luberon "la trace très nette de deux phases principales de plissement" et donnait à celles-ci des âges anté-miocène et post-tortonien. Par la suite, J. Goguel (1932) a décrit en détail la structure du massif et en a précisé l'interprétation. L'analyse des déformations cassantes montre de plus une phase compressive intermédiaire NE-SW, marquée par des systèmes de décrochements.

1) Compression N-S (fig.187).

Comme le Mont Ventoux plus au Nord, le Luberon a donc été affecté par deux épisodes compressifs subméridiens. Là encore il n'est pas toujours facile, du moins pour la tectonique cassante, de faire la part de ce qui revient à l'un ou à l'autre de ces épisodes. Il semble cependant que les systèmes de décrochements conjugués de même que quelques failles inverses soient attribuables à la première phase. C'est le cas dans la Combe de Bonnieux par exemple où l'on peut voir des décrochements conjugués sénestres 020-060 et dextres 140-160 accompagnés de quelques failles inverses 080-110 (fig.188 A) ; le calcul du tenseur des contraintes y indique une contrainte σ_1 horizontale d'azimut 169. Or cette compression est clairement antérieure à la compression NE-SW puisque dans le même site une grande partie des failles inverses E-W rejoue en décrochements sénestres (fig.188 B), des failles dextres subméridiennes leurs sont associées et l'analyse de cette population de failles caractérise une contrainte σ_1 d'azimut 038.

En ce qui concerne les plissements, le pli anticlinal du Luberon est déjà bien ébauché à l'Eocène supérieur. Sur le flanc nord du pli, l'Oligocène est transgressif jusque sur l'Hauterivien ; sur le flanc sud, près de Cucuron, il est nettement discordant sur le Crétacé et l'Eocène inférieur et moyen. Cet épisode tectonique est ainsi compris entre Bartonien inférieur et Oligocène inférieur, il appartient donc à la phase pyrénéo-provençale (J. Goguel, 1932). L'anticlinal d'âge éocène supérieur se suivait sur toute la longueur du Luberon, mais le plissement était beaucoup plus intense à l'Ouest qu'à l'Est. Dans la retombée méridionale du petit Luberon, le pli principal est bordé au Sud par le "pli de Mérindol". Les calcaires urgoniens de ce dernier viennent chevaucher vers le Sud les sables et calcaires éocènes eux-mêmes vigoureusement plissés et localement redressés à la verticale. Pour J. Goguel (1932 b, c) c'est le pli de Mérindol, d'abord charrié sur l'Eocène puis le refoulant devant lui, qui est la cause des plissements de l'Eocène. Le Miocène est discordant sur ces structures. Dans le Grand Luberon l'anticlinal principal s'atténue notablement. Pour J. Goguel, à partir de Vitrolles, il existe vers l'Est deux anticlinaux distincts. Le plus méridional a une direction ESE-WNW, le second oblique vers le Nord-Est et est prolongé par l'anticlinal miocène. J. Goguel interprète l'anticlinal méridional comme un pli pyrénéo-provençal qui n'a pas rejoué postérieurement.

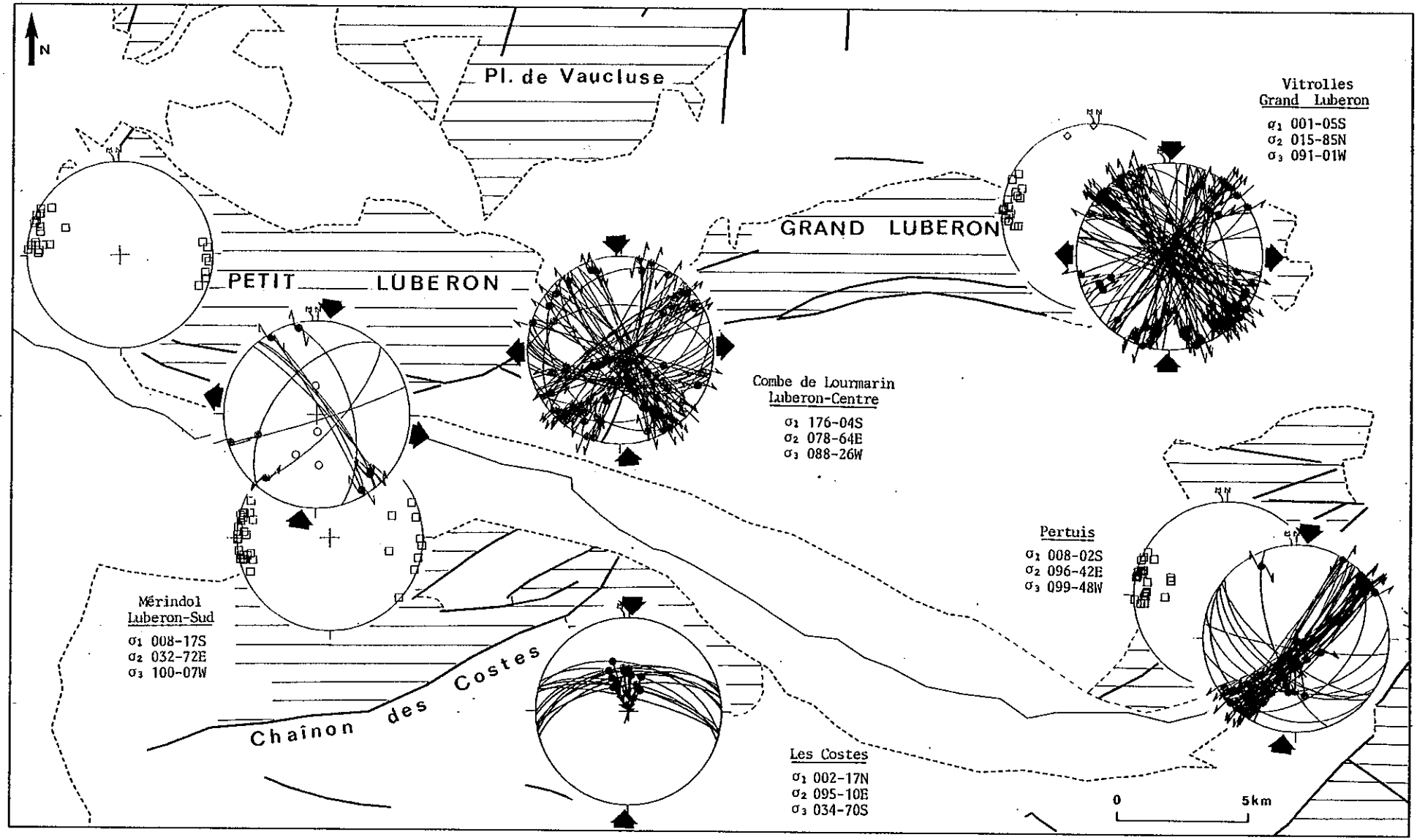


Fig. 187. - Analyse microtectonique de la fracturation dans le massif du Luberon : compression N-S.
En hachuré horizontal : Mésozoïque à l'affleurement.

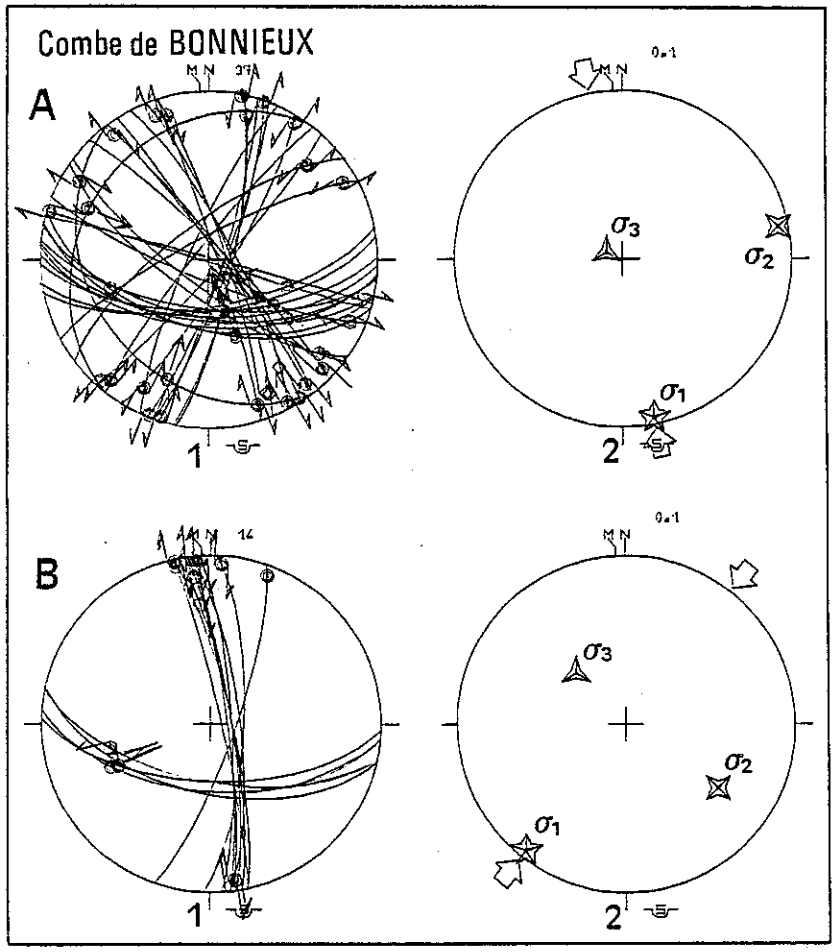


Fig. 188. - Analyse de la population de failles totale affectant les calcaires urgoniens dans la Combe de Bonnieux (Luberon).

La population de failles a pu être divisée en deux familles correspondant à deux états de contrainte : A, compression N-S ; B, compression NE-SW. On note en particulier, lors du deuxième épisode tectonique, le rejeu fréquent en décrochements dextres des failles inverses E-W créées lors du premier épisode.

Plus à l'Est l'accident durancien a probablement joué en décrochement sénestre et des plis d'axe E-W scellés par les formations tertiaires, comme l'anticlinal des Mées, ont été mis en évidence par les reconnaissances sismiques à l'Est de la Durance (P. Gigot *in* notice de la carte géologique Forcalquier à 1/50 000).

Bien qu'il ne fasse pas partie du Luberon, le massif de Beaumont-de-Pertuis - Pont-de-Mirabeau a également été étudié. On y retrouve le même système de décrochements conjugués que dans le Luberon, accompagné de nombreuses failles inverses (fig.187). Dans le coude de la Durance, la rivière entaille en cluse le coeur oxfordien de l'anticlinal de Pont-de-Mirabeau. Dans la carrière de Pont-de-Mirabeau, les calcaires du Portlandien, redressés à la verticale sont recouverts en discordance par la molasse sableuse du Tortonien, subhorizontale (fig.189). Des jeux bancs sur bancs marquent toutes les surfaces de bancs, indiquant une compression d'azimut 020. Il ne peut donc s'agir là aussi que de la première phase compressive subméridienne. C'est cette phase qui est responsable plus au Sud des structures tangentielles majeures de la Provence.

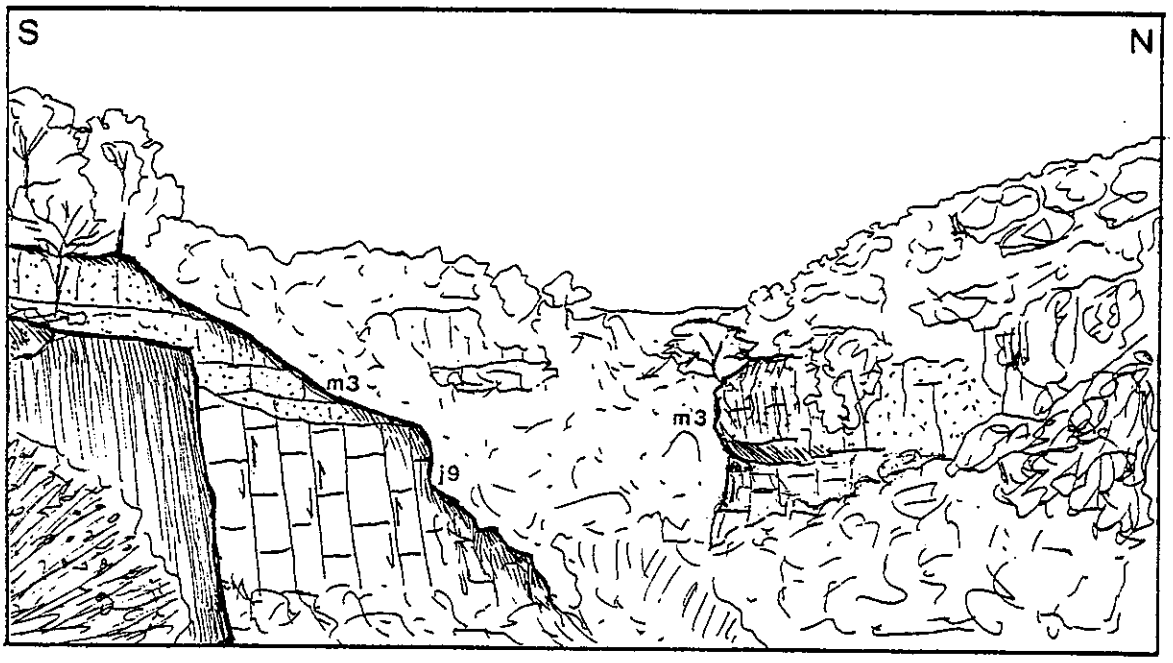


Fig. 189. - Carrière du Pont-de-Mirabeau : discordance de la molasse sableuse tortonienne subhorizontale sur les calcaires du Portlandien très redressés.

2) Distension E-W.

Les traces de la distension N-S qui a affecté la région à l'Oligocène sont pratiquement inexistantes dans le Luberon à l'exception de son extrémité occidentale. La terminaison périclinale du Petit Luberon est, en effet, affectée par des fractures NNE-SSW qui favorisent l'abaissement du pli et son ennoyage sous le Miocène. Le rocher urgonien de Cavaillon est le dernier compartiment de cette terminaison. Ce système de fractures se trouve par ailleurs dans le prolongement sud de la grande faille de Fontaine-de-Vaucluse qui limite à l'Est les Monts de Vaucluse. Il n'a pu être possible de faire suffisamment de mesures pour déterminer les contraintes caractéristiques de cet épisode distensif.

3) Compression NE-SW (fig.190).

L'épisode compressif NE-SW n'a pas laissé de traces dans la tectonique plicative du Luberon, cependant il a provoqué des rejeux d'accidents créés lors de la compression N-S : failles inverses E-W rejouant en décrochements sénestres comme dans la combe de Bonnieux, par exemple (fig.188) ou fentes de tension subméridiennes réutilisées comme décrochements dextres comme celles qu'on peut observer dans la carrière de Merindol. Il est probable qu'il s'agit là de manifestations, d'ailleurs modérées, de l'épisode compressif NE-SW aquitanien reconnu plus au Nord, comme plus à l'Est. Dans les terrains oligocènes, des systèmes de diaclases conjuguées à valeur de décrochements témoignent également de cette compression : c'est le cas au Sud-Ouest de Saint-Martin-des-Eaux par exemple où une dalle de calcaires sannoisiens basculée postérieurement par la seconde compression N-S montre un système losangique de diaclases d'azimut 030-090 (fig.191).

4) Compression E-W.

Aucune manifestation d'une compression E-W tardive n'a pu être relevée dans le massif du Luberon à l'exception de son extrémité occidentale (fig.186 C) où elle provoque en particulier des rejeux en failles inverses des accidents subméridiens accompagnés de nombreuses fentes de tension.

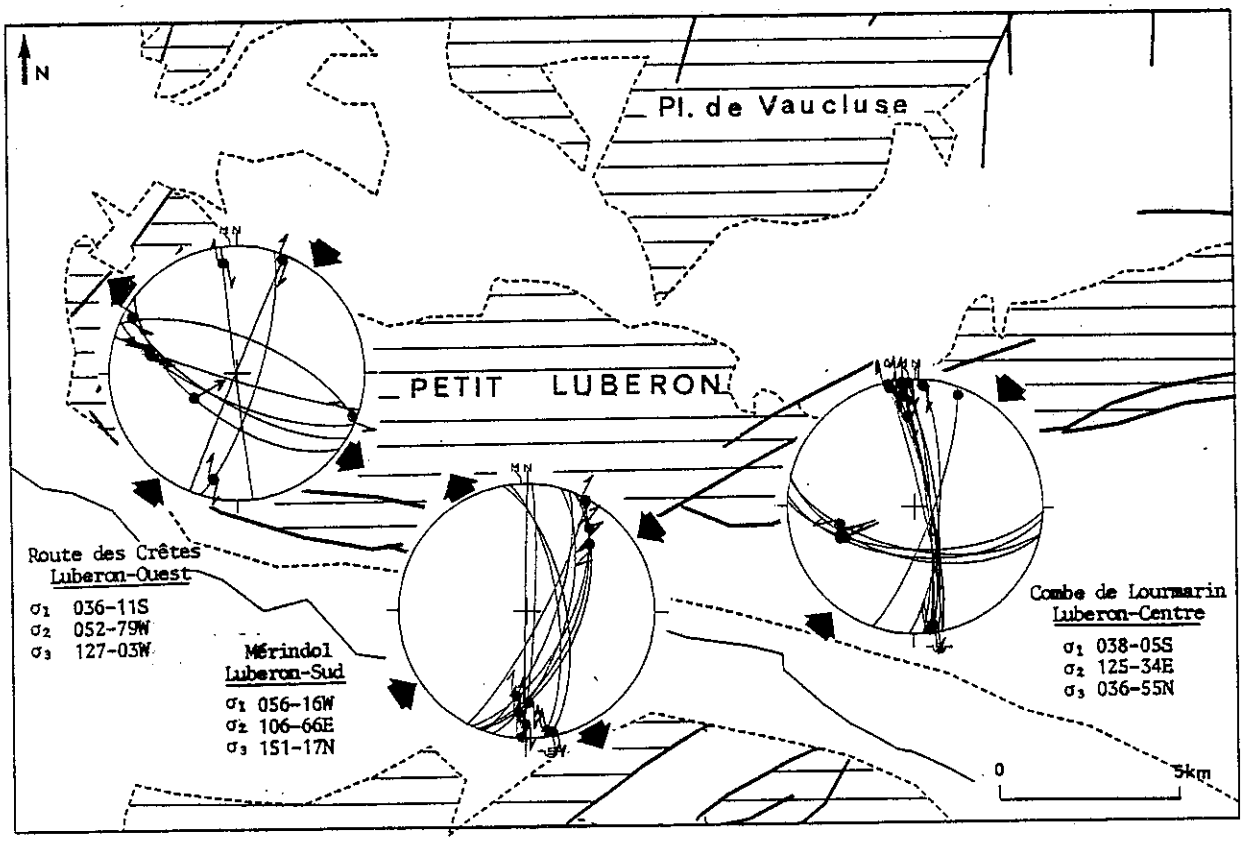


Fig. 190. - Analyse microtectonique de la fracturation dans le massif du Luberon : compression NE-SW.

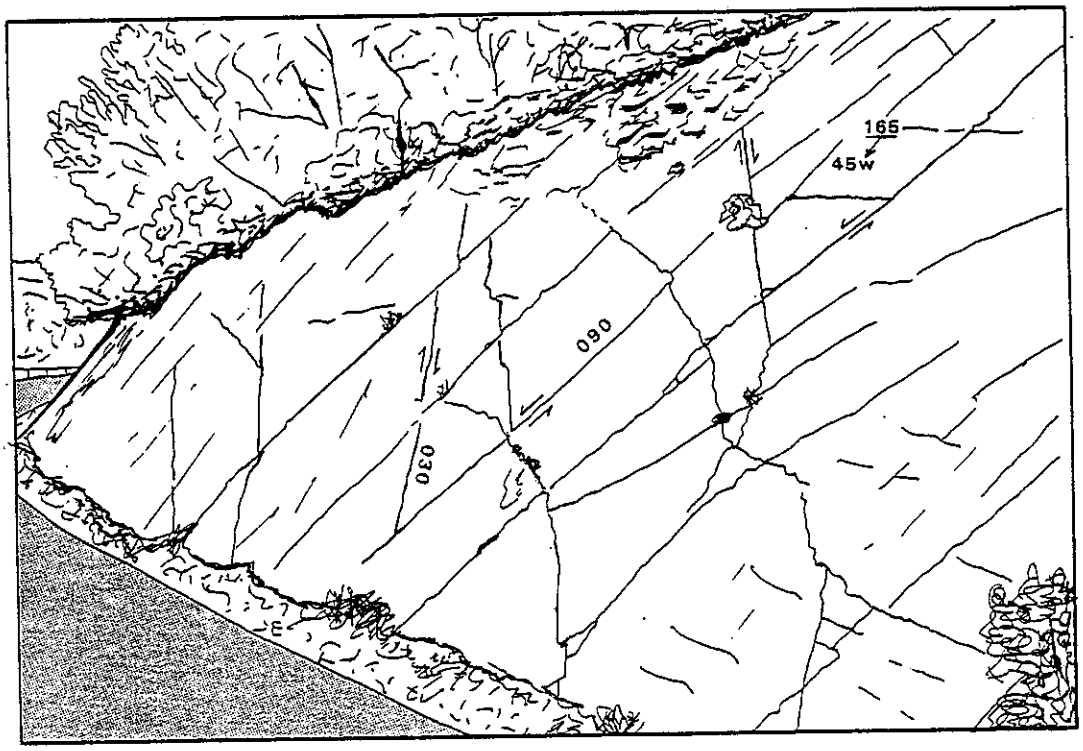


Fig. 191. - Route D105 au Sud-Ouest de St-Martin-les-Eaux : grande dalle de calcaires "de Montfuron" (Sannoisien) portant un réseau losangique de décrochements caractéristiques d'une compression NE-SW et antérieurs au basculement des couches.

5) Compression N-S tardive.

A l'inverse de la première phase compressive subméridienne , la seconde est moins marquée dans le Petit que dans le Grand Luberon. Dans celui-ci la molasse burdigalienne dessine le même anticlinal que le Crétacé, mais un peu atténué ; la discordance est de l'ordre de 20-30°. Au Nord de Lourmarin on peut observer dans la molasse sur les deux flancs du pli une schistosité de fracture assez frustre en éventail (fig.192 et pl.V). Celle-ci apparaît ici au-dessus du front supérieur de schistosité. Il est possible que la roche n'ait pas été complètement diagénisée lors du serrage, favorisant ainsi l'apparition de ces clivages que l'on ne retrouve pas dans les calcaires secondaires formant le coeur du pli.

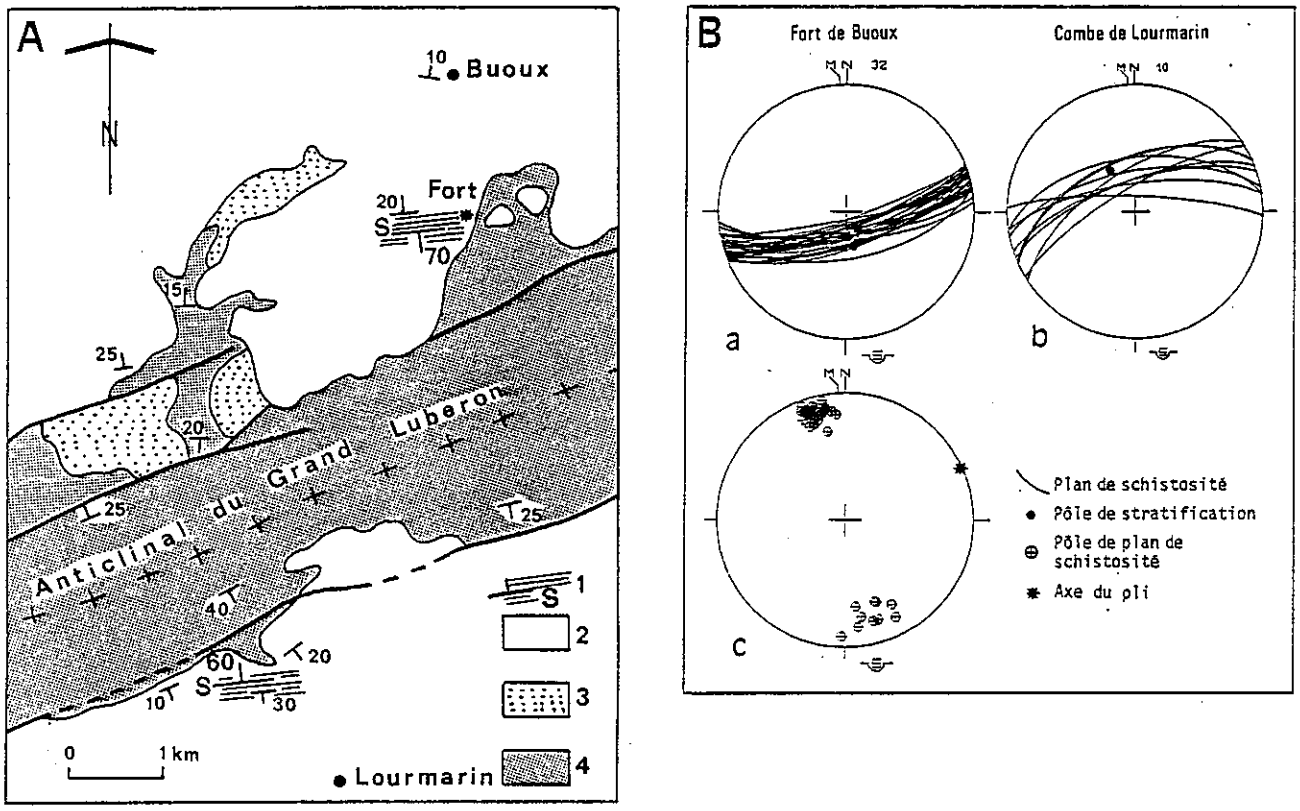


Fig. 192. - Schistosité de fracture dans la molasse burdigalienne de l'anticlinal du Grand Luberon.

A : Carte simplifiée de l'anticlinal du Grand Luberon. 1, direction et pendage des plans de schistosité ; 2, Burdigalien ; 3, Oligocène ; 4, Néocomien-Barrémien.

B : Projections cyclographiques des plans de schistosité sur le flanc nord (a) et le flanc sud (b) de l'anticlinal, et projection des pôles des plans de schistosité (c).
- Noter la schistosité en éventail de même direction que l'axe du pli.

Au Sud-Est de Cucuron, le petit pointement hauterivien de la Déboulière forme un anticlinal qui a joué lors de deux phases de compression N-S suivant le même axe. Entre celui-ci et le Grand Luberon, le Miocène dessine le synclinal de Cucuron. L'extrémité orientale du Luberon crétacé, appelée "Luberon de Vitrolles", montre un pli anticlinal très atténué et un abaissement d'axe assez fort ; le Néocomien s'ennoie sous l'Oligocène à quelques kilomètres à l'Est de Vitrolles. On a vu que pour J. Goguel (1932) cet anticlinal dû à la phase pyrénéo-provençale n'a pu rejouer au Miocène. Le plissement lié à la compression N-S tardive, oblique vers le Nord-Est, c'est le "Luberon de Manosque" qui forme jusqu'à Volx un anticlinal à coeur oligocène dissymétrique et très aigu. Dans le

détail les pendages varient très rapidement, des replis affectent les bancs les plus incompétents. La figure 193 en montre un exemple dans les calcaires en plaquettes de l'Oligocène moyen sur la route D5 au Nord de Manosque.

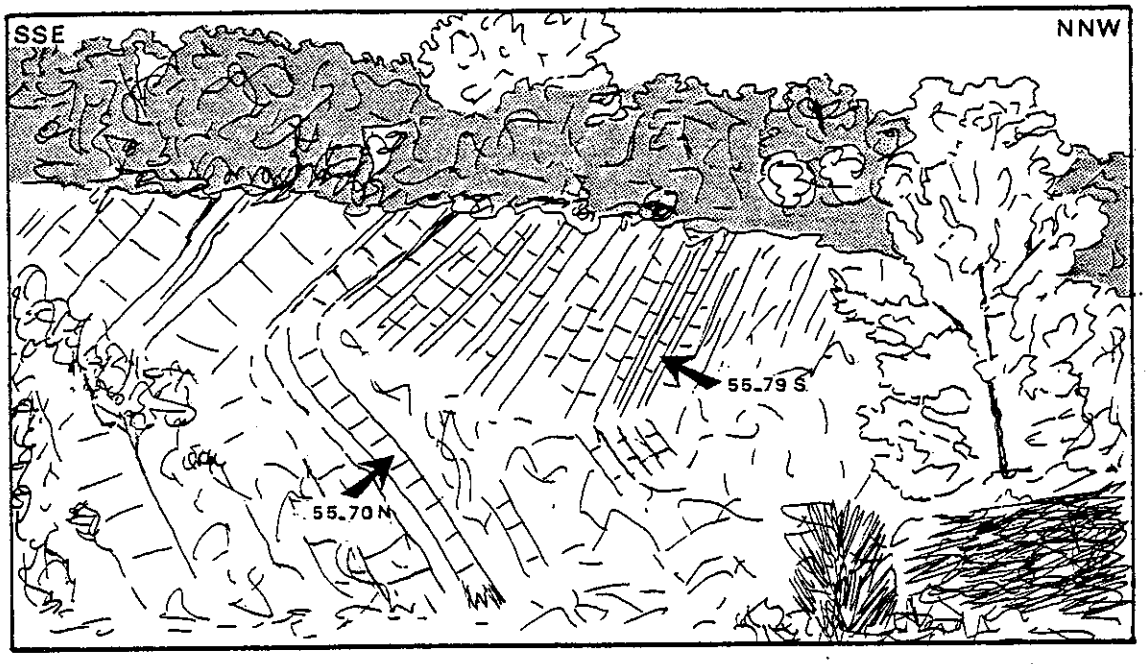


Fig. 193. - Repli anticlinal déversé dans les calcaires de l'Oligocène moyen sur la D5 entre Dauphin et Manosque.

A l'extrémité orientale du Luberon de Manosque, le Crétacé réapparaît dans l'axe du pli, au rocher de Volx. Le flanc nord y montre des pendages faibles et réguliers, le flanc sud est affecté par une faille qui fait reposer l'Hauterivien sur le Miocène renversé. Le changement d'orientation de l'axe anticlinal à l'Est de Vitrolles (fig.195) est probablement lié au fonctionnement d'accidents décrochants sénestres NNE-SSW tel le faisceau d'accidents de Montfuron (P. Gigot *et al.*, 1977). Des systèmes de décrochements conjugués sénestres NE-SW à NNE-SSW et dextres NW-SE ont d'ailleurs été observés dans les calcaires oligocènes au Sud de Montfuron (fig.194) où leur analyse indique une contrainte compressive σ_1 d'azimut 002. L'accident de la Durance rejoue également en coulissement sénestre à cette époque participant à ces virgations d'axes des plis et induisant des plis coniques en échelons (cf.§ e).

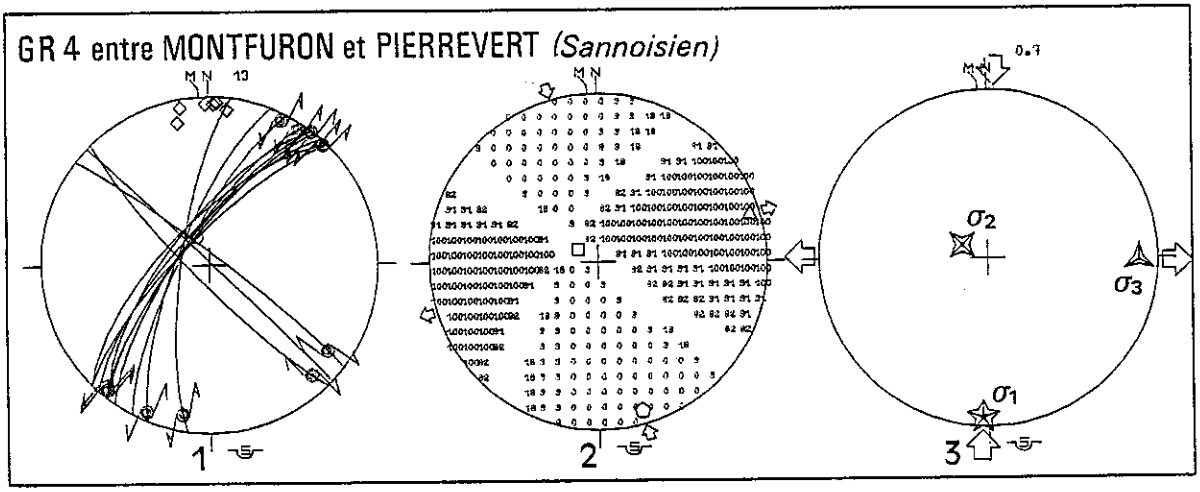


Fig. 194. - Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires "de Montfuron" (Sannoisien) sur le chemin de Montfuron à Pierrevert : compression N-S.

e) Cinématique des déformations dans le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier.

La région qui s'étend d'Apt à l'Ouest, à Forcalquier et Manosque à l'Est a constitué pendant tout l'Oligocène un bassin laguno-lacustre dont l'histoire sédimentaire et tectonique a été reconstituée avec une grande précision par J.P. Destombes (1961) et sutout par P. Gigot et ses collaborateurs (P. Gigot, 1975 ; Y. Gubler *et al.* , 1975 ; P. Gigot *et al.*, 1975, 1977 ; M. Lanteaume *et al.*, 1982). Le trait structural dominant de la région est l'accident durancien de direction moyenne N 30 (fig.195, 196). Celui-ci a dû jouer durant la phase pyrénéo-provençale en décrochement sénestre puis, à la fin de l'Eocène et pendant tout l'Oligocène, il a contrôlé l'effondrement du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier, délimitant à l'Est la zone haute du horst de Valensole. Il s'est à nouveau individualisé en flexure au Miocène et a finalement rejoué en décrochement compressif sénestre pendant la déformation alpine mio-pliocène (cf. notice de la carte géologique Forcalquier à 1/50 000). Les résultats de l'analyse des déformations cassantes dans les terrains oligocènes et miocènes s'accordent bien avec l'évolution tectono-sédimentaire proposée par ces auteurs et précisent les états de contraintes correspondants.

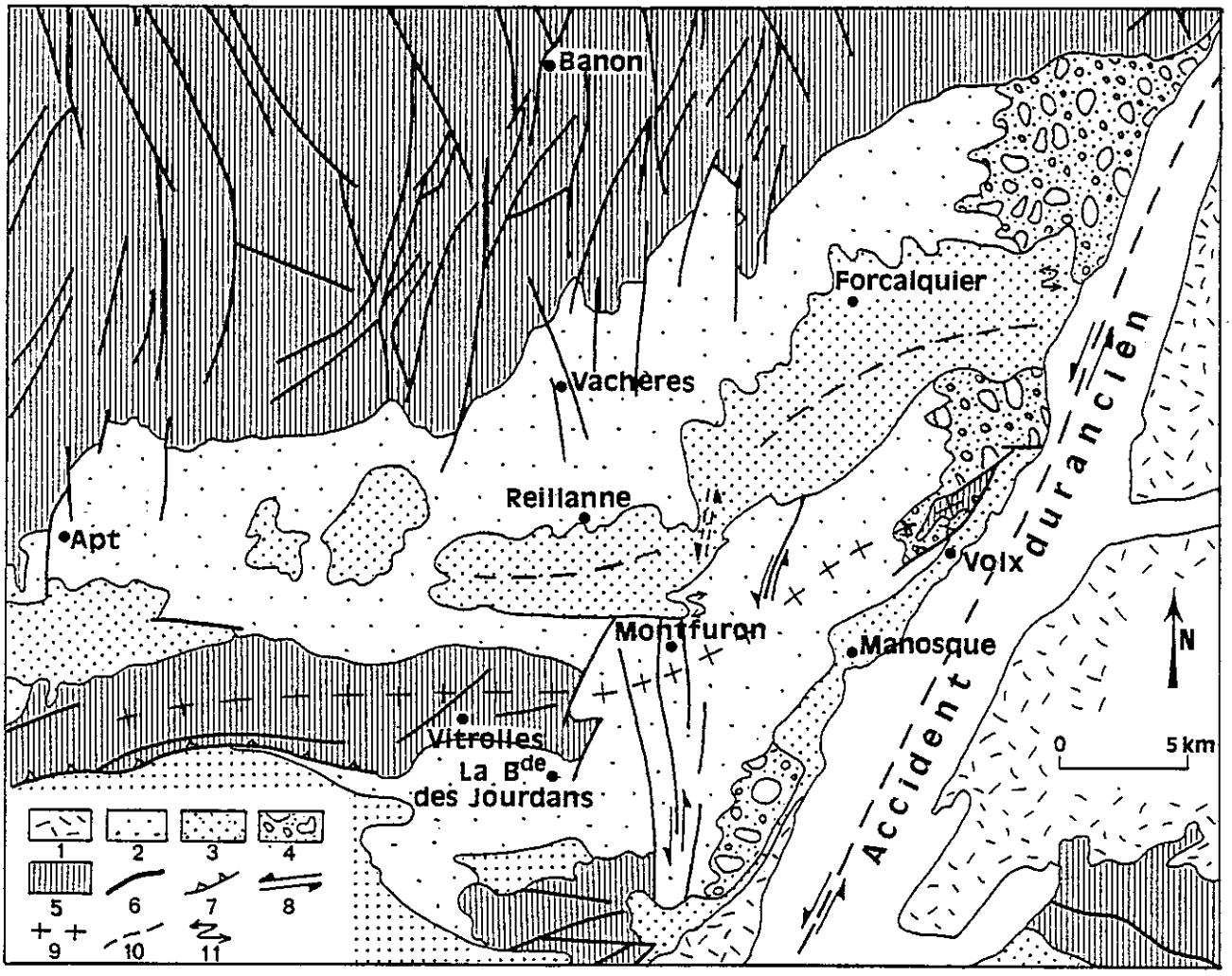


Fig. 195. - Carte structurale du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier (d'après P.Gigot *et al.*, 1977, modifié).

1, formation de Valensole mio-pliocène ; 2, Miocène ; 3, Oligocène ; 4, klippes sédimentaires et brèches (faciès duranciens) ; 5, Mésozoïque ; 6, faille ; 7, chevauchement ; 8, décrochement ; 9, axe anticlinal ; 10, axe synclinal ; 11, pli conique.

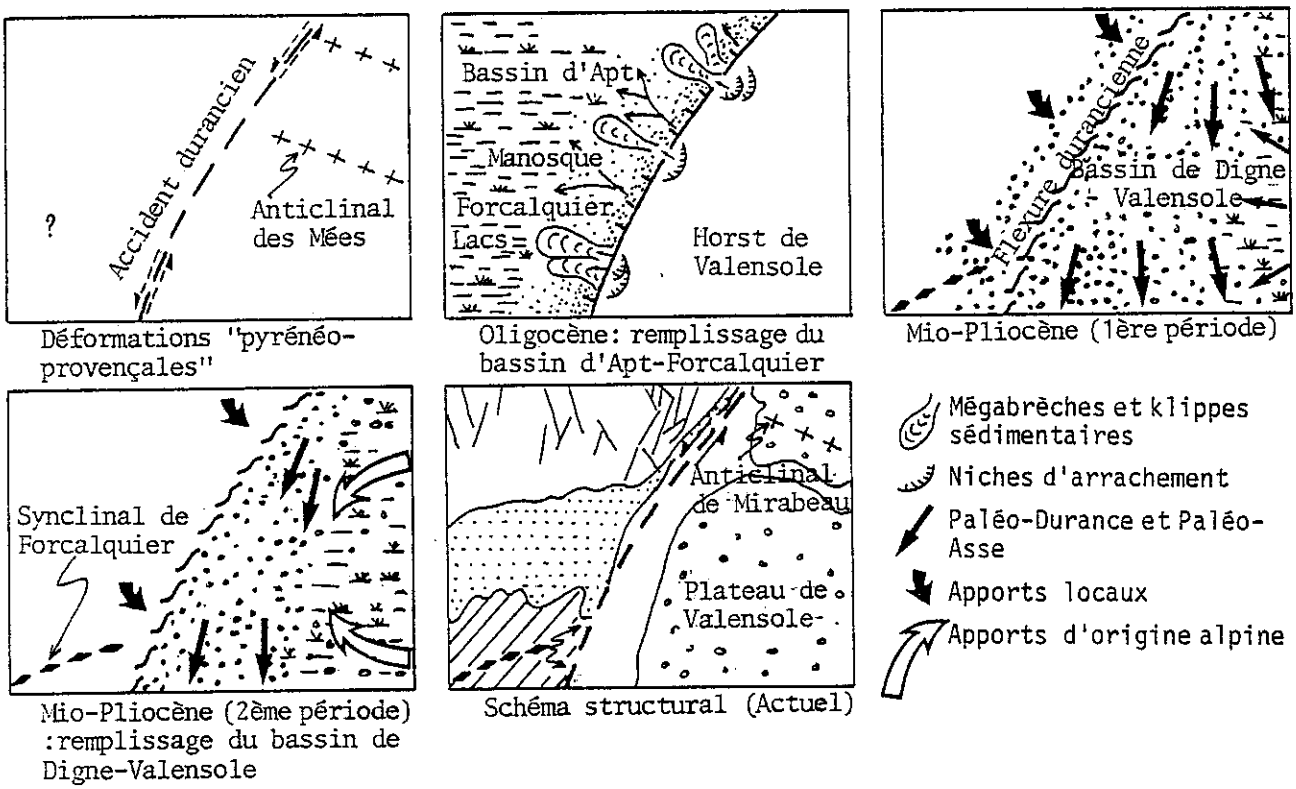


Fig. 196. - Evolution structurale et sédimentaire de la région de Forcalquier (d'après P. Gigot, 1982 *in* Notice de la carte géologique Forcalquier à 1/50 000).

Le bassin oligocène d'Apt-Manosque-Forcalquier est "un bassin endoréique soumis à une subsidence localement très active et directement liée à la déformation de grabens" (Y. Gubler *et al.*, 1975). La sédimentogenèse aboutit à deux types de faciès : les faciès détritiques issus de l'érosion des versants ou d'apports plus lointains et les faciès chimiques formés *in situ* . La figure 197 montre des variations d'épaisseur qui individualisent les secteurs d'Apt (700 m) et de Manosque-Forcalquier (2 000 à 3 000 m). Le secteur oriental du bassin est limité à l'Est par l'accident durancien ; celui-ci marquait durant l'Oligocène le rebord occidental du horst de Valensole et alimentait constamment le bassin

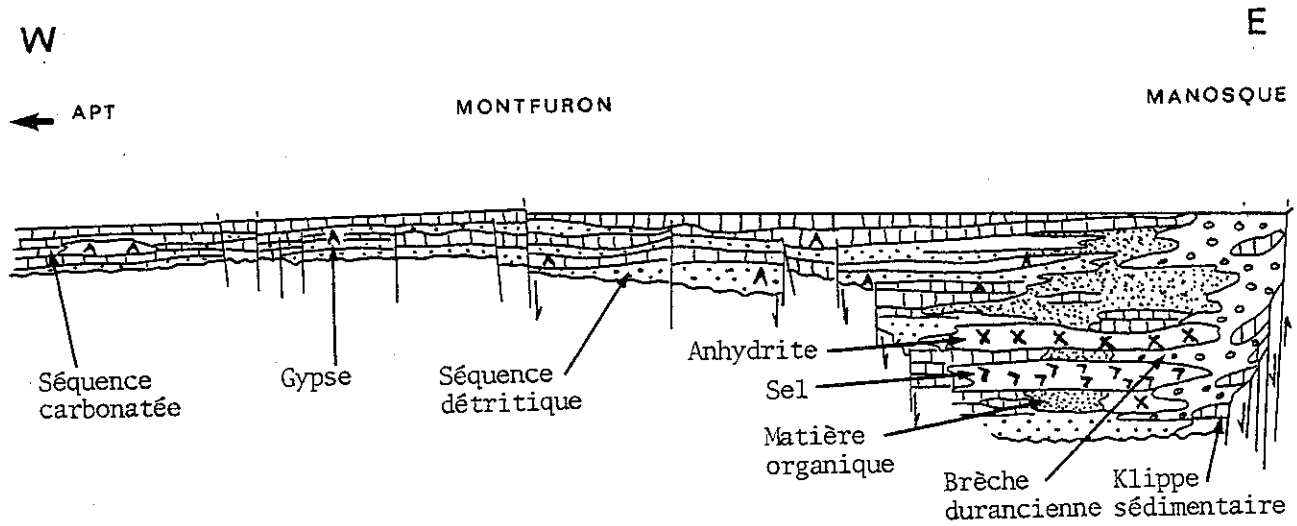


Fig. 197. - Coupe schématique montrant la répartition des faciès dans le bassin oligocène d'Apt-Manosque-Forcalquier (d'après Y. Gubler *et al.*, 1975 ; P. Gigot *et al.*, 1977).

en décharges détritiques, mégabrèches, klippes sédimentaires (J. Goguel, 1959 ; P. Gigot, 1975). Le secteur occidental est limité à l'Est par les failles de Vachères-Montfuron (fig.195) qui séparent le bassin d'Apt du bassin de Manosque-Forcalquier s.s. ; ces failles délimitaient des pièges à sédiments où se concentraient les formations détritiques basales. Une séquence carbonatée ultérieure paraît ensuite sceller ces accidents, certains rejouent néanmoins à l'Oligocène supérieur (fig.197) (P. Gigot, 1975 ; P. Gigot *et al.*, 1977). Le fonctionnement du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier relève donc pendant tout l'Oligocène d'un régime tectonique distensif. L'accident durancien n'est jamais directement analysable, mais l'étude des failles normales dans le Crétacé du versant oriental de la montagne de Lure (fig.198) indique un état de contrainte distensif avec σ_1 sub-vertical et σ_3 horizontal et dirigée E-W. A l'autre extrémité du bassin, dans la région d'Apt, les failles normales ont également été mesurées, dans les calcaires crétacés, mais aussi dans les bancs compétents de l'Oligocène inférieur comme le calcaire de Campagne-Calavon (fig.199). Leur analyse indique le même régime tectonique en extension E-W.

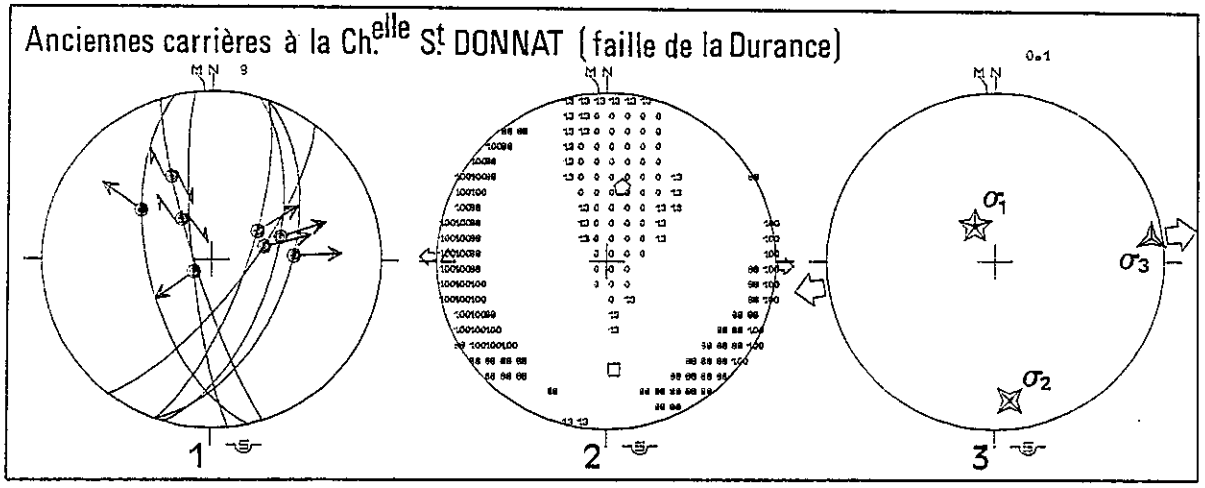


Fig. 198. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Bédoulien des carrières de la Chapelle-St-Donnat à proximité de la faille de la Durance : distension E-W.

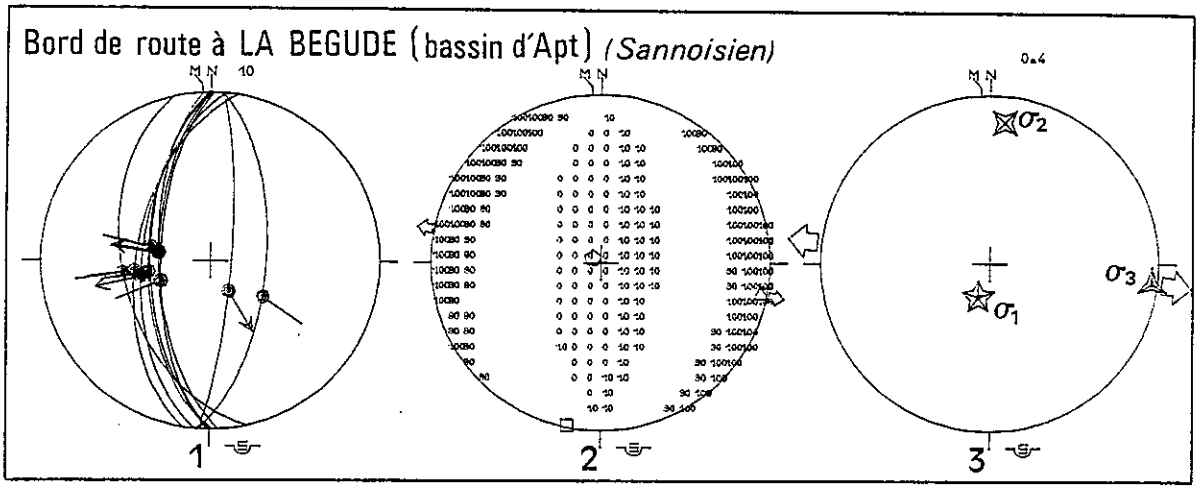


Fig. 199. - Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires sannoisiens sur la N100 à l'Ouest de la Bégude (bassin d'Apt) : distension E-W.

1) Compression NE-SW.

La compression NE-SW est peu marquée dans l'Oligocène du bassin d'Apt - Manosque - Forcalquier. On peut néanmoins lui rapporter quelques décrochements, des systèmes de diaclases conjuguées (fig.191) et des fentes de tension relativement nombreuses (fig.177b). Le Burdigalien repose en discordance sur les terrains oligocènes.

2) Compression N-S tardive (fig.200).

A la fin du Miocène, l'accident durancien s'individualise à nouveau en flexure, en sens inverse du mouvement oligocène, et le bassin de Digne - Valensole se crée à l'Est (fig.196). P. Dubois et R. Curnelle (1978) envisagent un jeu sénestre de l'accident durancien lié à la formation en rhomb-graben du bassin. Les déformations mio-pliocènes se marquent essentiellement par la formation du synclinal d'Apt-Forcalquier bordé au Sud par l'anticlinal du Luberon. Comme ce dernier, le synclinal, E-W jusque vers Montfuron, oblique ensuite vers le NE jusqu'à la Durance. L'accident durancien rejoue très probablement en décrochement sénestre de même que les failles du faisceau de Montfuron. Ces accidents déterminent les virgations d'axes de plis (anticlinal du Luberon et synclinal d'Apt-Forcalquier) et des plis coniques en échelons (Villemurs, Lurs) (fig.195) ; des plissements se produisent indépendamment de part et d'autre de l'accident durancien. Seul le plateau de Valensole échappe à la déformation.

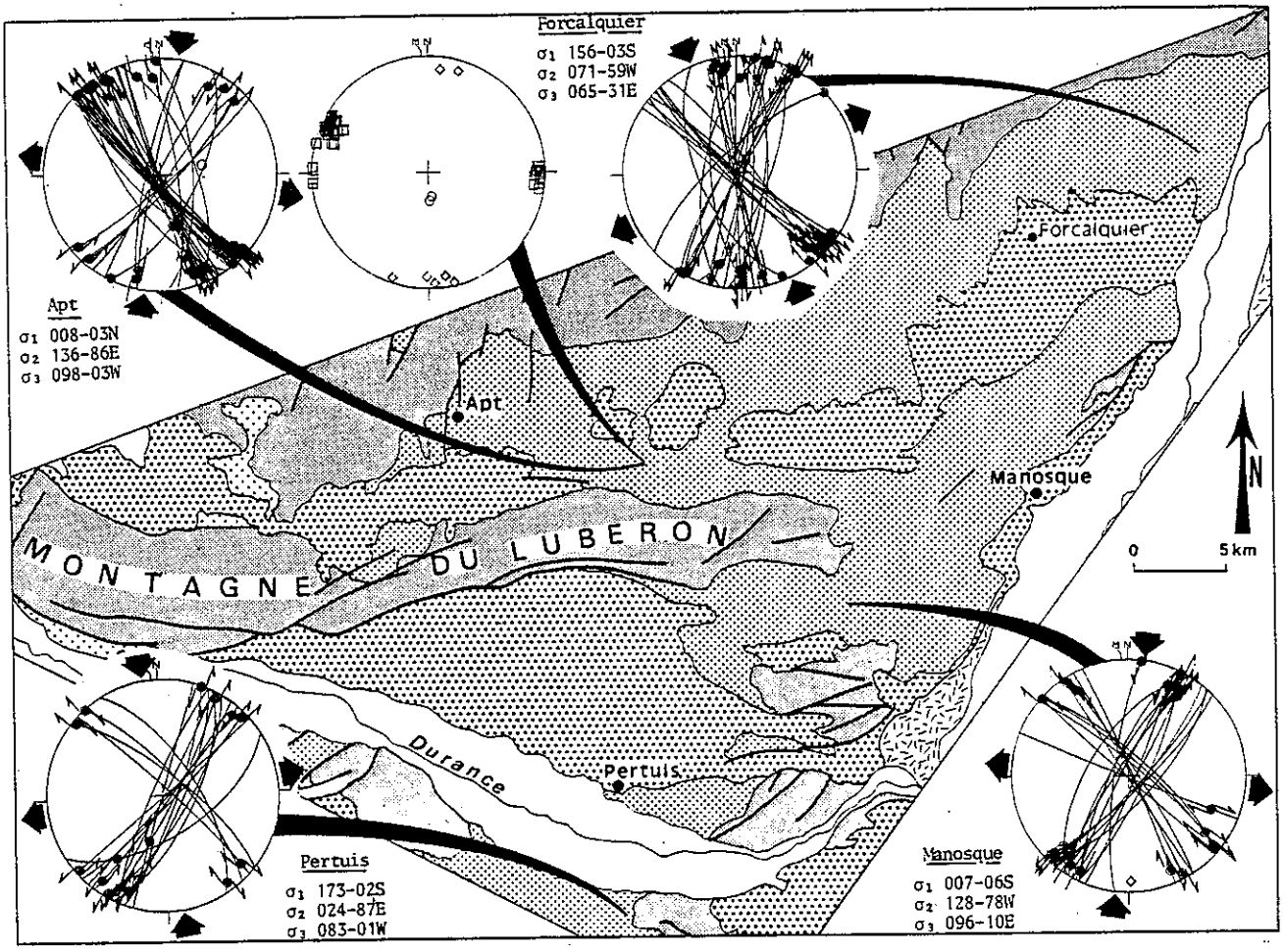


Fig. 200. - Analyse microtectonique de la fracturation dans le bassin d'Apt - Manosque - Forcalquier : compression N-S tardive.

A côté de quelques fentes de tension et stylolites tectoniques, les niveaux tertiaires du bassin sont affectés par de nombreux systèmes de décrochements conjugués dont l'analyse permet de définir une contrainte compressive σ_1 horizontale et d'azimut 170 à 010 (dans la partie centrale du bassin) (fig.201). A proximité de la faille de la Durance, cette contrainte se réoriente jusqu'à N150 (fig.202).

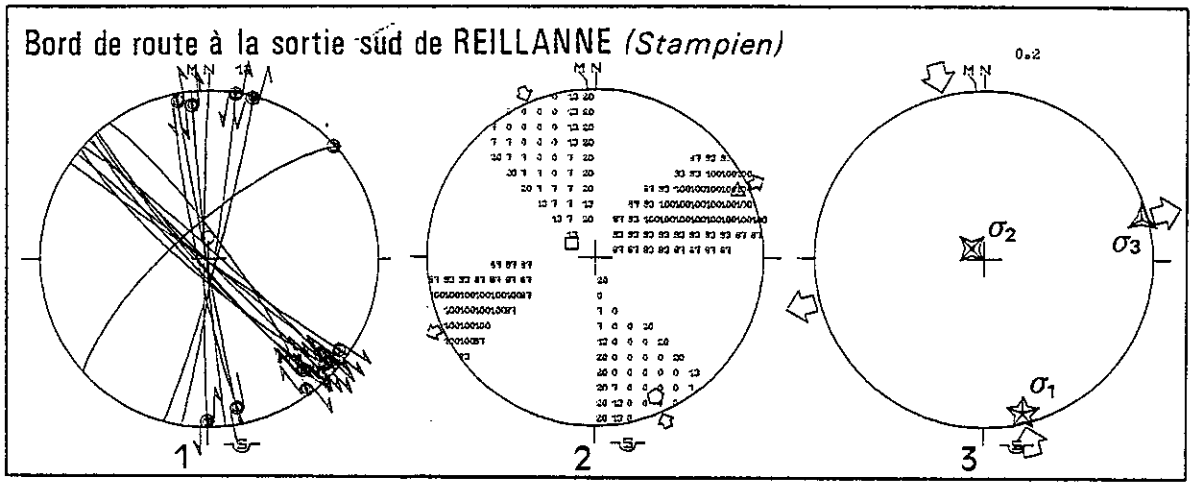


Fig. 201. - Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires "de Reillanne" (Stampien) sur la D214 à la sortie sud de Reillanne : compression N-S.

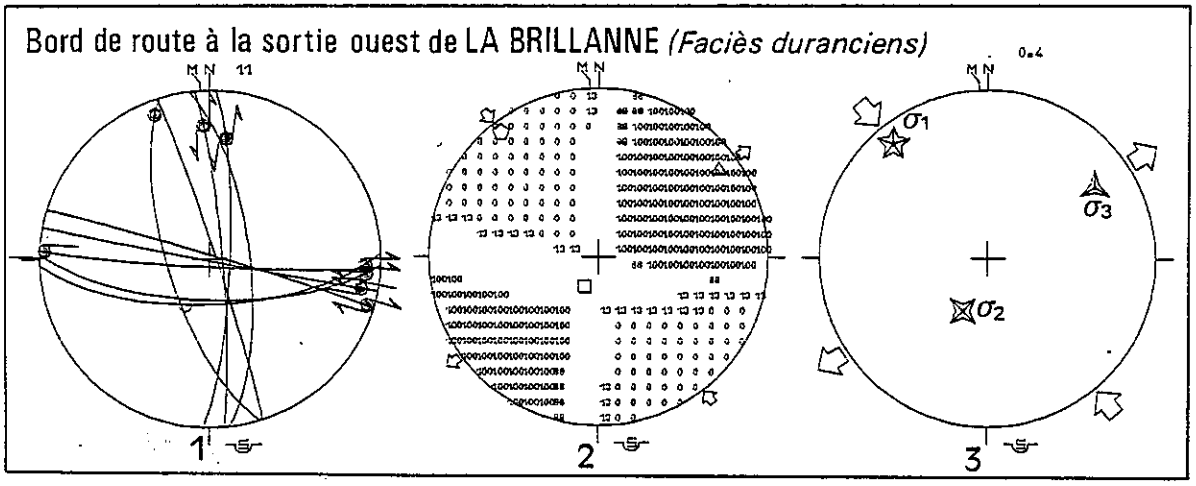


Fig. 202. - Analyse d'une population de décrochements affectant les conglomérats (faciès duranciens) sur la N100 à l'Ouest de la Brillanne : compression NW-SE.

Il y a probablement ici une réorientation de la compression générale subméridienne, liée à la faille de la Durance.

M. Villeger (1984) a pu reconnaître, dans les terrains du Miocène moyen et supérieur, deux évènements compressifs subméridiens (voir § b) qu'il appelle le "doublet des phases néogènes". Dans les terrains oligocènes, ce sont souvent les même accidents qui sont mobilisés lors de ces deux épisodes ; l'analyse très détaillée de M. Villeger lui a permis d'y caractériser deux familles de stries, d'allures différentes suivant qu'elles se rapportent à l'un ou à l'autre de ces deux épisodes. Je n'ai pu, pour ma part, distinguer ces deux compressions, proches en direction (N170 et N20), dans l'Oligocène du bassin de Forcalquier (non plus que dans les terrains crétacés du plateau de Vaucluse et du Luberon). Les contraintes reportées sur la figure 200 sont donc probablement les contraintes moyennes de ce "doublet". Il convient par ailleurs de noter qu'il ne s'agit pas là de deux phases tectoniques distinctes (cf.chapitre I : IV-C), mais probablement d'une phase assez longue (Miocène supérieur à Pliocène) au cours de laquelle la contrainte compressive maximale a tourné d'une trentaine de degrés dans le sens horaire.

f) Principales étapes de la structuration tertiaire de la Haute Provence.

1) Les phases de déformation.

Deux phases de compression N-S ont affecté la région, la première d'âge éocène supérieur, la seconde fini- ou post-Miocène. Il est souvent délicat d'attribuer les déformations cassantes avec certitude à l'une ou à l'autre phase, celles de la première ayant pu par ailleurs rejouer lors de la seconde. On peut néanmoins distinguer pour chacune les grands traits spécifiques.

Lors de la première compression N-S, l'anticlinal Ventoux-Lure s'est ébauché, de même que l'anticlinal du Luberon. Dans les deux cas l'Oligocène est discordant. D'autre part, dans le Luberon, les calcaires du Bartonien inférieur sont eux-mêmes vigoureusement plissés. L'âge de cette phase de compression N-S est ainsi bien défini (entre Bartonien inférieur et Oligocène).

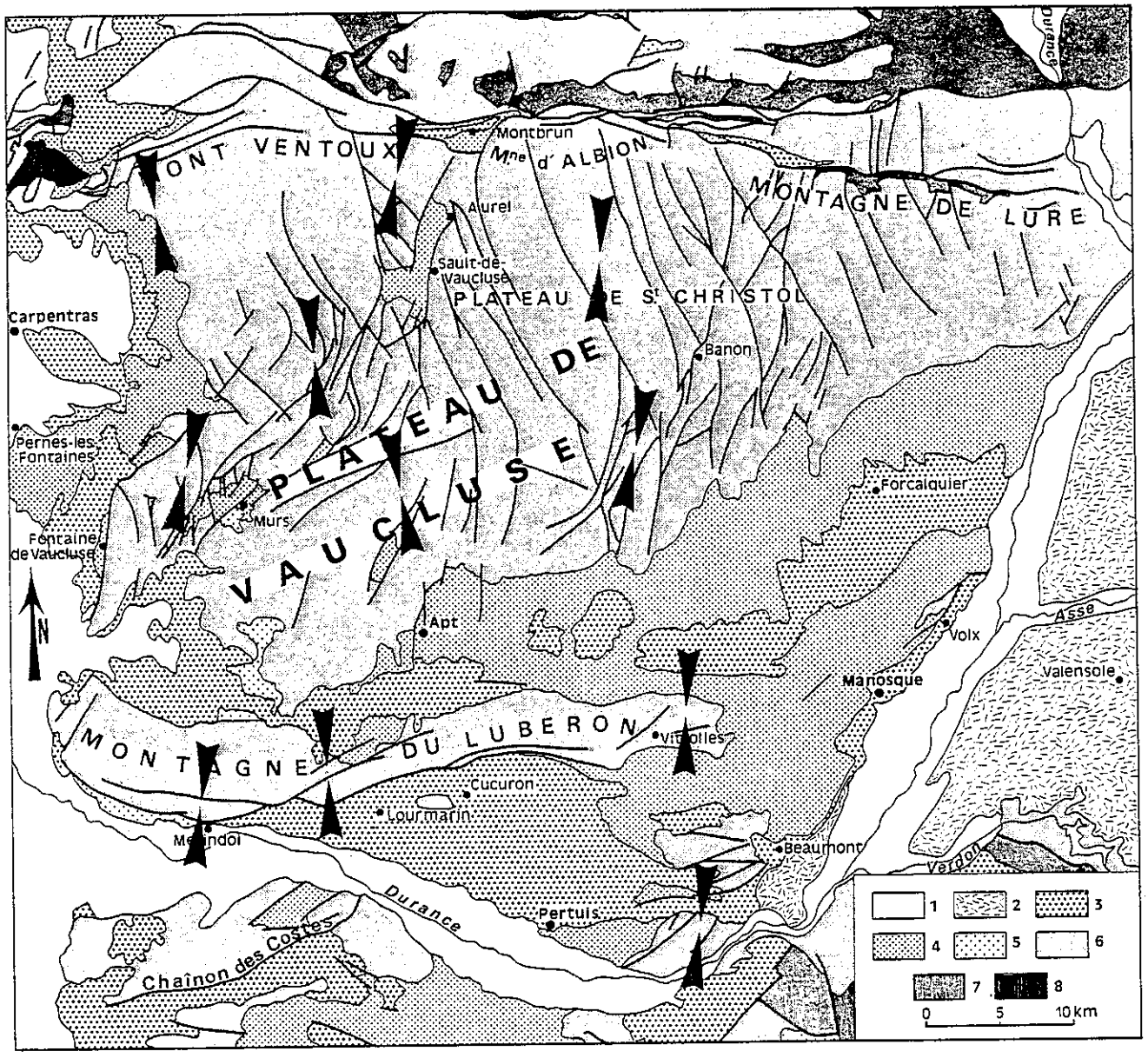


Fig. 203. - Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S en Haute-Provence.

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale maximale horizontale σ1 (de même que pour les figures 205 et 206).

Les réseaux de décrochements NW-SE à NNW-SSE et NE-SW à NNE-SSW qui affectent le plateau de Vaucluse et dans une certaine mesure le Luberon (ainsi que quelques failles inverses dans ce dernier) sont également attribuables, au moins dans une grande partie, à cette phase : ils sont en effet fréquemment remobilisés lors des phases compressives et/ou distensives postérieures. Les directions de compression (σ_1) reportées sur la figure 203 sont essentiellement celles qui ont été déterminées par l'analyse des systèmes de décrochements. Il est cependant probable que ceux-ci ont pu rejouer lors de la deuxième phase compressive N-S et les contraintes principales déterminées représentent en fait une "moyenne" des états de contrainte liés aux deux phases.

Alignés le long de ces accidents décrochants de petits fossés se sont ensuite ouverts dès le Ludien dans le plateau de Vaucluse. Les plus importants sont ceux de Murs et Sault-de-Vaucluse. La distension s'est également manifestée sur la bordure ouest du plateau ainsi qu'au Sud-Est dans le champ de fractures de Banon dont le système de failles normales prolonge au Nord celles du bassin d'Apt-Forcalquier. La direction d'extension σ_3, généralement E-W, est déviée au niveau des petits fossés où elle peut devenir NW-SE. Le

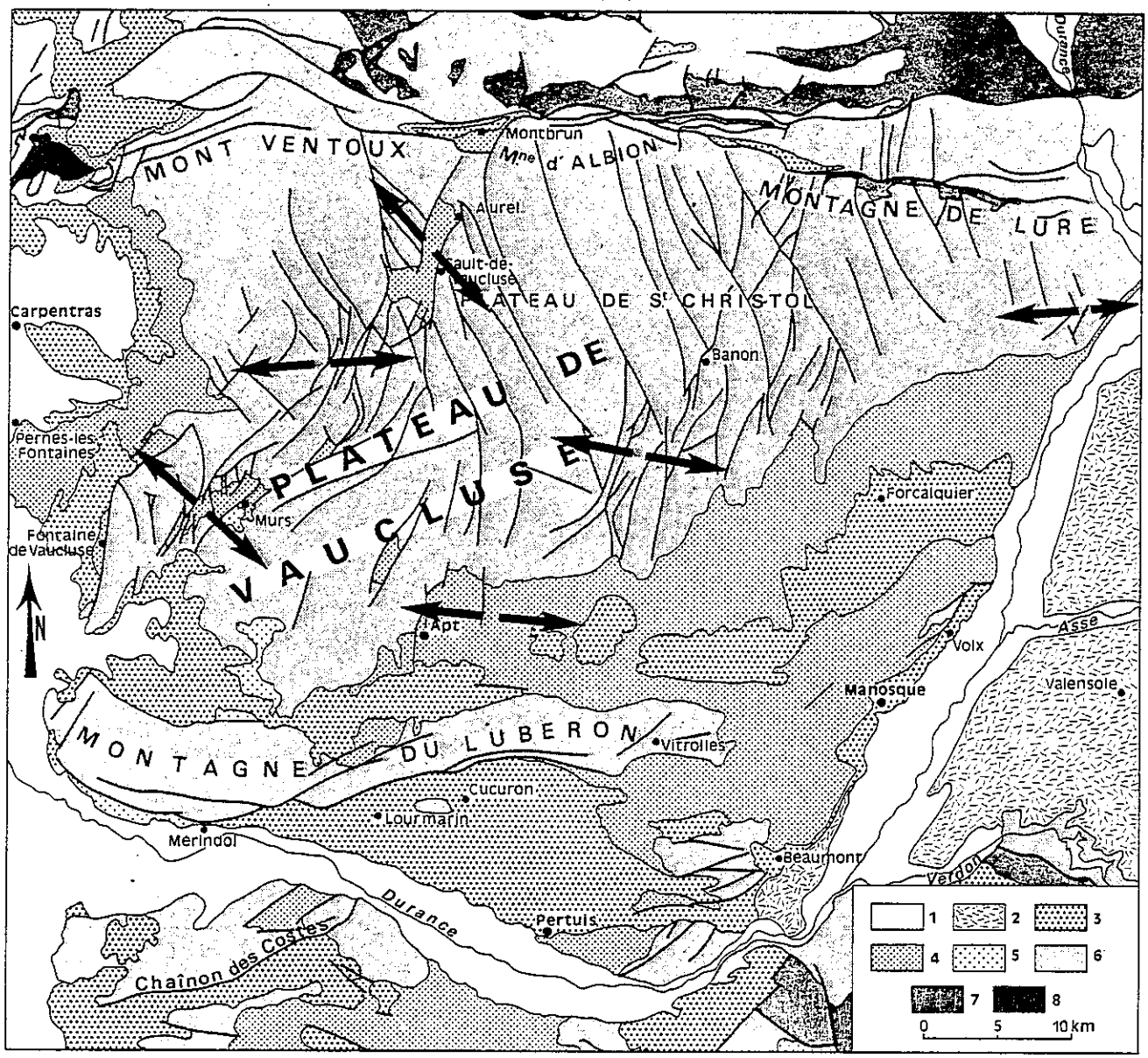


Fig. 204. - Reconstitution du champ de contrainte en extension E-W en Haute-Provence.

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale minimale horizontale σ3.

bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier limité à l'Est par l'accident durancien a fonctionné en régime distensif pendant tout l'oligocène. L'analyse des failles normales sur les bords du bassin et dans les terrains oligocènes de celui-ci indique une direction d'extension moyenne E-W (fig.204).

Postérieurement à ce régime distensif, un épisode compressif NE-SW (fig.205) a provoqué de nombreux rejeux dextres des accidents NNE-SSW et a créé de même des systèmes de décrochements dextres N-S à NNE-SSW dextres et E-W sénestres dans les terrains oligocènes des fossés du plateau et dans ceux du bassin de Carpentras. Ceux-ci sont parfois cachetés par le Burdigalien par ailleurs discordant, ce qui donne à cette phase de compression NE-SW un âge aquitanien.

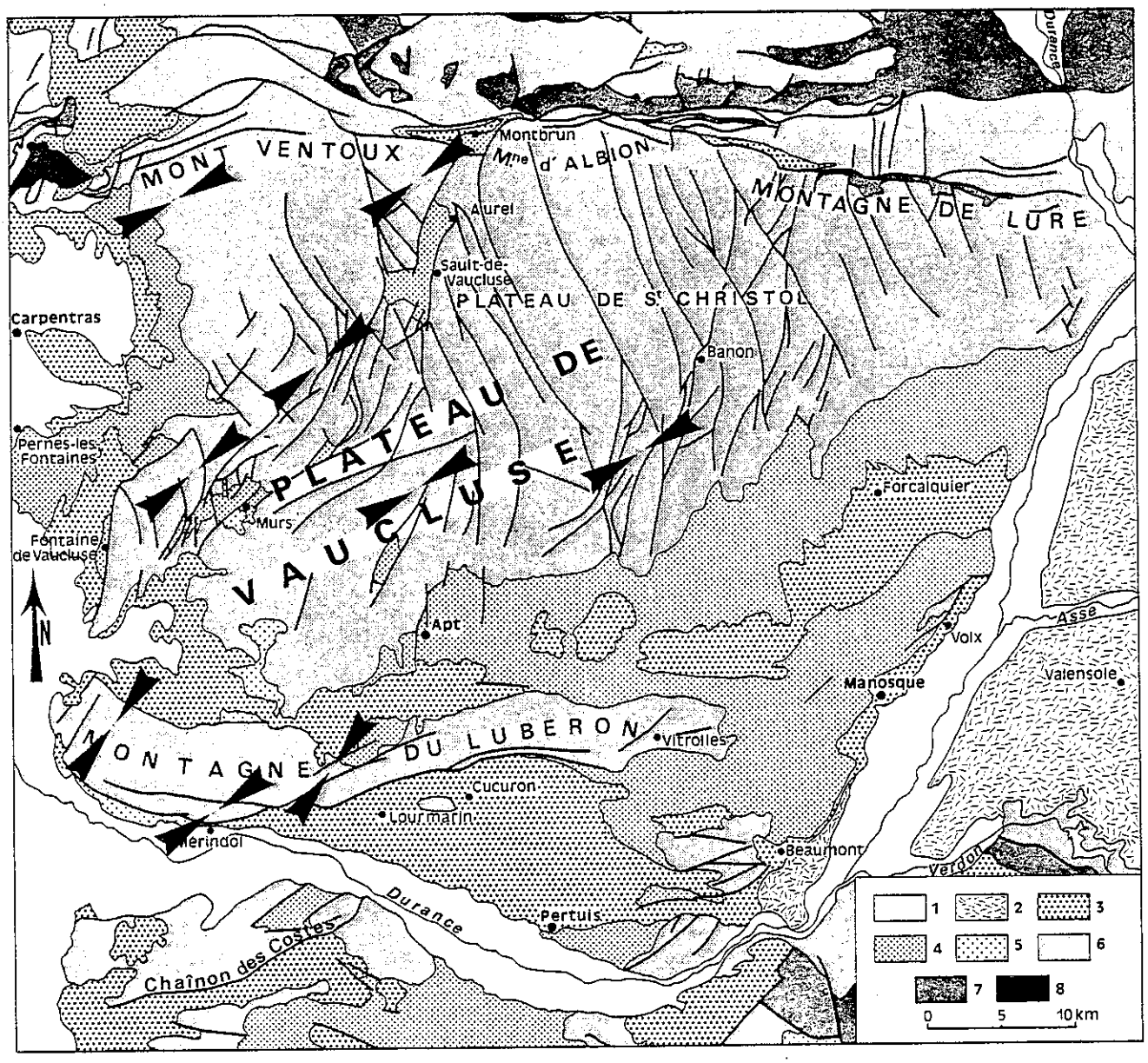


Fig. 205. - Reconstitution du champ de contrainte en compression NE-SW en Haute-Provence.

La seconde phase de compression N-S est responsable des structures majeures régionales : au Nord chevauchement de l'anticlinal Ventoux-Lure sur les Baronnies avec laminage et écaillage du flanc inverse du pli ; au Sud accentuation du pli du Luberon, plissement anticlinal du "Luberon de Manosque" impliquant les terrains oligocènes et miocènes. Les systèmes de décrochements créés lors de la compression N-S d'âge éocène supérieur, rejouent peut-être en partie dans le plateau de Vaucluse, néanmoins ceux du flanc sud du

Mont Ventoux n'affectent pas l'accident frontal chevauchant. De nombreuses failles inverses sont associées à celui-ci à la fois sur le versant nord du Ventoux et dans le Miocène du synclinal de Montbrun. Sous le chevauchement Ventoux-Lure les formations miocènes (helvétiennes pour les plus récentes) sont rebroussées et laminées ce qui donne donc pour cette compression une âge fini- ou post- Miocène. Dans le Petit Luberon le plissement s'est accentué lors de cette phase compressive, mais c'est surtout dans le "Luberon de Manosque" que la tectonique plicative a été importante , l'axe de l'anticlinal oblique dans ce secteur vers le NE, sans doute en liaison avec le fonctionnement d'accidents sénestres tels que le faisceau de Montfuron et l'accident durancien. Les azimuts de σ_1 portés sur la figure 206 sont ceux déduits de l'analyse des failles inverses dans le Mont Ventoux au Nord et le chaînon des Costes au Sud, et dont l'appartenance à cette phase semble sûre ou très probable ; ainsi que ceux déterminés dans les terrains tertiaires et donc attribuables avec certitude à la phase de compression N-S tardive (étant bien entendu qu'il s'agit là probablement d'une moyenne des contraintes du "doublet des phases néogènes" de M. Villeger, 1984).

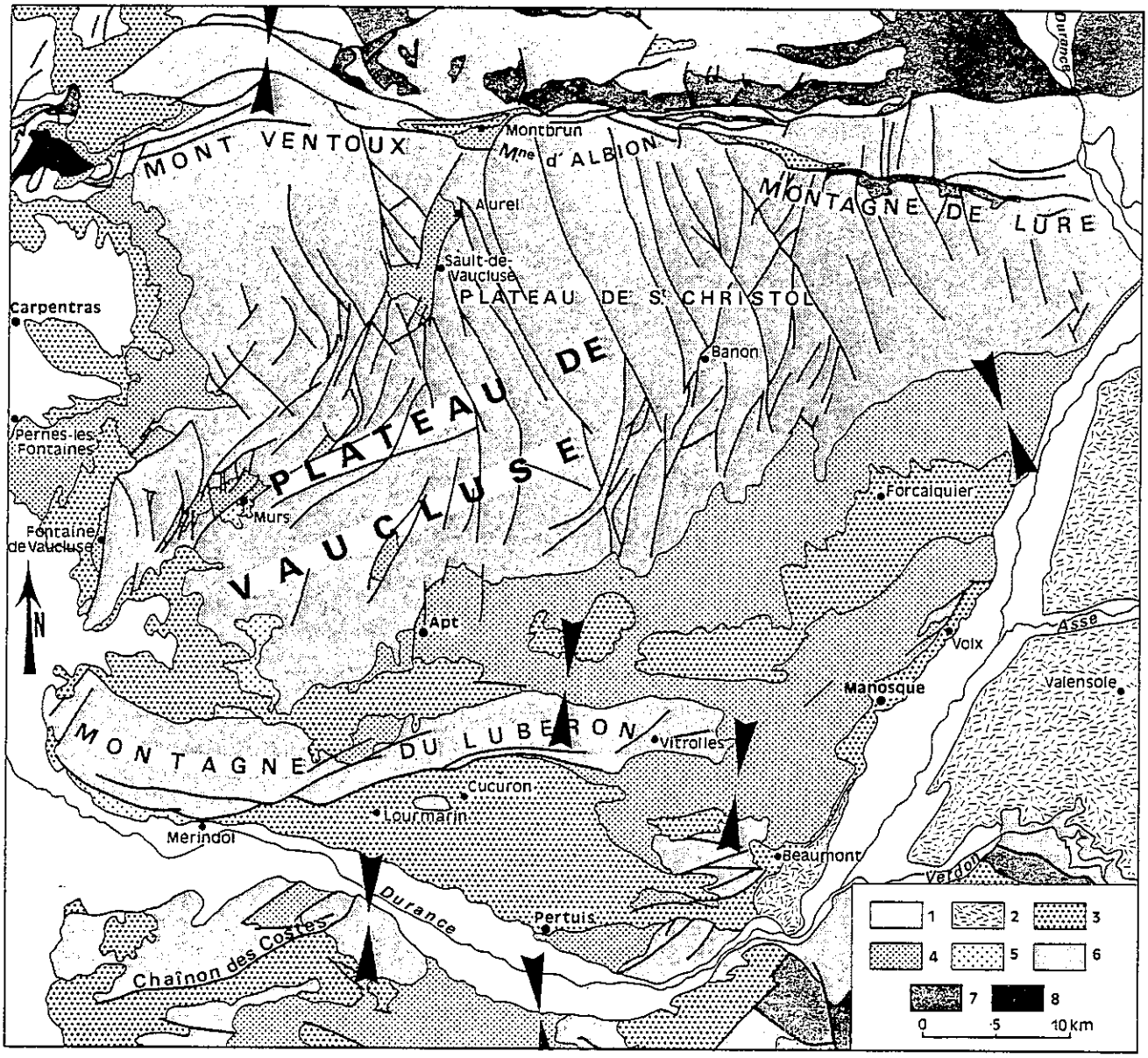


Fig. 206. - Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S tardif en Haute-Provence.

2) Notion de bloc haut-provençal.

Si on compare l'évolution du champ de contrainte dans le Sud-Est de la France en général et celle-ci en Haute-Provence, la différence essentielle réside dans l'existence, à la fin du Miocène, d'une compression N-S "provençale", alors qu'au Nord, et dans une moindre mesure à l'Ouest, c'est une compression E-W à ESE-WNW qui a régné à cette époque.

Les limites d'influence de cette compression N-S sur la structuration sont relativement nettes : il s'agit au Nord du front de chevauchement Ventoux-Lure (de direction E-W) et à l'Ouest du système de failles (dirigées SW-NE) du Bas Rhône (faille de Nîmes, de Beaucaire...). Vers le Nord les chaînes subalpines sont caractérisées par des plis d'axe N-S et la bordure occidentale du Vercors chevauche vers l'Ouest les terrains miocènes du Bas Dauphiné. La contrainte principale maximale σ_1 a une direction moyenne N 110 (fig.155). Vers l'Ouest on retrouve cette compression, d'azimut 090, moins marquée (rejeux de failles et fentes de tension surtout) en bordure orientale des Cévennes. De rares traces d'une compression E-W discrète visible aux extrémités occidentales du Luberon et du Ventoux (fig.169, 186), dans les collines d'Avignon et le Bassin de Forcalquier (M. Villeger, 1984). Cet auteur attribue un âge Langhien à cette compression, alors que la compression N-S serait post-serravalienne à post-tortonienne. Si cette chronologie est exacte, cela signifierait que la dispersion des contraintes autour de l'arc alpin (cf. chapitre III : II), inexistante à l'Aquitanien, a débuté vers le Miocène moyen et s'est accentuée jusqu'au Miocène supérieur, occasionnant,en particulier dans le bloc haut-provençal, une rotation du champ de contrainte de l'ordre de 90°.

Le chevauchement de l'axe Ventoux-Lure et les failles du Bas Rhône forment ainsi, à la fin du Miocène, les limites septentrionale et occidentale d'un "bloc haut-provençal" (panneau de couverture nord-provençal de M. Villeger, 1984) caractérisé par une compression N-S tardive plus ou moins synchrone d'une compression E-W régnant plus au Nord dans les chaînes sub-alpines.

C. PALÉO-CHAMPS DE CONTRAINTE RÉGIONAUX ET DÉFORMATIONS DANS L'AVANT PAYS ALPIN OCCIDENTAL ET LE RIFT OUEST EUROPÉEN.

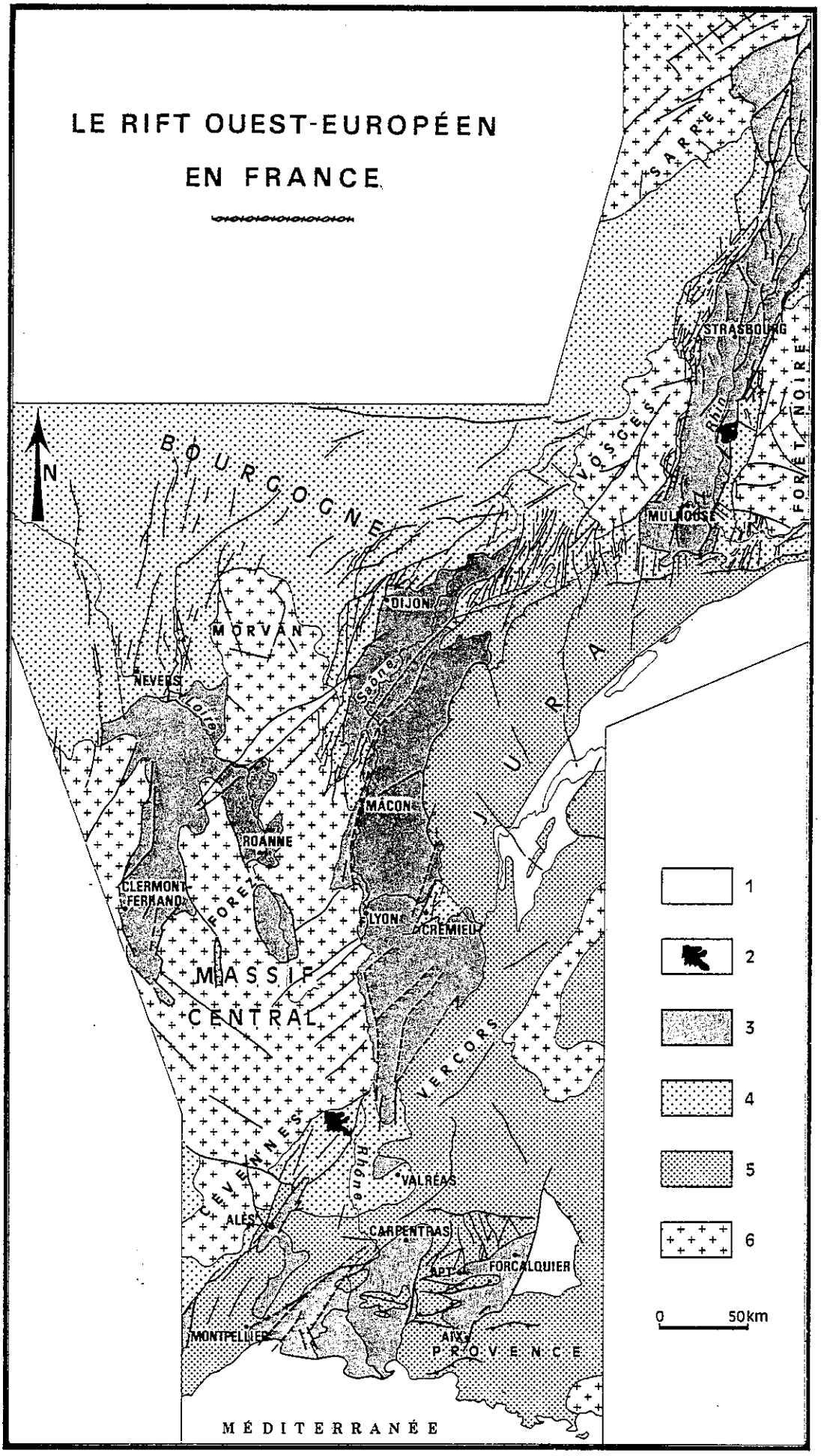
1) COMPRESSION N-S (fig.208).

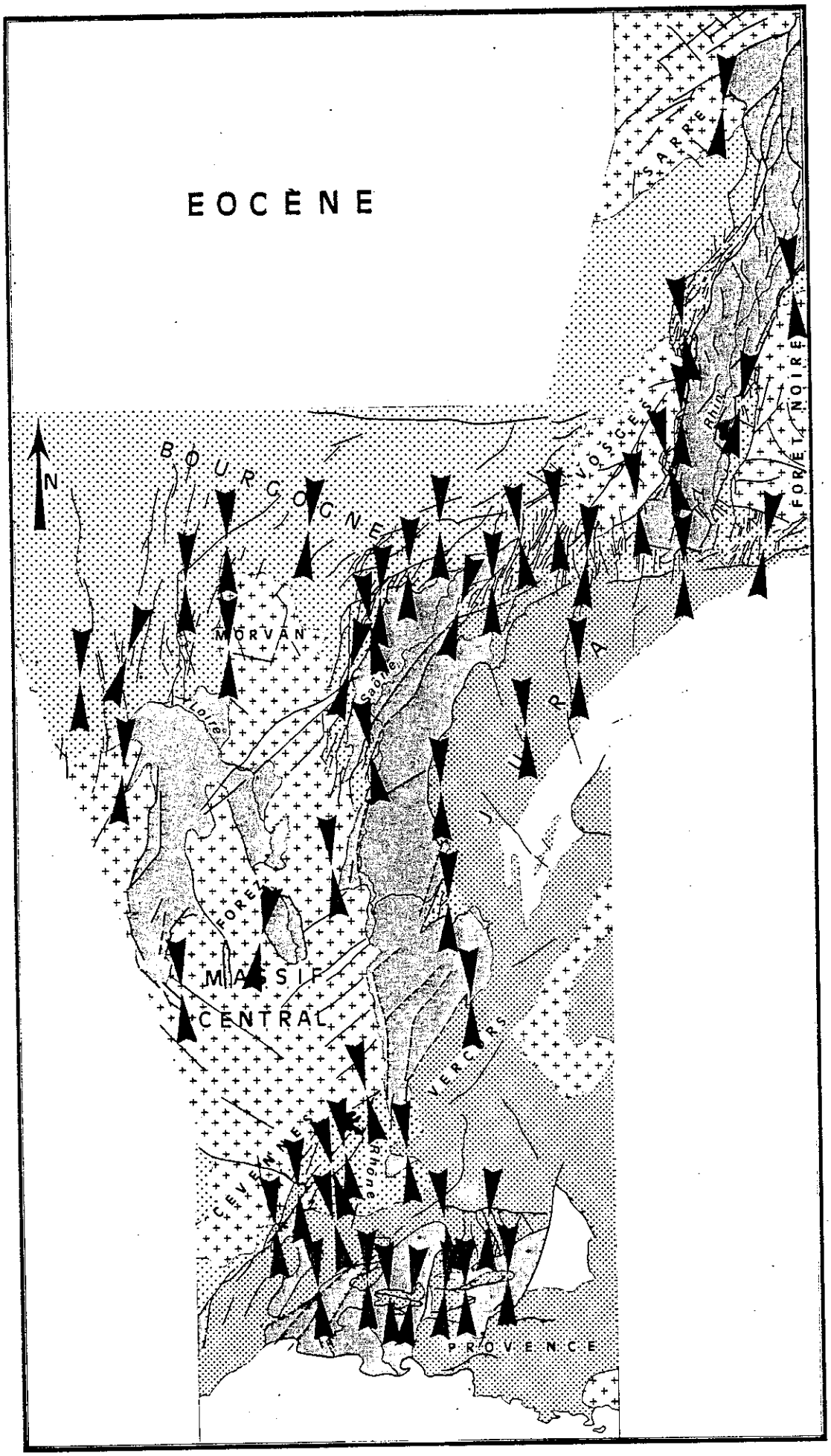
Comme dans le triangle germano-tchèque, la phase de compression N-S est la phase majeure dans l'avant-pays alpin occidental ; le Rift oligocène ouest-européen lui-même, qui constitue le trait structural le plus marquant de cet avant-pays, doit en grande partie sa géométrie aux systèmes de décrochements qui l'ont précédé.

Prolongeant vers le Sud les failles limitant à l'Ouest le triangle germano-tchèque (failles du futur Fossé rhénan), des systèmes de décrochements se relaient jusqu'à la Méditerranée. Les directions majeures sont celles des décrochements sénestres NNE-SSW et NE-SW et préfigurent les bords du futur rift ou les zones de relais entre les différentes portions de celui-ci. Les principales failles ou zones de failles NE-SW se situent dans la zone transformante Rhin - Saône, dans le tréfonds du fossé bressan (axe Sennecey - la Serre, seuil de Cormoz), ainsi qu'entre les bassins du Bas-Dauphiné et du Bas-Rhône (failles de Privas, de Saint-Remèze, de Nîmes). Les failles NNE-SSW constituaient probablement des cisaillements de deuxième ordre liés à ces accidents principaux : il en existe de nombreuses en Côte d'Or et en côte chalonnaise, dans le Vercors (faille de Presles, faille de Rochechinard pour les principales) sur la bordure sud-est du Massif Central (faille de Crussol et surtout faille des Cévennes). Des décrochements dextres conjugués de moindre importance accompagnaient généralement ces accidents majeurs.

Fig. 207. - Le Rift ouest-européen en France.

1, Bassin à remplissage principalement miocène ou pliocène ; 2, Roches basiques néogènes (Coirons, Kaiserstuhl) ; 3, Bassin ou fossé à remplissage essentiellement oligocène ; 4, Couverture mésozoïque peu ou pas déformée (domaine de plate-forme) ; 5, couverture mésozoïque déformée (domaine plissé) ; 6, Socle.


LE RIFT OUEST-EUROPÉEN
EN FRANCE
N
BOURGOGNE
SARRE
VOSGES
STRASBOURG
FORÊT NOIRE
MULHOUSE
DIJON
MORVAN
NEVERS
Loire
Saône
JURA
MÂCON
ROANNE
CLERMONT-FERRAND
FORÊTS
LYON
CREMIEU
MASSIF CENTRAL
VERCORS
CÉVENNES
Rhône
VALRÉAS
ALÈS
CARPENTRAS
APT
FORCALQUIER
MONTPELLIER
AIX-EN-PROVENCE
MÉDITERRANÉE
1
2
3
4
5
6
0
50km


EOCÈNE
N
BOURGOGNE
MORVAN
SARRE
VOSGES
Rhin
FORÊT NOIRE
Saône
Loire
JURA
FOREZ
MASSIF CENTRAL
VERCORS
CÉVENNES
Rhône
PROVENCE

Ce système de décrochements conjugués se retrouve à plus petite échelle dans les zones peu déformées de l'avant-pays : Nivernais - Châtillonnais ou plateau du Vaucluse par exemple.

La direction de la contrainte principale maximale σ_1 reste constante dans toute la partie considérée de l'avant-pays alpin (azimut moyen 170 à 010). Elle est absolument identique par ailleurs à celle déterminée précédemment dans le triangle germano-tchèque.

Cette compression N-S généralisée a été provoquée par la convergence des plaques Afrique et Europe dont le front de collision à l'Eocène supérieur s'étendait des Pyrénées à la Transylvanie. Si les déformations principales, en ce qui concerne la France, se sont produites dans l'ensemble pyrénéo-provençal (zone de faiblesse crustale depuis les déformations crétacées), la compression s'est faite sentir sur plusieurs centaines de kilomètres en avant de ces chaînes, au sein de la plate-forme européenne où elle a été observée grâce aux importants systèmes de coulissements.

2) DISTENSION E-W (fig.209).

La structure distensive essentielle de la partie occidentale de la plate-forme européenne est constituée par un système de fossés connu sous le nom de Rift ouest-européen. Le Fossé rhénan (cf.chapitre II : II-C) en forme la partie septentrionale. Une zone transformante sénestre, de direction ENE-WSW, le relie au Fossé de la Saône. Ce dernier n'est pas, comme le Fossé rhénan, un fossé unique mais se présente comme l'accolement de plusieurs bassins séparés par des seuils d'axe ENE-WSW à NE-SW. L'effondrement de ce fossé s'est produit à la faveur d'un système complexe de failles normales N-S à NE-SW. La direction d'extension moyenne (σ_3) calculée sur le bord occidental du fossé est N 110.

Séparé du fossé de la Saône par le seuil Vienne-Chamagnieu, au Sud de Lyon, le bassin du Bas-Dauphiné poursuit vers le Sud l'axe distensif rhéno-rhodanien. Des failles normales subméridiennes le limitent à l'Est et probablement à l'Ouest. L'extension s'est faite perpendiculairement à celles-ci (σ_3 : E-W).

Plus au Sud, le système de rift se complique. Une zone transformante "en extension", entre les failles sénestres NE-SW de Saint-Remèze et de Nîmes, semble avoir constitué un relais avec le bassin du Bas-Rhône. Dans cette zone se sont ouverts le fossé d'Alès et le bassin de Sommières, suivant une direction d'extension E-W à ESE-WNW.

Le segment le plus méridional du rift est représenté par le bassin du Bas-Rhône contrôlé par une série de failles de direction NE-SW dont la plus occidentale est la faille de Nîmes. L'ouverture paraît s'être faite à peu près perpendiculairement à ces failles (σ_3 : NE-SW).

Enfin, quoiqu'il ne soit pas situé sur l'axe "Rhin - Saône - Rhône", le système des Limagnes est également à rattacher à ce grand système de distension (cf.chapitre : II : III-A-5). La direction d'extension est en moyenne E-W sur les différents fossés de ce système. Il est encore difficile de préciser comment les Limagnes s'articulent avec l'axe rhéno-rhodanien ; les failles sénestres de direction ENE-WSW au Nord du Morvan (faille Mailly-le-Château -Cruzy-le-Châtel, par exemple) y jouent peut être un rôle "de transformation" comme celles plus orientales de la transformante Rhin-Saône.

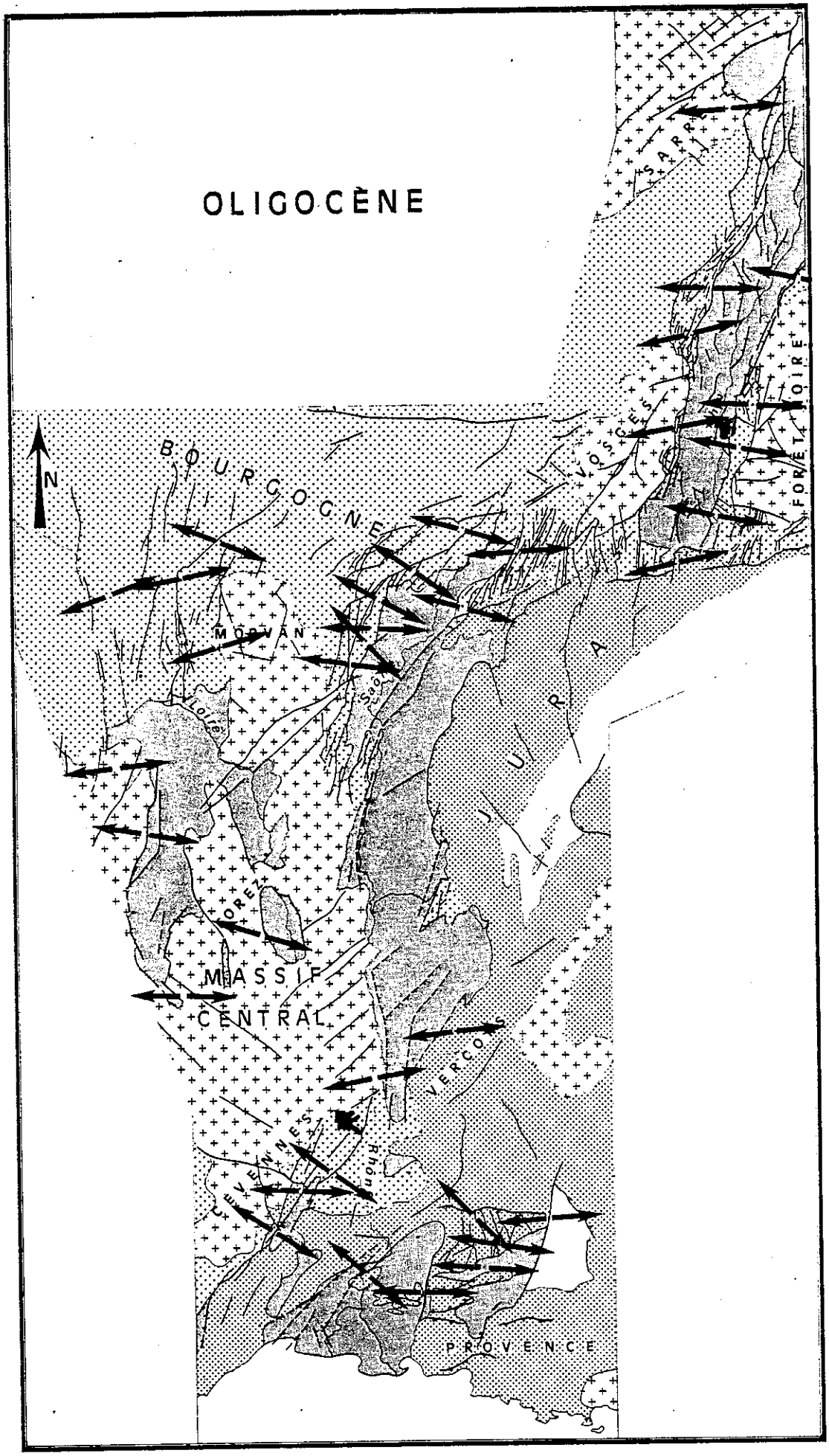
La distension s'est manifestée également en Haute Provence où l'accident durancien a joué un rôle primordial dans la formation du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier. Là encore, l'ouverture s'est faite suivant une direction E-W.

La direction d'extension du Rift ouest-européen dans son ensemble paraît être en moyenne proche de E-W à l'exception de son extrémité sud où elle se rapproche de NW-SE.

Fig. 208. - Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S le long du Rift ouest-européen.

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale maximale horizontale σ1 (de même pour les fig. 210 et 211) ou de la contrainte principale minimale σ3 (pour la fig. 209).

Les directions de compression dans le Jura sont extraites de J.P. Sopena et J.P. Soulas (1973).


OLIGOCÈNE
N
BOURGOGNE
MORVAN
Loire
Saône
LOREZ
MASSIF CENTRAL
CEVENNES
Rhône
VERCORS
JURA
VOSGES
SARRE
FORÊT NOIRE
PROVENCE

Plusieurs points se dégagent de la comparaison des différents segments du rift :

- **L'importance des décrochements préexistants dans la structuration du rift** : les uns, d'azimut 045-060, servent de liaison entre les portions de rift (zone transformante Rhin-Saône, faille de Saint-Remèze par exemple), les autres, généralement NO à N30, parfois N45 évoluent en failles normales et constituent alors les failles d'effondrement des fossés.

Dans de nombreux cas (Fossé rhénan, Limagnes, bassin de Forcalquier), la direction d'extension (direction de la contrainte principale minimale σ_3) reste à peu près constante en orientation E-W pendant le régime décrochant puis le régime distensif : il ne se produit qu'une permutation σ_1 - σ_2. Parfois, on peut alors penser à une influence prépondérante des failles NE-SW ; les contraintes se réorientent et l'ouverture se fait alors plus ou moins perpendiculairement à la direction générale du fossé, comme en Bresse et surtout comme dans le bassin du Bas-Rhône.

- **Les variations dans l'âge de la distension** : bien que l'on puisse attribuer au fonctionnement du Rift ouest-européen un âge oligocène, l'initiation ne s'est cependant pas produite dans tous les fossés à la même époque. De même la période d'effondrement n'a pas été la même partout. Ainsi, on peut dire que l'extension dans le Fossé rhénan a débuté dès le Lattorfien, avec un paroxysme à l'Oligocène inférieur ; alors qu'en Bresse, si elle s'est manifestée dès l'Oligocène inférieur, elle a été surtout importante au Chattien (Oligocène terminal). Le fossé d'Alès et le bassin du Bas-Rhône ont essentiellement fonctionné du Stampien à l'Oligocène supérieur. Le bassin de Forcalquier, quant à lui, s'est rempli dès la fin de l'Eocène et a été actif durant tout l'Oligocène.

Il est difficile d'établir une évolution spatio-temporelle précise de la distension. Certaines portions du rift se sont initiées plus tardivement que d'autres ; l'effondrement maximum s'est produit tantôt vers le début, tantôt vers la fin de l'Oligocène. Il ne semble pas qu'une logique d'ensemble règle toutes ces variations qui ressemblent plutôt à des "pulsations" locales dans une période distensive qui s'étend, pour l'ensemble du rift, entre la fin de l'Eocène et la fin de l'Oligocène.

- **La complexité croissante et l'élargissement du système distensif du Nord au Sud** : le Fossé rhénan forme un fossé d'effondrement relativement simple, large d'environ 40 km entre le cristallin des Vosges et celui de la Forêt Noire. Vers le Nord, le rift oligocène se poursuit et se termine par la dépression de Hesse large seulement d'une dizaine de kilomètres.

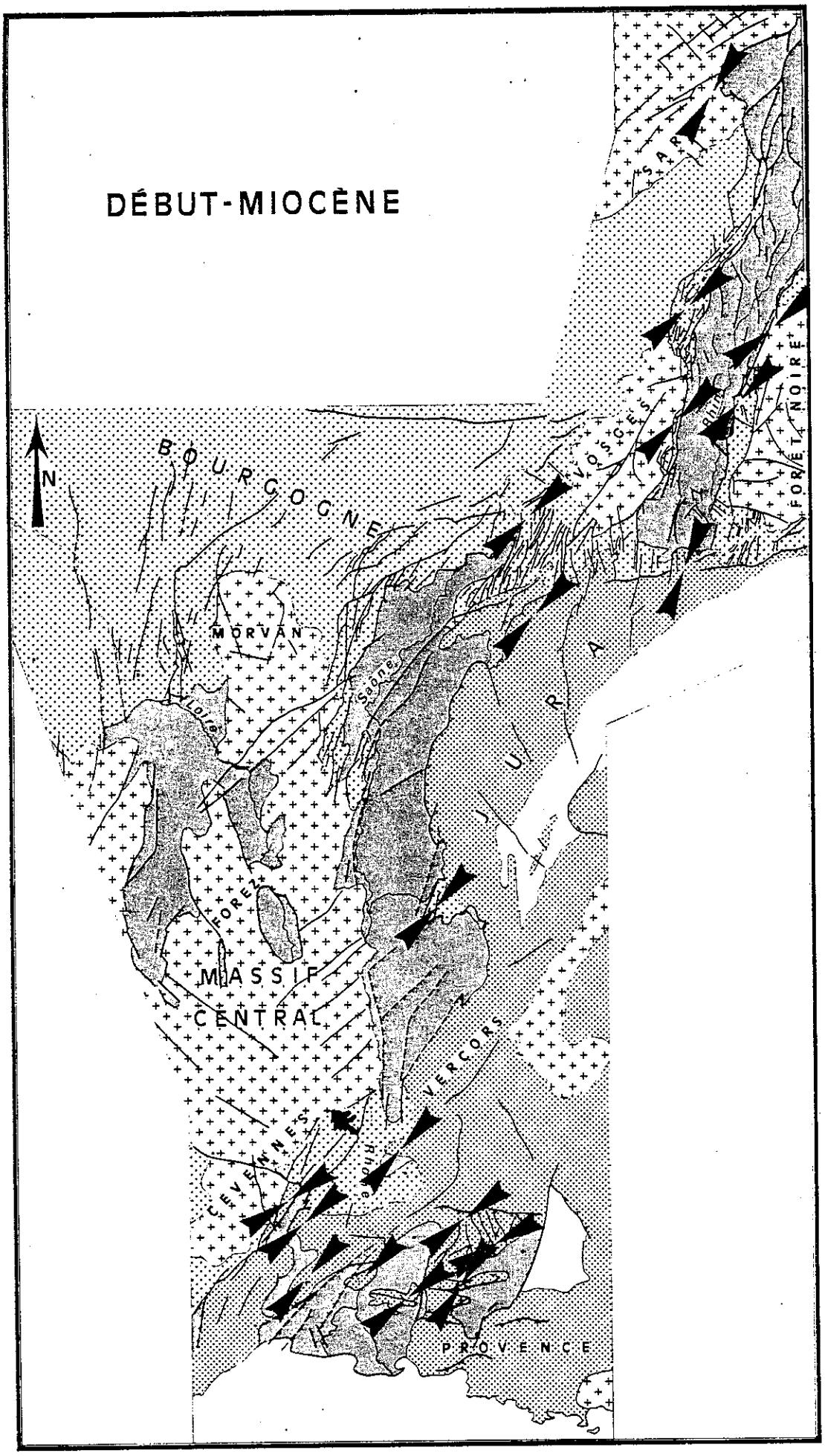
Vers le Sud, le rift proprement dit se double d'un système complexe de bassins et de horsts : les Limagnes. A la latitude de Bourg-en-Bresse, la distension affecte, du cristallin de l'Auvergne au rebord jurassien, une portion de plate-forme d'environ 160 km de large (avec d'Ouest en Est : la Grande Limagne, le bassin de Roanne, la Bresse).

Plus au Sud, l'agencement se complique encore et l'axe du rift s'oriente NE-SW avec le bassin du Bas-Rhône. A la hauteur d'Avignon, la portion de plate-forme en distension a également une largeur de 160 km, des Cévennes cristallines à la Durance (avec le fossé d'Alès, le bassin du Bas-Rhône et le bassin de Forcalquier).

Enfin le rift oligocène s'étend encore sous la couverture mio-pliocène du Golfe du Lion par un système de fossés NE-SW prolongeant ceux du Bas-Rhône et dont la géométrie commence à être connue (F. Arthaud *et al.*, 1980 ; D. Lefebvre, 1980).

Pour P. Tapponnier (1977), la fissuration oligocène de la plate-forme européenne est due à un détachement partiel de l'Europe atlantique pendant le mouvement vers l'Est de l'ensemble Afrique-Eurasie. D'une façon générale l'ouverture du rift s'est faite "en ciseaux" depuis l'étroite dépression de Hesse au Nord jusqu'aux vastes systèmes de fossés du Bas-Rhône et du Golfe du Lion. En fait la déchirure est bien sûr plus complexe, tant d'un point de vue géométrique que temporel, du fait de l'utilisation d'un système de

Fig. 209. - Reconstitution du champ de contrainte en distension E-W le long du Rift ouest-européen.


DÉBUT-MIOCÈNE
N
BOURGOGNE
MORVAN
Loire
Saône
VOSGES
SAR
FORÊT NOIRE
JURA
FOREZ
MASSIF CENTRAL
CÉVENNES
Rhône
VERCORS
PROVENCE

fractures préexistantes. Si l'évolution du rift s'était poursuivie jusqu'au stade d'accrétion océanique, certains fossés auraient avorté et d'autres fractures se seraient sans doute remobilisées ou créées. Ce rift continental tel qu'il se présente est un stade relativement précoce de la déchirure intraplaque.

3) COMPRESSION NE-SW (fig. 210).

La compression NE-SW qui a immédiatemment suivi la période distensive oligocène a laissé des traces plus ou moins visibles dans l'avant-pays alpin occidental. On a vu précédemment que les manifestations de cet épisode tectonique étaient plus importantes dans l'Est du triangle germano-tchèque que sur son bord occidental. En bordure du fossé rhénan cette compression est cependant encore bien caractérisée par de nombreux rejeux en décrochements dextres des failles subméridiennes. Les traces de cette compression semblent disparaître, ou du moins diminuer très nettement, vers l'Ouest (Lorraine, Bourgogne) et vers le Sud (Bresse).

On retrouve des traces de compression NE-SW à nouveau bien marquées dans le Sud du couloir rhodanien (essentiellement en rive gauche du Rhône) et en Haute-Provence, là encore il s'agit surtout de décrochements dextres subméridiens.

La direction de la contrainte principale maximale σ_1 est toujours proche de NE-SW que ce soit dans la partie septentrionale du rift (azimut moyen 040-045) ou en Provence (azimut moyen 045-050).

Cet épisode est clairement postérieur aux effondrements oligocènes (Fossé rhénan, fossés du plateau de Vaucluse) dont il réutilise les accidents. D'autre part, il affecte les terrains oligocènes là où on peut les observer (Tricastin, bassin de Carpentras, fossé de Murs), mais non les formations burdigaliennes toujours discordantes. Il s'agit donc d'une phase tectonique de faible durée (mais non de faible ampleur) d'âge aquitanien.

L'importance de la tectonique aquitanienne, peu soulignée jusqu'à maintenant dans l'avant-pays, n'avait pas échappé aux géologues dans la chaîne alpine (A. Tollmann, 1963 ; C. Kerckhove, 1969 ; C. Grandjacquet *et al.*, 1972b). Dans les chaînes subalpines méridionales en particulier (proches de la région d'étude), elle s'est manifestée par une schistosité de fracture liée à des plis d'axe N120 à 140 déversés vers le SW (C. Grandjacquet *et al.*, 1972c). On peut considérer cette compression NE-SW comme résultant, dès l'arrêt de la distension de la reprise de la convergence entre Afrique et Europe.

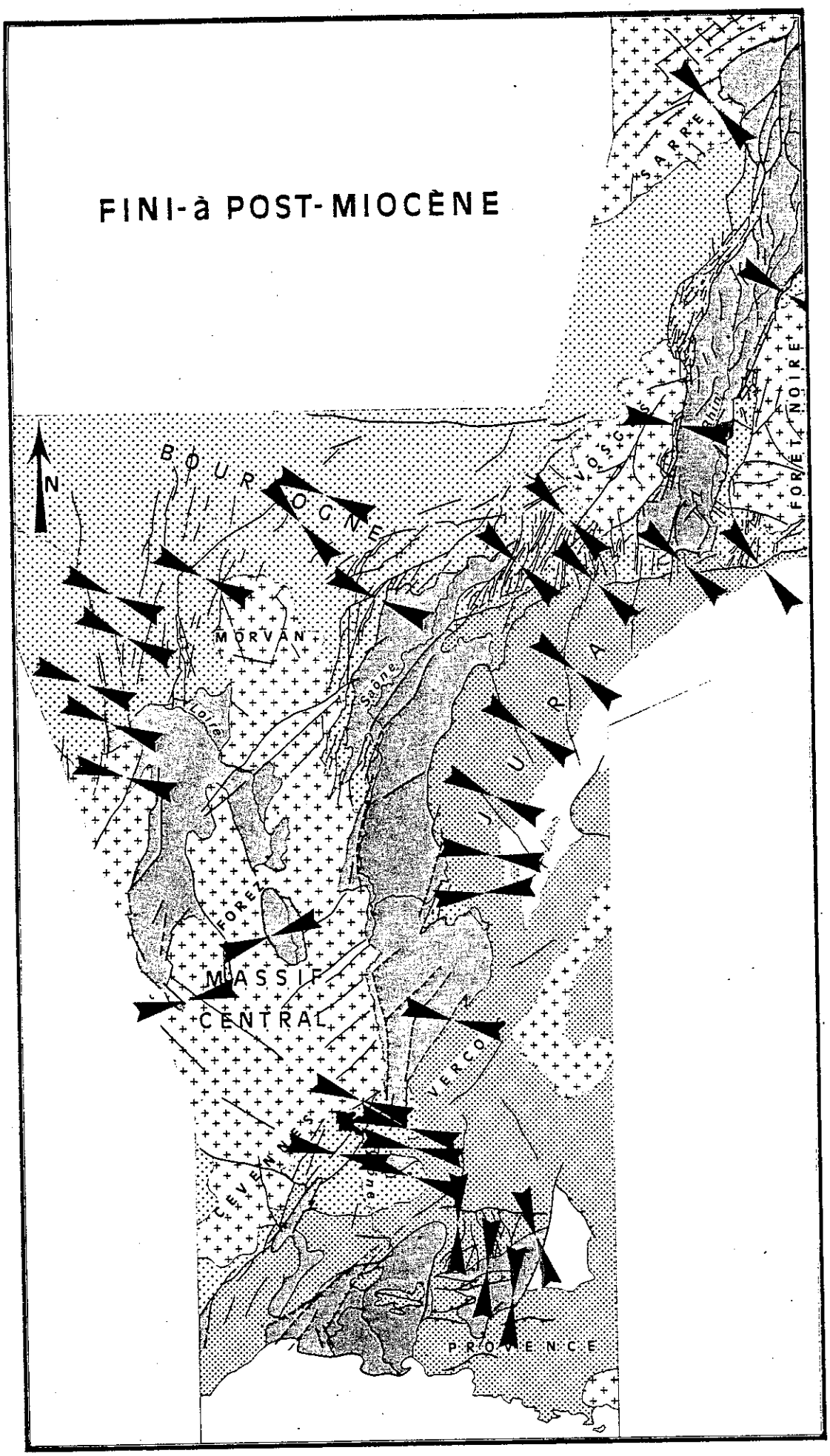
4) COMPRESSION NW-SE à E-W (fig. 211).

Peu importante à l'Est et au Nord du front alpin occidental, cette phase de compression a créé les structures majeures du Jura et des chaînes subalpines septentrionales : décollement au niveau du Trias, plis d'axe NW-SE dans le Nord du Jura, à N-S dans les chaînes subalpines, chevauchements à vergence NW ou W. La direction de compression varie de NW-SE (azimut moyen 135 dans le Jura suisse septentrional) à ESE-WNW dans le Vercors (azimut moyen 110).

Cette phase est la dernière reconnue sur les affleurements. Les plis qui lui sont liés affectent les terrains miocènes (Jura, Vercors), et la molasse miocène du Bas-Dauphiné est chevauchée par le rebord des chaînes subalpines. L'âge de cette compression est donc fini- ou post-miocène.

D'une façon générale, le champ de contrainte a peu évolué par la suite : on observe toujours actuellement dans les Alpes un éventail des directions de compression, proche de celui caractérisé dès la fin du Miocène. Dans la plate-forme proprement dite, à l'avant du front alpin, il semble qu'il y ait eu une légère rotation horaire puisque les calculs de mécanismes au foyer et les mesures de contrainte *in situ* donnent actuellement une direction de la contrainte compressive horizontale NW-SE à NNW-SSE (H. Philip, 1980).

Fig. 210. - Reconstitution du champ de contrainte en compression NE-SW le long du Rift ouest-européen.


FINI-à POST-MIOCÈNE
N
BOURGOGNE
SARRE
VOSGES
FORÊT NOIRE
MORVAN
Saône
Loire
JURA
FOREZ
MASSIF CENTRAL
VERCORS
CEVENNES
PROVENCE

Le "bloc haut-provençal" est affecté, sans doute à la même époque, par une compression subméridienne (elle affecte également, par des plis d'axe E-W et des chevauchements, les terrains miocènes). Il est possible que cette compression régionale soit à relier non seulement à la dispersion des contraintes autour de l'arc alpin mais aussi à l'ouverture vers le Sud du bassin liguro-provençal.

Fig. 211. - Reconstitution du champ de contrainte en compression NW-SE à E-W le long du Rift ouest-européen.

CHAPITRE III

ESSAIS DE QUANTIFICATION DE LA DÉFORMATION DE LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

CHAPITRE III

ESSAIS DE QUANTIFICATION DE LA DÉFORMATION DE LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

I. ESTIMATION DES VALEURS DES PALÉO-CONTRAINTES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

La détermination des contraintes et leurs variations spatio-temporelles présentent une grande importance pour la compréhension de la mécanique de la lithosphère. Or aucune des méthodes d'évaluation du tenseur des contraintes développées ces dernières années (E. Carey et B. Brunier, 1974 ; E. Carey, 1976 ; R. Armijo et A. Cisternas, 1978 ; J. Angelier et J. Goguel, 1979 ; J. Angelier *et al.*, 1982 ; J. Angelier, 1983 ; A. Etchecopar, 1981) ne permet de déterminer entièrement celui-ci. Les informations obtenues sont : - les coordonnées des axes principaux σ_1, σ_2 et σ_3, et - le "rapport d'anisotropie" $\phi = [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$ (c'est à dire les valeurs relatives des contraintes).

Il était tentant de chercher à déterminer leur valeurs absolues, ou du moins l'ordre de grandeur de celles-ci. En effet peu de géologues ou de mécaniciens des roches ont jusqu'à présent essayé de quantifier les paléocontraintes tectoniques (A. Paris *et al.*, 1975 ; J.P. Petit, 1976 ; A. Rispoli et G. Vasseur, 1983 ; F. Bergerat *et al.*, 1982).

A. LES DIFFÉRENTES APPROCHES DU PROBLÈME.

Les tentatives de quantification des paléo-contraintes relèvent de trois approches différentes :

- l'analyse numérique ;
- l'application de lois de rupture ;
- l'analogie avec la fracturation expérimentale.

1) ANALYSE NUMÉRIQUE.

R. Rispoli (1981), puis R. Rispoli et G. Vasseur (1983) ont essayé de montrer qu'il existe une variation constante du rapport ϕ en fonction de la profondeur pour un épisode tectonique donné. Leur étude est fondée sur l'analyse de 8 stations de mesures établies entre 310 et 600 m d'altitude dans le canyon de la Vis qui recoupe la série des calcaires jurassiques tabulaires du Causse du Larzac. Les caractéristiques principales du tenseur des contraintes ont été établies pour chaque station et ces auteurs ont ainsi mis en évidence deux épisodes compressifs relatifs à la phase pyrénéenne : l'un caractérisé par σ_1 d'azimut 160-180 et un rapport ϕ dépendant fortement de la profondeur, l'autre caractérisé par σ_1 d'azimut 000-020 et un rapport ϕ variant faiblement avec la profondeur. Dans les deux cas la variation de ϕ avec la profondeur suit une loi linéaire. Pour expliquer cette variation de ϕ, on peut définir l'état de contrainte dans la croûte terrestre comme la somme de deux termes :

- le premier est un terme gravitationnel qui aboutit à une contrainte horizontale plus petite que la contrainte verticale, leur rapport étant le coefficient α :

$$\sigma_{\text{hor.}} = \alpha\sigma_{\text{vert.}}$$

- le second est le terme tectonique qui est supposé horizontal avec éventuellement un accroissement linéaire fonction de la profondeur, caractérisé par un facteur λ.

Dans l'hypothèse qu'il n'y a ni accroissement de la contrainte tectonique, ni relaxation du déviateur gravitique, avec la profondeur, les valeurs de σ_1 et σ_2 sont fonction du coefficient α, celui-ci étant lui-même fixé par le coefficient de Poisson ν.

$$\alpha = \nu / (1-\nu)$$

Dans une seconde hypothèse, ou l'on suppose toujours α constant, mais σ_1 et σ_2 dépendants de la profondeur, on a une loi σ (z) linéaire du type :

$$\sigma_1 = \sigma_{10} (1+\lambda z)$$

ou $\lambda(\geqslant 0)$ est l'augmentation relative par unité de profondeur, z est la profondeur et σ_{10} la contrainte tectonique σ_1 à la surface. Il en est de même pour σ_2.

Une troisième hypothèse considère σ_1, σ_2 et α comme dépendants de la profondeur. La loi d'augmentation de σ_1 et σ_2 avec la profondeur est encore linéaire et R. Rispoli et G. Vasseur (1983) choisissent également une loi linéaire pour α :

$$\alpha = \alpha_0 + \left[(1 - \alpha_0) / H\right] z$$

où α_0 est la valeur de α à z = 0 et H la profondeur où la contrainte gravitaire peut être considérée comme isotrope.

Les contraintes tectoniques horizontales calculées par ces auteurs sont ainsi de l'ordre de 5 à 20 MPa, pour la contrainte principale maximale horizontale et 1 à 2,5 MPa, pour l'autre contrainte horizontale. Il convient de noter que ces estimations sont bien inférieures aux valeurs de résistance intrinsèque des roches à la rupture et on peut se demander si, comme le proposent R. Rispoli et G. Vasseur, des concentrations de contraintes dans le champ de contrainte très hétérogène de la croûte supérieure, suffisent à expliquer la déformation locale. Il est par ailleurs délicat de généraliser les lois linéaires d'accroissement du rapport ϕ avec la profondeur à partir d'une seule étude, si poussée soit-elle. Il serait sans doute souhaitable que d'autres travaux de ce type viennent confirmer ces hypothèses.

2) APPLICATION DE LOIS DE RUPTURE.

J.P. Petit (1976) a tenté d'évaluer les paléo-contraintes par l'application directe des lois de rupture. Son étude a porté sur les grès du Permo-Trias marocain affectés par une compression alpine.

Les lois de rupture ont été établies expérimentalement sur divers types de roches et en particulier les grès (Weber sandstone ; J.D. Byerlee *in* C.B. Raleigh *et al.*, 1972) et les granites (Westerly granite ; J.D. Byerlee *in* R.M. Stesky *et al.*, 1974). Elles sont toutes du type : $\sigma D = K1 + K2\ Pc$ où σD représente la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) et Pc la pression de confinement, K1 et K2 étant des coefficients caractéristiques des différentes roches.

J.P. Petit a utilisé au cours de son travail les lois de rupture des grès de Weber, de J.D. Byerlee : $\sigma D = 2,6 + 2,1\ Pc$, pour les échantillons intacts et,
$\sigma D = 3,5\ Pc$, pour ceux présentant une discontinuité préexistante. Il a estimé à partir de la pression lithostatique et de la pression de fluide, la pression effective Pe qui régnait lors de la tectonique alpine. La majorité des failles mesurées étant des décrochements, la contrainte σ_2 était donc la contrainte verticale, elle-même équivalente de Pe. J.P. Petit admet (ce qui est discutable) que cette contrainte σ_2 peut être assimilée à la pression isotrope Pi et que :

$$Pe \simeq Pi \simeq \sigma_2$$

Il exprime ensuite les lois de rupture en fonction de Pi pour pouvoir les appliquer aux conditions terrestres (en effet expérimentalement la pression de confinement $Pc = \sigma_3$ ne présente pas la pression isotrope) et propose :

$\sigma D = 1,25\ Pi$: loi de rupture sur failles héritées
$\sigma D = 1,27 + Pi$: loi de néorupture.

Les valeurs des contraintes principales obtenues sont de l'ordre de 50 MPa pour σ_1 et 10 MPa pour σ_3 dans le cas des grès marocains, considérés comme préalablement faillés. En fait J.P. Petit ne propose ces valeurs que comme des minima indicatifs pour un cas idéal de failles faisant un angle de 30° avec la contrainte principale σ_1 ; pour augmenter l'éventail des directions de discontinuités, il faut augmenter les contrainte déviatoriques. Des objections peuvent être faites à l'application directe des lois de rupture ; certaines ont été soulignées par J.P. Petit lui-même et sont liées :

- aux conditions aux limites, la faille expérimentale pouvant être assimilée à une faille infinie alors que les discontinuités naturelles sont limitées ;

- à l'histoire des contraintes dans les parties profondes de l'écorce et aux phénomènes de "montée" de surcontraintes. Il faut encore noter que ces lois ne peuvent être utilisées que dans le cas où la pression isotrope est assimilable à la pression verticale σ_2 : elles ne sont donc pas applicables directement à tous les régimes de contraintes, ni par là même à toutes les déformations cassantes.

3) ANALOGIE AVEC LA FRACTURATION EXPÉRIMENTALE.

A. Paris *et al.* (1975) puis F. Bergerat *et al.* (1982) ont essayé d'estimer les valeurs des paléo-contraintes à partir d'essais en Laboratoire.

Les premiers (A. Paris *et al.*, 1975) ont considéré le cas de calcaires provencaux d'âge thanétien affectés, à l'Eocène supérieur, par la tectonique provençale. Dans les calcaires, les fractures définissent un dièdre de cisaillement de 70°, dont le plan bissecteur est l'horizontale, fixant ainsi l'angle de frottement interne à 20°. La courbe intrinsèque, assimilée à une droite, a été construite à partir de cet angle et de la cohésion, estimée pour ce calcaire à 100-150 bars. Une construction de Mohr a ensuite permis, connaissant la charge des sédiments au moment de la fracturation (σ_3), de trouver la valeur de la contrainte principale maximale σ_1. Celle-ci est, dans le cas de ces calcaires provençaux, de l'ordre de 40 à 50 PMa.

On peut reprocher à cet essai d'une part de ne pas utiliser la valeur exacte de la cohésion de ces calcaires thanétiens mais une valeur "moyenne" pour les calcaires ; d'autre part l'assimilation de la courbe intrinsèque à la droite de Coulomb (cas qui se rapporte surtout aux matériaux pulvérulents), alors qu'elle a dans le cas des calcaires une forme parabolique. Par la suite, à partir d'une approche similaire, j'ai tenté, avec J. Bergues et J. Geyssant (1982, 1984) d'évaluer les paléo-contraintes dans la plate-forme carbonatée sud-allemande.

La méthode a été améliorée par rapport à la tentative de A. Paris *et al.* puisque des échantillons prélevés dans les sites de mesures, ont permis d'établir, à partir d'essais triaxiaux, les **courbes intrinsèques exactes pour chaque roche étudiée.** L'évaluation de la surcharge donne la valeur de la contrainte lithostatique (assimilée à la pression de confinement des essais triaxiaux) et la construction de Mohr permet de trouver la valeur de la contrainte principale σ_1 (voir les détails ci-après).

Cette approche présente également des points faibles :

- elle n'est réellement utilisable que lorsque σ_2 est proche de σ_3 ;
- la durée d'application des contraintes naturelles ne peut évidemment être reproduite en laboratoire et les valeurs de contraintes ainsi fournies ne peuvent donc être que des maxima indicatifs. On verra plus loin comment on peut dans une certaine mesure résoudre ce problème.

B. PALÉO-CHAMPS DE CONTRAINTE ET SITES-TESTS.

Parmi les divers champs de contraintes qui ont pu être mis en évidence dans la plate-forme européenne, et dans le triangle germano-tchèque en particulier, (F. Bergerat, 1983 ; F. Bergerat et J. Geyssant, 1982, 1983), nous avons choisi, pour les évaluations des paléocontraintes, l'épisode de compression N-S d'âge éocène supérieur et celui de compression NE-SW du début Miocène. Ces épisodes sont caractérisés tous les deux par le développement important de décrochements conjugués fréquemment associés à des failles inverses. Les cinq sites retenus ont fait l'objet d'une étude exhaustive de la fracturation que nous allons maintenant détailler (fig.212).

1) SITES DE FRANCONIE.

La région de **Bayreuth** est affectée par de nombreux décrochements conjugués dextres N-S à NNE-SSW et sénestres ENE-WSW à E-W, associés au jeu en faille inverse des lignes de Pfahl et de Franconie. L'analyse de cette population de failles et le calcul du tenseur moyen des contraintes indiquent une contrainte compressive maximale σ_1 NE-SW horizontale. Les échantillons ont été recueillis dans les calcaires du "Brauner Jura" (Dogger) des carrières de Hohenmirsberg près de Bayreuth, ils portaient des stylolites tectoniques horizontaux d'azimut 046-050 et l'un des blocs était limité par des cisaillements dextre d'azimut 015 et sénestre d'azimut 062.

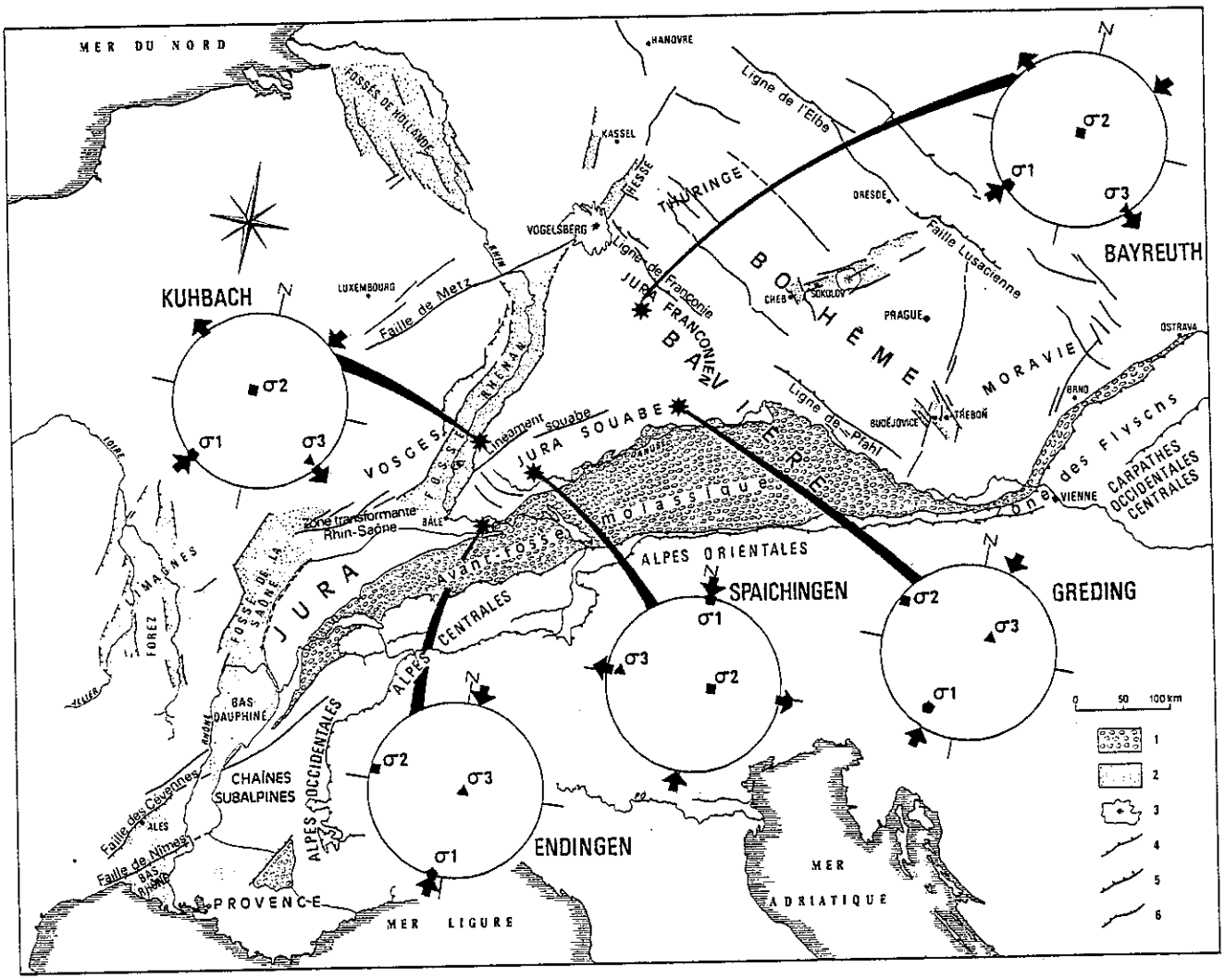


Fig. 212. - Les sites-tests dans leur environnement structural.

Les diagrammes représentent les paléotenseurs des contraintes établis à partir de l'analyse des populations de failles de chaque site (voir fig. 213).

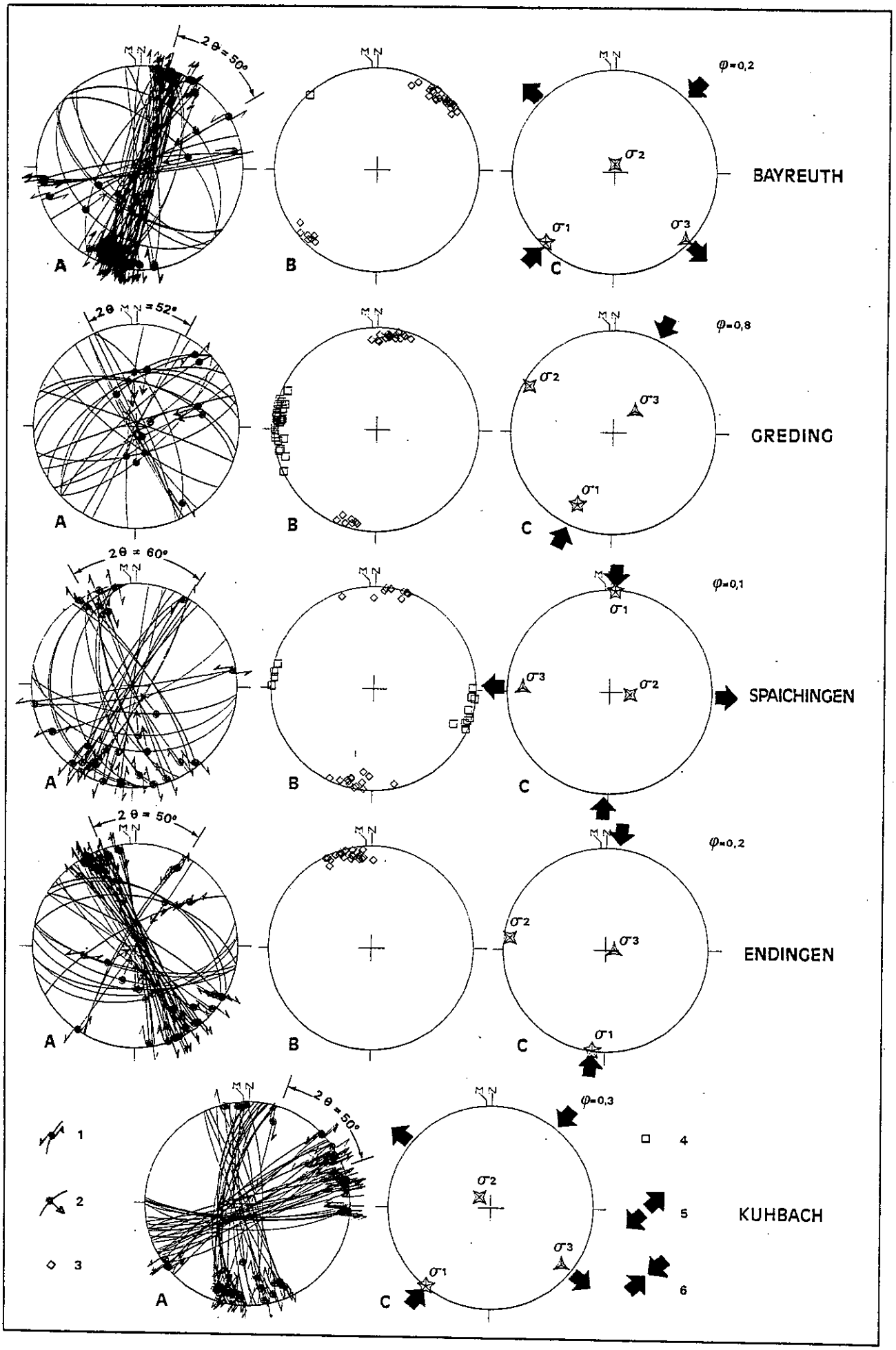
1, molasse ; 2, formations tertiaires des fossés tectoniques ; 3, édifice volcanique tertiaire ; 4, chevauchement alpin ; 5, faille inverse ; 6, faille normale.

La région de **Greding** dans la vallée de l'Altmühl montre des décrochements conjugués dextres NNW-SSE et sénestres NNE-SSW associés à des failles inverses de direction sensiblement E-W et à de très nombreux stylolites tectoniques et fentes de tension subméridiens (fig.213). Le calcul du tenseur moyen des contraintes indique que la contrainte compressive maximale σ_1 était alors horizontale et subméridienne. Les échantillons proviennent de la carrière de Greding dans les calcaires subhorizontaux du Malm αß (Oxfordien), l'un d'eux portait des stylolites horizontaux d'azimut 004-008.

Fig. 213. - Analyse des populations de failles des cinq sites-tests.

A : projection cyclographique des plans de failles et de leurs stries (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur). B : stylolites et fentes de tension.
C : axes principaux du tenseur des contraintes.

1, décrochement ; 2, faille inverse ; 3, pic stylolitique ; 4, pôle de fente de tension ; 5, direction d'extension ; 6, direction de compression.


2θ = 50°
A
B
C
φ=0,2
σ2
σ1
σ3
BAYREUTH
2θ = 52°
φ=0,8
GREDING
2θ = 60°
φ=0,1
SPAICHINGEN
2θ = 50°
φ=0,2
ENDINGEN
2θ = 50°
φ=0,3
KUHBACH
1
2
3
4
5
6

2) SITE DU JURA SOUABE.

Les environs de Spaichingen montrent un développement important de décrochements conjugués d'azimut 150-170 (dextres) et 030-050 (sénestres) associés à des failles inverses (azimut 090-110), à des stylolites tectoniques et à des fentes de tension (azimut 010-020) (fig.213). La contrainte compressive σ_1, était lors de cet épisode de la fracturation, horizontale et subméridienne. Les échantillons ont été prélevés à Obernheim dans les calcaires biodétritiques du "Weisser Jura $\gamma\delta$" (Kimmeridgien) ; ils portaient des stylolites horizontaux d'azimut 012 à 016.

3) SITE DU JURA BALOIS.

A l'extrémité orientale du Jura tabulaire, en Argovie, on observe de nombreux décrochements dextres NNW-SSE associés à des décrochements sénestres NNE-SSW et à des failles inverses sensiblement E-W (fig.213). La contrainte principale maximum σ_1 que l'on peut en déduire est horizontale et subméridienne. L'échantillon étudié provient des calcaires du "Weisser Jura $\gamma\delta\varepsilon$" (Kimméridgien-Portlandien) affleurant sur la route 17 à la sortie d'Endingen, il était limité par des décrochements conjugués sénestre d'azimut 032 et dextre d'azimut 152.

4) SITE DE LA BORDURE ORIENTALE DU FOSSÉ RHÉNAN.

Au pied de la Forêt Noire, à Kuhbach, les grès du Bundsandstein ont été exploités comme pierre à bâtir. Dans ces anciennes carrières, nous avons pu relever les traces de jeux dextres subméridiens réutilisant les failles normales bordières du fossé auxquels étaient associés des décrochements sénestres ENE-WSW et leurs fractures de Riedel NE-SW (fig.213). L'analyse de ces décrochements montre que la contrainte principale maximum σ_1 est horizontale et de direction NE-SW. L'échantillon étudié était limité sur une de ses faces par un décrochement sénestre d'azimut 070.

La géométrie et la cinématique de ces accidents étant bien connues et les états de contraintes correspondants bien caractérisés, nous avons essayé d'estimer la valeur des contraintes mises en jeu pour la création de ces structures cassantes.

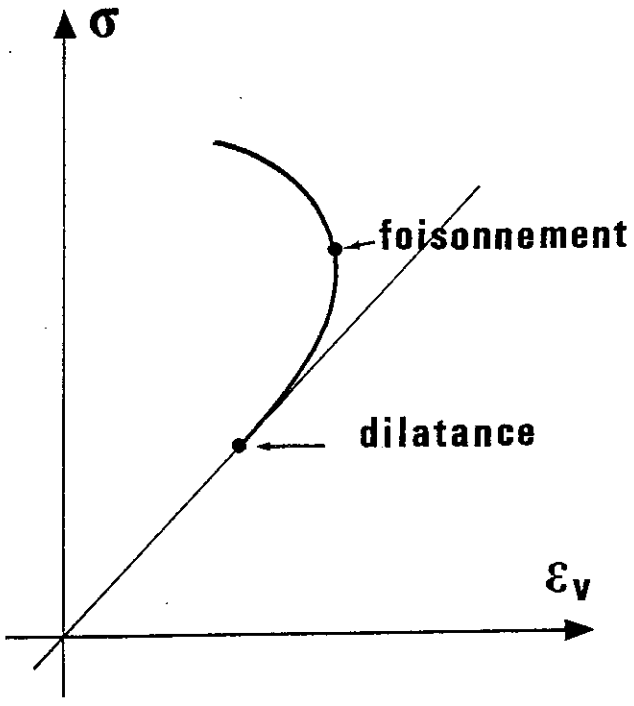


Fig. 214. - Variation volumique (εv) d'une roche en fonction des contraintes (σ)

C. HYPOTHÈSES SUR LA RUPTURE DES ROCHES ET L'ESTIMATION DES PALÉO-CONTRAINTES.

La méthode utilisée consiste à évaluer les paléo-contraintes à partir des courbes intrinsèques de Mohr-Caquot (cf.chapitre I : II-B-2). La détermination en laboratoire des caractéristiques mécaniques à la rupture des différentes roches nous permet d'estimer le cercle de Mohr correspondant au plan de rupture le plus proche des failles observées sur le terrain (fig.217 à 221).

Certaines hypothèses ont été nécessaires :
- la valeur de la contrainte intermédiaire σ_2 est supposée peu différente de la contrainte minimale et par conséquent le tenseur des paléo-contraintes est de révolution ;
- les roches au moment du jeu des failles présentent les mêmes caractéristiques mécaniques que les échantillons étudiés au laboratoire.

Par ailleurs on sait que l'application d'une charge constante sur une roche peut conduire à une rupture différée. Ce phénomène est particulièrement important pour les déformations naturelles où la durée d'une phase tectonique, c'est à dire de l'application d'un champ de contrainte provoquant ces déformations, est de l'ordre du million d'années. Il est donc très difficile d'aborder expérimentalement un tel problème. De nombreux auteurs (Z.T. Bieniawski, 1967 ; P. Morlier, 1971) considèrent que la charge ultime du matériau correspond à l'**initiation de la fissuration**, c'est à dire à l'apparition de la dilatance sur les courbes extensométriques. On sait en effet que les défauts présents dans les roches vont, sous l'effet d'un chargement, être le siège de concentrations de contraintes. A partir d'un certain seuil celles-ci vont initier des microfissures qui en se développant provoqueront la ruine du matériau. Cette initiation de la fissuration produit des phénomènes de dilatance[1]. En s'accentuant celle-ci conduit, avant la ruine du matériau, à un foisonnement[2] important (fig.214). Le plan de rupture final est formé par la coalescence d'un certain nombre de microfissures favorablement orientées (fig.215).

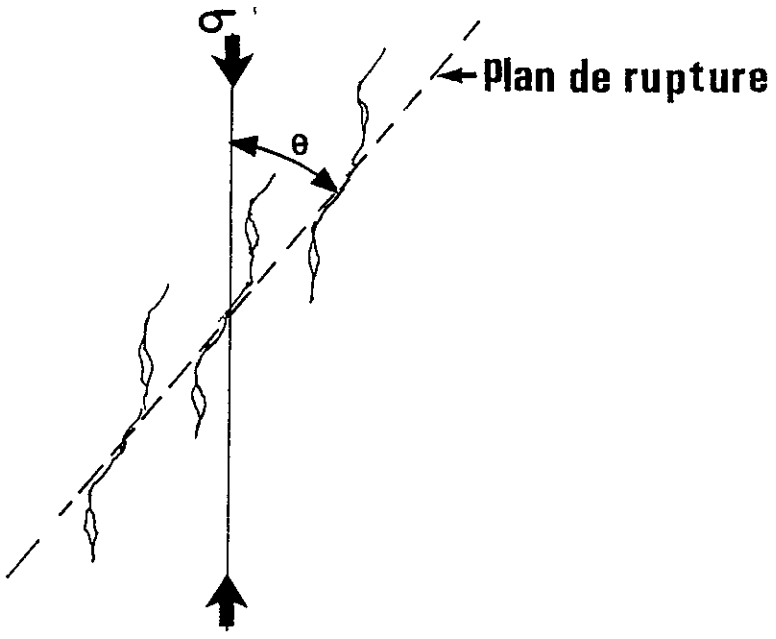


Fig. 215. - Formation du plan de rupture à partir des microfissures.
σ = contrainte axiale ; θ = angle de rupture.

[1] la dilatance est la différence entre la variation volumique totale et la variation volumique élastique. Elle est due à la propagation de microfissures localisées au voisinage du futur plan de rupture macroscopique.

[2] le foisonnement correspond à l'état de contrainte pour lequel la densité de la roche diminue par augmentation de la fissuration.

Afin de se rapprocher des conditions de la déformation naturelle, nous avons donc utilisé les courbes intrinsèques "à la fissuration". Cette approximation est valable dans le domaine fragile. En effet les angles de rupture mesurés à partir des courbes intrinsèques "à la fissuration" et à la rupture sont identiques pour un même état de contrainte, ce qui est logique puisque le plan de rupture est amorcé dès l'apparition des fissures (fig.216).

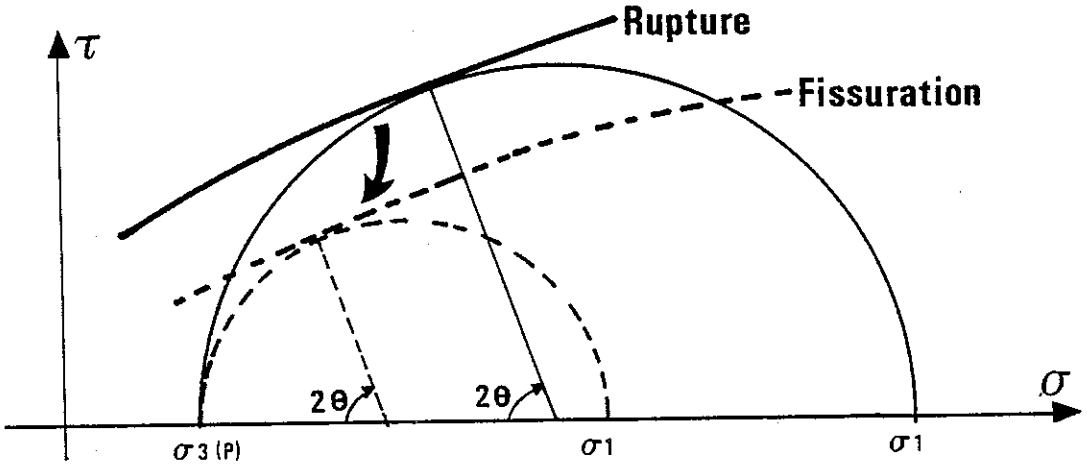


Fig. 216. - Allure des courbes intrinsèques à la rupture et à la fissuration (d'après F. Bergerat, J. Bergues et J. Geyssant,1985a).

τ = contrainte de cisaillement ; σ = contrainte normale ; θ = angle de rupture. Le cercle de Mohr tangent à la courbe intrinsèque à la rupture (traits pleins) permet de trouver pour une pression de confinement donnée ($P = \sigma^3$) la valeur de la contrainte axiale (σ^1) pour une rupture instantanée.

Le cercle de Mohr tangent à la courbe intrinsèque à la fissuration (traits pointillés) donne pour la même valeur de σ^3 , la contrainte σ^1 assimilable à la contrainte naturelle (à long terme).

D. TECHNIQUE EXPÉRIMENTALE.

Les courbes intrinsèques à la rupture et à la fissuration ont été déterminées en laboratoire sur les échantillons de roche soumis à des essais triaxiaux cylindriques en compression. Les éprouvettes, des cylindres de 24 mm de diamètre et d'élancement 2, ont été prélevées, dans le cas des calcaires, parallèlement à la direction des stylolites tectoniques. Les déformations au cours du chargement ont été suivies par l'intermédiaire de jauges extensométriques directement collées sur les éprouvettes suivant les directions des contraintes principales σ_1 (contrainte axiale) et P (contrainte latérale). Les essais ont été poursuivis jusqu'à la ruine complète des éprouvettes et nous avons pu constater le bon accord entre les inclinaisons des plans de rupture sur celles-ci et celles déterminées sur les courbes intrinsèques.

E. INTERPRÉTATIONS.

1) ESTIMATION DES CONTRAINTES LITHOSTATIQUES AU MOMENT DU FONCTIONNEMENT DES ACCIDENTS.

Les contraintes ont été calculées en considérant pour les roches surincombantes une densité moyenne de 2,5.

- En franconie, la série jurassique est complète, elle est suivie par une lacune du Crétacé inférieur et la sédimentation marine a repris du Cénomanien au Santonien (fig.34). La surcharge sur les calcaires du Dogger des environs de Bayreuth au moment de l'épisode compressif NE-SW (début Miocène) était de l'ordre de 500 à 800 m, ce qui implique donc une

contrainte lithostatique de 12,5 à 20 MPa. A Greding, au moment de la compression N-S (Eocène), la surcharge sur les calcaires du Malm αß était au plus de 460 m, c'est à dire que la pression lithostatique correspondante était de l'ordre de 11,5 MPa.

- Dans le Jura souabe, la série sédimentaire jurassique est semblable à celle de Franconie mais la région a été exondée durant tout le Crétacé. Dans la région de Spaichingen, l'épaisseur des sédiments sur les calcaires du Kimméridgien durant la compression N-S (Eocène) peut être évaluée entre 200 et 450 m. On peut donc admettre pour la contrainte lithostatique une valeur comprise entre 5 et 11,5 MPa.

- Le Jura bâlois présente la même série jurassique que le Jura souabe mais l'érosion y a été importante à l'Eocène et la surcharge sur le Kimméridgien était moins importante qu'à l'Est, probablement de 200 à 300 m donnant une contrainte lithostatique comprise entre 5 et 7,5 MPa.

- Sur la bordure orientale du Fossé rhénan, aucun dépôt n'a eu lieu après le Dogger. L'épaisseur totale de la série du Muschelkalk au Dogger était de 625 m. L'érosion durant l'Oligocène a été estimée à 305 m (A. Roll, 1979) ce qui indique au moment de la compression NE-SW (début Miocène) une surcharge sur les grès du Buntsandstein de 325 m soit une pression lithostatique de 8 MPa.

2) CONDITIONS DE LA RUPTURE D'APRÈS LES DONNÉES DE TERRAIN.

Dans les deux sites d'Endingen et de Greding, la contrainte principale minimale σ_3 est verticale et correspond à la **pression lithostatique**, elle est assimilée à la pression de confinement des essais triaxiaux en laboratoire. Dans les trois autres sites, la contrainte verticale est σ_2 et la valeur de σ_3 n'est pas connue. Cependant, dans ou à proximité des sites de Spaichingen et de Bayreuth, la coexistence de décrochements et de failles inverses, ainsi que la faiblesse du rapport d'anisotropie $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ nous amène à supposer -en première approximation- σ_2 peu différent de σ_3 et donc à assimiler, dans ce cas aussi, pression lithostatique et pression de confinement. Dans les environs de Kuhbach par contre, seuls des systèmes de décrochements ont été observés et le rapport ϕ est un peu plus élevé (0,3), il est probable que la

Sites	*Axes du Tenseur des Contraintes*	$\phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$	*Dièdre moyen des Cisaillements*	*Contrainte lithostatique*	*Pression de Fluide*	*Contrainte effective*
BAYREUTH	σ_1 043-05S σ_2 002-84N σ_3 133-04E	ϕ = 0.2	2θ = 50°	12,5-20 MPa	1,4 MPa	11-18,6 MPa
GREDING	σ_1 025-23S σ_2 118-07W σ_3 045-66N	ϕ = 0.8	2θ = 52°	11,5 MPa	0,7 MPa	10,8 MPa
SPAICHINGEN	σ_1 002-01N σ_2 096-74E σ_3 092-16W	ϕ = 0.1	2θ = 60°	5-11,5 MPa	0,5 MPa	4,5-11 MPa
ENDINGEN	σ_1 007-01S σ_2 097-07W σ_3 091-83E	ϕ = 0.2	2θ = 50°	5-7,5 MPa	0,4 MPa	4,6-7,1 MPa
KUHBACH	σ_1 039-01S σ_2 134-78W σ_3 128-12E	ϕ = 0.3	2θ = 50°	8 MPa	0,6 MPa	7,4 MPa

Tableau 2. - Principales caractéristiques de la fracturation naturelle d'après les données de terrain.

valeur de σ_2 est supérieure à celle de σ_3. Il convient donc d'envisager pour cette dernière une valeur inférieure à la pression lithostatique. Il ne faut cependant pas oublier que ce ne sont là que des approximations et que, par ailleurs, d'autres facteurs sont à prendre en compte comme la pression de fluide et l'existence des discontinuités existantes.

Le **rôle de la pression de fluide** sur le comportement mécanique des roches et en particulier sur leur résistance à la rupture n'est pas négligeable. J.P. Petit (1976) considère qu'en état de déformation superficielle, les matériaux rocheux peuvent être assimilés à un système ouvert et que la pression de fluide est alors la pression hydrostatique (10 MPa/km). Cependant cette assimilation ne peut être faite systématiquement, il est plus prudent de considérer que la pression effective est sensiblement égale à la différence entre la pression lithostatique et la pression de fluide. On peut évaluer celle-ci en fonction de la porosité et de l'épaisseur des surcharges sédimentaires. On a considéré pour chaque type de roche la valeur de la porosité moyenne indiquée par J.A. Talobre (1967) (en pourcentage de vide) : grès du Trias : 20% ; argiles du Trias : 24% ; calcaires jurassiques : 12% ; sables crétacés : 24%.

En tenant compte de l'épaisseur des différentes roches, on trouve pour les sites étudiés des pressions de fluides d'environ : 1,4 MPa à Bayreuth, 0,7 MPa à Greding, 0,5 MPa à Spaichingen, 0,4 MPa à Endingen et 0,6 MPa à Kuhbach. Les pressions effectives sont donc de l'ordre de : 11 à 18,6 MPa à Bayreuth, 10,8 MPa à Greding, 4,5 à 11 MPa à Spaichingen, 4,6 à 7,1 MPa à Endingen et 7,4 MPa à Kuhbach. Ainsi, la différence entre pression effective et pression lithostatique n'est pas significative pour nos calculs, compte tenu des approximations déjà faites sur cette dernière. Le tableau 2 résume les principales données relatives à la fracturation "naturelle".

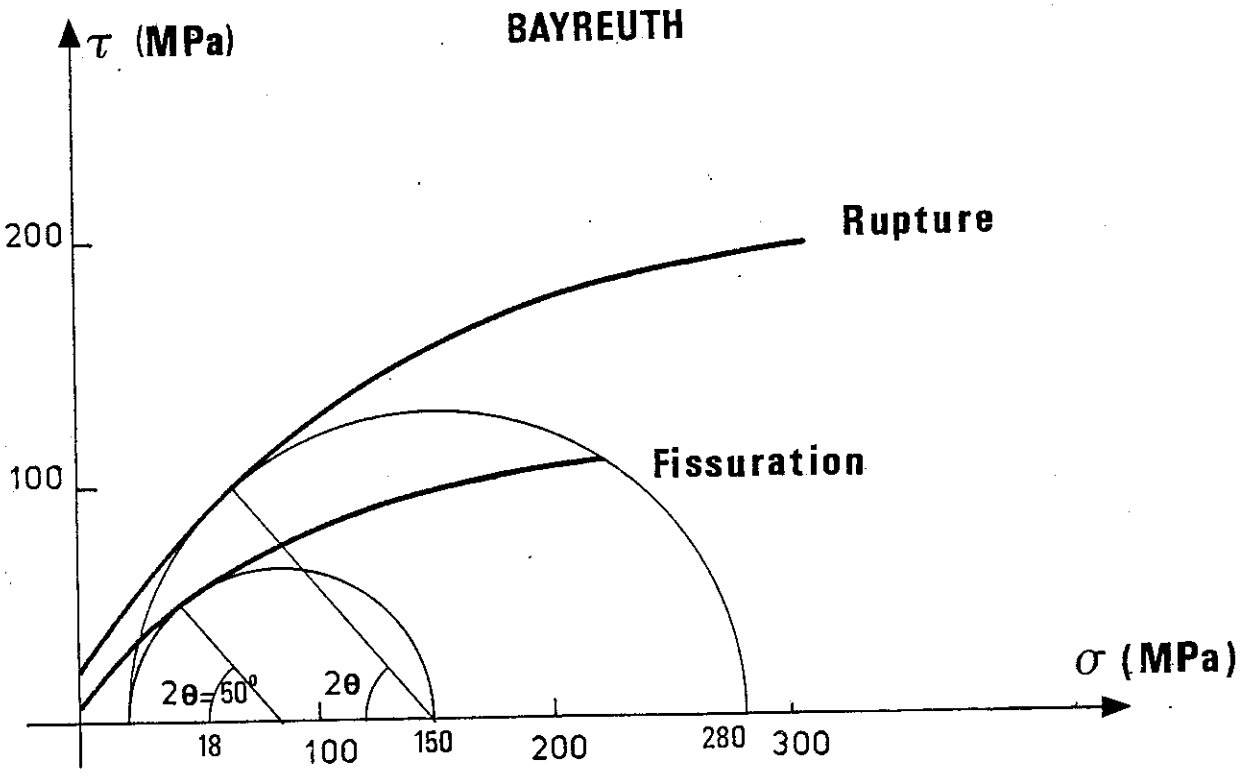


Fig. 217. - Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le calcaire du Dogger de Bayreuth.

Les cercles de Mohr tangents aux courbes intrinsèques à la rupture et à la fissuration sont ceux permettant de calculer la contrainte axiale σ^1, en fonction de la pression lithostatique estimée (= pression de confinement) lors de la déformation naturelle.

3) ESTIMATION DES PALÉO-CONTRAINTES TECTONIQUES.

Pour chaque courbe intrinsèque on recherche le cercle de Mohr correspondant à la contrainte σ_3 estimée. On obtient ainsi l'angle 2θ correspondant et la contrainte axiale σ_1 pour les différents sites.

- **Bayreuth** : pour une contrainte sphérique de 18 MPa, la contrainte axiale est de l'ordre de 280 MPa et $2\theta = 50°$ soit un angle de rupture $\theta = 25°$. A l'échelle régionale, les décrochements conjugués définissent un dièdre de cisaillement aigu moyen $2\theta = 50°$ donc un angle de rupture identique à celui obtenu en laboratoire. Sur la courbe intrinsèque établie pour l'initiation de la fissuration, la contrainte axiale obtenue pour la même contrainte sphérique est de 150 MPa soit environ la moitié du résultat précédent, l'angle de rupture restant inchangé.

- **Greding** : si on se réfère à la courbe intrinsèque à la rupture, la contrainte axiale σ_1 serait, pour une contrainte sphérique de 11,5 MPa, de 270 MPa ; pour la courbe intrinsèque à la fissuration, elle serait de 130 MPa. L'angle 2θ mesuré est de 48°, l'angle de rupture θ est donc de 24°. L'angle moyen entre les décrochements dans ce site semble légèrement supérieur, il n'est cependant pas très bien défini car les décrochements sont peu nombreux, la plupart des failles étant des failles inverses.

- **Spaichingen** : le cercle de Mohr correspondant à une contrainte sphérique de 10 MPa indique une contrainte axiale de 250 MPa à la rupture et de 120 MPa à la fissuration et un angle $2\theta = 58°$. Les décrochements conjugués observés *in situ* font un angle de 60° ce qui s'accorde donc bien avec les résultats expérimentaux.

- **Endingen** : on obtient pour une contrainte sphérique de 6 MPa une valeur de 285 MPa pour la contrainte axiale à la rupture, et de 100 MPa pour la fissuration. L'angle 2θ construit sur le cercle de Mohr correspondant est de 36°. L'angle de rupture est donc faible : 18°. Dans le site de mesures, les décrochements définissent un angle moyen de l'ordre de 50°, donc plus important que l'angle expérimental. Néanmoins si on tient compte de la dispersion des directions des décrochements dextres, l'angle de rupture *in situ* varie entre 18° et 30° et sa valeur la plus faible correspond à celle obtenue expérimentalement.

- **Kuhbach** : on a vu précédemment qu'il convenait de prendre pour la pression sphérique une valeur légèrement inférieure à la pression lithostatique estimée, de l'ordre donc de 6 MPa. La contrainte axiale est alors de 110 MPa à la rupture et de 55 MPa pour la fissuration. L'angle 2θ est de 40° ; dans le site de mesures, l'angle aigu moyen du dièdre de cisaillement est de l'ordre de 50°, là encore les angles de ruptures, observés sur le terrain et calculés sur le cercle de Mohr, sont peu différents.

Il est certain, au moins pour la phase de compression NE-SW dans les sites de Bayreuth et de Kuhbach, que les mouvements décrochants remobilisent le plus souvent des accidents antérieurs (F. Bergerat et J. Geyssant, 1983 ; F. Bergerat, 1983). Pour la phase de compression N-S, les failles affectant les terrains mésozoïques ne sont que pour partie des failles héritées (essentiellement des failles inverses). Les décrochements sont néoformés, néanmoins ils correspondent, au niveau du soubassement, à des dislocations d'âge hercynien. Dans tous les cas, on peut donc penser que les contraintes nécessaires au fonctionnement de ces accidents doivent être inférieures aux contraintes nécessaires pour créer de nouvelles ruptures. Le recours à la courbe intrinsèque à la fissuration se justifie donc à la fois par l'existence d'une fracturation antérieure et par les ruptures différées induites par la durée des phases tectoniques.

La contrainte déviatorique $\sigma_1 - P$, c'est à dire la **paléo-contrainte tectonique** peut ainsi être estimée suivant les sites de 49 à 132 MPa. Le tableau 3 résume les principaux résultats obtenus expérimentalement.

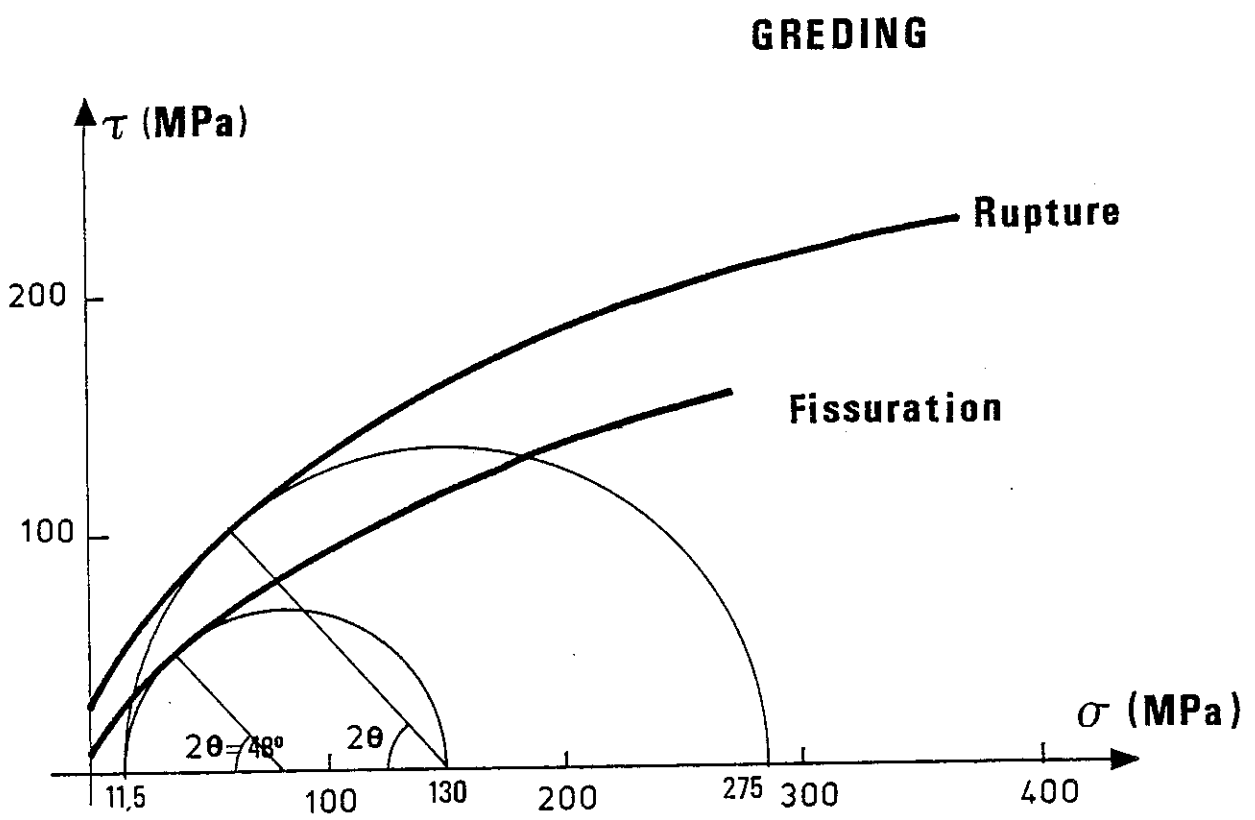


Fig. 218. - Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le calcaire de l'Oxfordien de Greding.

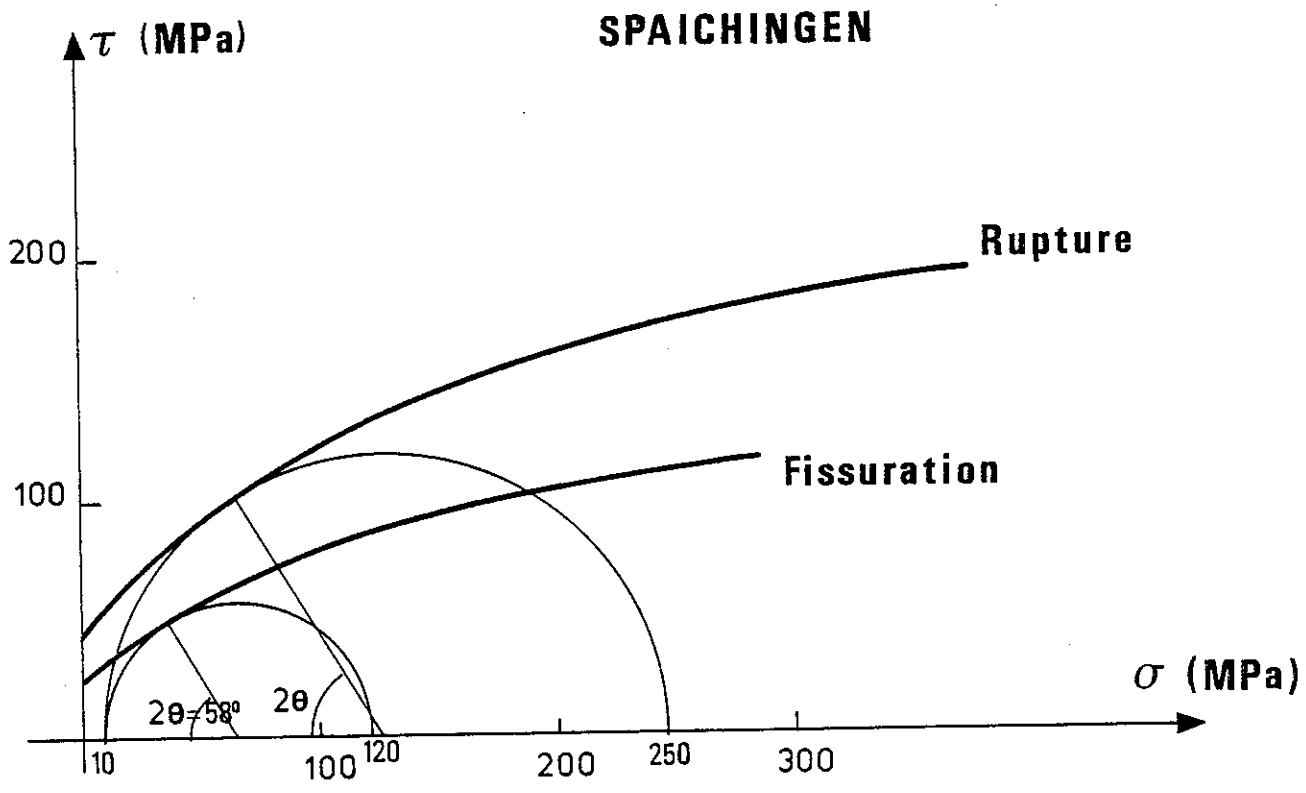


Fig. 219. - Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le calcaire du Kimméridgien de Spaichingen.

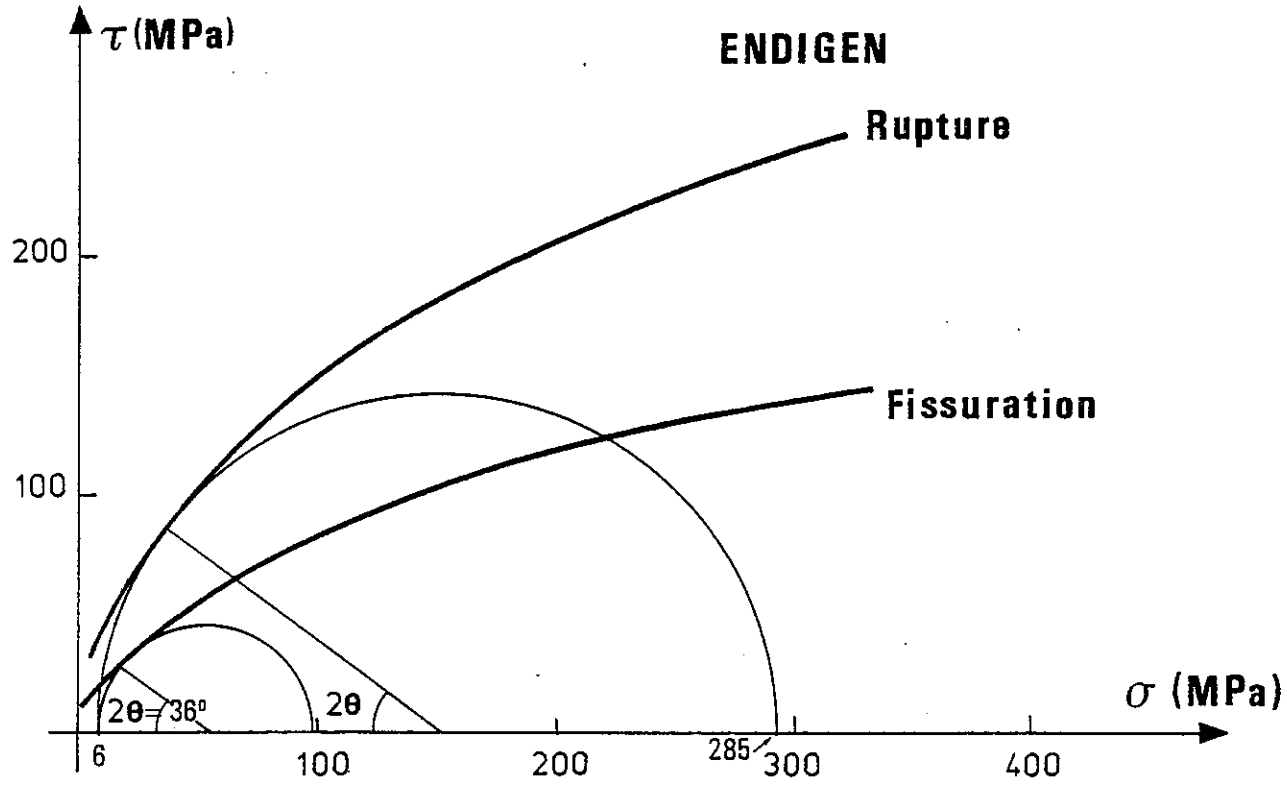


Fig. 220. - Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le calcaire du Kimméridgien d'Endingen.

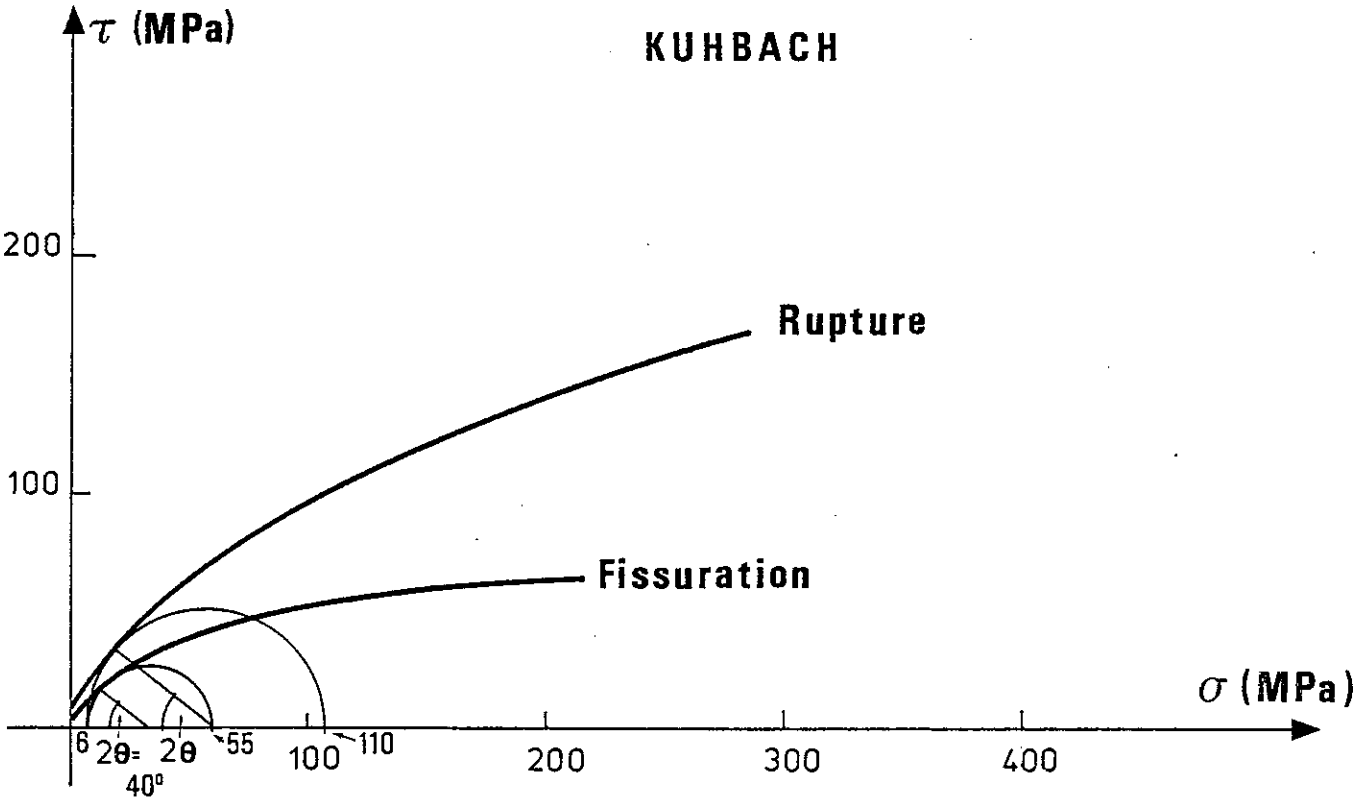


Fig. 221. - Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le grès vosgien du Buntsandstein de Kuhbach.

Sites	*Contrainte sphérique*	*Contrainte axiale "à la rupture"*	*Contrainte axiale "à la fissuration"*	*Angle de Rupture*	*Paléo-Contrainte tectonique*
BAYREUTH	18 MPa	280 MPa	150 MPa	$\theta = 25°$	132 MPa
GREDING	11 MPa	270 MPa	130 MPa	$\theta = 24°$	119 MPa
SPAICHINGEN	10 MPa	250 MPa	120 MPa	$\theta = 29°$	110 MPa
ENDINGEN	6 MPa	285 MPa	100 MPa	$\theta = 18°$	94 MPa
KUHBACH	6 MPa	110 MPa	55 MPa	$\theta = 20°$	49 MPa

Tableau 3. - Principales caractéristiques de la fracturation produite en laboratoire sur échantillons.

F. DISCUSSION.

1- On observe pour l'ensemble des sites étudiés des **valeurs de contraintes** de l'ordre de 50 à 130 MPa. Si on compare ces résultats avec ceux de J.P. Petit (1976) pour la compression alpine affectant les grès du Permo-Trias marocain, on constate que les valeurs que nous obtenons sont supérieures, mais que les ordres de grandeur restent voisins, puisqu'il calcule une contrainte σ_1 de 60 MPa, et ce par l'application de lois de rupture. De même A. Paris *et al.* (1975) trouvent pour une fracturation d'âge lutétien dans les calcaires provençaux, une contrainte de l'ordre de 40 à 50 MPa, à partir d'une approche similaire à la nôtre. A. Rispoli (1981), avec un modèle de variation linéaire de ϕ avec la profondeur appliqué aux calcaires jurassiques du Causse du Larzac, trouve, pour la phase pyrénéenne, des valeurs de σ_1 beaucoup plus faibles : de 3 à 18 MPa, c'est à dire proches des valeurs des contraintes actuelles mesurées *in situ* en France ou en Allemagne. Il nous semble qu'il est difficile de créer des déformations comme celles du Languedoc, avec des contraintes identiques à celles qui existent actuellement dans la plate-forme européenne.

2- La concordance entre les **angles de rupture** trouvés expérimentalement et ceux observés sur le terrain est dans l'ensemble plutôt bonne : les dièdres de cisaillement définis par les décrochements dans les sites de Bayreuth, Spaichingen, Kuhbach et Greding sont identiques ou proches des angles mesurés sur le cercle de Mohr ou à ceux observés directement sur éprouvettes dans les deux cas où cela a été possible (Bayreuth, Spaichingen). Pour le site d'Endingen, l'angle de rupture trouvé sur le cercle de Mohr est plus petit que l'angle moyen reconnu sur le terrain. On constate par ailleurs que c'est le site où les failles inverses sont les plus nombreuses et où σ_3 est vertical, il est possible que cela ait une influence sur la géométrie du système de fractures.

3- Les sites de Spaichingen, Greding et Endingen appartiennent au Jura tabulaire proche du front de l'orogène alpin ; la compression N-S généralisée due à la collision Afrique-Europe y a créé des structures cassantes comparables et des paléo-contraintes tectoniques de même **intensité** (de l'ordre de la centaine de MPa).

Durant la compression NE-SW postérieure, la valeur des paléo-contraintes tectoniques est plus forte dans le Nord de la Franconie (Bayreuth) qu'en bordure du Fossé rhénan (Kuhbach) ce qui est en bon accord avec les tectoniques régionales puisque cette phase provoque à l'Est le rejeu inverse de la ligne de Franconie alors qu'à l'Ouest les accidents bordiers du Fossé rhénan ne sont que remobilisés en coulissements dextres.

II. TRAJECTOIRES DE CONTRAINTES ET DÉFORMATION DU BATI EUROPÉEN

Il ne s'agit pas ici de reprendre dans le détail la description et l'analyse de la déformation de la plate-forme européenne (cf chapitre II : II-D et III-C), mais plutôt de rappeler les principales caractéristiques de cette déformation pour chacun de ses "temps forts", ainsi que l'évolution du paléo-champ de contrainte en direction et en intensité.

Une première tentative d'intégration de ces résultats dans le cadre plus général de la collision Afrique-Europe a été faite au niveau des synthèses régionales (cf chapitre II · II-D et III-C) et ne sera pas reprise ici. Ce point particulier sera développé dans le chapitre IV.

A. EOCENE, VERS 50-40 M.A. (fig. 222)

Durant l'Eocène supérieur a régné, dans toute la plate-forme européenne, un champ de contrainte caractérisé par une compression horizontale subméridienne et induisant un régime tectonique décrochant. Les structures cassantes majeures de l'avant-pays alpin se sont créées à cette époque, les plus significatives, à l'échelle de la plaque, sont le "triangle germano-tchèque" (F. Bergerat et J. Geyssant, 1980) et, constituant et prolongeant vers le Sud sa bordure occidentale, les systèmes de failles du futur Rift ouest-européen.

Sur le bord oriental du triangle, les mouvements dextres se produisent sur une série de failles parallèles d'azimut moyen 130-150 affectant l'ensemble du Massif Bohémien , les plus importantes le limitent à l'Ouest (ligne de Pfahl, ligne de Franconie) et à l'Est (faille lusacienne, ligne de l'Elbe).

Sur le bord occidental, le système faillé, de direction moyenne NNE-SSW, plus étroit, est constitué de coulissements sénestres d'azimut 000-020 et 045 le long des futurs Fossé rhénan et dépression de Hesse. Ce système de décrochements sénestres se poursuit vers le Sud en bordure du Massif Central (futur Fossé de la Saône) et des chaînes subalpines (Bas-Dauphiné) ainsi qu'en Languedoc (faille des Cévennes, faille de Nîmes) et en Haute-Provence (faille de la Durance). Ce réseau de décrochements conjugués dextres NW-SE à NNW-SSE et sénestres NNE-SSW à NE-SW se retrouve à l'échelle régionale dans les zones peu déformées comme les plateaux du Jura souabe ou de Bourgogne.

La direction de la contrainte principale maximale σ_1 est remarquablement constante dans toute la plate-forme : 170 à 010. L'autre contrainte horizontale est généralement σ_3, sauf parfois localement à proximité du front alpin (Sud de la Franconie, Jura suisse septentrional). Il est difficile d'évaluer l'importance de l'avancée vers le Nord du triangle germano-tchèque et donc l'ampleur globale des coulissements. Des tentatives d'estimation ont été faites ponctuellement (faille des Cévennes, faille de Nîmes) donnant des rejets horizontaux de l'ordre de une à quelques dizaines de kilomètres (Y. Bodeur, 1976 , J.P. Masse, 1980).

B. OLIGOCÈNE, VERS 35-30 M.A. (fig.223)

Dès la fin de l'Eocène commence à s'ouvrir sur le bord occidental du triangle germano-tchèque des parties du Rift ouest-européen (au Lattorfien pour le Fossé rhénan par exemple). Celui-ci va fonctionner pendant tout l'Oligocène avec des périodes d'effondrement maximal variables (Oligocène inférieur pour le Fossé rhénan, Chattien en Bresse, par exemple). La subsidence y a été importante et plusieurs milliers de mètres d'Oligocène remplissent les principaux fossés de ce système.

En dehors des fossés constituant le rift lui-même ainsi que des Limagnes ou des fossés provençaux (Apt-Forcalquier, Aix) aucune distension n'est observable tant dans les zones peu déformées de l'avant-pays (Bourgogne) que dans les zones de relais entre les fossés où s'observe au contraire une pérennité de la compression N-S.

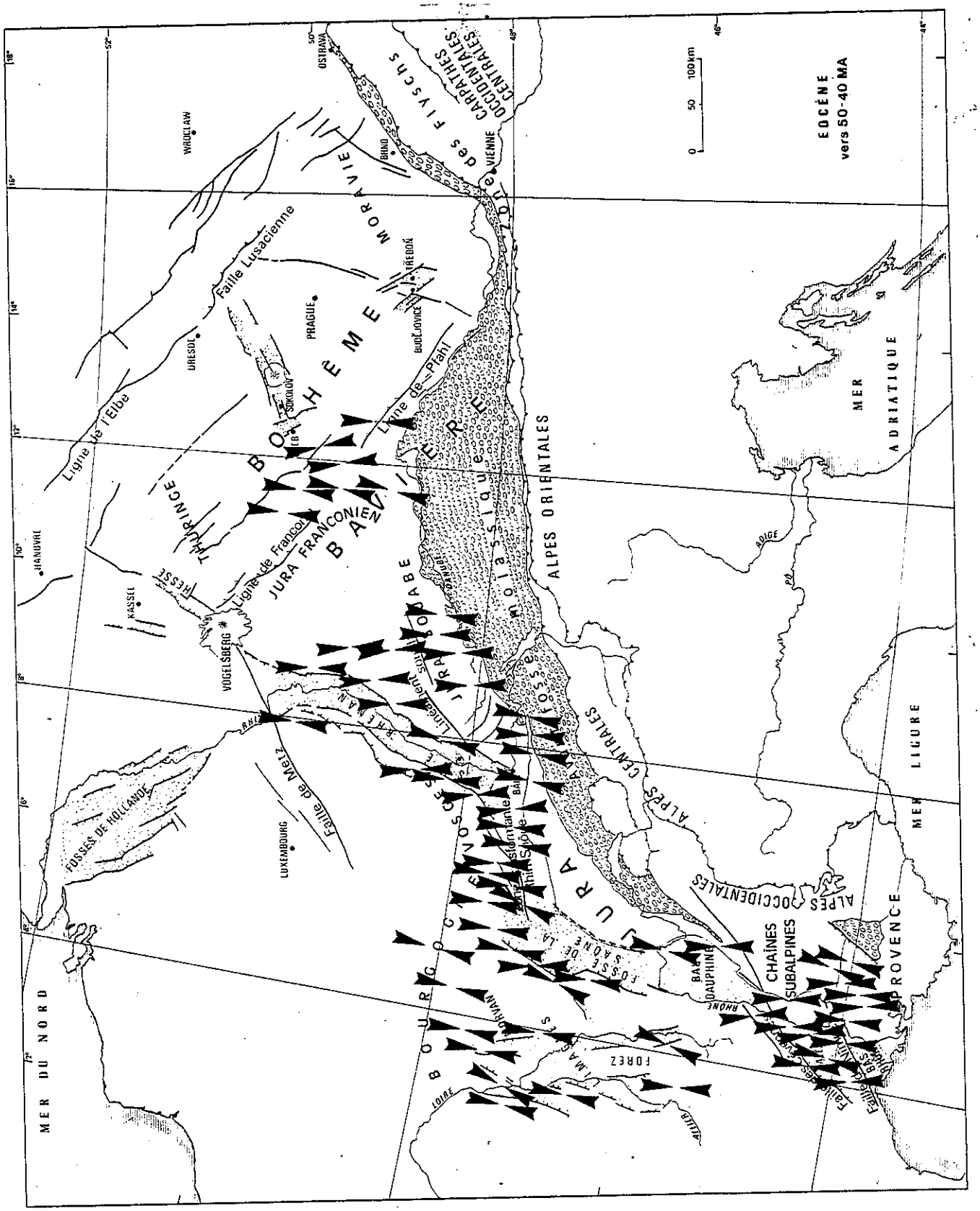


Fig. 222. - Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne à l'Eocène (vers 50-40 M.A.).

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale maximale horizontale σ1 (de même pour les fig.224 et 225).

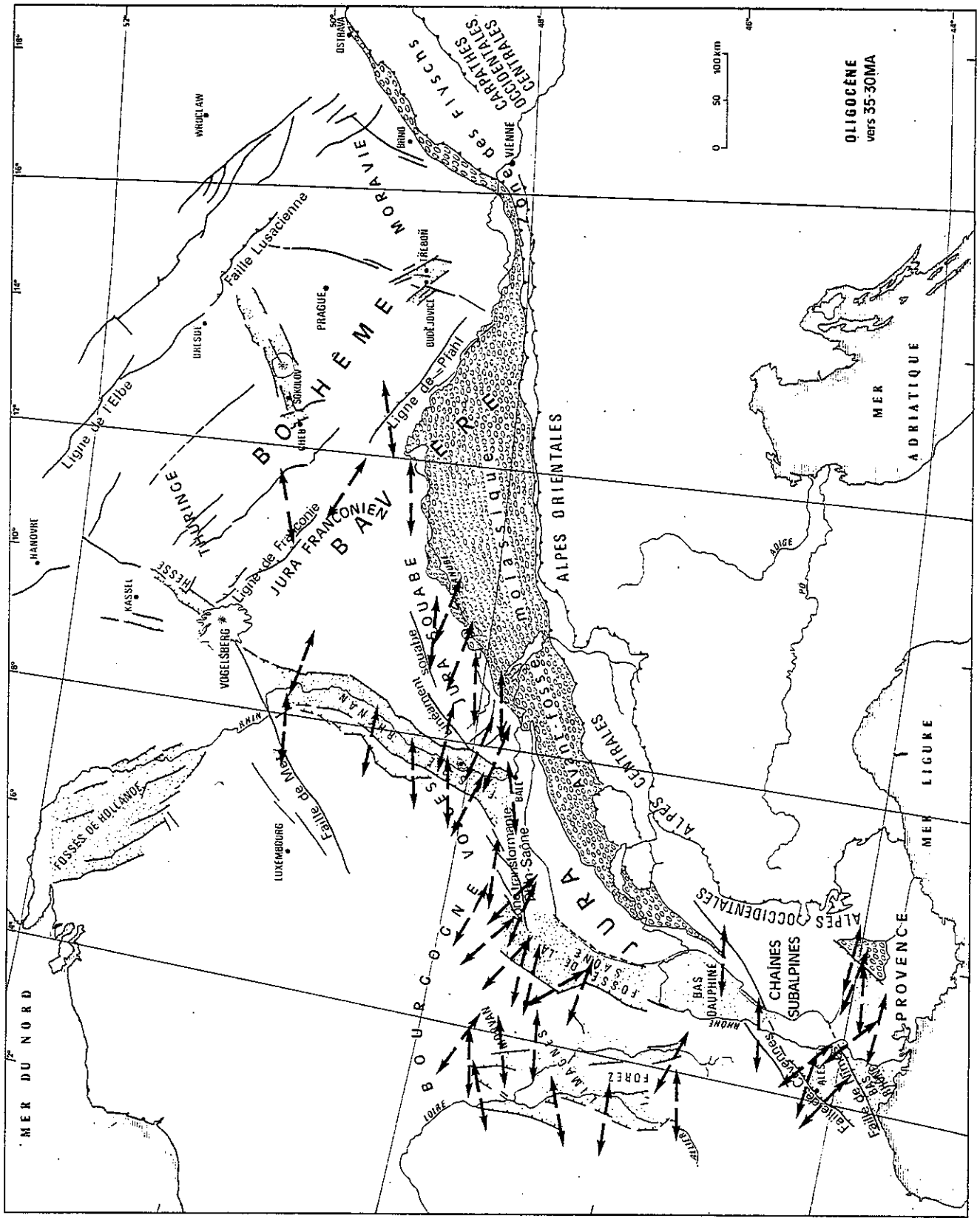


Fig. 223. - Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne à l'Oligocène (vers 35-30 M.A.).

Les flèches représentent les directions de la contrainte principale minimale horizontale σ3.

Sur le bord oriental du triangle, les structures distensives sont beaucoup moins importantes (jeux en failles normales de la ligne de l'Elbe et de la faille lusacienne). De petits fossés se sont encore créés au coeur du Massif bohémien (Cheb, Budějovice, Treboň) et dans le Jura souabe (Lauchertgraben). Il est difficile de préciser l'âge de ces structures qui ne sont pas associées à des terrains tertiaires, à l'exception des fossés bohémiens qui contiennent des dépôts oligocènes.

La direction d'extension (contrainte principale minimale : σ_3) est assez constante et E-W (azimut 075-105) dans toute la partie septentrionale de l'avant-pays alpin (Jura souabe, Fossé rhénan, Limagnes) C'est à dire qu'elle est relativement indépendante des structures héritées et qu'elle se caractérise par la seule inversion σ_1 - σ_2. En Bresse, tout en conservant globalement cette direction E-W, elle peut localement devenir NW-SE. Plus au Sud enfin, elle semble se réorienter complètement en fonction des structures majeures (faille des Cévennes, faille de Nîmes) et devient NNW-SSE à NW-SE.

L'intensité de la distension à l'échelle de la plate-forme décroît nettement vers l'Est : aucune structure distensive comparable au Rift ouest-européen ne s'est développée sur la bordure orientale de la Bohême. A l'échelle du triangle germano-tchèque, on peut dire qu'elle décroît également vers le centre de celui-ci, on peut en effet encore observer de petits fossés à proximité des grandes failles dans le massif bohémien, ou du Fossé rhénan dans le Jura souabe, mais aucune structure distensive ne s'est développée au coeur même du triangle (Jura souabe oriental, Franconie). Tout s'est passé semble-t-il, comme si la déchirure de la plaque s'était ébauchée sur les zones de faiblesse aux limites est et ouest du triangle et sur quelques répliques proches, pour se focaliser ensuite et se développer sur son seul bord oriental : le Rift ouest-européen.

C. AQUITANIEN, VERS 22 - 20 M.A. (fig.224)

Dès la fin de la distension oligocène, le régime tectonique change complètement et une compression horizontale NE-SW affecte la majeure partie de la plate-forme européenne.

Les principales déformations relatives à cette phase sont sur le bord oriental du triangle germano-tchèque, les rejeux en failles inverses vers le Sud-Ouest des lignes de Pfahl et de Franconie. Le socle du Massif Bohémien a été amené à chevaucher le Crétacé conservé dans les zones effondrées. Des décrochements conjugués accompagnent généralement ces jeux inverses. Sur le bord occidental du triangle, les failles bordières du Fossé rhénan, d'azimut 000-030, ont été remobilisées en coulissement dextres de même que les accidents subméridiens du Jura souabe.

Dans le Sud du couloir rhodanien, cette compression se manifeste également, essentiellement par des rejeux dextres des accidents d'azimut 000-030, en particulier la faille des Cévennes et les failles bordant les petits fossés du plateau de Vaucluse.

Dans cette région cette phase affecte les calcaires du Chattien mais non la molasse burdigalienne, elle est donc d'âge aquitanien. Au Nord, on peut seulement la situer entre la distension oligocène dont elle remobilise souvent les accidents et la dernière compression mise en évidence à la fin du Miocène. Par ailleurs, le jeu inverse de la ligne de Pfahl est cacheté par des dépôts miocènes fluviatiles. Un âge aquitanien de cette phase est donc également possible dans cette région. La direction de compression est constante dans tous les secteurs où elle a pu être calculée. Elle est généralement N45 et peut se réorienter localement jusqu'à N60 en particulier dans le Sud du couloir rhodanien.

L'intensité de la déformation décroît nettement d'Est (failles inverses, contrainte principale σ_2 fréquemment horizontale) en Ouest (coulissements, σ_3 horizontale). Par ailleurs aucune manifestation de cette phase compressive n'a été observée ni à l'Ouest du Fossé rhénan (Lorraine, T. Villemin, 1985) ni à l'Ouest de la Bresse (Bourgogne, Limagnes) ni à l'Ouest du fossé d'Alès. Il semble bien que cette compression se soit surtout marquée dans la partie de la plate forme européenne située à l'Est du Rift ouest-européen. Celui-ci représentant alors une grande ligne de coulissement dextre.

D. FINI A POST-MIOCÈNE, VERS 7-4 M.A. (fig. 225)

A la fin ou après le Miocène un raccourcissement E-W à NW-SE suivant les régions (voire N-S dans le bloc haut-provençal) affecte plus ou moins intensément l'avant-pays alpin.

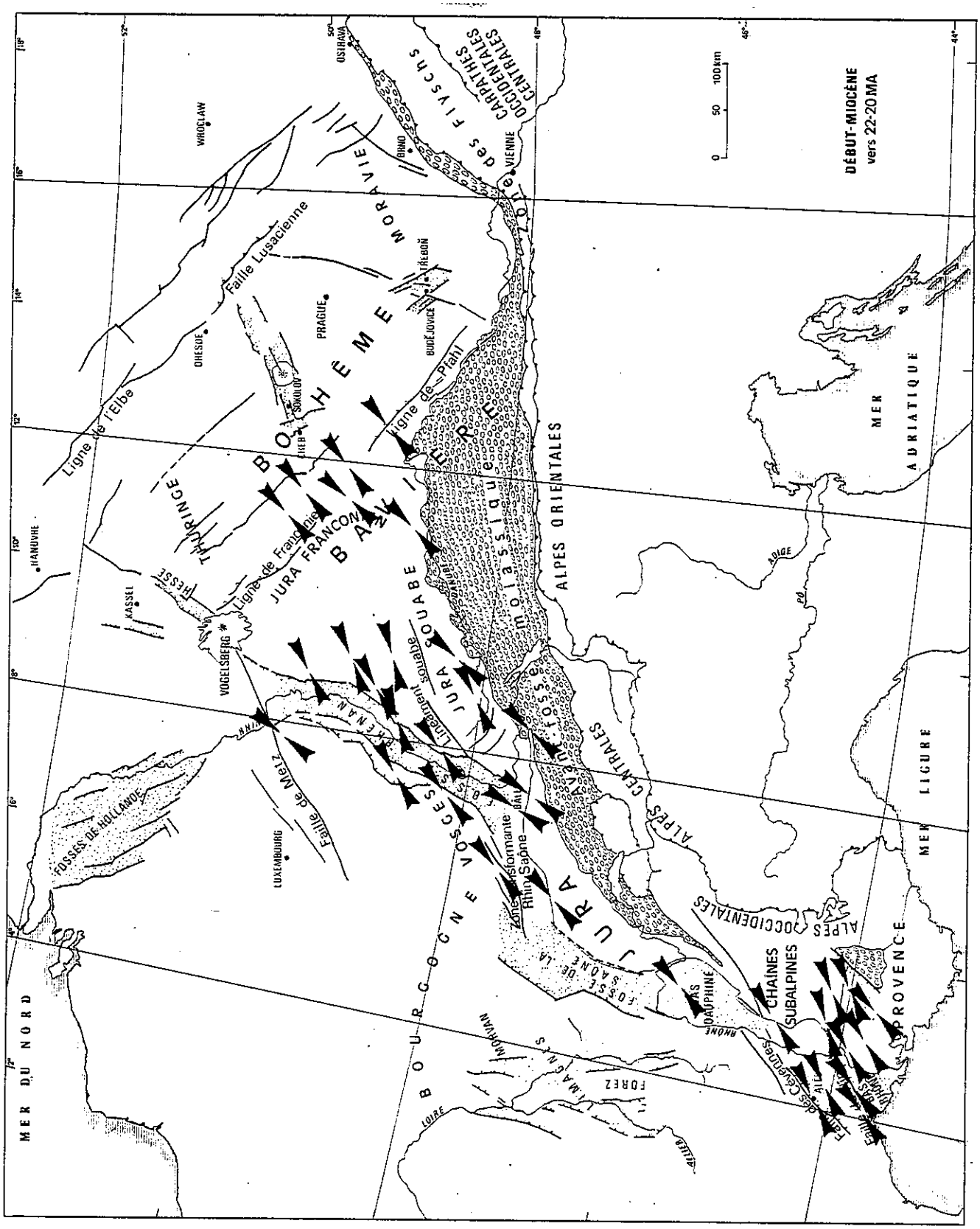


Fig. 224. - Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne au début du Miocène (vers 22-20 M.A.).

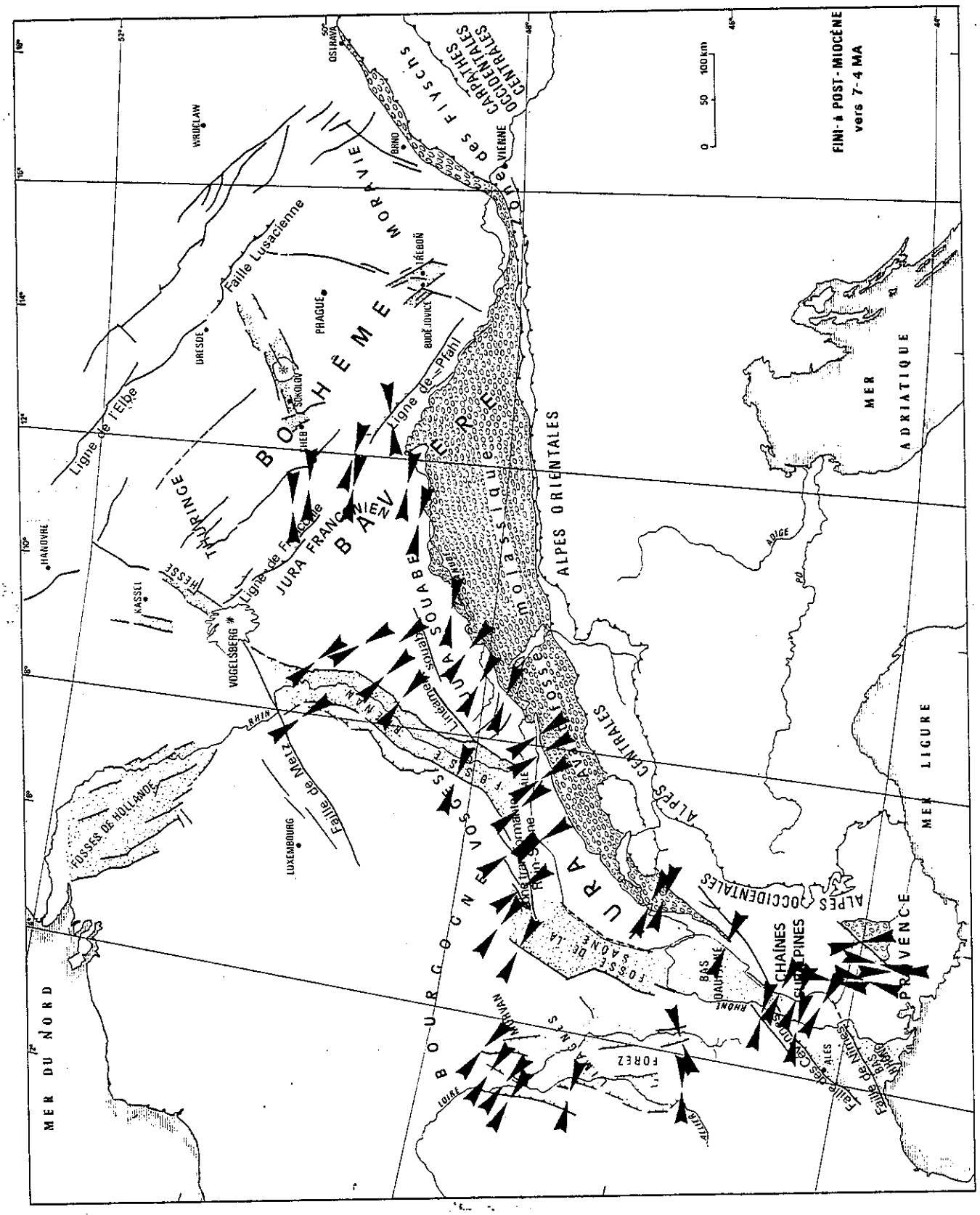


Fig. 225. - Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne au fini- à post-Miocène (vers 7-4 M.A.).

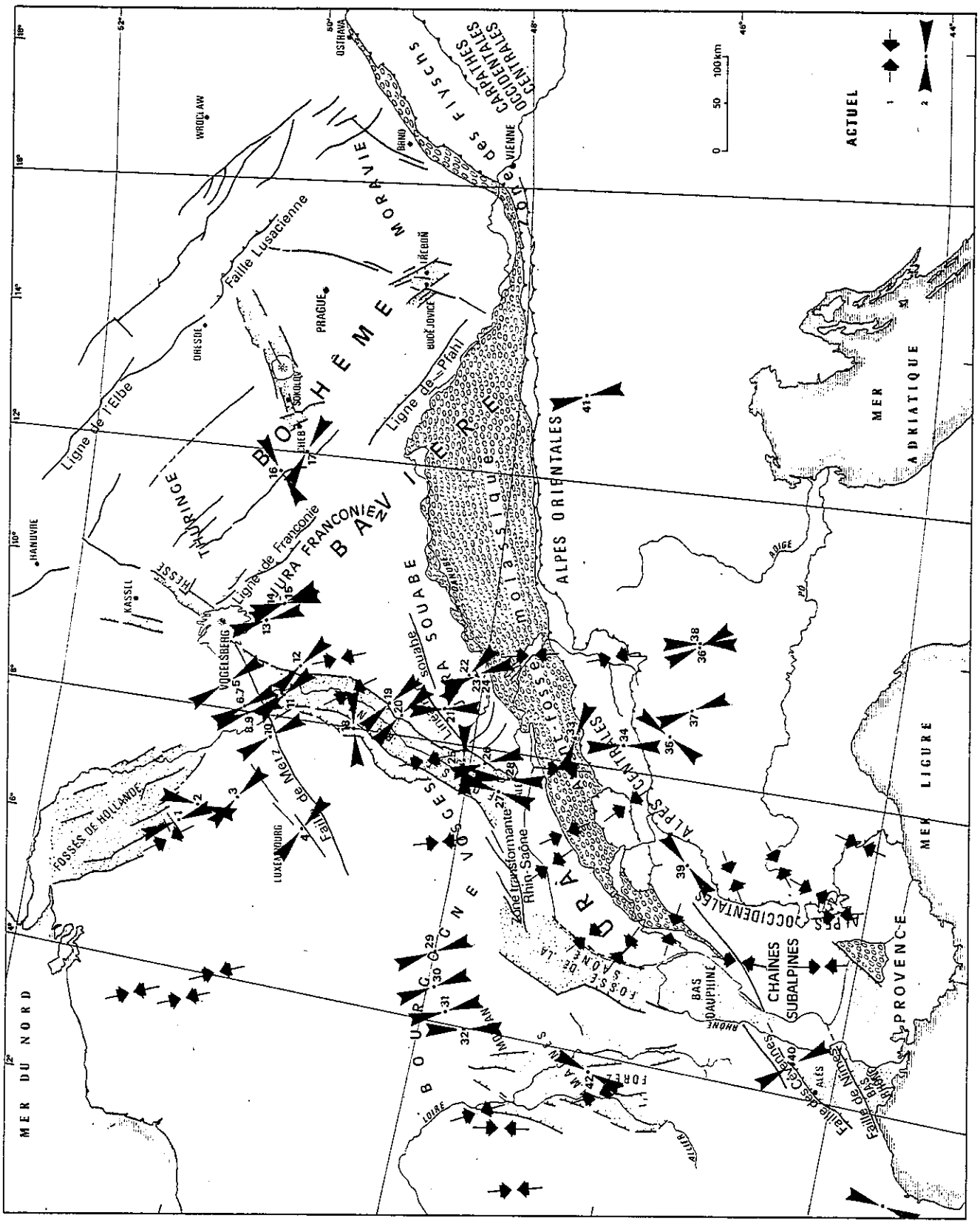


Fig. 226. - Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne à l'Actuel.

Les flèches représentent les directions de la contrainte compressive horizontale d'après les mécanismes au foyer des séismes (1) et les mesures de contraintes *in situ* (2) (cf. tableau 4).

Les principales déformations cassantes relatives à cette compression sont situées immédiatement à l'avant des chaînes plissées externes dont les structures majeures (plicatives, tangentielles) sont également à rapporter à cette phase : Jura, chaînes subalpines septentrionales. Il est difficile de dégager en dehors de ces chaînes des structures cassantes caractéristiques, tant les mouvements qui se sont produits durant cette phase, l'ont été sur des accidents antérieurs. Les accidents majeurs liés à cette phase sont les décrochements sénestres subméridiens du Jura plissé qui se prolongent dans le Jura tabulaire suisse (Ajoie, Argovie).

La trajectoire de la contrainte principale maximale σ_1 est très sinueuse : pratiquement E-W dans la plate-forme sud-allemande, elle tourne progressivement vers le NW dans le Sud du Jura souabe (azimut 120) et devient NW-SE dans le Jura suisse septentrional (azimut 135-150), elle redevient ensuite pratiquement E-W plus au Sud, en bordure des chaînes subalpines. A la même époque, la Haute-Provence est affectée par une compression subméridienne provoquant des plis et des chevauchements d'axe E-W.

Il est difficile de dater cette phase, à l'exception de ses manifestations dans le Jura suisse septentrional, qui sont clairement post-miocène et anté-pliocène supérieur. Partout ailleurs les mouvements qui lui sont rapportés affectent les derniers dépôts miocènes mais ne sont pas "calés vers le haut". Les déformations se sont faites sentir de manière moins importante dans la plate-forme sud-allemande (où il s'agit pour l'essentiel de rejeux sur des accidents antérieurs) qu'au front des Alpes occidentales où les structures majeures des chaînes jurassiennes et subalpines (plis, chevauchements) sont dues à cette phase. Leur intensité diminue vers l'Ouest cependant on en trouve encore la trace assez loin du front alpin (Limagnes, Nivernais).

E. ACTUEL (fig.226)

La Néotectonique n'entrant pas directement dans le cadre de ce travail, il n'en est fait ici mention que pour mémoire et afin d'avoir une vue plus complète de l'évolution de la plate-forme européenne. On peut pour plus de détails se rapporter aux nombreuses mesures de contraintes *in situ* (travaux de G. Greiner et H. Baumann pour l'Allemagne, de C. Froidevaux et coll. pour la France), aux études de mécanismes au foyer des séismes (travaux de L. Ahorner et G. Schneider pour l'Allemagne, P. Godefroy pour la France et N. Pavoni et D. Mayer-Rosa pour l'arc alpin), enfin et surtout à l'important travail de H. Philip (1983). Le bilan des connaissances sur la néotectonique de la plate-forme européenne (H. Philip, 1980) permet d'y caractériser le champ de contrainte actuel. Il est difficile d'y mettre en évidence des épisodes tectoniques successifs ; certaines structures rejouent à l'évidence en coulissements comme le Fossé rhénan avec un jeu sénestre par exemple auquel sont associées des failles normales (J.H. Illies et G. Greiner, 1979), d'autres en extension : rajeunissement de la Bresse-Nord avec subsidence plio-villafranchienne (P. Rat, 1976), effondrement contrôlé par les accidents N50 dans le bassin du Sud-Est (J.M. Triat et G. Truc, 1983). Ces jeux sont en accord avec une contrainte

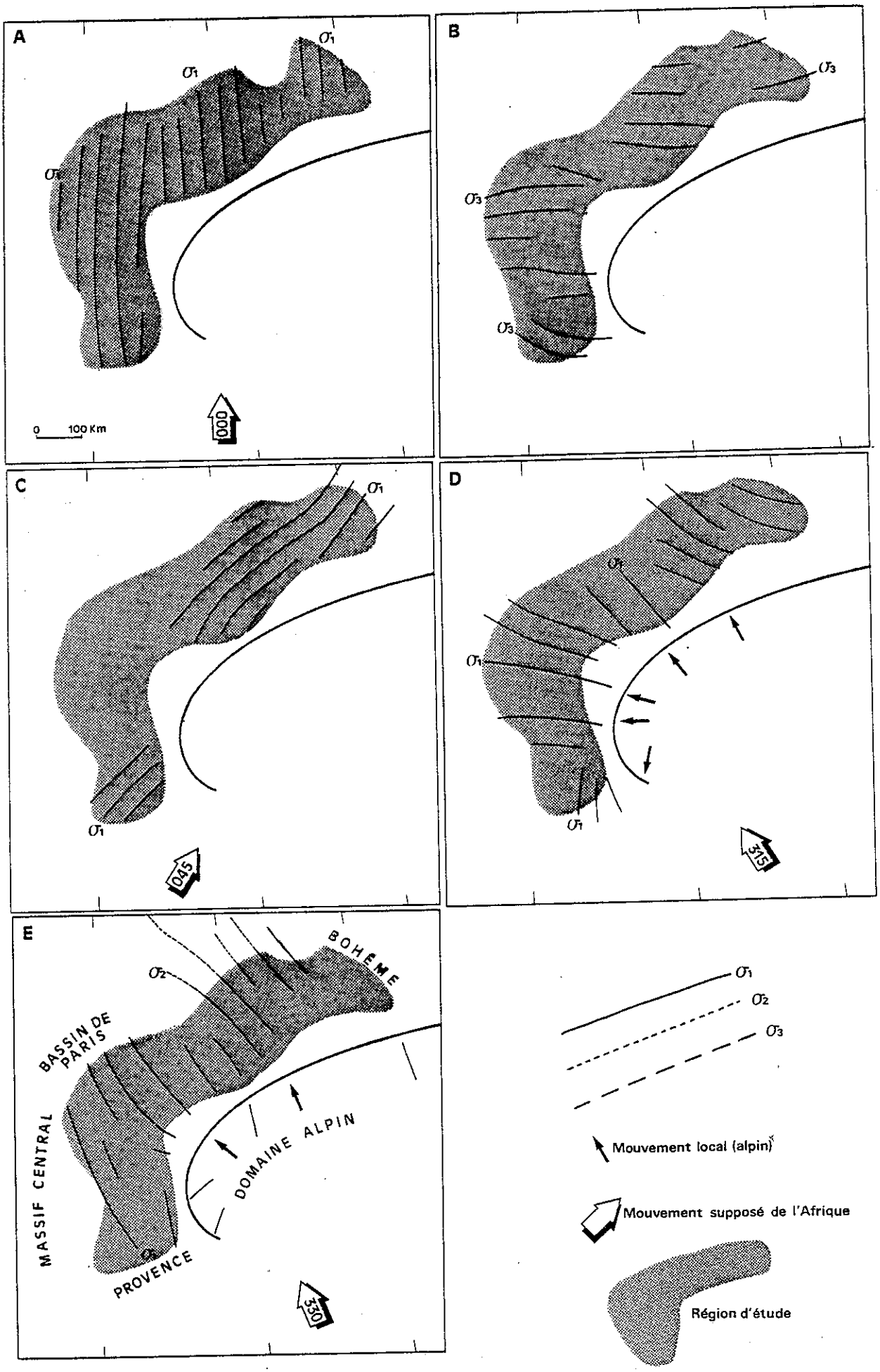
Tableau 4. - Localisation des sites de mesures *in situ* dans la plate-forme européenne, de 1975 à 1982.

Les n° des sites sont ceux de la figure 226.

Méthodes, F.H. : Fracturation hydraulique ; SC : Surcarottage ; VP : Verin plat.

Références : Al.81 : H.J. Alheid, J. Baumgärtner et F. Rummel, 1981. Bau.81 : H.B.Baumann, 1981. Brü.75 : E. Brückl, K.H. Roch et A.E. Scheidegger, 1975. Co.83 : F.H. Cornet, 1983. El.80 : Elmohandes *in* H. Baumann, 1980. Fr.80 : D. Froidevaux, Ch. Paquin et M. Souriau, 1980. Gr.78 : G. Greiner, 1978. Gy.75 : M. Gysel, 1975. Ha.73 : N. Hast, 1983. Il.82 : J.H. Illies et H. Baumann, 1982. Il.79 : J.H. Illies et G. Greiner, 1979. Ju.80 : R. Jung, 1980. Leo.79 : Leopold, 1979. Pa.81 : Ch. Paquin, 1981. Ri.79 : R. Ribachi et S. Martinetti, 1979. Ru.75 : F. Rummel et R. Jung, 1975. Ru.80 : F. Rummel et H.J. Alheid, 1980. Ru.82 : F. Rummel et J. Baumgärtner, 1982. Sch.79 : P. Schirmer, 1979. Schm.79 : T.J. Schmitt, 1979.

N°	Lieu	Lat. N	Long. E	Méth.	Az. σ1	Référence
1	Gressenich	50°46'	6°18'	SC	146°	Schm.79
2	Keldenich	50°32'	6°35'	SC	004°	Bau.81
3	Pelm	50°14'	6°41'	SC	129°	Bau.81
4	Nenning	49°31'	6°23'	SC	126°	Gr.78
5	Wetzlar	50°33'	8°38'	SC	136°	El.80
6	Wirbelau	50°26'	8°13'	SC	150°	Il.79
7	Villmar	50°24'	8°11'	SC	145°	Il.79
8	Fachingen	50°22'	7°54'	SC	160°	Schm.79
9	Hahnstätten	50°19'	8°04'	SC	150°	Schm.79
10	Stromberg	49°57'	7°46'	SC	150°	Schm.79
11	Oppenheim	49°52'	8°21'	SC	126°	Gr.78
12	Auerbach	49°43'	8°39'	SC	125°	Gr.78
13	Spessart 1	50°12'	9°30'	FH	155°	Al.81/Ru.82
14	Spessart 2	50°02'	9°40'	FH	150°	Al.81/Ru.82
15	" "	50°02'	9°40'	FH	156°	Al.81/Ru.82
16	Mt. Münchberg	50°07'	11°41'	FH	55°	Ru.80/Ru.82
17	Falkenberg	49°51'	12°12'	FH	115°	Ju.80/Ru.82
18	Albersweiler	49°13'	8°01'	SC	75°	Gr.78
19	Wössingen	49°01'	8°37'	SC	140°	Gr.78
20	Baden-Baden	48°42'	8°15'	SC	138°	Sch.79
21	Freudenstadt	48°27'	8°20'	SC	170°	Schm.79
22	Onstmettingen	48°17'	9°01'	SC	130°	Gr.78
23	Hohenzollern Gr.	48°10'	9°05	SC	152°	Gr.78
24	" "	48°10'	9°05'	FH	-	Ru.75
25	Kaiserstuhl	48°09'	7°45'	SC	78°	Leo.79
26	Bollschweil	47°55'	7°47'	SC	153°	Gr.78
27	Mulhouse	47°45'	7°20'	FH	10°	Co.83
28	Kleinkems	47°41'	7°32'	SC	176°	Gr.78
29	Choignes	48°06'	5°10'	VP	148°	Fr.80
30	Etrochey	47°52'	4°31'	VP	149°	Fr.80
31	Ravières	47°43'	4°13'	VP	152°	Fr.80
32	Massangis	47°37'	3°58'	VP	167°	Fr.80
33	Luzern	47°04'	8°17'	SC	104°	Gy.75
34	Grimsel	46°34'	8°19'	SC	171°	Gr.78
35	Piedilago	46°17'	8°21'	SC	30°	Ri.79
36	Edolo	46°04'	9°49'	SC	147°	Ri.79
37	Roncovalgrande	46°04'	8°44'	SC	150°	Ri.79
38	S.Fiorano	46°03'	9°50'	SC	175°	Ri.79
39	Mont Blanc	45°53'	6°54'	SC	40°	Ha.73
40	Labeaume	44°27'	4°19'	SC	137°	Pa.81
41	Mt. Hochkönig	47°23'	13°07'	SC	160°	Brü.75
42	Le Mayet de Mne	46°12'	3°46'	FH	18°	Co.83


A
σ1
σ1
σ2
0 100 Km
000
B
σ3
σ3
σ3
C
σ1
σ1
045
D
σ1
σ1
σ1
315
E
BOHÊME
σ2
BASSIN DE PARIS
MASSIF CENTRAL
DOMAINE ALPIN
σ3
PROVENCE
330
σ1
σ2
σ3
Mouvement local (alpin)
Mouvement supposé de l'Afrique
Région d'étude

principale horizontale (qui est généralement σ_1, parfois σ_2) d'azimut 150-160. Contrairement à la plate-forme où le champ de contrainte est remarquablement uniforme, dans l'arc alpin lui-même, la direction de compression σ_1 n'est pas constante et dessine un éventail suivant la courbure de l'arc.

La géométrie de ce champ de contrainte ressemble par ailleurs beaucoup à celle de la période fini-miocène. Il semble que d'une manière générale le champ de contrainte se soit peu modifié depuis la fin du Miocène jusqu'à l'Actuel au niveau du front alpin. Cette disposition a été attribuée par P. Tapponnier (1977) aux effets du poinçonnement.

Fig. 227. - Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne de l'Eocène à l'Actuel.

Dans les schémas A, C, D et E les trajectoires représentées sont celles de la contrainte compressive horizontale σ_1 (parfois σ_2, pour l'Actuel). Dans le schéma B, il s'agit des trajectoires de σ_3 dans les régions où on a pu caractériser des phénomènes distensifs.

Les grosses flèches représentent le mouvement supposé de l'Afrique, en fonction des trajectoires de contraintes au sein de l'Eurasie supposée fixe. L'azimut de ce mouvement est assimilé à la moyenne de directions de contraintes dans la plate-forme ; pour les stades D et E, on a tenu compte uniquement des zones éloignées de l'arc alpin (où ne s'observait plus de dispersion en éventail des contraintes).

CHAPITRE IV

ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

CHAPITRE IV

ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

Les résultats de l'analyse structurale et microstructurale de terrain donnent une image assez précise des déformations dans la plate-forme européenne du début du Tertiaire à l'Actuel. La succession des états de contrainte responsables de ces déformations échelonnées dans le temps, est de même bien établie. Les résultats des essais mécaniques en laboratoire confrontés aux observations de terrain complètent ces données en assignant des valeurs approximatives aux contraintes tectoniques.

Ces états de contrainte et ces déformations sont généralement considérés comme les témoins directs des mouvements des plaques lithosphériques. Cependant, il apparaît nettement que toutes les directions de contraintes caractérisées durant cette longue période (40 M.A.) (fig.222 à 226) ne peuvent s'expliquer par la seule convergence des plaques Afrique et Eurasie, persistante et dirigée approximativement N-S. Certains des états de contrainte particuliers à la plate-forme européenne sont à relier à l'évolution propre de l'arc alpin.

Il convient donc pour conclure ce travail, de définir dans quelle mesure la déformation du bâti européen peut s'intégrer dans un cadre géodynamique global et surtout ce que la reconstitution de cette déformation peut impliquer pour la compréhension du comportement et de l'évolution des plaques.

Le premier modèle d'ensemble du mouvement relatif des plaques Nord Amérique, Afrique et Eurasie fondé sur l'analyse des anomalies magnétiques de l'Atlantique Nord et Central, a été celui de W.C. Pitmann et M. Talwani (1972). Il a servi de base cinématique à plusieurs tentatives de reconstruction du système alpin (J.F. Dewey *et al.*, 1973 ; B. Biju-Duval *et al.*, 1977). A côté de ces synthèses, d'autres travaux traitaient de telle ou telle partie du système (H.P. Laubscher, 1971a, b ; D. Bernouilli et H.P. Laubscher, 1972 ; J. Debelmas, 1972, 1975 ; J.E.T. Channel et F. Horváth, 1976 ; B. D'Argenio *et al.*, 1980).

Il est question ici de présenter une reconstitution de l'évolution du champ de contrainte tertiaire de l'Europe occidentale, à la lumière des données cinématiques, dans le contexte de la collision Afrique-Eurasie. Les solutions cinématiques que j'ai utilisées pour cette reconstitution sont les plus récentes (L.A. Savostin *et al.*, 1984). Elles sont issues du programme de recherche franco-soviétique "Téthys", dirigé par X. Le Pichon et A. Monin. Des reconstructions cinématiques, du Jurassique à l'Actuel, de la ceinture téthysienne depuis l'Océan Atlantique jusqu'au Pamir ont servi de support à une série de cartes structurales et paléogéographiques de l'ensemble de ce domaine (J. Dercourt *et al.*, 1984).

Les reconstructions présentées ici débutent à l'Eocène supérieur et vont jusqu'à l'Actuel, c'est à dire qu'elles se situent dans le contexte de la collision majeure Afrique-Eurasie, avec un mouvement relatif des deux plaques approximativement Nord-Sud. La seule anomalie importante concerne l'Oligocène (35-20 M.A.) période où le pôle de rotation Afrique/Eurasie est largement déplacé vers le Sud (L.A. Savostin *et al.*, 1984, fig.12). Ce changement entre les anomalies 6 et 13 paraît bien établi. La conséquence en est un mouvement dextre de l'Afrique par rapport à l'Eurasie durant cette période. On verra plus loin comment on peut le relier aux déformations oligocènes dans la plate-forme européenne.

A. LIAISON ENTRE LES PALÉO-CHAMPS DE CONTRAINTE ET LES DIFFÉRENTS STADES DE LA COLLISION AFRIQUE-EUROPE, A LA LUMIÈRE DES SOLUTIONS CINÉMATIQUES RÉCENTES.

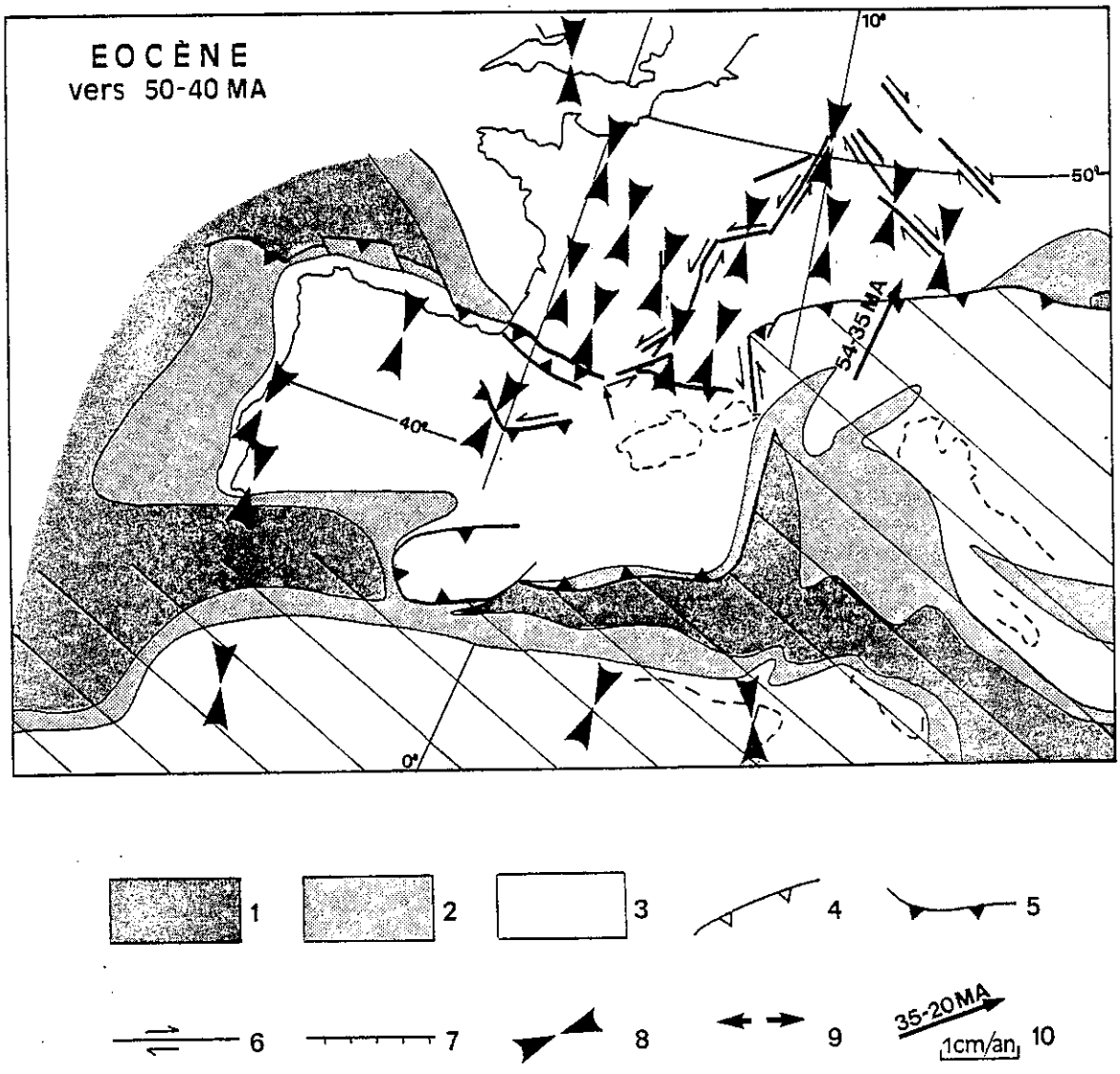
Les résultats de l'analyse structurale et microstructurale dans la plate-forme européenne, détaillés précédemment, sont complétés par des données analogues issues de la bibliographie sur les zones peu déformées des plates-formes ibérique et africaine, ainsi que par celles concernant les chaînes intracratoniques. Une série de reconstructions est présentée (fig.228 à 232) dans lesquelles l'Europe est supposée fixe. Le vecteur mouvement relatif Afrique/Eurasie (cm/an) est calculé pour un point arbitrairement situé dans le Nord de l'Apulie.

1) EOCÈNE , vers 50-40 M.A. (fig. 228).

Au début de l'Eocène (Yprésien), le pôle de rotation Afrique/Eurasie se situait à l'Ouest de Gibraltar. A la fin de l'Eocène (Priabonien), il s'est légèrement déplacé et se situe au Nord-Ouest du Portugal. Le pôle de rotation éocène Ibérie/Eurasie a peu varié et demeure situé au Sud-Ouest du Portugal (L.A. Savostin *et al.*, 1984, fig.10 et 11). L'Ibérie continue son déplacement vers le Nord-Nord-Ouest tandis que le mouvement de l'Afrique se fait pratiquement vers le Nord (fig.228).

Dans la plate-forme européenne, le triangle germano-tchèque semble bien être le résultat du poinçonnement du promontoire adriatique (Apulie) dans un régime de compression N-S (F. Bergerat et J. Geyssant, 1980). Il forme un coin qui s'enfonce vers le Nord au sein de la plaque, guidé à l'Est par un système de décrochements dextres (lignes de Pfahl, de Franconie, de l'Elbe) et à l'Ouest par un système de décrochements sénestres (failles rhéno-rhodaniennes).

Cette compression subméridienne affecte également le Sud de l'Angleterre (J. Letouzey et P. Trémolières, 1980) et la France à l'Ouest du système rhéno-rhodanien : Quercy, Charentes (F. Arthaud et P. Chouckroune, 1972) ; Causses (O.de Charpal *et al.*, 1974) ; Bassin de Paris (P. Trémolières, 1981) : dans toutes ces régions, elle se manifeste essentiellement par des systèmes de décrochements conjugués et une stylolitisation importante. Dans le Languedoc, les structures sont plus marquées (plis, chevauchements, décrochements) et résultent de deux épisodes distincts, l'un éocène inférieur, l'autre éocène supérieur (F. Arthaud et M. Séguret, 1981).



Les trajectoires de contraintes sont donc remarquablement constantes en compression N-S dans toute la plate-forme, sur plus de 1 000 km d'Est en Ouest.

Dans les chaînes ibérique et catalane, au sein de l'Ibérie, s'est produite une compression N-S responsable du jeu sénestre-inverse de failles NE-SW et de plis. Cette compression serait d'âge éocène supérieur-oligocène (J. Guimerà, 1983). Enfin, C. Lepvrier et D. Mougenot (1982, 1983, 1984) ont montré "la généralité de cet épisode compressif" dans diverses régions du Portugal (Beira litoral, Estremadura, Lisboa, Arrabida, Algarve). Cette compression y a créé, "loin des zones fortement déformées" des accidents cassants décrochants. Leur étude confirme et complète les travaux de J.L. Grillot et C. Almeida (1982) sur l'Algarve ainsi que ceux de J. Letouzey et P. Trémolières (1980) sur l'ensemble de la péninsule ibérique.

Peu de données sont disponibles sur le Nord de l'Afrique, à l'exception d'un raccourcissement d'azimut 140-170 signalé au Maroc par J. Jacquart et J. Letouzey (1982) et d'un raccourcissement d'azimut 140-160 connu en Tunisie (J. Letouzey et P. Trémolières, 1980), les deux étant attribués au "Crétacé supérieur-Eocène".

Il ressort de la totalité de ces observations que l'ensemble du domaine de plate-forme européen et ibérique a enregistré une contrainte horizontale σ_1 N-S à l'Eocène supérieur. La direction de cette compression ne varie pratiquement pas dans tout le domaine (azimut moyen 170 à 010) et traduit parfaitement le mouvement relatif Afrique/Europe tel qu'il a été calculé entre 54 et 35 M.A. (L.A. Savostin *et al.*, 1984) (fig.228 et 233A).

Fig. 228. - Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique-Eurasie : Eocène.

Légende commune aux figures 228, 229, 230, 231 et 232 : 1, croûte océanique ; 2, croûte continentale amincie ; 3, croûte continentale épaisse ; 4, subduction ; 5, chevauchement, charriage ; 6, décrochement ; 7, faille normale ; 8, direction générale du raccourcissement ; 9, direction régionale de l'extension ; 10, vecteur mouvement relatif AF/EA (en cm/an) , la longueur du vecteur est fonction de la vitesse. Dans l'exemple de la légende, il s'agirait d'une vitesse de 1,4 cm/an, entre 35 et 20 M.A.

Le commentaire des cinq stades envisagés dans les figures 228 à 232 est fait dans le texte. L'Eurasie est supposée fixe. Pour faciliter le repérage, la côte occidentale européenne est représentée en trait plein, la pointe nord-est de la Tunisie et les bords de l'Adriatique sont figurés en pointillé (dans leurs "positions fossiles") ; il s'agit bien entendu d'un artifice de dessin. Les latitudes et les longitudes, de même que les orientations des paléo-contraintes dans la plaque Afrique sont également dans leurs "positions fossiles".

Des hachures obliques surchargent la plaque Afrique (la différenciation entre les deux plaques est surtout valable à l'Eocène, par la suite toute limite de plaque devient indécelable au niveau des Alpes).

Les paléocontraintes dans la péninsule ibérique et en Afrique du Nord sont essentiellement tirées des travaux de J.Letouzey et P.Trémolières; C.Lepvrier et D.Mougenot; et P.Viallard (*cf.*Bibliographie). Les contraintes actuelles proviennent des mesures *in situ* , des mécanismes au foyer des séismes et des analyses microstructurales de H.Philip (1983).

Le cadre géodynamique du domaine méditerranéen utilisé est largement inspiré de J. Dercourt *et al.* (1984). Le vecteur mouvement relatif Afrique/Eurasie, choisi pour un point situé au Nord de l'Apulie, a été calculé par L.A. Savostin *et al.* (1984).

Il convient de remarquer que si la formation du triangle germano-tchèque est probablement due au poinçonnement du promontoire adriatique, celui-ci n'est pas décelable dans le champ de contrainte régnant à cette époque dans la plate-forme européenne. En tout état de cause, ce poinçonnement n'est pas suffisamment important ou localisé, pour provoquer une dispersion en éventail des trajectoires de contraintes ,pourtant la collision est suffisante pour provoquer une déformation cassante de la lithosphère continentale (d'ailleurs le long de lignes de fragilité préexistantes).

2) OLIGOCÈNE, vers 35 - 30 M.A. (fig.229).

Entre la fin de l'Eocène (Priabonien) et la fin de l'Oligocène (Aquitanien), le pôle de rotation Afrique/Eurasie s'est déplacé brutalement vers l'Atlantique Sud (L.A. Savostin *et al.*, 1984, fig.12). Ceci est dû au fait que le taux d'expansion décroît d'environ 40% entre Afrique et Amérique du Nord alors qu'il n'y a pas de changement de ce taux entre Eurasie et Amérique du Nord. Le déplacement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie se fait donc de façon dextre, vers le Nord-Ouest (fig.229). Quant à l'Ibérie, elle est désormais fixée à l'Eurasie.

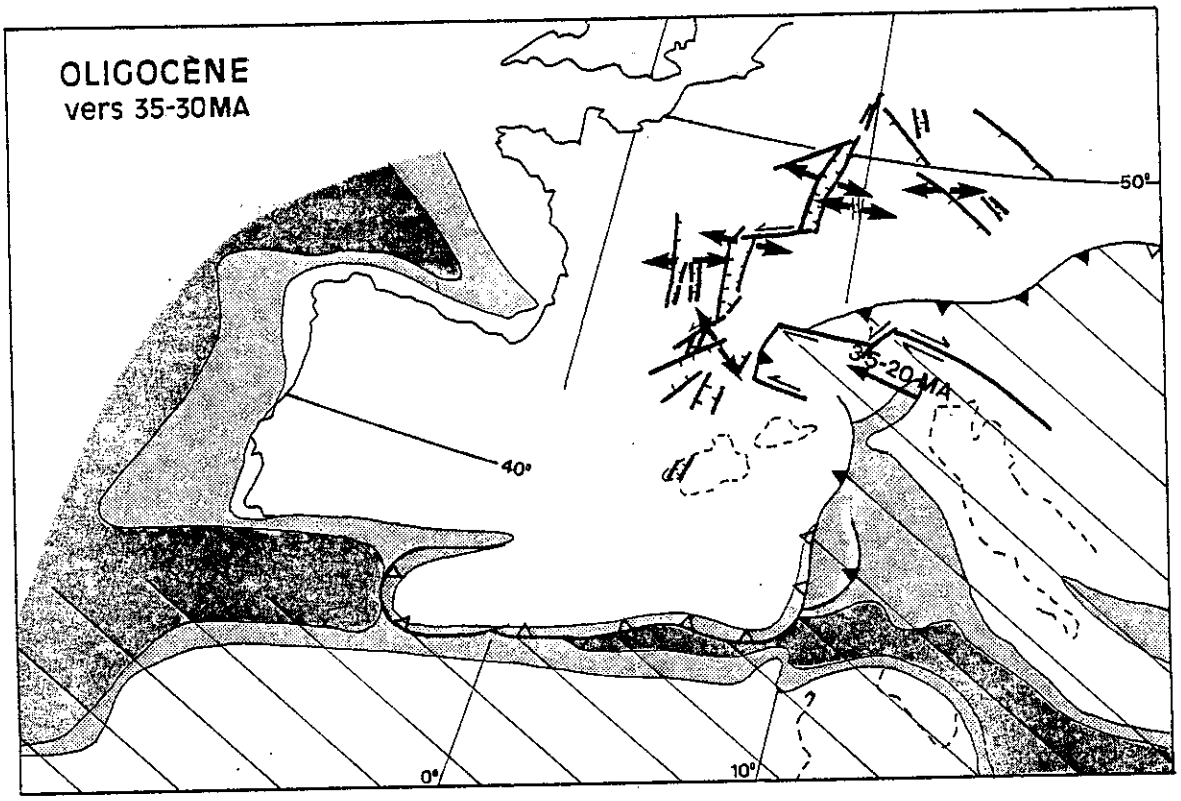


Fig. 229. - Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique - Eurasie : Oligocène.

Dans la plate-forme européenne, cette période correspond à un régime tectonique de distension avec en particulier (et surtout) la formation du grand système de fossés du Rift ouest-européen sur la bordure occidentale du triangle germano-tchèque. L'ouverture a débuté dès la fin de l'Eocène, s'est poursuivie pendant tout l'Oligocène, et même en ce qui concerne les fossés de Camargue et du Golfe du Lion jusqu'à l'Aquitanien compris (J. Cravatte *et al.*, 1974 ; F. Arthaud *et al.*, 1980 ; D. Lefebvre, 1980). La première phase d'évolution du bassin ligure ("rifting" initial) doit être rattaché à cette période distensive (J.P. Rehault, 1981). Dans les zones de relais entre les fossés, des décrochements ont continué à fonctionner, témoignant d'une pérennité de la compression régionale subméridienne. La différence dans l'état de contrainte, entre la zone de relais et les fossés, se résume à une permutation des contraintes principales σ_1 et σ_2. En dehors de ce système, la plate-forme n'a pas été affectée de phénomènes distensifs à l'exception de ceux, d'ampleur modérée, qui se sont produits dans le Jura souabe et sur le bord oriental du triangle germano-tchèque (failles normales en bordure du massif bohémien, fossés bohémiens).

Les trajectoires de contraintes oligocènes le long du Rift ouest-européen varient peu. La direction d'extension est généralement proche de E-W, sauf dans la partie sud du rift où elle devient NW-SE.

Dans les Alpes, de grandes failles participent à la structuration de la chaîne, ce sont en particulier la ligne insubrienne et la ligne du Gail. Le jeu dextre de cette dernière a été bien montré par I. Reuber (1981) qui souligne que dans les Karawanken, la plupart des plutons intrusifs liés à cette ligne sont d'âge oligocène. Un déplacement vers l'Ouest s'effectue donc probablement à la faveur de ce système décrochant dextre au Nord (entre Mont Blanc et Aar) et, suivant une hypothèse proposée par H.P. Laubscher (1971b), d'un décrochement ligure sénestre au Sud (J. Debelmas, 1972). Ces coulissements limitent ainsi un "bloc" (plaque insubrienne de H.P. Laubscher) dont l'avancée vers l'Ouest va produire à son front, dans les chaînes subalpines septentrionales, une compression pratiquement E-W. Les massifs subalpins savoyards sont alors charriés sur la molasse rouge de l'avant-pays jurassien, dès l'Oligocène supérieur (B. Doudoux et al., 1982).

Les mouvements vers l'Ouest dans les Alpes occidentales, ainsi que le début du soulèvement des Alpes, attribué par R. Trümpy (1973, 1980) à l'Oligocène moyen et supérieur, tendraient à montrer que le poinçonnement était dès cette époque le moteur des déformations au moins dans la chaîne alpine.

Le poinçonnement peut cependant difficilement expliquer à lui seul la formation d'un rift pratiquement rectiligne sur plus de 1 000 km. Comment interpréter alors l'extension au sein de la plaque Eurasie ? Le vecteur mouvement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie dessine, entre 35 et 20 M.A., un crochet vers le NW (L.A. Savostin *et al.*, 1984) (le déplacement dextre de l'Afrique par rapport à l'Eurasie est lié à la diminution dans un facteur 2 du taux d'expansion entre Afrique et Amérique du Nord, alors qu'il n'y a pas de changement correspondant entre Eurasie et Amérique du Nord). Si on admet ce changement, qui semble bien établi, entre les anomalies 6 et 13, on peut envisager qu'il est responsable de cette tectonique distensive.

Le déplacement de l'Eurasie vers l'Est, plus rapide que celui de l'Afrique, alors que ces plaques sont déjà bien "suturées" a pu provoquer dans un premier temps (dès la fin de l'Eocène), au sein de la plaque Eurasie, des déchirures crustales le long de lignes de faiblesse préexistantes (en Bohême, dans le Jura souabe, le long du système de failles rhéno-rhodanien). Le mouvement se poursuivant, une de ces déchirures : le Rift ouest-européen, est devenue prépondérante, ce qui a permis à l'Eurasie de se détacher partiellement (au cours de l'Oligocène) d'une Europe atlantique (Ibérie, Ouest-France) restée solidaire de l'Afrique. La forme en ciseau du rift ainsi que l'extension maximum au Sud (Bas-Rhône, Golfe du Lion) et décroissant progressivement vers le Nord (Fossé rhénan, Hesse) paraît corroborer cette interprétation. A la fin de l'Oligocène, il faut admettre que le coulissage dextre de l'Afrique a pu se faire plus librement : l'extension cesse dans le rift et des mouvements vers l'Ouest se produisent à proximité des frontières de plaques à la faveur de grandes lignes de coulissement (jeu dextre de la ligne périadriatique, charriage des massifs subalpins savoyards sur la molasse oligocène...) (fig.233B).

3) DÉBUT MIOCÈNE, vers 22 - 20 M.A. (fig.230)

Au début du Miocène, le pôle de rotation Afrique/Eurasie était situé dans l'Atlantique Sud. Vers la fin du Miocène, il est à nouveau au NW du Portugal (L.A. Savostin *et al.*, 1984, fig.12 et 13). La convergence entre Afrique et Europe reprend ainsi avec un mouvement relatif vers le Nord-Nord-Est (fig.230).

Dans la plate-forme européenne, les grandes zones de failles sont remobilisées dans un régime en compression NE-SW. Sur le bord oriental du triangle germano-tchèque, la ligne de Pfahl rejoue en faille inverse. Sur son bord occidental, les accidents bordiers du Fossé rhénan fonctionnent en cisaillements dextres. Dans le couloir rhodanien, de nombreux accidents subméridiens rejouent également en décrochements dextres. Les trajectoires de contraintes sont très constantes depuis le Massif de Bohême jusqu'à la Méditerranée. La direction de compression est en moyenne N45, elle peut localement devenir N60 (dans le Nord du Fossé rhénan et en Haute-Provence).

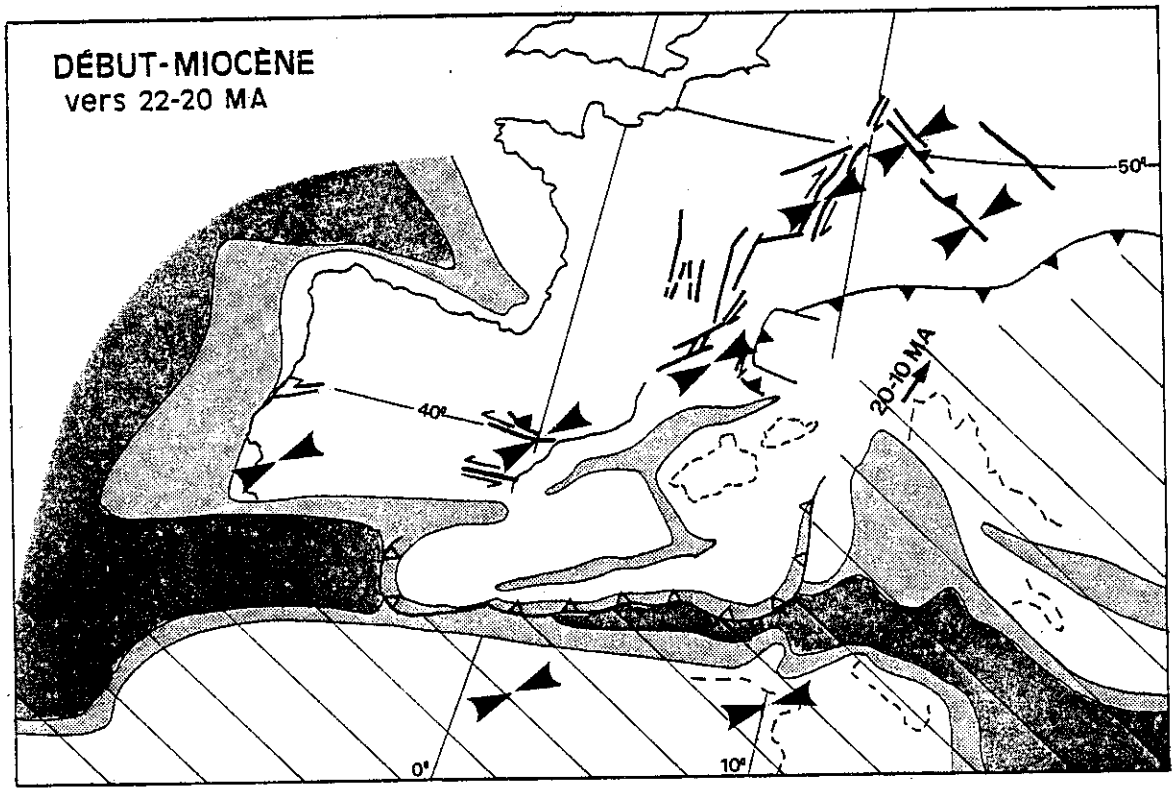


Fig. 230. - Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique - Eurasie : début-Miocène.

Dans les chaînes subalpines méridionales, dans l'arc de Digne, les dépôts oligo-aquitaniens sont plissés et affectés par une schistosité de fracture associée à des plis d'axe N120-140 déversés vers le Sud-Ouest. Ce plissement a été suivi d'une érosion puis de la transgression de la molasse burdigalienne (C. Grandjacquet et al., 1972a). Dans l'arc de Castellane un serrage N30 est responsable de décrochements dextres subméridiens accompagnés de plis en échelon et de chevauchements synsédimentaires dans la molasse du début du Néogène (M. Gidon et J.L. Pairis, 1971).

Dans la chaîne ibérique, la phase de serrage majeure est d'âge fini-oligocène à miocène basal. Elle a produit des plis de couverture d'axe 120-130 avec plissements disharmoniques, écaillages et chevauchements vers le Sud-Ouest (P. Viallard, 1976, 1977 ; J. Magné et P. Viallard, 1977). De plus, ce système plissé est lié à des mouvements cisaillants sénestres suivant les zones de failles sud-aragonaise et nord- et sud-ibériques, de direction E-W à NW-SE (P. Viallard, 1979). Dans la chaîne côtière catalane, cette compression n'a donné lieu qu'à des microstructures (J. Guimerà, 1983). Cette compression NE-SW a également été reconnue par C. Lepvrier et D. Mougenot (1982, 1984 ; D. Mougenot, 1983) dans la couverture mésozoïque et cénozoïque du Portugal où elle s'exprime surtout par des décrochements sénestres ENE-WSW à ESE-WNW. Elle est attribuée par ces auteurs à la limite Oligo-Miocène ou au Miocène inférieur.

Enfin, une compression de direction N65-70 a été signalée en Tunisie par J. Letouzey et P. Trémolières (1980) qui lui attribuent un âge fini-Oligocène à début Burdigalien.

Il apparaît donc que la plate-forme européenne et ibérique a enregistré une contrainte horizontale σ_1 dirigée NE-SW au début du Miocène. La direction de cette compression reste pratiquement constante dans toute la plate-forme (azimut moyen 045) et traduit très probablement la reprise du mouvement convergent Afrique/Europe tel qu'il a été calculé entre 20 et 10 M.A. (L.A. Savostin *et al.*, 1984).

Il faut là encore remarquer que l'effet du poinçonnement ne se fait pas sentir sur les trajectoires de contraintes dans l'avant-pays alpin, même à proximité de la chaîne (fig.233C).

4) FINI- A POST-MIOCÈNE, vers 7-4 M.A. (fig. 231).

Le pôle de rotation Afrique/Eurasie situé au NW du Portugal à la fin du Miocène se déplace légèrement vers le Sud durant le Pliocène et occupe une position proche de la frontière des deux plaques (L.A. Savostin *et al.*, 1984, fig.13 et 14). Le mouvement convergent se fait donc depuis la fin du Miocène jusqu'à l'Actuel dans une direction proche de N-S (fig.231).

Dans la plate-forme européenne, les déformations sont surtout concentrées dans les zones proches du front alpin et subalpin : Jura, Haute-Provence. Dans les zones peu déformées, telles que plate-forme sud-allemande, Bourgogne, les mouvements ont été très modérés : pour l'essentiel des rejeux des accidents antérieurs. Le trait caractéristique du champ de contrainte au fini- ou post-Miocène est la grande dispersion des trajectoires de la contrainte compressive maximum : d'une direction NW-SE dans le Jura souabe et le Nord du Jura franco-suisse, elle devient progressivement WNW-ESE en Bourgogne et dans la

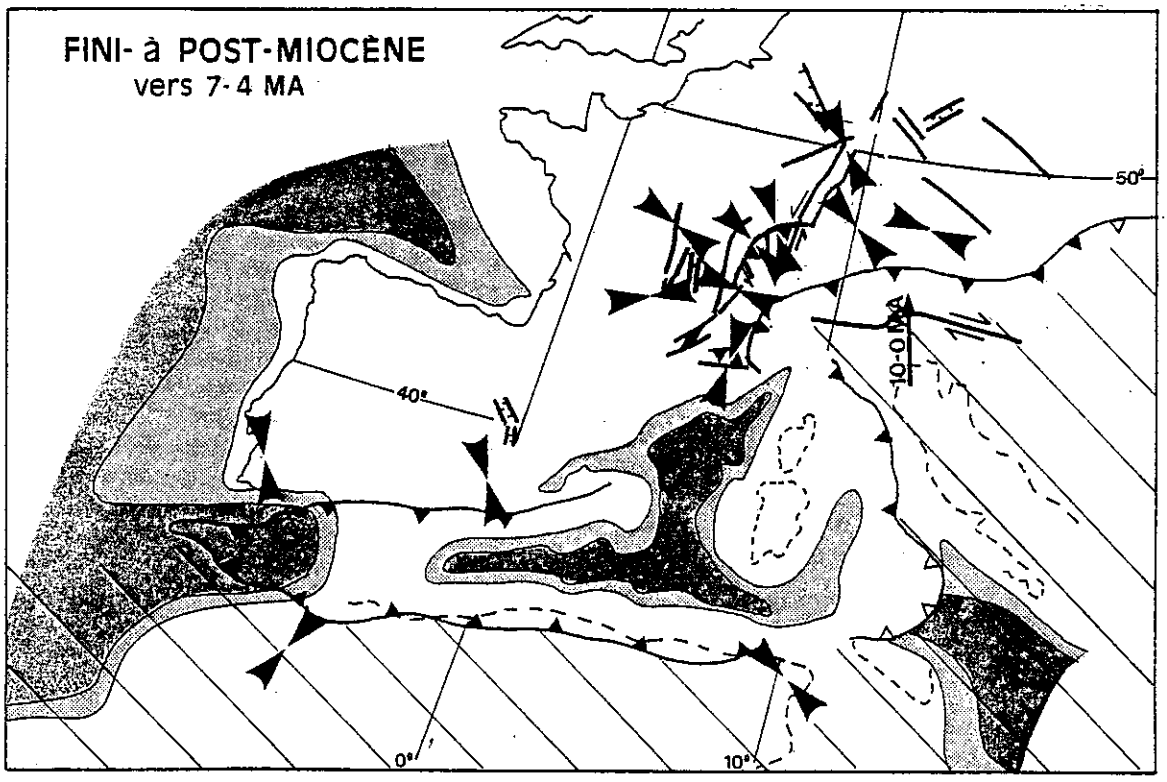


Fig. 231. - Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique - Eurasie : fini- à post-Miocène.

partie centro-méridionale du Jura français (J.P. Sopena et J.P. Soulas, 1973), puis E-W sur les bords du couloir rhodanien. Enfin, elle est pratiquement N-S dans le bloc haut-provençal. Dans le Massif Central français, une multitude de dykes, datés entre 8 et 6 MA, indiquent à cette époque l'existence d'une compression NW-SE (G. Feraud, 1983 ; G. Feraud et R. Campredon, 1983 ; J. Gastaud *et al.*, 1983).

Le soulèvement alpin principal date de cette époque. R. Trümpy (1973) chiffre la "vitesse verticale" de 0,4 à 1,0 mm/an. Dans les chaînes subalpines septentrionales la tectonique compressive fini- ou post-miocène entraîne des chevauchements vers l'Ouest sur les terrains miocènes de l'avant-fosse molassique et du bassin du Bas-Dauphiné. Pour B. Doudoux et al. (1982), cette tectonique "n'affecte que modérément l'édifice oligocène des nappes subalpines" et "reprend progressivement et obliquement, en les écaillant, les

structures oligocènes". Les directions des plis et des chevauchements dans ces chaînes correspondent à une compression proche de E-W. Dans les chaînes subalpines méridionales, des mouvements ponto-pliocènes E-W se produisent encore dans le Nord de l'Arc de Castellane, avec des plis d'axe N160 et le chevauchement de Digne (M. Gidon et J.L. Pairis, 1971). Plus au Sud, la compression ponto-pliocène est subméridienne.

Dans la chaîne ibérique, l'évolution tectonique mio-pliocène a été essentiellement régie par des phénomènes de distension que P. Viallard (1976, 1977) met en rapport avec l'individualisation du Golfe de Valence.

Les travaux de C. Lepvrier et D. Mougenot au Portugal (1982, 1984) y montrent une compression NNW-SSE, qu'ils attribuent au Miocène terminal, provoquant des rejeux décrochants d'accidents préexistants. En Espagne, un raccourcissement NW-SE a également été attribué par J. Letouzey et P. Trémolières (1980) à une phase post-burdigalienne.

En Afrique du Nord, une compression de direction N115-120 correspondant au plissement principal de l'Atlas tunisien a aussi été rattachée à la période miocène terminal (J. Letouzey et P. Trémolières, 1980). Dans l'avant-pays rifain, au Maroc, une étude récente de la déformation cassante (L. Aït Brahim, 1983 ; L. Aït Brahim et P. Chotin, 1984) a permis de distinguer une compression N70-90, à la fin du Miocène moyen, et une compression N30 considérée comme fini-Miocène (phase également signalée par C. Jacquart et J. Letouzey, 1982). J.P. Rampnoux *et al.* (1977) signalaient également au Maroc une compression subméridienne fini-tortonienne (plis E-W du Tortonien fossilisés par le Messinien transgressif). Le premier de ces épisodes compressifs pourrait correspondre à l'avancée vers l'Ouest du bloc d'Alboran, le second traduisant le blocage de celui-ci entre les plaques Afrique et Eurasie. Par ailleurs, il faut signaler un épisode distensif, dans la même région, allant du Tortonien supérieur au Pliocène (B. Colletta, 1977 ; J.P. Rampnoux *et al.*, 1977, 1979).

Pour résumer, on peut dire que la partie de la plate-forme européenne la plus proche du front alpin a été soumise depuis la fin du Miocène à un régime compressif caractérisé par une importante dispersion de la direction de la contrainte horizontale σ_1 (N-S à E-W), distribuée en éventail suivant la courbure de l'arc alpin ; tandis qu'à une plus grande distance des Alpes (Sarre, Odenwald, Massif Central, Portugal), la direction de compression reste toujours proche de NW-SE.

L'ensemble du domaine de plate-forme européen et ibérique a donc enregistré une compression de direction générale NW-SE, ce qui est en bon accord avec la cinématique du mouvement Afrique/Europe calculée entre 10 M.A. et l'Actuel (L.A. Savostin *et al.*, 1984). L'éventail dessiné par la contrainte σ_1 autour des Alpes témoigne directement du soulèvement de celles-ci (lié à un effet prédominant du poinçonnement) et de son rôle dans la répartition des contraintes en avant de la chaîne (fig.231, 233D).

5) ACTUEL (fig.232)

Dans la plate-forme européenne, la déformation récente se concentre, comme d'ailleurs au Mio-Pliocène, sur les zones de fractures préexistantes : les failles bordières du Fossé rhénan rejouent en décrochements sénestres, associées à des fossés de direction NNW-SSE (J.H. Illies et G. Greiner, 1979). Des affaissements se produisent dans la Bresse-Nord au Plio-Villafranchien (P. Rat, 1978). De petits fossés d'âge plio-quaternaire orientés NNW-SSE à N-S sont également associés à des décrochements dans le Massif Central et en Bretagne (H. Philip, 1983). Dans la plate-forme sud-allemande, les accidents du Hohenzollerngraben rejouent en coulissements sénestres (J.H. Illies, 1982). En Bohême, la situation est comparable à celle du Massif Central français (P. Vyskocil, 1975, 1979). Une activité volcanique de type alcalin caractérise par ailleurs la période plio-quaternaire dans tout ce domaine.

Les mesures de contraintes *in situ* et les mécanismes au foyer des séismes montrent, en bon accord avec les données structurales, une contrainte compressive horizontale générale d'orientation NNW-SSE dans l'ensemble de la plate-forme, sauf à proximité du front alpin où les trajectoires de contraintes dessinent un éventail (fig.232).

La tectonique actuelle du domaine méditerranéen et de sa bordure a fait récemment l'objet de la Thèse d'Etat de H. Philip (1983). On pourra s'y reporter utilement pour avoir un point de vue complet sur cette période, ainsi qu'à la "carte de la tectonique actuelle et récente du domaine méditerranéen et de la chaîne alpine" établie par cet auteur (1982).

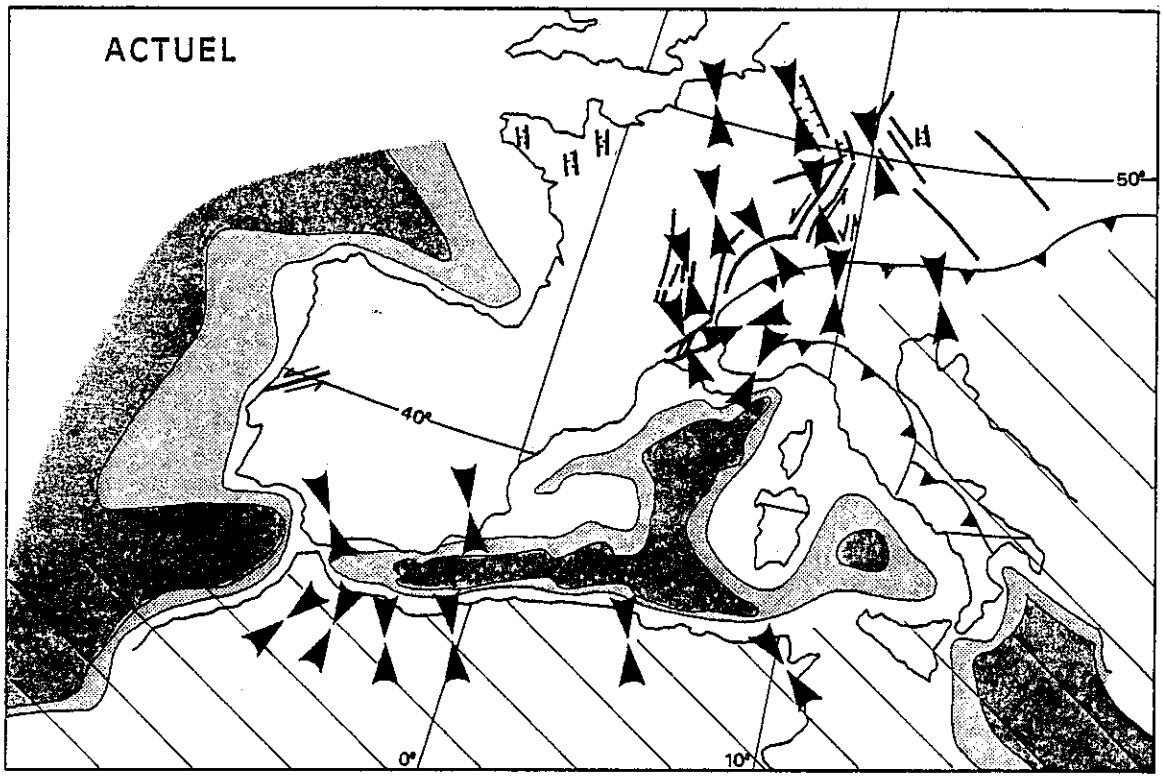


Fig. 232. - Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique - Eurasie : Actuel.

Il faut remarquer la similitude entre le champ de contrainte miocène et le champ de contrainte actuel. On note en particulier :

- l'éventail des directions de contraintes, lié à la courbure de l'arc alpin (dans l'avant-pays proche de la chaîne et à l'intérieur de celle-ci) ;
- les directions constantes des contraintes dans la partie de la plate-forme éloignée du front alpin.

La direction de la contrainte compressive horizontale n'a donc tourné que d'une vingtaine de degrés, dans le sens horaire, entre la fin du Miocène et l'Actuel. Ceci indique que, très probablement, la cinématique des plaques Eurasie et Afrique est restée, à peu de choses près, la même depuis la fin du Miocène jusqu'à nos jours.

B. CONCLUSION

Deux questions guident les conclusions de ce travail :

- Quel est l'apport géodynamique général de l'analyse de la fracturation ?
- Les paléo-contraintes intracontinentales sont-elles des témoins valables de la cinématique des plaques ?

(1) Quelles sont les informations apportées par les résultats de l'analyse des déformations cassantes dans la plate-forme européenne, pour les reconstitutions géodynamiques ?

Deux points essentiels caractérisent le modèle géodynamique du bâti européen présenté ici et permettent de répondre en partie à cette question :

- Pour chaque stade de l'évolution, l'orientation des contraintes est étonnamment constante dans l'ensemble de la plate-forme, jusqu'au début du Miocène ;
- Au contraire, à partir de la fin du Miocène, une disposition des contraintes en éventail se dessine autour de l'arc alpin.

Il apparaît ainsi clairement que, jusqu'au début du Miocène, les contraintes tectoniques, au sein de la plaque Eurasie, ne peuvent être rapportées qu'aux forces transmises depuis la frontière des plaques Afrique et Eurasie. Aucune perturbation dans

les champs de contrainte (autre que des permutations de contraintes) ne s'est en effet produite entre l'Eocène et le début du Miocène. Cependant, il faut souligner que la disposition particulière et le mécanisme du triangle germano-tchèque, au front des Alpes orientales, ne peuvent s'expliquer que par l'irrégularité de cette frontière qu'est le promontoire adriatique. Le processus de poinçonnement-écrasement, tel qu'il a été décrit par P. Tapponnier (1977) n'est sans doute pas, pendant cette période, suffisamment important ou suffisamment localisé pour déranger les lignes de glissement dans la plate-forme européenne.

Dès après le début du Miocène, s'est produite une nette dispersion des trajectoires de contraintes autour de la chaîne alpine. L'éventail de ces contraintes s'ouvre, à la fin du Miocène comme à l'Actuel, suivant un angle d'environ 135°. La plate-forme est affectée par cette perturbation des contraintes sur une distance de plus de 300 km à partir du front alpin, au Miocène supérieur. La largeur de la zone perturbée a ensuite diminué, puisqu'elle est actuellement d'environ 150 km. Il est évident qu'à partir du Miocène, les forces appliquées en bordure du domaine européen ne suffisent plus à expliquer les trajectoires de contraintes au sein de celui-ci. Il faut alors faire appel à d'autres sources de contraintes et en particulier au poinçonnement. Durant et après le Miocène, celui-ci devient suffisamment important pour réorganiser les lignes de glissement et provoquer une déviation des contraintes principales. D'autres forces peuvent également intervenir (qui n'excluent pas le poinçonnement) : ce sont les forces de volume (L. Fleitout, 1984). Pour cet auteur, le champ de contrainte tectonique est fortement influencé par les anomalies de densité et dans le cas de l'Europe, en particulier, "la compression dans les Alpes peut être expliqué par une racine lithosphérique froide due à l'épaississement de toute la lithosphère" (L. Fleitout, 1984 ; L. Fleitout *et al.*, 1984). Il est possible que les anomalies de masse influent non seulement sur la localisation de la compression, mais aussi sur l'orientation de l'axe de la contrainte compressive.

Un troisième point à souligner est l'épisode de distension intracontinentale qui a affecté la plate-forme européenne à l'Oligocène. Cet épisode distensif a été interprété par P. Tapponnier (1977) comme un effet de la collision (distribution particulière des contraintes). J.H. Illies (1970) l'attribuait à une interaction asténosphère-lithosphère. Pour L. Fleitout *et al.* (1984), une racine lithosphérique froide entrainant la compression des régions situées au dessus d'elle, peut aussi produire de l'extension dans les zones avoisinantes. Si on peut admettre cette explication pour les grabens proches de la chaîne alpine (Bresse, Limagnes), il est pourtant difficile de l'accepter pour un rift rectiligne, long de 1000 km, dont seule la partie méridionale borde cette chaîne et dont l'extrémité septentrionale (Hesse) se trouve à 500 km du front alpin. On propose ici d'expliquer cette fissuration de la lithosphère, en tenant compte de la cinématique des plaques, par un déplacement vers l'Est plus rapide pour l'Eurasie que pour l'Afrique. Ces deux plaques étant déjà plus ou moins solidaires, le ralentissement du mouvement africain a pu "freiner" l'Eurasie qui s'est alors "déchirée" suivant des lignes de faiblesse préexistantes.

(2) La distribution et l'évolution des paléo-champs de contrainte, dans la plate-forme européenne, témoignent-elles valablement des mouvements relatifs des plaques Eurasie et Afrique ?

Les trajectoires de contrainte dans l'ensemble de la plate-forme européenne, pour chaque stade de l'évolution, de l'Eocène au début du Miocène, puis dans les zones où ces trajectoires n'ont pas subi la dispersion liée aux effets du poinçonnement depuis la fin du Miocène (fig.228 à 232), sont constantes sur une très vaste étendue. On peut donc affirmer que ces trajectoires sont représentatives des états de contrainte successifs ayant régné dans la plate-forme. Il convient maintenant de les comparer avec la cinématique des plaques Eurasie et Afrique.

Les reconstructions cinématiques de L.A. Savostin *et al.* (1984) nous offrent un vecteur mouvement relatif moyen calculé pour un point arbitrairement situé dans le Nord de l'Apulie et donc directement utilisable pour cette comparaison (fig.233).

- Durant la phase tectonique d'âge éocène supérieur, c'est à dire vers 40 M.A., la compression était subméridienne dans tout le domaine européen (azimut 170-010). Le vecteur mouvement calculé entre 50 et 35 M.A. était lui-même pratiquement N-S. Il y a un très bon accord entre les directions du mouvement et de la compression.

- Au début du Miocène, la direction de la contrainte compressive horizontale dans le Sud-Ouest de l'Eurasie (Ibérie, Sud-Est France) comme dans la plate-forme sud-allemande, était NE-SW. Elle correspond (après un crochet vers l'Ouest du vecteur mouvement entre 35 et 20 M.A.) à une reprise du mouvement convergent, avec une direction NNE-SSW du vecteur mouvement entre 20 et 10 M.A. L'accord entre mouvement et compression semble acceptable.

- A la fin du Miocène, dans les zones éloignées du front alpin, la direction de compression était en moyenne NW-SE. Actuellement les mesures de contraintes *in situ*, comme les mécanismes au foyer des séismes, caractérisent une compression NNW-SSE. Le vecteur mouvement calculé entre 10 M.A. et l'Actuel est lui-même pratiquement NNW-SSE. L'accord est donc excellent.

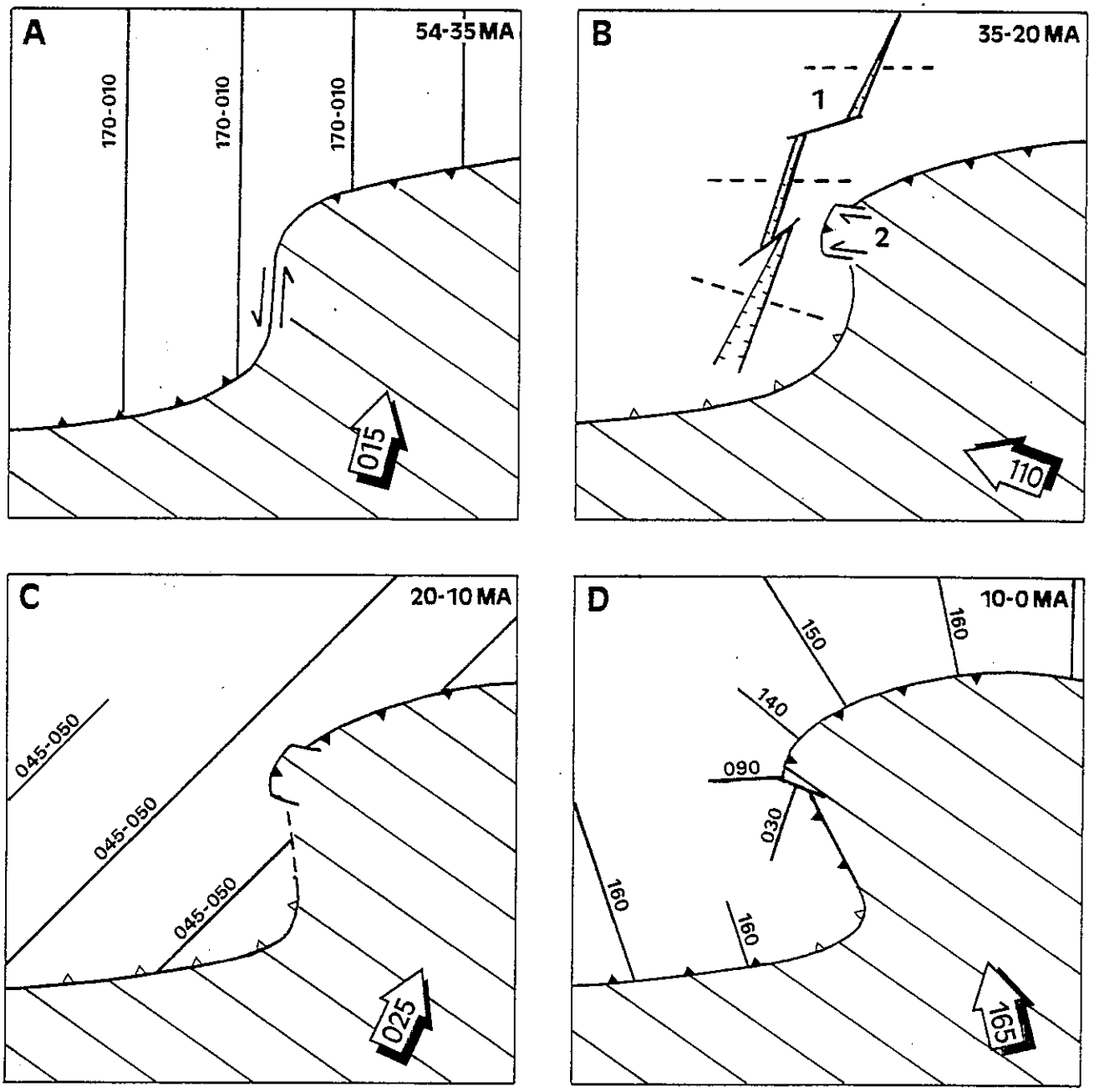


Fig. 233. - Trajectoires de contraintes et collision Afrique-Eurasie.

Les symboles sont les mêmes que pour les figures 228 à 232. La grosse flèche représente le mouvement relatif AF/EA avec son azimut, pour chacune des périodes considérées.

Il ressort ainsi de cette comparaison que les paléo-états de contrainte établis pour les principaux épisodes compressifs dans le bâti européen correspondent systématiquement aux changements de direction du vecteur mouvement. Les différences angulaires entre la direction de la contrainte compressive horizontale et le vecteur mouvement sont au plus de l'ordre de 20°, ce qu'on peut considérer comme une bonne coïncidence.

En ce qui concerne les épisodes compressifs, les résultats obtenus à partir de l'analyse structurale et microstructurale, confirment donc les reconstitutions cinématiques. Il est possible, et même probable, que d'ici quelques années, celles-ci seront encore affinées, de même que les études de tectonique et de microtectonique cassantes se seront étendues (à la plate-forme africaine, par exemple), et que l'ajustement de ces différentes données se fera encore plus précisément.

L'accord obtenu entre les directions de compression dans la plate-forme européenne et les directions du mouvement relatif des plaques Afrique et Eurasie, permet donc d'affirmer que la succession des états de contrainte au sein de cette plate-forme est bien un témoin direct des mouvements des plaques lithosphériques dans ce contexte de collision. Les états de contrainte locaux, à proximité des Alpes, sont à relier à l'évolution propre de l'arc alpin, les sources locales de contraintes étant alors dues à des "anomalies" horizontales (poinçonnement) ou verticales (forces de volume), celles-ci pouvant d'ailleurs être complémentaires.

En conclusion, on peut dire que pour connaître, à partir des paléo-trajectoires de contraintes au sein d'une plaque, les directions de mouvement relatif des plaques, il faut se placer dans les plate-formes d'avant-pays et analyser des régions assez vastes. On a vu, en effet, que la dispersion des contraintes pouvait affecter la plate-forme sur une largeur de plus de 300 km à partir du front des zones fortement déformées. On peut admettre que, dès lors que les directions de compression sont constantes sur une grande étendue, elles donnent avec une bonne précision les direction de rapprochement des plaques.

BIBLIOGRAPHIE

AHORNER L. (1975).- Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. Tectonophysics, 29, p.233-249.

AHORNER L. (1978).- Horizontal compressive crustal stresses in Central Europe. in "Alps Apennines, Hellenides", H. Closs, D. Roeder et K. Schmidt Ed., Stuttgart, p.17-19.

AHORNER L., BAIER B. et BONJER K.P. (1983).- General pattern of seismotectonic dislocation and the earthquake generating stress field in Central Europe between the Alps and the North Sea. in "Plateau Uplift", K. Fuchs *et al.* Ed., Springer Verlag, Berlin Heidelgerg, p.187-197.

AHORNER L. et SCHNEIDER G. (1974).- Focal mechanisms of earthquakes in the Upper Rhine graben and its bordering regions. in "Approaches to Taphrogenesis", J.H. Illies et K. Fuchs Ed., E.Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgatt, p.104-117.

AHORNER L. et SCHNEIDER G. (1974).- Herdmechanismen von Erdbeben im Oberrhein-Graben und in seinen Randgebirgen. in "Approaches to Taphrogenesis", J.H. Illies et K. Fuchs Ed., E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, p.104-117.

AÏT BRAHIM L. (1983).- Etude de la déformation du Néogène à l'Actuel sur la bordure sud-rifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afrique-Europe. Thèse 3ème Cycle, Rabat, 178p.

AÏT BRAHIM L. et CHOTIN P. (1984).- Mise en evidence d'un changement de direction de compression dans l'avant pays rifain (Maroc). Bull.Soc.géol.Fr., (7), 26, 4, p.681-691.

ALHEID H.J., BAUMGÄRTNER J. et RUMMEL F. (1981).- Some cases histories of hydraulic fracturing stress measurements in the SW German-Block. Workshop on Hydraulic-Fracturing Stress Measurements, Monterey, California, décembre 1981.

ANDERSON E.M. (1942).- The dynamic of faulting. Oliver and Boyd, Edinburg, 2ème éd., 1951, 206p.

ANGELIER J. (1975).- Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. C.R.Acad.Sc., Paris, 281, (D), p.1805-1808.

ANGELIER J. (1979).- Néotectonique de l'arc égéen. Soc.géol.Nord, publ.n°3, 417p.

ANGELIER J. (1983).- Analyses qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 26, 5, p.661-672.

ANGELIER J. et BERGERAT F. (1983).- Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. Bull.Centr.Rech.Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7, 1, p.137-147.

ANGELIER J. et GOGUEL J. (1979).- Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. C.R.Acad.Sc., Paris, 288, (D), p.307-310.

ANGELIER J. et MANOUSSIS S. (1980).- Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. C.R.Acad.Sc. Paris, 290, (D), p.651-654.

ANGELIER J. et 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, 6, p.1309-1318.

ANGELIER J., TARANTOLA A., VALETTE B. et 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, p.607-621.

ARMIJO R. et CISTERNAS A. (1978).- Un problème inverse en microtectonique cassante. C.R.Acad.Sc., Paris, 287, (D), p.595-598.

ARNAUD H. (1973).- Mise en évidence d'un important décalage anté-Miocène, de sens sénestre, le long de la faille de Presles (Vercors occidental). C.R.Acad.Sc., Paris, 276, (D),p.2245-2248.

ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., CHAROLLAIS J., CONRAD M.A., COTILLON P., FERRY S., MASSE J.P. et PEYBERNES B. (1979).- Paléogéographie des calcaires urgoniens du Sud de la France. Géobios, Mém.spéc.n°3, p.363-383.

ARTHAUD F. (1969).- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull.Soc.géol.Fr.,(7), 11, p.729-737.

ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P. (1972).- Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. Revue I.F.P., 27, 5, p.715-732.

ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969a).- Exemples de stylolithes d'origine tectonique dans le Languedoc, leur relations avec la tectonique cassante. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 11, p.738-744.

ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969b).- Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. C.R.somm.Soc.géol.Fr., p.290-291.

ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1972).- Sur l'origine de certains joints stylolithiques parallèles à la stratification ; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc). Bull.Soc.géol.Fr., (7), 14, p.12-17.

ARTHAUD F. et MATTE P. (1975).- Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25, p.139-171.

ARTHAUD F., MÉGARD F. et SÉGURET M. (1977).- Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. Bull.Centr.Rech.Explor.-Prod.Elf-Aquitaine, 1, 1, p.147-188.

ARTHAUD F., OGIER M. et SÉGURET M. (1980).- Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure Nord. Bull.B.R.G.M., (2), sect.I, 3, p.175-193.

ARTHAUD F. et SÉGURET M. (1981).- Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). Bull.Soc.géol.Fr., (7), 23, 1, p.51-63.

ARTRU P. (1972).- Les terres noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse Sc., Lyon, 173p.

AUBOUIN J. et DEBELMAS J. (1980).- L'Europe alpine : les chaînes périméditerranéennes. Introduction. 26ème C.G.I. et Mém.B.R.G.M., 115, p.62-66.

BALLESIO R. (1972).- Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. Thèse Sc. et Docum.Lab.Géol.Univ.Lyon, n°53, 333p.

BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977).- Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. Bull.Centr.Rech.Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, p.261-308.

BAUMANN H. (1981).- Regional stress field and rifting in Western Europe. Tectonophysics, 73, p.105-111.

BAUMANN H. et ILLIES J.H. (1983).- Stress field and strain release in the Rhenish Massif. in "Plateau Uplift", K. Fuchs *et al.* Ed., Springer Verlag, Berlin Heidelberg, p.177-186.

BAYER H.J. (1982a).- Bruchtektonische bestandsaufnahme der schwäbischen Ostalb (Geländeuntersuchungen, Luftbild und satellitenbildauswertungen).Dissert.Univ. Clausthal, 235p.

BAYER H.J. (1982b).- Moderne Methoden der geologisch-tektonischen Fernerkundung für Baden-Württemberg. **Jh.Ges.Naturkde.Württemberg**, 137, p.5-26.

BAYER H.J. (1983).- Zur tektonik einiger Großsteinbrüche der Schwäbischen Ostalb. **Jh.Geol.Landesamt Baden-Württemberg**, 25, p.175-198.

BEACH A. (1975).- The geometry of en-echelon vein arrays. **Tectonophysics**, p.245-p.263.

BEL F. (1964).- Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Oligocène du bassin de Sommières (Gard). **C.R.somm.Soc.géol.Fr.**, p.332-333.

BELLON H. et HERNANDEZ J. (1979).- Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif Central français). Place dans l'activité magmatique tertiaire de France. **C.R.somm.Soc.géol.Fr.**, 4, p.175-179.

BERGERAT F. (1977a).- Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le fossé de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. **C.R.somm.Soc.géol.Fr.**, 4, p.195-198.

BERGERAT F. (1977b).- La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. **Rev.Géogr.phys.Géol.dyn.**, (2), 19, 4, p.325-338.

BERGERAT F. (1978).- Présence de décrochements dans l'avant-pays alpin entre le Nord du Morvan et les Vosges. **C.R.Acad.Sc.**, Paris, 286, (D), p.1281-1284.

BERGERAT F. (1981a).- Dynamique des accidents cévenols au cours du Tertiaire. **C.R.Acad.Sc.**, Paris, 292, (D), p.1049-1052.

BERGERAT F. (1981b).- Etats de contrainte tertiaires liés à la tectonique cassante dans le Sud de la vallée du Rhône. Dynamique des failles gardoises de direction varisque. **C.R.Acad.Sc.**, Paris, 293, (D), p.925-928.

BERGERAT F. (1982a).- Phases tectoniques cassantes et systèmes de contrainte tertiaires dans le couloir rhodanien. **9ème Réun.Sc.Terre**, Paris, p.46.

BERGERAT F. (1982b).- Le couloir rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. **Rev.Géogr.phys.Géol.dyn.**, 23, 5, p.329-343.

BERGERAT F. (1983a).- Failles et champs de contrainte successifs en bordure de la plaine du Forez (Massif Central français). **Bull.B.R.G.M.**, (2), sect.I, 1-2, p.143-148.

BERGERAT F. (1983b).- Paléocontraintes et évolution tectonique paléogène du Fossé Rhénan. **C.R.Acad.Sc.**, Paris, 297, (II), p.77-80.

BERGERAT F. (1984).- La fracturation nivernaise : influences bourguignonne et centralienne sur la structuration du Nivernais. **Bull.Inf.Géol.Bass.Paris**, 21, 4,p.27-31.

BERGERAT F., BERGUES J. et GEYSSANT J. (1982).- Estimation des contraintes liées à la formation de décrochements dans la plate-forme carbonatée de l'Allemagne du Sud. **C.R.Acad.Sc.**, Paris, 295, (II), p.1155-1160.

BERGERAT F., BERGUES J. et GEYSSANT J. (1985a).- Estimation des paléocontraintes liées à la formation de décrochements dans la plate-forme d'Europe du Nord. **Geol. Rundschau**, 74, 2, sous presse.

BERGERAT F., BOTHOREL A. et CHOROWICZ J. (1985b).- Evaluation du traitement en composantes principales des images MSS Landsat pour la cartographie géologique. Application à l'analyse structurale de la région ardéchoise. Ann.Soc.géol.Nord, à paraître.

BERGERAT F., CHABRIER G. et CHOROWICZ J. (1979).- Recherche des zones transformantes liées à l'ouverture des fossés ouest-européens. 7ème Réun.Ann.Sc.Terre, Lyon, p.47.

BERGERAT F. et CHOROWICZ J. (1980).- Etude par télédétection de la zone transformante entre les fossés de la Saône et du Rhin. 8ème Réun.Ann.Sc.Terre, Marseille, P.40.

BERGERAT F. et CHOROWICZ J. (1981).- Etude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône (France). Geol.Rundschau, 70, 1, p.354-367.

BERGERAT F. et GEYSSANT J. (1980).- La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord : résultat de la collision Afrique-Europe. C.R.Acad.Sc., Paris, 290, (D), p.1521-1524.

BERGERAT F. et GEYSSANT J. (1982).- Tectonique cassante et champ de contraintes tertiaire en avant des Alpes orientales : le Jura souabe. Geol.Rundschau, 71, 2, p.537-548.

BERGERAT F. et GEYSSANT J. (1983).- Fracturation tertiaire et évolution des contraintes en Bavière orientale : le Jura franconien et la forêt bavaroise (R.F.A.). Geol.Rundschau, 72, 3, p.935-954.

BERGERAT F., GEYSSANT J. et ANGELIER J. (1983a).- Tectonique cassante et champs de contrainte tertiaires de l'Allemagne du Sud : déformation de la plaque Europe en avant de l'orogène alpin. Coll.final ATP "Géodynamique I", Sophia-Antipolis, Février 1983, résumé des travaux, p.III-2.

BERGERAT F., GEYSSANT J. et LEPVRIER C. (1983b).- Tectonique cassante et champs de contrainte tertiaires dans les montagnes centrales hongroises : mécanismes et étapes de l'extension du bassin pannonien (Hongrie). C.R.Acad.Sc., Paris, 296, (II), p.1555-1558.

BERGERAT F., GEYSSANT J. et LEPVRIER C. (1983c) - Etude de la fracturation dans le bassin pannonien : mécanismes et étapes de sa création. Ann.Soc.géol.Nord, 103, p.265-272.

BERGUES J., BERGERAT F. et GEYSSANT J. (1982).- Evaluation des contraintes nécessaires à la formation de décrochements conjugués dans la série calcaire tabulaire du Jura souabe (R.F.A.). 9ème Réun.Ann.Sc.Terre, Paris, p.47.

BERGUES J., BERGERAT F. et GEYSSANT J. (1984).- Etudes quantitatives des déformations cassantes et des paléo-champs de contraintes dans l'avant-pays alpin (Allemagne du Sud et Jura suisse). Comm.au Coll.Ass.du C.N.R.S., "Chevauchements et Déformations", Toulouse, Mai 1984.

BERNOULLI D. et LAUBSCHER H.P. (1972).- The palinspastic problem of the Hellenides. Eclogae Geol.Helv., 65, p.107-118.

BIENIAWSKI Z.T. (1967).- Mechanism of brittle fracture of rock. Inter.J.Rock Mech.Min.Sc., 4, p.395-430.

BIENIAWSKI Z.T. (1972).- Propagation of the brittle fracture in rock. in "Basic and applied rock mechanics", Proc 10th Symp.Rock Mech., Austin, 1968, Amer.Inst.Min. Metall. Petrol.Eng., New York, p.409-427.

BIJU DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977).- From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. Int.Symp.Struct.Hist.Medit.Basins, Split, October 1976, Technip Ed., Paris, p.143-164.

BLES J.L. (1969).- Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (Algérie). Publ.Serv.Géol.Algérie, bull.n°39, p.7-17.

BLES J.L. et FEUGA B. (1981).- La fracturation des roches. Coll.Manuels et Méthodes, B.R.G.M. Ed., Orléans, 1, 123p.

BOCK H. (1976).- Einige Beobachtungen und überlegungen zur kluftenstehung in Sedimentgesteinen. Geol.Rundschau, 65, 1, p.83-101.

BODEUR Y. (1976).- Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux portlandiens des environs de Ganges (Hérault). C.R.Acad.Sc., Paris, 282, (D), p.961-963.

BONJER K.P. et FUCHS K. (1979).- Real time monitoring of seismic activity and earthquake mechanisms in the Rhinegraben area as a basis for predictions. in "Earthquake prediction", European Seminar Strasbourg, ESA, SP-149, p.57-62.

BOTHOREL A. (1983).- Télédétection des ressources terrestres : signatures spectrales de roches et de minerais en zone aride. Application à trois types de minéralisations au Maroc. Thèse de 3ème Cycle, Mém.Sc.de la Terre, Univ.Pierre et Marie Curie, Paris, n°83-11.

BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M. et VIALON P. (1976).- L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? Eclogae Geol.Helv., 69, 2, p.509-519.

BOURSEAU J.P. et ELMI S. (1980).- Le passage des faciès de bordure ("calcaires grumeleux") aux faciès de bassin dans l'Oxfordien de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central français (Ardèche-Gard). Bull.Soc.géol.Fr., (7), 22, 4, p.607-611.

BRACE W.F. (1960).- An extension of the Griffith Theory of fracture to rocks. J.Geophys.Res., 65, 10, p.3477-3480.

BRASSEUR R. (1962).- Etude géologique du Massif de Suzette (Vaucluse). Thèse Sc.Lyon, 195p.

BRUCKL E., ROCH K.H. et SCHEIDEGGER A.E. (1975).- Significance of stress measurements in the Hochkönig massif in Austria . Tectonophysics, 29, p.315-322.

BUCHNER F. (1978).- Uber horizontal stylolithen im Muschelkalk des Kraichgaus (SW Deutschland) und ihr tektonisches Rahmen. Oberrhein.Geol.Abh., 27, p.1-9.

BUCHNER F. (1981).- Rhinegraben : horizontal stylolites indicating stress regimes of earlier stages of rifting. Tectonophysics, 73, p.113-118.

BUI H.D. (1978).- Mécanique de la rupture fragile. Masson Ed., Paris, 215p.

BURG P. et ETCHECOPAR A. (1980).- Détermination des systèmes de contraintes liés à la tectonique cassante au coeur du Massif Central français : la région de Brioude (Haut-Allier). C.R.Acad.Sc., Paris, 290, (D), p.397-400.

BURG J.P., TEYSSIER C., LESPINASSE P. et ETCHECOPAR A. (1982).- Direction de contraintes et dynamique du bassin de Saint Flour-Saint Alban (Massif Central français) à l'Oligocène. C.R.Acad.Sc., Paris, 294, (II), p.1021-1024.

BUXTORF A. (1928).- Das Gebiet der Rheintalflexur. Eclogae Geol.Helv., 21, 1, p.93-95.

CADILLAC H. (1979).- Télédétection et géologie. Essai d'utilisation des images Landsat dans les Pyrénées, le bassin de l'Ebre et la Catalogne. Thèse 3ème Cycle, Univ. P.Sabatier, Toulouse.

CAIRE A. (1960).- Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. Livre Mém.Prof.Paul Fallot, 2, p.105-158.

CAIRE A. (1973).- Sur quelques caractères et propriétés des gerbes de failles. Ann.Sc.Univ.Besançon, Géologie, (3), 20, p.55-71.

CAIRE A. (1974a).- Rhegmagenèse et rhegmatisme. Ann.Sc.Univ.Besançon, Géologie, (3), 22, p.77-85.

CAIRE A. (1974b).- Caractères et conditions du recouvrement tectonique pontien dans la partie occidentale du faisceau salinois (Jura). Les décrochements jurassiens dans le cadre alpin. Actes du 99ème Congr.Soc.Sav., Besançon, Sciences, 1, p.73-84.

CAIRE A. (1975a).- Les règles de la fracturation continentale et le rôle des géofractures dans l'évolution de l'écorce terrestre. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., (2), 17, 4, p.319-354.

CAIRE A. (1975b).- Les joints obliques à la stratification (clinoclives), et leurs déformations dans les séries calcaires jurassiennes. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 17,2, p.231-241.

CAIRE A. (1977).- Interprétation unitaire des fossés des Limagnes, de la Bresse et du Rhin. C.R.Acad.Sc., Paris, 285, (D), p.1279-1281.

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 3ème Cycle, Univ.Paris-Sud, Orsay, 138p.

CAREY E. (1979).- Recherche des directions principales des contraintes associées au jeu d'une population de failles. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., 21, 1, p.57-66.

CAREY E. et BRUNIER B. (1974).- Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C.R.Acad.Sc., Paris, 279, (D), p.891-894.

CARLE W. (1955).- Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. Beih.Geol.Jahrb., 16, 272p.

CARRÈRE V. et CHOROWICZ J. (1982).- Etude structurale du linéament ligure, observé sur les images spatiales. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 24, 1, p.33-47.

CAZABAT C. (1975).- Topologie ertzienne de la France. Premiers résultats. Soc.fr.Photogramm.Bull., 60, p.21-36.

CHANNEL J.E.T. et HORVÁTH F. (1976).- The African-Adriatic Promontory as a paleogeographical premise for alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-balkan region. Tectonophysics, 35, p.71-101.

CHAO E.C.T. (1977).- The Ries Crater of Southern Germany, a model for large basins on planerary surfaces. Geol.Jahrbuch, (A), 43, p.3-81.

CHAO E.C.T., HÜTTNER R. et SCHMIDT-KALER H. (1983).- Aufschlüsse im Ries-Meteoriten Krater. Bayerisches Geol.Landesamt, München, 3, 1, 84p.

CHAPUT E. (1920).- Remarques sur le rôle des décrochements dans la tectonique de la Côte-d'Or. C.R.Acad.Sc., Paris, 170, (D), p.1586-1588.

CHARPAL de O., TRÉMOLIÈRES P., JEAN F. et MASSE P. (1974).- Un exemple de tectonique de plate-forme : les Causses majeures (Sud du Massif Central, France). Rev.I.F.P., 29, 5, p.641-659.

CHAUVE P., ENAY R., FLUCK P., SITTLER C. et EDEL J.B. (1980).- Vosges, Fossé Rhénan, Bresse, Jura. in "Géologie des Pays européens", 26ème C.G.I., Dunod Ed., Paris, p.353-430.

CHOROWICZ J. (1980).- Mise à jour de notions utilisées par les géologues en télédétection. C.R.somm.Soc.géol.Fr., 5, p.203-206.

CHOROWICZ J., BERGERAT F. et CARRÈRE V. (1980).- Recherche des fractures régionales à partir des données radar bande L dans les Maures, les Alpes du Sud et le Morvan. Comparaison avec les images Landsat. Bull.Soc.fr.Photogramm.et Télédétection, 79-80, p.57-71.

CHOUKROUNE P. (1969).- Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques ("concentriques"). Tectonophysics, 7, p.57-78.

CHOUKROUNE P. et DELAIR J. (1976).- Un modèle cinématique de la fracturation liée au plissement concentrique : l'exemple des petites Pyrénées. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 18, 6, p.1591-1597.

CHOUKROUNE P. et SÉGURET M. (1968).- Un exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tensions, plis et schistosité. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., 10, p.239-246.

CLOOS H. (1928).- Experimente zur inneren Tektonik. Zentralbl.f.Min., 12, p.609-621.

COLLETTA B. (1977).- Evolution néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercif (Maroc oriental). Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 177p.

CONTINI D. et THEOBALD N. (1974).- Relations entre le Fossé Rhénan et le Fossé de la Saône. Tectonique des régions sous-vosgiennes et pré-jurassiennes. in "Approaches to Taphrogenesis", J.H. Illies et K. Fuchs Ed., E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, p.309-321.

CORNET F.H. (1983).- Interpretation of hydraulic injection test for In Situ stress determination. in "Hydraulic Fracturing Stress Measurements", Proceed Workshop, Décembre 1981, Nation.Acad.Press, Washington, p.149-158.

CORNET F.H. (1983).- Mesures in situ des contraintes par fracturation hydraulique. Coll.final A.T.P."Géodynamique I", Sophia-Antipolis, Février 1983, Résumé des Travaux, p.III-10.

CORNET F.H. et THOMAS A. (1984).- Mesures de contraintes en terrains salifères.in Symp. "Sol and rock investigations by in situ testing", Paris, mai 1983, B.R.G.M. Ed.

COSTET J. et SANGLERAT J. (1975).- Cours pratique de mécanique des sols, Tome I : Plasticité et calcul des tassements. Dunod Ed., 2ème éd., 263p.

COSTET J. et SANGLERAT J. (1975).- Cours pratique de mécanique des sols, Tome II : Calcul des ouvrages. Dunod Ed., 2ème éd., 352p.

COURTOT C., GANNAT E. et WENDLING E. (1972).- Le bassin potassique de Mulhouse et ses environs. Etude du Tertiaire. Sci.Géol.Bull., 25, 2-3, p.69-91.

CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M. et ROUAIX S. (1974).- Les sondages du Golfe du Lion : stratigraphie, sédimentologie. Notes et Mém.C.F.P., 11, p.209-274.

CROUSILLES M., DELOCHE C., DIXSAUT C. et TAMAIN G. (1978).- Télédétection spatiale et fracturologie de la chaîne cantabrique (Espagne) : exemple d'une approche méthodologique. Bull.B.R.G.M., (2), Sect.IV, 1, p.5-38.

D'ARGENIO B., HORVÁTH F. et CHANNELL J.E.T. (1980).- Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. in "Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys", 26ème C.G.I., et Mém.B.R.G.M., 115, p.331-351.

DAUBRÉE A. (1878).- Sur l'analogie de disposition des joints des falaises crétacées des environs du Tréport avec les résultats antérieurement obtenus dans des expériences synthétiques. Bull.Soc.géol.Fr., (3), 7, p.60-61.

DAUBRÉE A. (1879).- Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Dunod Ed., Paris, 2 Tomes, 828p. et 478p.

DEBELMAS J. (1972).- A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'arc alpino-carpathique. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., (2), 14, 3, p.229-244.

DEBELMAS J. (1975).- Les Alpes et la théorie des plaques. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., 17, 3, p.195-208.

DEBELMAS J. (1983).- La formation des Alpes. La Recherche, 14, p.1542-1552.

DEBELMAS J., OBERHAUSER R., SANDULESCU M. et TRÜMPY R. (1980).- L'arc alpino-carpathique. in "Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys", 26ème C.G.I., et Mém.B.R.G.M., 115, p.86-97.

DEBRAND-PASSARD S. et GROS Y. (1980).- Fracturation de la Champagne berrichonne. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 22, 4, p.647-653.

DEMARCQ G. (1970).- Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Thèse Sc. et Mém.B.R.G.M., 61, 257p.

DEMARCQ G. (1973).- Lyonnais, vallée du Rhône. Coll.Guides géologiques régionaux, Masson Ed., Paris, 175p.

DEMARCQ G. et TRUC G. (1967).- Etude stratigraphique et structurale du bassin tertiaire de Malaucène. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 9, p.537-542.

DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.M., SIBUET J.C., SBORSHIKOV I.M., WESTPHAL M., SOROKHTIN O., LAUER J.P., BAZHENOV M.L., BOULIN J., PECHERSKY D.H., BIJU-DUVAL B., SAVOSTIN L.A., LEPVRIER C., GEYSSANT J. et GRANDJACQUET C. (1984).- The geological evolution of the Tethys since Triasic time : a scenario. Tectonophysics, sous presse.

DESTOMBES J.P. (1962).- Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Luberon oriental). Bull.Serv.Carte géol.Fr., 58, 266, p.461-569.

DEWEY J.F. (1977).- Suture zone complexities : a review. Tectonophysics, 40, p.53-67.

DEWEY J.F., PITMANN III W.C., RYAN W.B.P. et BONIN J. (1973).- Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol.Soc.Amer.Bull., 84, p.3137-3180.

DORN P. (1928).- Geologischer Exkursionsführer durch die Frankenalb. Nürnberg / Erlangen.

DORN P. (1960).- Geologie von Mitteleuropa. E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, 2ème éd., 488p.

DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B. et TARDY M. (1982a).- Structures des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : charriages oligocènes et tectoniques superposées. 9ème Réun.Ann.Sc.Terre, Paris, p.210.

DOUDOUX B., MERCIER DE LÉPINAY B. et TARDY M. (1982b).- Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C.R.Acad.Sc., Paris, 295, (II), p.63-68.

DUBOIS P. et CURNELLE R. (1978).- Résultats apportés par le forage Les Mées n°1 sur le plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence). C.R.somm.Soc.géol.Fr., 4, p.181-184.

DUÉE G. et PAQUET J. (1960).- Observations sur le complexe faillé des Cévennes et autres accidents (Ardèche et Gard). Essai d'interprétation profonde du sillon d'Alès. Ann.Soc.Géol.Nord, 80, p.169-175.

DUMONT J.F., UYSAL S., SIMSEK S., KARAMANDERESI H. et LETOUZEY J. (1979).- Formation of the grabens in southwestern Anatolia. Bull.Min.Res.Expl.Inst. Turkey, 92, p.7-18.

DUNNINGTON H.V. (1954).- Stylolite development post-dates rock induration. J.Sedim.Petr., 24, 1, p.27-49.

DURAND-DELGA M. (1980).- La Méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Livre Jubilaire du Cent Cinquantenaire 1830-1980, Mém.H.S.Soc.géol.Fr., 10, p.203-224.

DURAND-DELGA M. et FONTBOTÉ J.M. (1980).- Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. in "Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys", 26ème C.G.I. et Mém.B.R.G.M., 115, p.67-85.

DUTARTRE P. (1981).- Etude de la fracturation du granite de La Margeride (région de Saint Alban-sur-Limagnole, Lozère). Thèse 3ème Cycle, Univ.Paris VII, 344p.

EDEL J.B. (1975).- Structure de la croûte terrestre sous le Fossé Rhénan et ses bordures. Thèse Doct.Ing., I.P.G., Strasbourg, 207p.

EDEL J.B. (1978).- Contribution du magnétisme et de la gravimétrie à la connaissance du socle varisque dans l'Est de la France et le Sud de l'Allemagne. Sci.Geol.Bull., 31, 2, p.45-55.

EDEL J.B., FUCHS K., GELBKE C. et PRODEHL C. (1975).- Deep structure of the southern Rhinegraben Area from seismic refraction investigation. J.Geophys., 41, p.333-356.

ELACHI C. et FONTANEL A. (1981).- L'observation de la terre par radar. La Recherche, 12, 128, p.1366-1375.

ELLER von J.P. (1976).- Vosges, Alsace. Coll.Guides Géologiques Régionaux, Masson Ed., Paris, 182p.

ETCHECOPAR A., VASSEUR G. et DAIGNIERES M. (1981).- An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. J.Struc.Geol., 3, 1, p.51-65.

FABRE D. (1976).- Quelques observations sur la fissuration et la fragilité des argiles et des roches. Essai d'application à l'analyse des fissures du massif rocheux. Thèse Doc.ing., Grenoble, 224p.

FABRE D. et ROBERT J.P. (1975).- Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. Ann.Soc. géol.Nord, 95, 3, p.175-182.

FERAUD G. (1983).- Utilisation des dykes comme marqueurs de paléocontraintes. Coll.final A.T.P. "Géodynamique I", Sophia-Antipolis, février 1983, Résumé des travaux, IV,p.10.

FERAUD G. et CAMPREDON R. (1983).- Geochronological and structural study of Tertiary and Quaternary dikes in Southern France and Sardinia : an exemple of the utilisation of dike swarms as paleostress indicators. Tectonophysics, 98, p.297-325.

FISCHER H., HAUBER L. et WITTMANN O. (1971).- Geologisches Atlas des Schweiz 1/25 000, 1047 Basel (Atlasblatt 59). Erläuterungen, Schweiz Geol.Komm., p.1-55.

FLEITOUT L. (1984).- Modélisation des contraintes tectoniques et des instabilités thermo-mécaniques dans la lithosphère. Thèse Es Sciences, Orsay, 433p.

FLEITOUT L., YUEN D. et FROIDEVAUX C. (1984).- Modèles thermomécaniques de déformation lithosphérique : application à la tectonique de l'Europe de l'ouest. Ann.Géophys., à paraître.

FOCH A. (1961).- Mécanique physique et expérimentale. 1. Statique et résistance des matériaux. Masson Ed., Paris, 325p.

FOURNIER M. (1980).- Le bassin de Nijar-Carboneras (Cordillères bétiques). Néotectonique ; Etude des diaclases. Thèse de 3ème Cycle, Univ. Paris VII, 166p.

FROIDEVAUX D., PAQUIN C. et SOURIAU M. (1980).- Tectonic stresses in France : In situ measurements with a flat jack. J.Geophys.Res., 85, p.6342-6346.

FRISCH W. (1978).- A plate tectonic model of the Eastern Alps. in "Alps, Apennines, Hellenides", H. Closs et al. Ed., Stuttgart, p.167-172.

GAMOND J.F. (1983).- Displacement features associated with fault zones : a comparison between observed examples and experimental models. J.Struct.Geol., 5, 1, p.33-45.

GAMOND J.F. et GIRAUD A. (1982).- Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. Bull.Soc. géol.Fr., (7), 24, 4, p.755-762.

GARFUNKEL Z. et BARTOV Y. (1977).- The tectonics of the Suez rift. Bull.Geol.Survey Israël, 71, p.1-44.

GASTAUD J. ,CAMPREDON R. et FERAUD G. (1983).- Les systèmes filoniens des Causses et du Bas-Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléo-contraintes. Bull.soc.géol.Fr., (7), 25, 5, p.737-746.

GÉLARD J.P. (1977).- Rejeu en coulissement sénestre des accidents varisques prolongeant vers la Bresse le fossé de Blanzy - Monceau-les-Mines. C.R.somm.Soc.géol.Fr., 1, p.32-34.

GÉLARD J.P. (1978).- La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., 20, 1, p.5-29.

GÉLARD J.P. (1979).- Coulissements horizontaux dans les calcaires jurassiques de Talant (près de Dijon) et preuves microtectoniques du caractère polyphasé de la fracturation en Bourgogne. Bull.Sc.Bourg, 32, 2, p.59-69.

GENTNER W. et WAGNER G.A. (1969).- Alterbestimmungen an Riesgläsern und Moldaviten. Geologica Bavarica, 72, p.11-31.

GEYER O.F. et GWINNER M.P. (1968).- Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, 228p.

GEYSSANT J. (1980).- Corrélations péri-Adriatiques le long des Alpes orientales : rapports entre domaines austro-alpin et sud-alpin et tectonogenèse crétacée. Bull.Soc.géol. Fr., (7), 22, 1, p.312-42.

GEYSSANT J. et BERGERAT F. (1982).- Fracturation de l'allemagne du Sud et champs de contrainte tertiaires dans la plaque européenne. 9ème Réun.Ann.Sc.Terre, Paris, p.274.

GIBERT J.P., SOREL D. et VERGELY P. (1975).- Tectonique cassante polyphasée et émergences d'eaux hydrothermales : le site de Chaudes-Aigues (Cantal). Bull.Soc.géol.Fr., (7), 17, 4, p.629-636.

GIDON M. et PAIRIS J.L. (1971).- Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche nord-ouest de l'arc de Castellane. C.R.Acad.Sc., Paris, 272, (D), p.2412-2415.

GIET A. et GÉMINARD L. (1977).- Résistance des matériaux. Dunod Ed., Paris, 5ème éd., 359p.

GIGOT P. (1975).- Les klippes sédimentaires et les mégabrèches associées du bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier. IXème Congr.Intern.Sédim., Nice, p.157-162.

GIGOT P., GUBLER Y. et HACCARD D. (1975).- Relations entre tectonique en compression et en extension. IXème Congr.Intern.Sédim., Nice, p.157-162.

GIGOT P., GUBLER Y. et SCHLUND J.M. (1977).- Importance et conséquence d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier. C.R.somm.Soc.géol.Fr., 1, p.17-20.

GODEFROY P. (1980).- Apports des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France. Un exemple de distribution des contraintes en domaine intraplaque. doc.B.R.G.M., 80 SGN 032 GEG, 63p.

GOGUEL J. (1932a).- Sur l'interprétation du champ de fractures de Banon. Bull.Soc.géol.Fr., (5), 2, p.53-58.

GOGUEL J. (1932b).- Description géologique du Luberon. Bull.Serv.Carte géol.Fr., 36, 186, p.1-70.

GOGUEL J. (1932c).- Sur la tectonique du Luberon. C.R.Acad.Sc., Paris, 195, (D), p.807-808.

GOGUEL J. (1948).- Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas Dauphiné. Publ.B.R.G.G., 6, 79p.

GOGUEL J. (1959).- Une klippe de Crétacé inférieur dans l'Oligocène du bassin de Forcalquier. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 1, 6, p.594-597.

GOGUEL J. (1983).- Etude mécanique des déformations géologiques. Coll.Manuels et Méthodes, B.R.G.M. Ed., Orléans, 6, 196p.

GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1972a).- Tectoniques superposées et orientation des accidents principaux dans les Alpes méridionales et l'Apennin. C.R.Acad.Sc., Paris, 274, (D), p.2845-2847.

GRANDJACQUET C., HACCARD D. et LORENZ C. (1972b).- Essai de tableau synthétique des principaux évènements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. C.R.somm.Soc.géol.Fr., 4, p.158.

GRANDJACQUET C. , HACCARD D. et LORENZ C. (1972c).- Sur l'importance de la phase tectonique aquitanienne dans l'Apennin et les Alpes occidentales. C.R.Acad.Sc., Paris, 275, (D), p.807-810.

GREINER G. (1974).- In situ stress measurements in southwest Germany. First results. in "Approaches to Taphrogenesis", J.H.Illies et K. Fuchs Ed., E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, p.118-121.

GREINER G. (1975).- In situ stress measurements in southwest Germany. Tectonophysics, 29, p.265-274.

GREINER G. (1976).- In situ Spannungsmessungen und tektonischer Beanspruchungsplan in Südwestdeuschland. Geol.Rundschau, 65, 1, p.55-65.

GREINER G. (1978).- Spannungen in der Erdkruste. Bestimmung und Interpretation am Beispiel von in situ Messungen im Süddeutschen Raum. Diss.Univ.Karlsruhe.

GREINER G. et ILLIES J.H. (1977).- Central Europe : active or residual tectonic stresses. Pageoph., 115, p.11-26.

GREINER G. et LOHR J. (1980).- Tectonic stresses in the northern foreland of the alpine system measurements and interpretation. Rock Mechanisms, supp.9, p.5-15.

GRIFFITH A.A. (1921).- The phenomena of rupture and flow in solids. Phil.Trans.Royal Soc., A 221, p.163.

GRIFFITH A.A. (1924).- Theory of rupture. Proc.1st.Int.Congr.Appl.Mech., Delf, p.55-63.

GRIGGS D. et HANDIN J. (1960).- Observations on fractures and a hypothesis of earthquakes. in "Rock Deformation", Geol.Soc.Amer., Mem.79, Griggs and Handin Ed., p.347-364.

GRILLOT J.C. et ALMEIDA C. (1982).- Tectonique cassante post-hercynienne dans l'Algarve (Sud du Portugal). Incidence sur l'hydrologie karstique. Rev.Géol.dyn.Géogr.phys., 23, 2, p.119-130.

GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977).- L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 19, 3, p.575-614.

GROS Y. et MARTIN P. (1981).- La fracturation de la bordure nord du Massif Central (région des horsts de la Machine, Neuville, Saint-Pierre-le Moutier). Rapp.B.R.G.M., 81 SGN 859 GEO, 30p.

GRUNEISEN P., HIRLEMANN G., JANOT P. et RUHLAND M. (1973).- Analyse de la fracturation naturelle d'une structure plissée : l'anticlinal de la Lance (Drôme). Sci.Géol. Bull., 26, 2, 3, p.161-186.

GUBLER Y., ARBEY F., ARTHAUD F., DESPRAIRIES A., DUBOIS P., FREYTET P., FONTES J.C., GIGOT P., KANDEL C., MASSE P., MASSON P., SITTLER C., SCHULER M., TOURAY J.C., TRIAT J.M., TRICHET J. et TRUC G. (1975).- Dynamique des dépôts dans un bassin sédimentaire continental : exemple d'un bassin paléogène de Haute Provence (Manosque, Forcalquier, Apt, Carpentras). IXème Congr.Intern.Sédim., Nice, p.199-206.

GUÉRIN R. (1973).- Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas Vivarais calcaire. Thèse 3ème Cycle, Montpellier, 110p.

GUILLEMOT J., GUY M. et LOBJOIT M. (1973).- Un système cohérent d'alignements structuraux commun aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite ERTS 1 C.R.Acad.Sc., Paris, 277, (D), p.481-484.

GUIMERA J. (1983).- Evolution de la déformation alpine dans le Nord-Est de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne côtière Catalane. C.R.Acad.Sc., Paris, 297, (II), p.425-430.

GWINNER M., RIEBER H. et WURSTER P. (1967).- Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Germanische Trias und den Schwäbischen Jura in Süd-württemberg vom 1 bis 4 Oktober 1967. Eclogae Geol.Helv., 60, 2, p.621-637.

GYSEL M. (1975).- In situ stress measurements of the primary stress state in the Sonnenberg Tunnel in Lucern, Switzerland. Tectonophysics, 29, p.301-314.

HACCARD D., LORENZ C. et GRANDJACQUET C. (1972).- Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes - Apennins (de la Ligurie à la Calabre). Mem.Soc.Geol.Ital., 11, p.309-341.

HANCOCK P.L. (1972).- The analysis of en-echelon veins. Geol.Mag., 109, p.169-176.

HAST N. (1973).- Global measurements of absolute stress. Phil.Trans.R.Soc.London, (A), 274, p.409-416.

HAST N. (1979).- Stress fields, fracture systems and the mechanism for movements in the gneiss-granite area of the Mont Blanc Massif. Mécanique des roches, Springer.Verlag., supp.9, p.1-3.

HAUBER L. (1971).- Zur geologie des Salzfeldes Schweizerhalle - Zinggibrunn (Kt. Baselland). Eclogae Geol.Helv., 64, 1, p.163-183.

HAUBER L. ,LAUBSCHER H. et WITTMANN O. (1971).- Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Rheintalflexur und der Tafeljura bei Basel vom 19 und 20 Oktober 1970. Eclogae Geol.Helv., 64, 1, p.203-214.

HENRY J.P. (1978).- Mécanique linéaire de la rupture appliquée à l'étude de la fissuration et de la fracture de roches calcaires. Thèse ès Sc.Physiques, Lille, 182p.

HERZOG P. (1956).- Die Tektonik des Tafel jura und der Rheintalflexur südöstlich von Basel. Eclogae Geol.Helv., 49, 2, p.317-362.

HIRLEMANN G. (1972).- Les champs de fractures du département du Haut RHin. Sci.Géol.Bull., 25, 2-3, p.51-67.

HIRLEMANN G. (1974).- Le dispositif du champ de fracture de Ribeauvillé. in "Approaches to Taphrogenesis". J.H. Illies et K. Fusch Ed.,E.Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, p.172-176.

HIRN A. (1976).- Sondages sismiques profonds en France. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 18, 5, p.1065-1071.

HIRN A. (1980).- Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. in "Images géophysique de la France", 26ème C.G.I., Mém.B.R.G.M., 107, p.34-39.

HOBBS W.H. (1904).- Lineament of the Atlantic border region. Bull.Geol.Soc.Amer., 15, p.483-506.

HOBBS W.H. (1911).- Repeating patterns in the relief and in the structure of the lands. Bull.Geol.Soc.Amer., 22, p.123-176.

HOFFERS B. (1974).- Horizontalstylolithen, Abschiebungen, Klüfte und Harnische im Gebiet des Hohenzollerngrabens uns ihre Altersverhältnisse. Oberrhein.Geol.Abh., 23, p.65-73.

HORVÁTH F. et ROYDEN L. (1981).- Mechanism for the formation of the intra-Carpathian Basins : a review. Earth Evolution Sc., Berlin, 1, 3-4, p.307-316.

HOUPERT R. (1973).- Comportement mécanique des roches cristallines à structure quasi isotrope. Thèse ès Sciences, Nancy.

HOUPERT R. (1975).- La rupture fragile des roches. Ann.Soc. géol.Nord., 95, 3, p.145-153.

ILLIES J.H. (1962).- Obberheinisches grundgbirge und rheingraben. Geol.Rundschau, 52, p.317-332.

ILLIES J.H. (1970).- Graben tectonics as related to crust-mantle interaction. in "Graben Problems", J.H. Illies and S. Mueller Ed., Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, p.433-460.

ILLIES J.H. (1972).- The Rhinegraben rift system-plate tectonics and transform faulting. Geophysical Survey, 1, p.27-60.

ILLIES J.H. (1974a).- Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheigraben. Oberrhein.Geol.Abh., 23, p.1-24.

ILLIES J.H. (1974b).- Taphrogenesis and plate Tectonics. in "Approaches to Taphrogenesis". J.H. Illies et K. Fuchs Ed., E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, p.433-459.

ILLIES J.H. (1975).- Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system. Tectonophysics, 29, p.251-264.

ILLIES J.H. (1977).- Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. Geologie en Mijnbouw, 56, 4, p.329-350.

ILLIES J.H. (1982).- Der Hohenzollerngraben und Intraplatten Seismizität infolge Vergitterung Lamellärer Sherung mit einer Riftstruktur. Oberrhein.Geol.Abh., 31, p.47-78.

ILLIES J.H. et BAUMANN H. (1982).- Crustal dynamics and morphodynamics of the western European Rift system. Z.Geomorphol., N.F., supp.Bd., 42, p.135-165.

ILLIES J.H., BAUMANN H. et HOFFERS B. (1981).- Stress pattern and strain release in the alpine foreland. Tectonophysics, 71, p.157-172.

ILLIES J.H. et GREINER G. (1976).- Regional stress-Feld und Neotectonik in Mitteleuropa. Oberrhein.Geol.Abh., 25, p.1-40.

ILLIES J.H. et GREINER G. (1979).- Holocene movements and state of stress in the Rhine graben rift system. Tectonophysics, 52, p.349-359.

IRWIN G.R. (1957).- Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate. J.Appl.Mech., 24, p.361-364.

IRWIN G.R. (1960).- Fracture mechanics. in "Structural mechanics", J.N. Goodier and Hoff N.J.Ed., Proc. 1st Symp.Naval Struct.Mech., Stanford Univ.1958, Pergamon, Oxford, p.557-591.

JACQUART G. et LETOUZEY J. (1982).- Etude microtectonique au Maroc. 9ème Réun.Ann.Sc.Terre, Paris, p.317.

JAMIER D., OLIVE P., SIWERTZ E. et VIAL R. (1974).- Des accidents profonds N-50 conditionnent-ils la structure de l'ensemble Jura - Plateau molassiques - Préalpes ? C.S.Séances S.P.H.N. Genève,N.S., 8, 1-3, p.45-52.

JAROSZEWSKI W. (1969).- New site of tectonic stylolites. Bull.Acad.Polon.Sc., série Sc.Géol.Géogr., 17, 1, p.17-23.

JENSEN H., GRAHAM L.C., PORCELLO L.J. et LEITH E.N. (1977).- Cartographie par Radar. Pour la Science, 2, p.80-92.

JUNG J. (1946).- Géologie de l'Auvergne et de ses confins boubonnais et limousins. Mém.Serv.Expl.Carte géol.de France, Paris, 372p.

JUNG R. (1980).- Hydraulische Experimente 1979 im Experimentierfeld bei Falkenberg / Oberpfalz. B.G.R., Hannover, Archiv.n°86151.

KERGUIGNAS M. et CAIGNAERT G. (1977).- Résistance des matériaux. Dunod Ed., 4ème éd., 474 P.

KIEFFER G. (1980).- Le massif des Coirons in "Massif Central", Géologie des pays européens, 26ème C.G.I., Dunod éd., Paris, p.77-79.

KILIAN W. (1892).- Sur l'existence de recouvrements aux environs de Gréoulx (Basses Alpes) et sur l'âge de ces dislocations. C.R.Acad.Sc., Paris, 115, (D), p.1024-1026.

KERCKHOVE C. (1969).- La zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunais - Ubaye. Géol.Alpine, 45, p.5-204.

KNETSCH G. (1963).- Geologie von Deutschland. F.Enke Verlag., Stuttgart, 386p.

KOPECKY L. (1978).- Neoidic taphrogenetic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. Sborn.geol.Ved., 31, p.91-104.

LACAVALERIE B.P. (1979).- Les diaclases, essai d'analyse générale d'après les affleurements du Sud-Est de la France. Thèse 3ème Cycle, Nice, 2 tomes, 118 p.

LACHAIZE M. (1982).- La séismicité instrumentale (1962-80) de la région Limagnes-Jura souabe et ses implications tectoniques. Thèse de 3ème Cycle, Mém.Sc.Terre, Univ.Pierre et Marie Curie, Paris, n°83-32, 123 p.

LAJTAI E.Z. (1969).- Mechanics of second order faults and tension gashes. Géol.Soc.Amer.Bull., 80, p.2253-2272.

LANTEAUME M., GIGOT P. et CAMPREDON R. (1982).- Apports et limites de l'interprétation linéamentaire dans le domaine des Alpes occidentales méridionales. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 24, 1, p.49-62.

LARROQUE (1983).- Etude tectonique et microtectonique du bassin potassique de Mulhouse (Alsace). D.E.A., Montpellier, 38p.

LARROQUE J.M. et ANSART M. (1984).- Etude des fentes d'extension liées à la tectonique distensive du bassin potassique oligocène de Mulhouse. C.R.Acad.Sc., Paris, sous-presse.

LAUBSCHER H.P. (1970).- Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens. Inter.Upper Mantle Project, Sc.Rep., 27, p.79-87.

LAUBSCHER H.P. (1971a).- Das problem von Rheintalflexur und Tafeljura. Eclogae Geol.Helv., 64, 1, p.157-162.

LAUBSCHER H.P. (1971b).- The large scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. Am.Jour.Sc., 271, p.193-226.

LAUBSCHER H.P. (1972).- Some overall aspects of Jura dynamics. Amer.Jour.Sc.,272, p.293-304.

LAUBSCHER H.P. (1982).- Die Süddostecke des Rheingrabens, ein kinematisches und dynamisches Problem. Eclogae Geol.Helv., 75, 1, p.101-116.

LAUBSCHER H.P. et BERNOUILLI D. (1980).- Cross-section from the Rhine Graben to The Pô Plain. Excur. n°031A, 26ème C.G.I., Paris, in "Switzerland" Schweizer. Geol.Komm.Ed., Wepf and Co., Basel.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962).- Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Mém.B.R.G.M., 16, 173 p.

LEFEBVRE D. (1980).- Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion, essai de traitement statistique des données. Thèse 3ème Cycle, Paris, 163p.

LEFEBVRE D., BERGERAT F. et CHOROWICZ J. (1981).- Contribution of data structuration using the HBDS model to Landsat frame analysis. Comm. 2nd HBDS Intern.Semin., Richmond, U.S.A., Mars 1981.

LE GRIEL A. (1984).- Géologie et relief de la plaine du Forez. in "Les Paysages et milieux naturels de la plaine du Forez", Publ.Univ.Saint Etienne, Centre d'Etudes Foréziennes, p.139-188.

LEOPOLDT W. (1979).- In-situ Spannungsmessungen am Michaelsberg bei Riegel, NE Kaiserstuhl, SW Deutschland. Oberrhein.Geol.Abh., 28, p.17-28.

LEPVRIER C. et GEYSSANT J. (1984).- L'évolution structurale de la marge occidentale du Spitsberg : coulissement et rifting tertiaires. Bull.Soc.géol.Fr., sous presse.

LEPVRIER C. et MOUGENOT D. (1982).- Déformations cassantes et champs de contrainte post-hercyniens dans l'Ouest de l'Ibérie (Portugal). 9ème Réun.Ann.Sc.Terre, Paris, p.379.

LEPVRIER C. et MOUGENOT D.(1983).- Evidence microtectonique de la compression pyrénéenne dans l'ensemble de la couverture mésozoïque du Portugal. C.R.Acad.Sc., Paris, (II), 296, p.737-740.

LEPVRIER C. et MOUGENOT (1984).- Déformations cassantes et champs de contrainte post-hercyniens dans l'Ouest de l'Ibérie (Portugal). Rev.Géol.dyn.Géogr.phys., 25, 4, p.291-305.

LEROUGE G. (1984).- Contributions à l'étude de la fracturation du NW du Massif Central et du Sud du Bassin de Paris (France). Thèse 3ème Cycle, Orléans, 2 vol., 170p.

LETOUZEY J. et TRÉMOLIÈRES P. (1980).- Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derided from microtectonics : comparisons with plate tectonic data. in "Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys", 26ème C.G.I., Paris, Mém.B.R.G.M., 115, p.261-273.

LINIGER H. (1967).- Pliozän und Tektonik des Juragebirges. Eclogae Geol.Helv., 60, 2, p.407-490.

LORENZ J., BERGERAT F., DELANCE J.H., LORENZ C. et OBERT D. (1984).- Manifestations tectoniques et sédimentologiques affectant la couverture sédimentaire dans la zone sud de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Coll.Nat. "Programme Géologie Profonde de la France", Paris, Sept.1984, Doc.B.R.G.M., n°81-2, p.149-161.

LOTZE F. (1971).- Geologie Mitteleuropas. E.Schweizbart'sche Verlag., Stuttgart 4ème éd., 491 p.

Mac KINSTRY H.E. (1953).- Shears of second order. Ann.J.Sc., 251, p.401-414.

Mac LINTOCK F. et WALSH J.B. (1962).- Friction on griffith cracks in rock under pressure. Proc.4th U.S.Nat.Congr.Appl.Mech., Berkeley, California, p.1015-1021.

MAGNÉ J. et VIALLARD P. (1977).- L'évolution tectonique alpine dans la chaîne ibérique : le Tertiaire marin aux abords du Delta de l'Ebre est du Pliocène post-tectorogénique. C.R.Acad.Sc., Paris, 285, (D), p.1275-1278.

MALKOVSKÝ M. (1975).- Paleogeography of the Miocene of the Bohemian Massif. Vestn.Ustr.ust.Geol., 50, p.27-31.

MALKOVSKÝ M. (1980a).- Model of the origin of the Tertiary basins at the foot of the Krusné hory Mts : volcano-tectonic subsidence. Vestn.Ustr.ust.Geol., 55, p.141-150.

MALKOVSKÝ M. (1980b).- Les bassins sédimentaires post-hercyniens d'Europe centrale. in "Géologie de l'Europe", 26ème C.G.I., Paris, Mém.B.R.G.M., 108, p.289-294.

MASSE J.P. (1980).- Sur l'amplitude du décrochement sénestre de la faille de Nîmes, déduite des variations de faciès du Barrémien - Bédoulien. 8ème Réun.Ann.Sc.Terre, Marseille, p.245.

MATTAUER M. (1971).- Présence de décrochements tardi-hercyniens dans les Vosges méridionales. C.R.somm.Soc.géol.Fr., p.365-367.

MATTAUER M. (1973).- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann Ed., Paris, 493p.

MATTAUER M. et MERCIER J.L. (1980).- Microtectonique et grande tectonique. Livre Jubilaire du Cent Cinquantenaire 1830-1980, Mém.H.S. Soc.géol.Fr., 10, p.141-161.

MATTAUER M. et PROUST F. (1967).- L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provencal au Crétacé et au Paléogène. Coll.Biogéographie du Crétacé - Eocène de la France méridionale, p.9-20.

MAURIN A.F. et RIGUIDEL M.J. (1978).- Eléments de morphologie généralisée. Notes et Mém.C.F.P., Paris, 14, 134p.

MAURY P. et RICOU L.E. (1983).- Le décrochement sub-briançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. Rev.Géogr.Phys.Géol.dyn., 24, 1, p.3-22.

MAYER-ROSA D. et PAVONI N. (1977).- Fault plane solutions of earthquakes in Switzerland from 1971 to 1976. Proc.15th Gen.Assem.E.S.G., Krakow 1976, Publ.Inst. Geophys.Pol.Acad.Sc., A5, p.116.

MÉGNIEN C., TURLAND M. et VILLALARD P. (1971).- Structure tectonique des terrains sédimentaires au Nord-Ouest du Morvan. Bull.B.R.G.M., (2), sect.I, 3, p.163-170.

MEISSNER R. et VETTER V. (1974).- The Northern End of the Rhinegraben due to some geophysical measurements. in "Approaches to Taphrogenesis", J.H. Illies and K. Fuchs Ed., E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, p.236-243.

MONTJUVENT G. et SARROT-RENAUD J. (1972).- Existence probable d'un important accident structural du socle à la limite du Massif Central et du Bassin de Paris. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., 14, 3, p.297-305.

MOODY J.D. et HILL M.J. (1956).- Wrench-fault tectonics. Bull.Geol.Soc.Amer., 67, p.1207-1246.

MORLIER P. (1971).- Sur le comportement des roches fragiles avant la rupture. C.R.Symp.Intern.S.I.M.R., Nancy.

MOUGENOT D. (1983).- Les paléo-champs de contrainte au Portugal et l'interprétation structurale de l'évolution cénozoïque de la marge ouest ibérique. Coll."Tectonique cassante en distension et coulissement", Orléans, juin 1983, Résumé des Comm., p.38-39.

MUEHLBERGER W.R. (1961).- Conjugate joint sets of small dihedral angle. Journ.Geol., 69, p.211-219.

MULLERRIED F. (1921).- Klüfte, Harnische und Tektonik des Dinkelberge und des Basler Tafeljuras. Verh.naturhist.Med.Ver.zu Heidelberg, 15,1.

PAQUET J. (1960).- Observations sur la partie septentrionale de la faille des Cévennes (Ardèche). Ann.Soc.géol.Nord, 80, p.81-85.

PAQUIN C. (1981).- In situ stress measurements in Southern France. Terra Cognita, 1/2.

PARIS A., DAYRE M. et VIALON P. (1975).- Calcul des contraintes permettant l'apparition d'un réseau de fissures en dièdres. Cas particulier de calcaires provençaux. 3ème Réun.Ann.Sc.Terre, Montpellier, p.284.

PARK W. et SCHOT E.H. (1968).- Stylolites : their nature and origine. J.Sedim.Petr., 38, 1, p.175-191.

PAVONI N. (1961).- Faltung durch Horizontalverschiebung. Eclogae Geol.Helv., 64, 2, p.515-534.

PAVONI N. (1977).- Erdbeben im Gebiet der Schweiz. Eclogae Geol.Helv., 70, 2, p.351-370.

PAVONI N. (1980).- Crustal stresses inferred from faultplane solutions of earthquakes and neotectonic deformation in Switzerland. in "Tectonic Stresses in the Alpine Mediterranean Region", A. Scheidegger Ed., Rock Mech, supp.9, p.63-68.

PAVONI N. et MAYER-ROSA D. (1978).- Seismotektonische Karte der Schweiz 1/750 000. Eclogae Geol.Helv, 71, 2, p.293-295.

PEGORARO O. (1972).- Application de la microtectonique à une étude de néotectonique sur le golfe maliaque (Grèce centrale). Thèse de 3ème Cycle, Montpellier.

PETIT J.P. (1976).- La zone de décrochements du Tizi N'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 99p.

PETIT J.P., PROUST F. et TAPPONNIER P. (1983).- Critères de sens de mouvements sur les miroirs de failles en roches non calcaires. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 25, 4, p.589-608.

PHILIP H. (1980).- Tectonique récente et sismicité de la France : caractéristiques géodynamiques. in "Image géophysique de la France", 26ème C.G.I., Mém.B.R.G.M., 107, p.42-50.

PHILIP H. (1983).- La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. Thèse es Sciences, Montpellier, 240p.

PHILIP H. et GODEFROY P. (1979).- Tectonique récente et sismicité de la France. Interprétation géodynamique. 7ème Réun.Ann.Sc.Terre, Lyon, p.363.

PITMAN III W.C. et TALWANI M. (1972).- Sea floor spreading in the North Atlantic. Geol.Soc.Amer.Bull., 83, p.619-646.

PLESSMANN W. (1972).- Horizontal-Stylolithen im französich-Schweizerischen Tafel- und Faltenjura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen. Geol.Rundschau, 61, 1, p.332-347.

PRICE N.J. (1959).- Mechanics of jointing in rocks. Geol.Mag., 96, 2, p.149-167.

PRICE N.J. (1966).- Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks. Pergamon Press Ed., Oxford, 176p.

RALEIGH C.B., HEALY J.H. and BREDEHOEFT I.D. (1972).- Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado. Flow and fracture of rocks. Am.Geophys.Union Geophys.Monogr., 16, p.275-284.

RAMPNOUX J.P., ANGELIER J.,COLLETTA B., FUDRAL S., GUILLEMIN M. et PIERRE G. (1977).- Les résultats de l'analyse structurale au Maroc. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 19, 3, p.594-599.

RAMPNOUX J.P., ANGELIER J., COLLETTA B., FUDRAL S., GUILLEMIN M. et PIERRE G. (1979).- Sur l'évolution néotectonique du Maroc septentrional. Géol.Mediterranéenne, 6, 4, p.439-464.

RAMSAY J.G. et GRAHAM R.M. (1970).- Strain variations in shear belts. Can.J.Earth Sc., 7, p.786-813.

RAT P. (1974).- Le système Bourgogne - Morvan - Bresse (articulation entre le Bassin parisien et le domaine péri-alpin). in "Géologie de la France", Doin Ed., Paris, p.480-500.

RAT P. (1976).- Structures et phases de structuration dans les plateaux bourguignons et le Nord-Ouest du fossé bressan (France). Geol.Rundschau, 65, 1, p.101-126.

RAT P. (1978).- Les phases tectoniques au Tertiaire dans le Nord du fossé Bressan et ses marges bourguignonnes en regard des systèmes d'érosion et de sédimentation. C.R.somm.Soc.géol.Fr., 5, p.231-234.

RAT P., CATTANEO G. et DORET G. (1975).- Décrochements dans le seuil de Bourgogne. C.R.somm.Soc.géol.Fr., p.26-28.

RAYNAUD S. et DELAIR J. (1978).- Genèse et mécanisme de la rupture fragile dans un calcaire et un granite soumis à un champ naturel de contraintes en compression. Bull.B.R.G.M., sect.IV, 1, p.39-47.

REHAULT J.P. (1981).- Evolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée occidentale). Thèse es Sciences , Mém.Sc.Terre Université Pierre et Marie Curie Paris, n°81-09, 132p.

REUBER I. (1081).- La ligne périadriatique, un système de décrochements dextres : conséquences sur la disposition des zones paléogéographiques au Permo-Trias. C.R.Acad.Sc., Paris, 293, (D), p.633-638.

RIBACCHI R. et MARTINETTI S. (1979).- In situ stress determination in Italy. Symp.Stress in the Alpine-Mediterranean Region, Vienna, 14p.

RICOU L.E. (1984).- Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 26, 5, p.861-874.

RIEDEL W. (1929).- Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Zentralblatt fur Mineralogie, Geologie und Paläontologie, (B), 8, p.354-368.

RIFFAULT M. (1969).- Catalogue des caractéristiques géologiques et mécaniques de quelques roches françaises. Publ.Lab.Central Ponts et Chaussées.

RISPOLI R. (1981).- Microtectonique et champ de contraintes dans les calcaires fins du Languedoc. Exemple des Matelles et du Cirque de Navacelles. Thèse 3ème Cycle, Montpellier, 90p.

RISPOLI R. et VASSEUR G. (1983).- Variation with depth of the stress tensor anisotropy inferred from microfault analysis. Tectonophysics, 93, p.169-184.

RIVEREAU J.C., SOULHOL B., DEMNATI A. et JASQUIN J.P. (1977).- Contribution of Landsat imagery to geological prospecting over the western mediterranean areas. 3rd Pecora Conf., Sioux falls, U.S.A., Octobre 1977, 17 p.

ROBERT J.P. et VIALON P. (1976).- Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés dans un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. Bull.Soc.géol.Fr., 18, 6, p.1599-1604.

ROERING C. (1968).- The geometrical significance of en-echelon crak-arrays. Tectonophysics, 5, p.107-123.

ROLL A. (1979).- Versuch einer Volumenbilanz des Oberrheintalgrabens und seiner Schultern. Geol.Jahrb., (A), 52, p.3-82.

ROLL A. (1980).- A critical study of subsidence and shoulder uplift of the upper Rhine Graben by a volume balance in time and space. in "Mobile Earth Int.Geodynamic Projects", final report, Federal Republic of Germany, p.149-154.

RUHLAND M. (1974).- Le rôle des décrochements dans le socle vosgien et en bordure du Fossé Rhénan. in "Approaches to Taphrogenesis", J.H. Illies et K. Fuchs Ed., E. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart, p.167-171.

RUHLAND M. (1982).- Structure et compartimentage du Fossé Rhénan méridional. Rôle des accidents issus du socle des Vosges et de la Forêt Noire sur les champs de failles. Trav.Lab.Sc.Terre, Saint Jérôme, Marseille, B, 19, p.3-4.

RUHLAND M. et HIRLEMANN G. (1973).- Tectonique du socle vosgien et de la bordure du Fossé Rhénan au Tertiaire. 1ère Réun.Ann.Sc.Terre, Paris, p.373.

RUMMEL F. (1978).- Stresses in the upper crust as derived from in situ stress measurements-review. in "Terr.and Space Techniques in Earthquake Prediction" A.Vogel Ed., Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, p.391-405.

RUMMEL F. et ALHEID H.J. (1979).- Hydraulic fracturing stress measurements in SE Germany and tectonic stress pattern in Central Europe. Proc.Int.Res.Conf.on Intra-Continental Earthquakes, Ohrid, Yugoslavia, p.33-65.

RUMMEL F. et BAUMGÄRTNER J. (1982).- Spannungsmesungen im östlichen Bereich der Südwestdeutschen Scholle. Report Contr.,n° RUB-7084408-82-3, Bochum.

RUMMEL F., BAUMGÄRTNER J. et ALHEID H.J. (1983).- Hydraulic fracturing stress measurements along the Eastern boundary of the SW German block. in"Hydrolic fracturing stress measurements", Proceed.Workschop, Décembre 1981, Nat.Acad.Press, Washington.

RUMMEL F. et JUNG R. (1975).- Hydraulic fracturing stress measurements near the Hohenzollern graben structure, SW Germany. Pageoph., 113, p.321-330.

SAVOSTIN L.A., SIBUET J.C., ZONENSHAIN L.P., LE PICHON X. et ROULET M.J. (1984).- Kinematic evolution of Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamir since Triassic. Tectonophysics, sous presse.

SCANVIC J.Y. (1975).- Contribution spatiale multispectrale à la compréhension tectonique du Massif Central français et de son environnement sédimentaire. Bull.B.R.G.M., sect.II, 4, p.313-319.

SCANVIC J.Y. (1983).- Utilisation de la télédétection dans les Sciences de la Terre. Coll.Manuels et Méthodes, B.R.G.M. Ed., Orléans, 7, 159p.

SCHIRMER P. (1979).- In situ Spannungsmessungen in Baden Baden. Oberrhein.Geol.Abh., 28, p.7-15.

SCHMITT T.J. (1979).- In situ stress profile through the Alps and foreland. Allgem.Verm.Nachriten, 86, p.367-370.

SCHNAEBAELE R. (1948).- Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn. Mém.Serv.Carte géol.Als.-Lorr., 7, 254 p.

SCHNEIDER G. (1980).- Seismic stresses in southern Germany. Rock Mechanics, suppl.9, p.69-73.

SCHNEIDER G., SCHICK R. et BERCKHEMER H. (1967).- Fault-plane solutions of earthquakes in Baden-Württemberg. Zeitschr.f.Geophys., 32, p.383-393.

SÉGURET M. et PROUST F. (1965).- L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 7, p.85-92.

SEIBOLD E. (1951).- Das Schwäbische Lineament zwischen Fildergraben und Ries. N.Jb.Geol.Pal.Abh., 93, p.285-324.

SENGOR C. (1976).- Collision of irregular continental margins. Implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. Geology, 4, p.779-782.

SHAININ V.E. (1950). Conjugate sets of en-echelon tension fractures in the athens limestone at Riverton, Virginia. Bull.Geol.Soc.Amer., 61, p.509-517.

SIEBENHÜNER M. (1968).- Zur jüngeren Tektonik Frankens (Strukturuntersuchungen zwischen Main und Ries). N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 131, p.98-118.

SITTLER C. (1965).- Le Paléogène des Fossés Rhénan et Rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques. Mém.Serv.Cart.géol.Als.-Lorr., 24, 392p.

SITTLER C. (1969).- Le Fossé Rhénan en Alsace. Aspect structural et histoire géologique. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., (2), 11, 5. p.465-493.

SITTLER C. (1972).- Le Sundgau, aspect géologique et structural. Sci.Géol.Bull., 25, 2-3, p.93-118.

SONDER R.A. (1947).- Discussion of shear patterns of the earth crust, by F.A. Vening Meinesz.Trans.Amer.Geophys.Union, 28, p.939-946.

SONDER R.A. (1956).- Mechanik der Erde. E. Schweizerbart'sche Verlag. , Stuttgart, 291p.

SOPENA J.P. et SOULAS J.P. (1973).- Etudes microtectoniques dans le Jura. Déformations des calcaires sous contrainte tectonique ; essai d'interprétations et de corrélation des résultats pour l'ensemble de la chaîne. Thèse 3ème cycle, Besançon , et Ann.Sc.Univ.Besançon, (3), 19bis, (résumé), p.203-207.

STELLRECHT R. (1963).- Zur Stratigraphie und Tektonik der Weitenauer Vorberge am Südostende des Oberrheingrabens. Oberrh.Geol.Abh., 12, p.119-127.

STELLRECHT R. (1971).- Geologisch Tektonische Entwicklung im Raum Albersweiler/Pfalz. Jber.u.Mitt.Oberrh.geol.Ver., N.F.53, p.239-262.

STELLRECHT R. et MOELLE K.H.R. (1980).- Bruchtektonisch-genetisches modell des Hohenzollern- und Lauchert-grabens Süddeutschland. Jber.u.Mitt.Oberrhein.geol.Ver., N.F.62, p.229-250.

STESKY R.M., BRACE W.F., RILEY D.K. et ROBIN P.Y.F. (1974).- Friction in faulted rock at high temperature and Pressure. Tectonophysics, 23, p.177-203.

ŠŤOVÍČKOVÁ N. (1980).- Tectonic stresses as determined from the character of fault systems in the Bohemian Massif. Rock Mechanisms, supp.9, p.125-138.

SUTER M. (1978).- Geologische Interpretation eines reflexionsseismischen W-E Profils durch das Delsberg Becken (Faltenjura). Eclogae Geol.Helv., 71, 2, p.267-275.

SUTER M. (1979).- Strukturelle Geometrie des Faltenjuras im nördlichen Bereich der Ferrière-Linie. Eclogae Geol.Helv., 72, 2, p.375-400.

SVOBODA J. et coll.(1966).- Regional geology of Czechoslovakia. Part I : The Bohemian Massif. Publ.Geol.Survey Czechoslovakia, Prague, 668 p.

TALOBRE J.A. (1967).- La mécanique des roches. Dunod Ed., Paris, 2ème éd., 442 p.

TAPPONNIER P. (1977).- Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 19, 3, p.437-460.

TAPPONNIER P. et VARET J. (1974).- La zone de Mak'arrassou en Afar : un équivalent émergé des "failles transformantes" océaniques. C.R.Acad.Sc., Paris,278, (D), p.209-212.

TCHALENKO J.S. (1970).- Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol.Soc.Amer.Bull., 81, p.1625-1640.

TCHALENKO J.S. et AMBRASEYS N.N. (1970).- Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) : Earthquake fractures. Geol.Soc.Amer.Bull., 81, p.41-60.

THIÉBAUT J. et JAQUIN J.P. (1961).- Données nouvelles sur la constitution, l'origine et la minéralisation de l'"eurite" de la Serre (Jura). C.R.somm.Soc.géol.Fr., 3, p.72-73.

TOLLMANN A. (1963).- Ostalpensynthese. Fr.Deuticke Ed., Wien, 256 p.

TRÉMOLIÈRES P. (1981).- Mécanismes de la déformation en zones de plate-forme : méthode et application au Bassin de Paris. Rev.I.F.P., 36, 4, p.395-428 et 5, p.579-593.

TRIAT J.M. (1973).-) Propositions concernant l'âge des sables bleutés varois établies sur des comparaisons sédimentologiques avec les bassins paléogènes rhodaniens et duranciens. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 15,1, p.28-29.

TRIAT J.M., ODIN G.S. et HUNZIKER J.C. (1976).- Glauconies crétacées remaniées dans le Paléogène continental des bassins d'Apt et de Valréas (Vaucluse) : analyses sédimentologiques et géochronologiques d'un remaniement. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 18, 6, p.1671-1676.

TRIAT J.M. et TRUC G. (1968).- Les massifs oligocènes compris entre l'Isle-sur-Sorgue et Malemort du Comtat (Vaucluse). C.R.Acad.Sc., Paris, 267, (D), p.1429-1431.

TRIAT J.M. et TRUC G. (1972).- L'Oligocène du bassin de Mormoiron (Vaucluse). Etude paléontologique et sédimentologique. Doc.Lab.Géol.Fac.Sc.Lyon, 49, p.27-52.

TRIAT J.M. et TRUC G. (1974).- Evaporites paléogènes du domaine rhodanien. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., 16, 2, p.235-262.

TRIAT J.M. et TRUC G. (1975).- Les évaporites paléogènes du domaine rhodanien : un exemple de genèse d'évaporites en milieu continental. 3ème Réun.Ann.Sc.Terre, Montpellier, p.368.

TRIAT J.M. et TRUC G. (1983).- Le rôle des failles N50 dans la sédimentation des temps mésozoïques et cénozoïques dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est (France). Bull.Centre Rech.Expl.-Prod.Elf Aquitaine, 7, 1, p.425-432.

TRUC G. (1973).- L'interprétation des fossés varois à la lumière d'une comparaison avec les bassins d'Apt - Manosque - Forcalquier. Bull.Soc.géol.Fr., (7), 15, 1, p.29-31

TRÜMPY R. (1973).- L'évolution de l'orogenèse dans les Alpes Centrales : interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. Eclogae Geol.Helv., 66, 1, p.1-10.

TRÜMPY R. (1980).- An outline of the geology of Switzerland. 26ème C.G.I., Schweizer.Geol.Komm.Ed., Welf and Co. Publ., Basel New York, 334 p.

TURNOVSKY J. et SCHNEIDER G. (1982).- The seismotectonic character of the september 3, 1978, Swabian Jura earthquake series. Tectonophysics, 83, p.151-162.

VERGELY P. et BLANC J.L. (1981).- Champs de contraintes des évènements tectoniques "tardi-hercyniens", "pyrénéens" et plus récents dans le Sud-Est du Massif Central français (région du SE de la Margeride). C.R.somm.Soc.géol.Fr., 5-6, p.167-170.

VIALLARD P. (1976).- La compression majeure dans la chaîne ibérique méridionale (Ouest de Valencia, Espagne) est anté-vindobonienne. C.R.somm.Soc.géol.Fr., 2, p.42-44.

VIALLARD P. (1977).- Plissements superposés homoaxiaux dans la chaîne ibérique méridionale à l'Ouest de Valencia (Espagne). C.R.somm.Soc.géol.Fr., 2, p.92-94.

VIALLARD P. (1979).- La chaîne ibérique : zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. C.R.Acad.Sc., Paris, 289, (D), p.65-68.

VIALON P. (1974).- Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. Bull.Suisse Minéralogie et Pétrographie, 54, 2/3, p.663-690.

VIALON P. (1979).- Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. Eclogae Geol.Helv., 72, 2, p.531-549.

VIALON P., BOUDON J., GAMOND J.F., PLOTTO P. et ROBERT J.P. (1976).- L'arc des Alpes occidentales : une zone de "transformation continentale" par glissement senestre ? Présentation d'un modèle des déformations. 4ème Réun.Ann.Sc.Terre, Paris, p.391.

VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976).- Eléments de tectonique analytique. Masson Ed., Paris, 118 p.

VILLEGER M. (1983).- Une nouvelle interprétation de la montagne de Volx (Alpes de Haute Provence). C.R.Acad.Sc., Paris, 297, (II), p.363-366.

VILLEGER M. (1984).- Evolution tectonique du panneau de couverture nord-provençal (Mont Ventoux, Luberon, Moyenne Durance). Thèse 3ème cycle, Orsay, 181p.

VILLEMIN T. (1985).- Tectoniques en extension, subsidence et fracturation : le Fossé rhénan et le bassin Sarro-Lorrain. Thèse Univ.Paris VI, à paraître.

VILLEMIN T. et ALVAREZ F. (1984).- Modélisation thermique de l'extension du Fossé Rhénan. 10ème Réun.Ann.Sc.Terre, Bordeaux, p.546.

VILLEMIN T., ANGELIER J. et BERGERAT F. (1983).- Tectoniques en extension et subsidence dans le Nord-Est de la France. Ann.Soc.géol.Nord, 103, p.221-229.

VILLEMIN T. et BERGERAT F. (1985).- Tectonique cassante et paléocontraintes tertiaires de la bordure nord-est du Fossé Rhénan (R.F.A.). Oberrhein.Geol.Abh., à paraître.

VYSKOČIL P. (1975).- Recent crustal movements in the Bohemian Massif. Tectonophysics, 29, p.349-358.

VYSKOČIL P. (1979).- New results on the properties of recent crustal movements in the Bohemian Massif and its boundary with the West Carpathians. Tectonophysics, 52, p.193-201.

WAGNER G.H. (1958).- Uber Klüfte und Horizontalstyloliten in Süddeutschland. Zeitschr.Geol.Ges., 109, p.276-277.

WAGNER G.H. (1964).- Kleintektonische Untersuchungen im gebiet des Nördlinger rieses. Geil.Jb., 81, 4, p.519-600.

WAGNER G.H. (1967).- Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes. Geol.Rundschau, 56, p.906-913.

WEGMANN E. et SCHAER J.P. (1957).- Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura. Eclogae Geol.Helv, 50, 2, p.491-496.

WIEDEMANN H.U. (1968).- Eine neue Schichtlagerungs Karte für die östliche Hälfte des "Schwäbischen Lineaments". N.Jb.Geol.Pal.Abh., 130, 1, p.106-111.

WILCOX R.E., HARDING T.P. et SEELY D.R. (1973).- Basic wrench tectonic. Amer.Ass.Petrol. Geol.Bull., 57, 1, p.74-96.

WILDI W. (1975).- Die Mettauer Überschiebung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). Eclogae Geol.Helv., 68, 3, p.483-489.

WILSON R.C. (1974).- A new theory of fractures. Proc. 1st Intern.Conf.New Basement Tectonics, Utah Geol.Ass.Publ.

WITTMANN O. (1949).- Das Südöstliche Ende des Oberrheingrabens. Geol.Rundschau, 37, p.24-42.

WITTMANN O. (1957).- Geologie der Lörracher Flexurschollen. Jh.Geol.Landesamt Baden-Württemberg, 2, p.219-289.

WITTMANN O. (1970).- Tektonik des Südlichen Oberrheingrabens und seines Rahmens. Z.dtsch.geol.Ges., 121, p.61-65.

ZIEGLER P.A. (1982).- Geological atlas of western and central Europe. Shell Intern.Petrol.Maatschappij.B.V., Elsevier, Amsterdam, 130 p.

LISTE DES CARTES GÉOLOGIQUES UTILISÉES

FRANCE

Cartes géologiques à 1/50 000 : Aignay-le-Duc, Alès, Altkirch-Huningue, Anduze, Avallon, Avignon, Bar-sur-Aube, Bar-sur-Seine, Baume-les-Dames, Belfort, Belleville, Besançon, Bitche-Walschbronn, Bouxwiller, Brumath-Drusenheim, Carpentras, Cavaillon, Charpey, Châteaurenard, Chaumont, Cluny, Colmar-Artolsheim, Courson-les-Carrières, Crest, Damprichard, Die, Dieulefit, Dijon, Dole, Eyguières, Fayl-Billot, Ferrette, Forcalquier, Gannat, Gérardmer, Gevrey-Chambertin, Giromagny, Gray, Gy, Haguenau, Is-sur-Tille, Jussey, Langres, Le-Mayet-de-Montagne, Les Riceys, Lunel, Lure, Luxeuil-les-Bains, Mâcon, Maîche, Manosque, Mirebeau, Molsheim, Montbéliard, Montbrison, Montceau-les-Mines, Montélimar, Montluel, Montpellier, Mulhouse-Mullheim, Munster, Nîmes, Neuf-Brisach, Noyers, Nyons, Orange, Pesmes, Pertuis, Pézenas, Pont-Saint-Esprit, Port-sur-Saône, Quarré-les-Tombes, Reillanne, Romans-sur-Isère, Saint-Bonnet de Joux, Saint-Dié, Saint-Martin-de Londres, Saint-Pourçain-sur-Sioule, Saint-Rambert, Sault-de-Vaucluse, Saverne, Séderon, Sélestat, Sète, Seurre, Seyssel, Sommières, Strasbourg, Tavernes, Tonnerre, Tournus, Uzès, Valence, Valréas, Vercel, Vermenton, Vesoul, Vichy, Villefranche, Vittel.

Cartes géologiques à 1/80 000 : Alès, Avallon, Avignon, Beaune, Bourges, Chalon-sur-Saône, Charolles, Château-Chinon, Clamecy, Clermont-Ferrand, Colmar, Dijon, Ferrette, Forcalquier, Gannat, Gray, Le Buis, Mâcon, Monistrol, Montbéliard, Mulhouse, Nevers, Orange, Privas, Valence, Wissembourg.

Cartes géologiques à 1/250 000 : Lyon, Marseille, Valence ; cartes géologiques à 1/320 000 : Bourges, Dijon, Strasbourg-Mulhouse.

Carte géologique de la France à 1/1 000 000 ; carte tectonique de la France à 1/1 000 000 ; carte géologique de la France et de la marge continentale à 1/1 500 000.

Carte structurale du socle vosgien à 1/200 000 (J.P. von Eller, 1972).

SUISSE

Carte géologique à 1/25 000 : Arlesheim ; Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1/50 000 (R. Hantke, 1967) ; cartes géologiques à 1/200 000 : Basel-Bern, Zürich-Glarus.

Carte géologique de la Suisse à 1/500 000 ; carte tectonique de la Suisse à 1/500 000.

ALLEMAGNE

Geologische Karte des Naturparks Altmühltal Südliche Frankenalb 1/100 000 ; Geologische Übersichtkarte von Baden-Württemberg 1/200 000 ; Geologische Karte von Bayern 1/500 000 ; Geologische Übersichtkarte von Südwestdeutschland 1/600 000 , Geologische Karte von Bayern 1/800 000.

Geologische Karte des Bundesrepublik Deutschland 1/1 000 000.

Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle 1/1 000 000 (W. Carlé, 1950).

TCHÉCOSLOVAQUIE

Geologická Mapa Č.S.S.R. 1/200 000 : Karlovy Vary, Mariànské Làzne, Plzen, Teplice-Annaberg-Buchholz, Svarcava.

Geological Map of Czechoslovakia 1/500 000.

EUROPE

Carte géologique internationale de l'Europe à 1/1 500 000 : Berlin, Bern, Paris, Warszawa ; carte tectonique de l'Europe à 1/2 500 000 ; carte géologique internationale de l'Europe et des régions riveraines de la Méditerranée à 1/5 000 000.

Carte de la tectonique actuelle et récente du domaine méditerranéen et de la chaîne alpine à 1/2 500 000 (H. Philip, 1982).

LISTE DES LOCALISATIONS

SITE	PAYS	N°de la FIGURE	CARTE TOPOGRAPHIQUE à 1/50 000	LAT.	LONG.
ALBERSWEILER	R.F.A.	pl.8	NEUSTADT a.d. WEIL	49°13	8°01
ALLE-PORRENTRUY (route)	SUISSE	70	DELLE	47°25	7°07
BONNIEUX (Combe de)	FRANCE	188	CAVAILLON	43°49	5°21
BÖTTINGEN	R.F.A.	58	SPAICHINGEN	48°06	9°48
BOURNE (Gorges de la)	FRANCE	154	VIF	45°04	5°27
BUOUX (Fort de)	FRANCE	192, pl.5	CAVAILLON	43°49	5°23
BURLADINGEN	R.F.A.	57	ALBSTADT	48°17	9°07
CAUMONT	FRANCE	169	CHATEAURENARD	43°54	4°57
CHASSAGNE-MONTRACHET	FRANCE	126	CHAGNY	46°56	4°43
CHOMERAC	FRANCE	154	PRIVAS	44°43	4°38
DAUPHIN-MANOSQUE (route)	FRANCE	193	MANOSQUE	43°52	5°46
DEVELIER	SUISSE	72	DELEMONT	47°21	7°17
DIELSDORF	SUISSE	74,78	HOHENTENGEN-am-HOCHREIN	47°29	8°27
ENDINGEN	SUISSE	75,213	LAUFENBURG	43°32	8°17
ERMITAGE (Montagne de)	FRANCE	126	CHAGNY	46°54	4°44
FERRIERE (Col de)	FRANCE	pl.2	MONTBELIARD	47°22	6°34
FLORIMONT (Le)	FRANCE	100	COLMAR	48°06	7°17
FONTAINE-DE-VAUCLUSE	FRANCE	19, pl.7	CARPENTRAS	43°56	5°07
GREDING	R.F.A	213	BEILNGRIES	49°00	11°00
GUEBERSCHWIR	FRANCE	95, pl.12	NEUF-BRISACH	48°01	7°16
HOHENMIRSBERG	R.F.A.	pl.1, pl.9	BAYREUTH	49°49	11°26
HOLDER-BANK	SUISSE	73, 80a, 81, pl.1, pl.10	LAUFENBURG	47°26	8°10
KUHBACH	R.F.A.	213, pl.3	LAHR	48°20	7°55
KÜMMERSREUTH	R.F.A.	pl.4	LICHTENFELS	50°03	11°05
LA BEGUDE	FRANCE	199	REILLANNE	43°52	5°28
LA BRILLANNE	FRANCE	202	FORCALQUIER	43°56	5°52
LAUSEN	FRANCE	pl.10	BAD-SÄCKINGEN	47°28	7°46
LENGENFELD	R.F.A.	pl.8	AMBERG	49°24	11°55
LE POUZIN	FRANCE	154	CREST	45°47	4°44
LE ROCHER(Ongles)	FRANCE	182	SAULT-DE-VAUCLUSE	44°02	5°43
LES ANTIQUES (St-Rémy-de-Provence)	FRANCE	165	CHATEAURENARD	43°46	4°50
LES ESTAILLADES (Ménerbes)	FRANCE	pl.13	CAVAILLON	43°49	5°12
L'HOPITAL-St-LIEFFROY	FRANCE	pl.3	MONTBELIARD	43°24	6°29
LIESBERGMÜLI	SUISSE	pl.3	DELEMONT	47°24	7°26
LOURMARIN (Combe de)	FRANCE	192, pl.5	CAVAILLON	43°47	5°21
MANDACH	SUISSE	29	LAUFENBURG	47°33	8°13
MARSANNAY-LA-COTE	FRANCE	126	GEVREY-CHAMBERTIN	47°17	4°58
MAXEY-sur-VAIZE	FRANCE	pl.6	GONDRECOURT-LE-CHATEAU	48°32	5°40
MENOU	FRANCE	142	CLAMECY	47°23	3°18
MERDINGEN	R.F.A.	pl.12	FREIBURG-im-BREISGAU-NORD	48°01	7°40
MONTFURON-PIERREVERT (Chemin)	FRANCE	194	REILLANNE	43°49	5°42
NESQUE (Gorges de la)	FRANCE	pl.2	CARPENTRAS	44°03	5°20
ORGON	FRANCE	163, 167, pl.13	CHATEAURENARD	43°47	5°02
PONT-DE-BARRET	FRANCE	156	MONTELIMAR	44°36	5°01
PONT-DE-MIRABEAU	FRANCE	189	PERTUIS	43°42	5°40
REILLANNE	FRANCE	201	REILLANNE	43°53	5°40
REINEROD	SUISSE	pl.4	DELEMONT	47°24	7°27
REISBERG	R.F.A.	20	KÖSCHING	48°51	11°22
REMIGNY	FRANCE	pl.12	CHAGNY	46°54	4°43
SAINT-DONNAT (Chapelle)	FRANCE	198	FORCALQUIER	44°04	5°56
SAINT-MARTIN-LES-EAUX	FRANCE	191	REILLANNE	43°52	5°44

SAINT-MICHEL-L'OBSERVATOIRE	FRANCE	22, pl.7	FORCALQUIER	43°54	5°45
SAULT-DE-VAUCLUSE	FRANCE	186	SAULT-DE-VAUCLUSE	44°05	5°24
SENANQUE (Abbaye de)	FRANCE	184	CAVAILLON	43°56	5°12
SCHAFFHAUSEN	SUISSE	80b	SCHAFFHAUSEN	47°40	6°10
SIGGENTHAL-STATION	SUISSE	71	LAUFENBURG	47°31	8°15
SIGMARINGEN	R.F.A.	57, pl.9	SIGMARINGEN	48°10	9°13
SPAICHINGEN	R.F.A.	213	SPAICHINGEN	48°04	8°45
STRANGENBERG (Le)	FRANCE	21	NEUF-BRISACH	47°58	7°17
TALANT	FRANCE	127	GEVREY-CHAMBERTIN	47°20	5°00
URACH	R.F.A.	55, 61	URACH	48°28	9°25
VEDENE	FRANCE	166	AVIGNON	43°58	4°53
VOEGTLINSHOFEN	FRANCE	pl.11	NEUF-BRISACH	48°01	7°17
ZANDT	R.F.A.	18, pl.6	KÖSCHING	48°55	11°31

LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1.- Schéma théorique d'un radiomètre à balayage (Scanner)..... 14
Fig. 2.- Carte téléanalysique obtenue à partir de la composition colorée standard d'une image MSS-Landsat de la région ardéchoise..... 15
Fig. 3.- Principe du radar latéral..... 16
Fig. 4.- Restitution optique d'une image holographique..... 17
Fig. 5.- Principe du filtrage optique en direction..... 19
Fig. 6.- Critères définissant une fracture sur une image satellite..... 21
Fig. 7.- Notion de contrainte, représentation de Mohr..... 23
Fig. 8.- Principe de l'ellipsoïde des contraintes..... 24
Fig. 9.- Principe du cercle de Mohr..... 25
Fig. 10.- Aspect de la courbe "contrainte-déformation" complète d'une roche..... 26
Fig. 11.- Exemple réel de courbe intrinsèque..... 28
Fig. 12.- Représentation schématique des différents modes de rupture dans les essais de compression en laboratoire..... 30
Fig. 13.- Schéma d'une cellule triaxiale..... 31
Fig. 14.- Critères de sens de mouvement sur les plans de failles..... 33
Fig. 15.- Distribution des fractures associées à une zone de cisaillement..... 34
Fig. 16.- Evolution des fentes de tension en échelons dans une zone de cisaillement.. 35
Fig. 17.- Fissuration pénétrative S (clivage) liée à une zone de cisaillement..... 37
Fig. 18.- Diaclasage dans les calcaires jurassiques de la carrière de Zandt..... 39
Fig. 19.- Diaclasage dans les calcaires oligocènes de Fontaine-de-Vaucluse..... 40
Fig. 20.- Diaclasage dans les calcaires jurassiques des carrières de Reisberg..... 41
Fig. 21.- Diaclasage dans les grès lattorfiens de la carrière du Strangenberg..... 42
Fig. 22.- Diaclasage dans la molasse burdigalienne de St-Michel l'Observatoire..... 43
Fig. 23.- Principales structures mesurées en microtectonique cassante et leur représentation en projection stéréographique..... 44
Fig. 24.- Coupe du demi-graben de Bodenwöhr en Franconie..... 45
Fig. 25.- Chronologie relative de deux familles de fentes de tension dans des roches volcaniques en Sarre..... 46
Fig. 26.- Evolution de la fracturation au cours d'un plissement..... 47
Fig. 27.- Exemple d'analyse régionale des fréquences dans les plateaux jurassiques du Nivernais..... 48
Fig. 28.- Rosaces de fréquence angulaire de la fracturation (classe de 5°) de la région ardéchoise..... 49
Fig. 29.- Exemple d'analyse complète d'un site faillé et recherche des axes des paléo-contraintes : calcaires argoviens, carrière de Mandach, Argovie..... 50
Fig. 30.- Légende des diagrammes..... 51
Fig. 31.- Définition des dièdres droits pour le jeu d'une faille..... 52
Fig. 32.- Situation du triangle germano-tchèque dans les structures tectoniques cassantes de la plate-forme européenne..... 55
Fig. 33.- Le massif de Bohême et la bordure orientale du triangle germano-tchèque.... 56
Fig. 34.- Cartes paléogéographiques du bassin germanique méridional au Jurassique et au Crétacé..... 60
Fig. 35.- Carte géologique du Jura franconien..... 62
Fig. 36.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Nord de la Franconie..... 63
Fig. 37.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Sud de la Franconie..... 64
Fig. 38.- Rosaces des stylolites tectoniques et des fentes de tension mesurés en Franconie..... 64
Fig. 39.- Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : distension N-S... 66
Fig. 40.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Malm de la vallée de l'Altmühl : distension N-S..... 65
Fig. 41.- Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : compression N-S.. 67
Fig. 42.- Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires du Dogger dans les environs d'Amberg, à proximité de la ligne de Pfahl : compression N-S..... 68

Fig. 43.- Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : distension E-W à ENE-WSW..... 69
Fig. 44.- Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : compression NE-SW 71
Fig. 45.- Analyse d'une population de failles et de stylolites affectant les calcaires du Lias dans les environs de Bayreuth, à proximité de la ligne de Franconie : compression NE-SW..... 70
Fig. 46.- Analyse d'une population de failles, de stylolites et de fentes de tension affectant les calcaires du Dogger dans les environs de Schesslitz, au sein de la Suisse franconienne : compression NE-SW..... 72
Fig. 47.- Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : compression E-W.. 73
Fig. 48.- Analyse microtectonique de la fracturation en Franconie : distension N-S tardive..... 74
Fig. 49.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Dogger de la vallée du Pegnitz, environs d'Hersbruck : distension N-S..... 75
Fig. 50.- Bolc-panorama géomorphologique de la série jurassique dans la région d'Urach-Balingen (Jura souabe)..... 75
Fig. 51.- Carte tectonique du Jura souabe..... 76
Fig. 52.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura souabe... 77
Fig. 53.- Rosaces de fréquence des stylolites tectoniques et des fentes de tension mesurés dans le Jura souabe..... 77
Fig. 54.- Analyse microtectonique de la fracturation dans le Jura souabe : distension N-S..... 78
Fig. 55.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Malm dans les environs de Urach : distension N-S..... 79
Fig. 56.- Analyse microtectonique de la fracturation dans le Jura souabe : compression N-S..... 81
Fig. 57 .- Analyse d'une population de failles, stylolites et fentes de tension affectant les calcaires du Malm entre Simaringen et Burladingen : compression N-S..... 79
Fig. 58.- Analyse d'une population de failles, fentes et stylolites affectant les calcaires du Malm entre Böttingen et Nusplingen : compression N-S..... 80
Fig. 59.- Analyse microtectonique de la fracturation dans le Jura souabe : distension E-W..... 82
Fig. 60.- Coupe à travers le Lauchertgraben..... 81
Fig. 61.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Malm dans les environs de Urach : distension E-W..... 82
Fig. 62.- Analyse microtectonique de la fracturation dans le Jura souabe : compression ESE-WNW..... 83
Fig. 63.- Carte tectonique du Jura suisse septentrional..... 84
Fig. 64.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura plissé d'Argovie..... 85
Fig. 65.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura tabulaire d'Argovie..... 86
Fig. 66.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura rauracien 86
Fig. 67.- Rosaces de fréquence des directions des failles et de leurs directions de plongement mesurées dans le Dinkelberg et le Baselland..... 87
Fig. 68.- Rosaces de fréquence des stylolites tectoniques et des fentes de tension mesurés dans le Jura suisse septentrional..... 87
Fig. 69.- Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S dans le Jura suisse septentrional..... 88
Fig. 70.- Analyse d'une population de décrochements et de failles inverses affectant les calcaires du Malm sur la route Alle-Porrentruy (Ajoie) : compression N-S..... 89
Fig. 71.- Analyse d'une population de failles et de stylolites affectant les calcaires du Malm de la carrière de Siggenthal-Station (Jura tabulaire d'Argovie) : compression N-S..... 90
Fig. 72.- Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires du Malm dans les carrières de Develier (Franches Montagnes, Jura rauracien) : compression N-S..... 91
Fig. 73.- Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm de la carrière d'Holder-Bank (Jura plissé d'Argovie) : compression N-S..... 92
Fig. 74.- Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm dans les carrières de Dielsdorf (extrémité orientale du Lägern, Jura plissé) : compression N-S..... 93

Fig. 75.- Analyse d'une population de décrochements et de failles inverses affectant les calcaires du Malm à Endingen (Jura tabulaire d'Argovie) : compression N-S..... 94
Fig. 76.- La flexure rhénane et de Baselland..... 95
Fig. 77.- Reconstitution du champ de contrainte en compression NE-SW dans le Jura suisse septentrional..... 96
Fig. 78.- Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm dans les carrières de Dielsdorf (extrémité orientale du Lägern, Jura plissé) : compression NE-SW..... 97
Fig. 79.- Reconstitution du champ de contrainte en compression ESE-WNW à SE-NW dans le Jura suisse septentrional..... 100
Fig. 80a.-Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm de la carrière d'Holder-Bank (Jura plissé d'Argovie) : compression NW-SE..... 98
Fig. 80b.-Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Malm de la région de Schaffhausen : compression WNW-ESE..... 99
Fig. 81.- Carrière d'Holder-Bank : grande dalle de calcaires argoviens (surface structurale) portant deux réseaux d'accidents décrochants conjugués..... 101
Fig. 82.- Le Fossé rhénan dans son cadre géologique..... 102
Fig. 83.- Coupe schématique du Fossé rhénan..... 103
Fig. 84.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure occidentale du Fossé rhénan : Vosges et champs de fractures de Vieux Thann, Guebwiller et Ribeauvillé..... 104
Fig. 85.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le champ de fractures de Saverne..... 105
Fig. 86.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure orientale du Fossé rhénan : Schwarzwald et champs de fractures de Lörrach, Freiburg et Larh-Emmendingen..... 105
Fig. 87.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans l'Odenwald..... 106
Fig. 88.- Le Fossé rhénan dans son cadre structural..... 107
Fig. 89.- Rosaces de fréquence angulaire établies à partir de la carte de la fracturation de l'ensemble Vosges - Fossé rhénan - Forêt Noire..... 106
Fig. 90.- Rosaces de fréquences des stylolites tectoniques et des fentes de tension mesurés sur les bordures du Fossé rhénan..... 108
Fig. 91.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé rhénan : compression N-S..... 109
Fig. 92.- Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Bajocien dans le champ de fractures de Ribeauvillé : compression N-S..... 110
Fig. 93.- Analyse d'une population de failles affectant les grès et les calcaires du Trias-Jurassique dans le champ de fractures de Lahr-Emmedingen : compression N-S..... 111
Fig. 94.- Analyse d'une population de décrochements affectant les grès et les calcaires du Trias-Jurassique dans le Sud du champ de fractures de Saverne : compression N-S..... 112
Fig. 95.- Deux interprétations de la population de décrochements de l'ancienne carrière de "grès à pavés" (Bundsandstein) à Gueberschwir (champ de fracture de Guebwiller)..... 113
Fig. 96.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé rhénan : distension E-W..... 114
Fig. 97.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Bajocien dans le champ de fractures de Ribeauvillé : distension E-W..... 115
Fig. 98.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé rhénan : compression NE-SW..... 117
Fig. 99.- Analyse d'une population de décrochements affectant les grès et les calcaires du Trias-Jurassique dans le champ de fractures de Lahr-Emmedingen : compression NE-SW..... 116
Fig.100.- Analyse de la population de failles totale affectant les calcaires du Bajocien de la carrière située sur le flanc nord du Florimont dans le champ de fractures de Ribeauvillé..... 118
Fig.101.- Blocs-diagrammes schématiques illustrant l'extension dans le Fossé rhénan.. 120
Fig.102.- Le triangle germano-tchèque..... 121
Fig.103.- Reconstitution du champ de contrainte en extension N-S dans le triangle germano-tchèque..... 122
Fig.104.- Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S dans le triangle germano-tchèque..... 123

Fig.105.- Reconstitution du champ de contrainte en extension E-W dans le triangle germano-tchèque..... 125
Fig.106.- Reconstitution du champ de contrainte en compression NE-SW dans le triangle germano-tchèque..... 127
Fig.107.- Reconstitution du champ de contrainte en compression E-W à NW-SE dans le triangle germano-tchèque..... 128
Fig.108.- Reconstitution du champ de contrainte en extension N-S tardif dans le triangle germano-tchèque..... 129
Fig.109.- Carte tectonique de la zone de passage entre le Fossé de la Saône et le Fossé rhénan..... 131
Fig.110.- Carte de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône, établie par téléinterprétation..... 132
Fig.111.- Carte et rosaces de fréquence de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône..... 134
Fig.112.- Rosaces de fréquence des failles, des stylolites et des fentes de tension mesurés dans la zone de passage Rhin-Saône..... 135
Fig.113.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Jura septentrional et dans le plateau de Vesoul..... 135
Fig.114.- Analyse microtectonique de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône : compression N-S..... 136
Fig.115.- Compression N-S et distension E-W dans la zone de passage Rhin-Saône d'après les stylolites et les fentes de tension..... 137
Fig.116.- Analyse microtectonique de la zone de passage Rhin-Saône : distension E-W.. 139
Fig.117.- Analyse d'une population de failles et de fentes de tension affectant les calcaires jurassiques des plateaux de la Haute-Saône : compression NE-SW..... 140
Fig.118.- Analyse microtectonique de la fracturation dans la zone de passage Rhin-Saône : compression NW-SE..... 141
Fig.119.- Schéma interprétatif de la fracturation majeure de la zone de passage Rhin-Saône..... 142
Fig.120.- Liaison de deux structures en extension : le Fossé rhénan et le Fossé de la Saône, par une "zone transformante"..... 144
Fig.121.- Le Fossé de la Saône (Bresse) dans son cadre structural..... 146
Fig.122.- Coupe schématique de la Bresse méridionale..... 147
Fig.123.- Analyse géométrique statistique des failles et des fentes de tension mesurées sur la bordure occidentale de la Bresse..... 148
Fig.124.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bords nord et ouest de la Bresse : compression N-S..... 149
Fig.125.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bords nord et ouest de la Bresse : distension E-W..... 151
Fig.126.- Analyse de populations de failles normales affectant les calcaires du Bathonien et du Rauracien en Côte d'Or : distension E-W..... 150
Fig.127.- Analyse d'une population de décrochements affectant le calcaire "grenu" du Bathonien-Callovien des carrières de Talant : compression ESE-WNW..... 152
Fig.128.- L'île Crémieu..... 153
Fig.129.- Carte géologique de la Bourgogne..... 154
Fig.130.- Carte géologique simplifiée du Nivernais..... 157
Fig.131.- Cartes téléinterprétatives de la fracturation du Morvan et du Bazois..... 156
Fig.132.- Analyse microtectonique de la fracturation dans le Nivernais : compression N-S..... 158
Fig.133.- Analyse microtectonique de la fracturation du Nivernais : distension E-W... 159
Fig.134.- Analyse microtectonique de la fracturation du Nivernais : compression ESE-WNW..... 160
Fig.135.- Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S en Bourgogne..... 161
Fig.136.- Reconstitution du champ de contrainte en extension E-W en Bourgogne..... 162
Fig.137.- Reconstitution du champ de contrainte en compression ESE-WNW en Bourgogne.. 163
Fig.138.- Le système tectonique des Limagnes..... 164
Fig.139.- Séparation des phases décrochantes en compression NNW-SSE et ESE-WNW, obtenue par classification automatique..... 166
Fig.140.- Reconstitution des champs de contrainte successifs dans le système des Limagnes..... 168
Fig.141.- Analyse des populations de failles sur les bordures de la plaine du Forez. 166
Fig.142.- Carrière de Menou (Nivernais) : failles normales E-W affectant les calcaires du Callovien..... 167

Fig.143.- Carte géologique du couloir rhodanien..... 171
Fig.144.- Esquisses paléogéographiques du couloir rhodanien au Tertiaire..... 172
Fig.145.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure nord-orientale du couloir rhodanien : Royans, Valdaine..... 173
Fig.146.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure nord-occidentale du couloir rhodanien : Vivarais..... 173
Fig.147.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure sud-occidentale du couloir rhodanien : Garrigues, plateaux de l'Ardèche.... 174
Fig.148.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure cévenole..... 174
Fig.149.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Massif des Alpilles..... 175
Fig.150.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées sur la bordure sud-orientale du couloir rhodanien : Comtat Venaissin..... 175
Fig.151.- Rosaces de fréquence des fentes de tension mesurées sur les bordures du couloir rhodanien..... 176
Fig.152.- Schéma structural de la partie septentrionale du couloir rhodanien : du bassin du Bas-Dauphiné au seuil de Montelimar - Orange..... 176
Fig.153.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du couloir rhodanien septentrional : compression N-S..... 177
Fig.154.- Analyse de populations de failles normales affectant les calcaires urgoniens des gorges de la Bourne (Vercors) et les calcaires du Kimmeridgien du Haut-Vivarais : distension E-W..... 178
Fig.155.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du couloir rhodanien septentrional : compression ESE-WNW..... 180
Fig.156.- Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires barrémo-bédouliens dans les environs de Pont de Barret (Valdaine) : compression NE-SW..... 179
Fig.157.- Le Fossé d'Alès dans son cadre structural..... 182
Fig.158.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé d'Alès : compression N-S..... 183
Fig.159.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé d'Alès : distension ESE-WNW..... 184
Fig.160.- Analyse microtectonique de la fracturation sur les bordures du Fossé d'Alès : compression NE-SW..... 185
Fig.161.- Coupe schématique du Languedoc : du Fossé d'Alès à la Méditerranée..... 186
Fig.162.- Le bassin du Bas-Rhône dans son cadre structural..... 187
Fig.163.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaire urgoniens des carrières d'Orgon (Alpilles) : distension N-S..... 188
Fig.164.- Analyse microtectonique de la fracturation du Bas-Rhône : compression N-S.. 189
Fig.165.- Analyse d'une population de failles inverses et de jeux bancs sur bancs affectant les calcaires du Barrémien vers Saint-Rémy-de-Provence (Alpilles) : compression N-S..... 190
Fig.166.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires barrémiens des carrières de Vedène : distension NW-SE..... 191
Fig.167.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires urgoniens des carrières d'Orgon (Alpilles) : distension E-W..... 191
Fig.168.- Analyse microtectonique de la fracturation du Bas-Rhône : compression NE-SW 192
Fig.169.- Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Barrémien des collines de Caumont et d'Avignon : compression E-W..... 193
Fig.170.- Voies de coulissements sénestres régionales et association spatiale des grands fossés oligocènes rhodaniens..... 196
Fig.171.- Carte géologique de la Haute-Provence..... 198
Fig.172.- Schéma structural de la Haute-Provence..... 200
Fig.173.- La fracturation du plateau de Vaucluse..... 201
Fig.174.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Mont Ventoux et la Montagne de Lure..... 201
Fig.175.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le plateau de Vaucluse..... 202
Fig.176.- Analyse géométrique statistique des failles mesurées dans le Luberon..... 202
Fig.177.- Rosaces de fréquence des directions de failles dans l'Oligocène et le Miocène du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier et des fentes de tension dans l'Oligocène de ce bassin..... 203
Fig.178.- Rosaces de fréquence des fentes de tension dans le Mont Ventoux-Lure, le Plateau de Vaucluse et le Luberon..... 203

Fig.179.- Analyse microtectonique de la fracturation dans l'ensemble Ventoux-Lure-Plateau de Vaucluse : compression N-S..... 204
Fig.180.- Compression N-S dans l'ensemble Ventoux-Lure-Plateau de Vaucluse d'après les stylolites et les fentes de tension..... 205
Fig.181.- Analyse microtectonique de la fracturation dans l'ensemble Ventoux-Lure-Plateau de Vaucluse : distension E-W à SE-NW..... 206
Fig.182.- Le Rocher : structure effondrée typique du champ de fractures de Banon..... 207
Fig.183.- Analyse microtectonique de la fracturation dans l'ensemble Ventoux-Lure-Plateau de Vaucluse : compression NE-SW..... 208
Fig.184.- Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires de l'Oligocène inférieur à côté de l'abbaye de Senanque : compression NE-SW... 207
Fig.185.- Analyse d'une population de décrochements et de fentes de tension affectant les calcaires de l'Oligocène du bassin de Carpentras : compression NE-SW..... 208
Fig.186.- Analyse de populations de failles et de fentes de tension caractéristiques de la compression E-W en Haute-Provence..... 209
Fig.187.- Analyse microtectonique de la fracturation dans le massif du Luberon : compression N-S..... 211
Fig.188.- Analyse de la population de failles totale affectant les calcaires urgoniens dans la Combe de Bonnieux (Luberon)..... 212
Fig.189.- Carrière de Pont de Mirabeau : discordance de la molasse sableuse tortonienne subhorizontale sur les calcaires du Portlandien très redressés. 213
Fig.190.- Analyse microtectonique de la fracturation dans le massif du Luberon compression NE-SW..... 214
Fig.191.- Route D105 au Sud-Ouest de Saint-Martin-les-Eaux : grande dalle de calcaires "de Montfuron" (Sannoisien) portant un réseau losangique de décrochements caractéristiques d'une compression NE-SW et antérieurs au basculement des roches..... 214
Fig.192.- Schistosité de fracture dans la molasse burdigalienne de l'anticlinal du Grand Luberon..... 215
Fig.193.- Repli anticlinal déversé dans les calcaires de l'Oligocène moyen sur la D5 entre Dauphin et Manosque..... 216
Fig.194.- Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires "de Montfuron" (Sannoisien) sur le chemin de Montfuron à Pierrevert : compression N-S..... 216
Fig.195.- Carte structurale du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier..... 217
Fig.196.- Evolution structurale et sédimentaire de la région de Forcalquier..... 218
Fig.197.- Coupe schématique montrant la répartition des faciès dans le bassin oligocène d'Apt-Manosque-Forcalquier..... 218
Fig.198.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires du Bédoulien des carrières de la Chapelle-Saint-Donnat à proximité de la faille de la Durance : distension E-W..... 219
FIg.199.- Analyse d'une population de failles normales affectant les calcaires sannoisiens sur la N100 à l'Ouest de la Bégude (bassin d'Apt) : distension E-W..... 219
Fig.200.- Analyse microtectonique de la fracturation dans le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier : compression N-S tardive..... 220
Fig.201.- Analyse d'une population de décrochements affectant les calcaires "de Reillanne" (Stampien) sur la D214 à la sortie sud de Reillanne : compression N-S..... 221
Fig.202.- Analyse d'une population de décrochements affectant les conglomérats (faciès duranciens) sur la N100 à l'ouest de la Brillanne : compression NW-SE..... 221
Fig.203.- Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S en Haute-Provence. 222
Fig.204.- Reconstitution du champ de contrainte en extension E-W en Haute-Provence... 223
Fig.205.- Reconstitution du champ de contrainte en compression NE-SW en Haute-Provence..... 224
Fig.206.- Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S tardif en Haute-Provence..... 225
Fig.207.- Le Rift ouest-européen en France..... 227
Fig.208.- Reconstitution du champ de contrainte en compression N-S le long du Rift ouest-européen..... 228
Fig.209.- Reconstitution du champ de contrainte en distension E-W le long du Rift ouest-européen..... 230

Fig.210.- Reconstitution du champ de contrainte en compression NE-SW le long du Rift ouest-européen..... 232
Fig.211.- Reconstitution du champ de contrainte en compression NW-SE à E-W le long du Rift ouest-européen..... 234
Fig.212.- Les sites-tests dans leur environnement structural..... 240
Fig.213.- Analyse des populations de failles des cinq sites-tests..... 241
Fig.214.- Variation volumique d'une roche en fonction des contraintes..... 242
Fig.215.- Formation du plan de rupture à partir de microfissures..... 243
Fig.216.- Allure des courbes intrinsèques à la rupture et à la fissuration..... 244
Fig.217.- Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le calcaire du Dogger de Bayreuth..... 246
Fig.218.- Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le calcaire de l'Oxfordien de Greding..... 248
Fig.219.- Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le calcaire du Kimméridgien de Spaichingen..... 248
Fig.220.- Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le calcaire du Kimméridgien d'Endingen..... 249
Fig.221.- Courbes intrinsèques construites à partir des essais triaxiaux sur le grès vosgien du Buntsandstein de Kuhbach..... 249
Fig.222.- Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne à l'Eocène supérieur..... 252
Fig.223.- Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne à l'Oligocène... 253
Fig.224.- Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne au début du Miocène..... 255
Fig.225.- Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne à la fin du Miocène..... 256
Fig.226.- Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne à l'Actuel..... 257
Fig.227.- Trajectoires de contraintes dans la plate-forme européenne de l'Eocène à l'Actuel..... 260
Fig.228.- Evolution géodynamique de la plate forme européenne dans le cadre de la collision Afrique-Eurasie : Eocène supérieur..... 264
Fig.229.- Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique-Eurasie : Oligocène..... 266
Fig.230.- Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique-Eurasie : début Miocène..... 268
Fig.231.- Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique-Eurasie : fini-Miocène..... 269
Fig.232.- Evolution géodynamique de la plate-forme européenne dans le cadre de la collision Afrique-Eurasie : Actuel..... 271
Fig.233.- Trajectoires de contraintes et collision Afrique-Eurasie..... 273

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1.- Déformations et contraintes tertiaires dans le couloir rhodanien..... 194
Tabl. 2.- Principales caractéristiques de la fracturation naturelle d'après les données de terrain..... 245
Tabl. 3.- Principales caractéristiques de la fracturation produite en laboratoire sur échantillons..... 250
Tabl. 4.- Localisation des sites de mesures *in situ* dans la plate-forme européenne, de 1975 à 1982..... 259

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS ..... p. 1
RÉSUMÉ ..... p. 3
ABSTRACT..... p. 5
ZUSAMMENFASSUNG..... p. 7
PRÉAMBULE ..... p. 11

C H A P I T R E I : OUTILS ET MÉTHODES

I.- TÉLÉDÉTECTION ..... p. 13
A. TECHNIQUES ET DONNÉES ..... p. 13
1) TÉLÉDÉTECTION MULTISPECTRALE VISIBLE ..... p. 13
2) TÉLÉDÉTECTION PAR HYPERFRÉQUENCES ..... p. 16
B. PROCÉDÉS D'AMÉLIORATION DES DONNÉES ..... p. 18
1) FILTRAGE OPTIQUE ..... p. 18
2) VISIONNEUSE MULTISPECTRALE ET COMPOSITIONS COLORÉES ..... p. 19
3) COMPOSANTES PRINCIPALES ..... p. 20
4) EQUIDENSITÉS COLORÉES ..... p. 20
5) INTÉRÊT GLOBAL DES TRAITEMENTS D'IMAGES ..... p. 20
C. INTERPRÉTATION THÉMATIQUE : FRACTURATION ET LINÉAMENTS ..... p. 20
1) FRACTURATION ..... p. 21
2) NOTION DE LINÉAMENT ..... p. 21
D. DOCUMENTS OBTENUS ..... p. 22

II.- MÉCANIQUE DES ROCHES ..... p. 23
A. RAPPELS DE MÉCANIQUE DES MILIEUX CONTINUS ..... p. 23
1) NOTION DE CONTRAINTE, REPRÉSENTATION DE MOHR ..... p. 23
2) TENSEUR DES CONTRAINTES ..... p. 24
B. LOIS DE COMPORTEMENT ..... p. 25
1) DÉFORMABILITE DES ROCHES ..... p. 25
2) MÉCANIQUE DE LA RUPTURE ..... p. 26
a) Théorie de Griffith ..... p. 26
1°) Critère de Griffith pour les roches ..... p. 27
2°) Critère de Griffith modifié ..... p. 27
b) Théorie de Mohr ..... p. 28
C. RUPTURE DES ROCHES ..... p. 29
1) RUPTURE EN TRACTION ..... p. 29
2) RUPTURE EN CISAILLEMENT ..... p. 30
3) PRINCIPE DE L'ESSAI TRIAXIAL ..... p. 30

III.- ANALYSE DES DÉFORMATIONS CASSANTES ..... p. 32
A. STRUCTURES ETUDIÉES EN FRACTURATION ET INTERPRÉTATION DES MÉCANISMES DE FORMATION ..... p. 32
1) LES FAILLES ET LES INDICATEURS DE DÉPLACEMENT ..... p. 32
a) Marqueurs de mouvements sur les plans de failles ..... p. 32
b) Structures associées ..... p. 34
2) LES FENTES DE TENSION ..... p. 35
3) LES STYLOLITES ..... p. 36
4) LA SCHISTOSITÉ DE FRACTURE ..... p. 36
5) LES DIACLASES ..... p. 37
a) Diaclases assimilables à des fentes de tension ..... p. 39
b) Diaclases assimilables à des cisaillements conjugués ..... p. 40
c) Diaclases en régime extensif ..... p. 41
B. ETABLISSEMENT D'UNE CHRONOLOGIE ..... p. 43
1) CRITÈRES STRATIGRAPHIQUES ..... p. 43
2) CRITÈRES TECTONIQUES ..... p. 45
C. RELATIONS AVEC LES MÉGA-STRUCTURES ..... p. 46
1) LES FAILLES ..... p. 46
2) LES PLIS ..... p. 47

IV.- EXPLOITATION DES DONNÉES DE L'ANALYSE STRUCTURALE ..... p. 48
A. DESCRIPTION GÉOMETRIQUE ET ANALYSE STATISTIQUE ..... p. 48
1) ANALYSE RÉGIONALE DES FRÉQUENCES ..... p. 48
2) ANALYSE STATISTIQUE COMPARÉE ..... p. 49
B. RECONSTITUTION DES PALÉOCONTRAINTES ..... p. 50
1) REPRÉSENTATION DES STRUCTURES MESURÉES ET INTERPRÉTATION MÉCANIQUE SIMPLE ..... p. 51
2) MÉTHODE DES DIÈDRES DROITS ..... p. 52
3) CALCUL DU TENSEUR MOYEN DES CONTRAINTES ..... p. 52
C. RÉFLEXIONS SUR LA NOTION DE PHASE TECTONIQUE ..... p. 53

CHAPITRE II : DÉFORMATIONS CASSANTES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

I.- STRUCTURE GÉNÉRALE DE LA PLATE-FORME EUROPÉENNE ..... p. 55

II. LE TRIANGLE GERMANO-TCHÈQUE ..... p. 57
A. ZONE DE DISLOCATION ORIENTALE ..... p. 58
B. PLATE-FORME SUD-ALLEMANDE ..... p. 59
1) ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE : BASSIN GERMANIQUE MÉRIDIONAL ..... p. 59
2) JURA FRANCONIEN, LIGNES DE PFAHL ET DE FRANCONIE ..... p. 62
a) Géométrie et mécanismes de la fracturation ..... p. 63
b) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants ..... p. 65
1°) Distension N-S ..... p. 65
2°) Compression N-S ..... p. 66
3°) Distension E-W à ENE-WSW ..... p. 68
4°) Compression NE-SW ..... p. 69
5°) Compression E-W ..... p. 72
6°) Distension N-S tardive ..... p. 72
3) LE JURA SOUABE ..... p. 75
a) Géométrie et mécanismes de la fracturation ..... p. 76
b) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants ..... p. 77
1°) Distension N-S ..... p. 78
2°) Compression N-S ..... p. 79
3°) Distension E-W ..... p. 80
4°) Compression NE-SW ..... p. 80
5°) Compression WNW-ESE ..... p. 83
4) LE JURA SUISSE SEPTENTRIONAL ..... p. 85
a) Géométrie et mécanismes de la fracturation ..... p. 85
b) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants tertiaires ..... p. 89
1°) Compression N-S ..... p. 89
2°) Distension E-W ..... p. 94
3°) Compression NE-SW ..... p. 97
4°) Compression WNW-ESE à NW-SE ..... p. 97
C. LE FOSSÉ RHÉNAN p.101
a) Caractères structuraux du Fossé p.103
b) Géométrie et mécanismes de la fracturation p.104
c) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants tertiaires p.110
1°) Compression N-S p.110
2°) Distension E-W p.115
3°) Compression NE-SW p.116
4°) Compression WNW-ESE à NW-SE p.119
d) L'extension dans le Fossé Rhénan et le rôle des permutations de contraintes p.119
D. PALÉO-CHAMPS DE CONTRAINTE RÉGIONAUX ET DÉFORMATIONS DANS LE TRIANGLE GERMANO-TCHÈQUE p.121
1) DISTENSION N-S p.121
2) COMPRESSION N-S p.124
3) DISTENSION E-W p.124
4) COMPRESSION NE-SW p.126
5) COMPRESSION E-W à NW-SE p.127
6) DISTENSION N-S TARDIVE p.129

III.- LE RIFT OUEST-EUROPÉEN ET L'AVANT-PAYS ALPIN OCCIDENTAL p.130
A. LE SYSTÈME RHIN-SAÔNE, LA BOURGOGNE p.130
1) LA ZONE TRANSFORMANTE RHIN-SAÔNE p.130
a) Etude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône p.133
1°) Les linéaments p.133
2°) Analyse régionale des fréquences p.133
b) Géométrie et cinématique de la fracturation p.134
1°) Compression N-S p.138
2°) Distension E-W p.138
3°) Compression NE-SW p.140
4°) Compression NW-SE p.140
c) Recherche d'analogies avec le système de cisaillements de Riedel : interprétation en terme de "transformante" p.142
1°) La fracturation majeure p.142
2°) La fracturation mineure p.142
3°) Interprétation p.143
d) Dynamique de la fracturation p.143
2) LE FOSSÉ DE LA SAÔNE p.145
a) Caractères structuraux du Fossé p.145
b) Géométrie et mécanismes de la fracturation p.147
c) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants tertiaires p.148
1°) Compression N-S p.148
2°) Distension E-W à ESE-WNW p.150
3°) Compression ESE-WNW p.152
d) L'île Crémieu p.152
3) LA BOURGOGNE p.154
a) Etude des données Radar Bande L et comparaison avec les images Landsat p.155
b) Géométrie et mécanismes de la fracturation p.156
c) Cinématique des accidents : les principaux épisodes cassants tertiaires p.156
1°) Compression N-S p.157
2°) Distension ENE-WSW p.158
3°) Compression WNW-ESE p.159
4) PRINCIPALES ETAPES DE LA STRUCTURATION TERTIAIRE DE L'ENSEMBLE BOURGOGNE-SAÔNE p.160
a) Compression N-S p.160
b) Distension E-W à WNW-ESE p.162
c) Compression WNW-ESE p.164
5) APERÇU SUR LES LIMAGNES p.164
a) Caractères structuraux des Limagnes p.164
b) Le bassin du Forez et les paléo-champs de contrainte régionaux p.165
1°) Compression NW-SE p.165
2°) Distension N-S p.167
3°) Compression N-S p.167
4°) Distension E-W p.168
5°) Compression ENE-WSW à E-W p.170
c) Discussion p.170
B. LE COULOIR RHODANIEN, LA HAUTE PROVENCE p.170
1) LE COULOIR RHODANIEN p.170
a) Caractères paléogéographiques et structuraux du couloir rhodanien p.171
b) Géométrie et mécanismes de la fracturation p.173
c) Cinématique des déformations dans le bassin du Bas-Dauphiné et ses bordures : Royans, Vivarais p.175
1°) Compression N-S p.178
2°) Distension E-W p.178
3°) Compression NE-SW p.179
4°) Compression E-W p.179
d) Cinématique des déformations dans le seuil de Montélimar-Orange p.180
1°) Compression N-S p.181
2°) Compression NE-SW p.181
3°) Compression E-W p.181

e) Cinématique des déformations dans le fossé d'Alès et la bordure cévenole p.181
1°) Compression N-S p.183
2°) Distension ESE-WNW p.185
3°) Compression NE-SW p.186
4°) Compression E-W p.186
f) Cinématique des déformations dans le bassin du Bas-Rhône et le Comtat Venaissin p.186
1°) Distension N-S p.188
2°) Compression N-S p.188
3°) Distension NE-SW à E-W p.191
4°) Compression NE-SW p.191
5°) Compression E-W p.193
6°) Compression N-S tardive p.193
g) Principales étapes de la structuration tertiaire du couloir rhodanien p.195
1°) Les phases de déformation p.195
2°) Les accidents NE-SW et les tendances régionales au coulissement au Paléogène p.195
3°) Interprétation cinématique de l'ouverture des fossés oligocènes rhodaniens p.196
2. LA HAUTE-PROVENCE p.199
a) Caractères structuraux de la Haute-Provence p.199
b) Géométrie et mécanismes de la fracturation p.201
c) Cinématique des déformations dans le Mont Ventoux et le plateau de Vaucluse p.203
1°) Compression N-S p.204
2°) Distension E-W à SE-NW p.206
3°) Compression NE-SW p.207
4°) Compression E-W p.209
5°) Compression N-S tardive p.210
d) Cinématique des déformations dans le Luberon p.210
1°) Compression N-S p.210
2°) Distension E-W p.213
3°) Compression NE-SW p.213
4°) Compression E-W p.213
5°) Compression N-S tardive p.215
e) Cinématique des déformations dans le bassin d'Apt - Manosque - Forcalquier p.217
1°) Compression NE-SW p.220
2°) Compression N-S tardive p.220
f) Principales étapes de la structuration tertiaire de la Haute-Provence p.222
1°) Les phases de déformation p.222
2°) Notion de bloc haut-provençal p.226
C. PALÉO-CHAMPS DE CONTRAINTE RÉGIONAUX ET DÉFORMATIONS DANS L'AVANT-PAYS ALPIN OCCIDENTAL ET LE RIFT OUEST-EUROPÉEN p.226
1. COMPRESSION N-S p.226
2. DISTENSION E-W p.229
3. COMPRESSION NE-SW p.233
4. COMPRESSION NW-SE à E-W p.233

C H A P I T R E III : ESSAIS DE QUANTIFICATION DE LA DÉFORMATION DE LA PLATE-FORME EUROPÉNNNE

I.- ESTIMATION DES VALEURS DES PALÉO-CONTRAINTES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE p.237
A. LES DIFFÉRENTES APPROCHES DU PROBLÈME p.237
1. ANALYSE NUMÉRIQUE p.237
2. APPLICATION DE LOIS DE RUPTURE p.238
3. ANALOGIE AVEC LA FRACTURATION EXPÉRIMENTALE p.239
B. PALÉO-CHAMPS DE CONTRAINTE ET SITES-TESTS p.239
1. SITES DE FRANCONIE p.239
2. SITE DU JURA SOUABE p.242
3. SITE DU JURA BÂLOIS p.242
4. SITE DE LA BORDURE ORIENTALE DU FOSSÉ RHÉNAN p.242

C. HYPOTHÈSES SUR LA RUPTURE DES ROCHES ET L'ESTIMATION DES PALÉO-CONTRAINTES p.243
D. TECHNIQUE EXPÉRIMENTALE p.244
E. INTERPRÉTATIONS p.244
1. ESTIMATIONS DES CONTRAINTES LITHOSTATIQUES AU MOMENT DU FONCTIONNEMENT DES ACCIDENTS p.244
2. CONDITIONS DE LA RUPTURE D'APRÈS LES DONNÉES DE TERRAIN p.245
3. ESTIMATIONS DES PALÉO-CONTRAINTES TECTONIQUES p.247
F. DISCUSSION p.250

II.- TRAJECTOIRES DE CONTRAINTES ET DÉFORMATION DU BATI EUROPÉEN p.251
A. EOCÈNE SUPÉRIEUR, VERS 40 M.A. p.251
B. OLIGOCÈNE, VERS 35-30 M.A. p.251
C. AQUITANIEN, VERS 22-20 M.A. p.254
D. FINI A POST-MIOCÈNE, VERS 7-5 M.A. p.254
E. ACTUEL p.258

C H A P I T R E IV : ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

A. LIAISONS ENTRE LES PALÉO-CHAMPS DE CONTRAINTE ET LES DIFFÉRENTS STADES DE LA COLLISION AFRIQUE-EUROPE, A LA LUMIÈRE DES SOLUTIONS CINÉMATIQUES RÉCENTES p.263
1. EOCÈNE SUPÉRIEUR, VERS 40 M.A. p.264
2. OLIGOCÈNE, VERS 35-30 M.A. p.266
3. DÉBUT-MIOCÈNE, VERS 22-20 M.A. p.267
4. FINI-MIOCÈNE, VERS 7-5 M.A. p.269
5. ACTUEL p.270
B. CONCLUSION p.271

BIBLIOGRAPHIE p.275
LISTE DES CARTES GÉOLOGIQUES UTILISÉES p.299
LISTE DES LOCALISATIONS p.301
LISTE DES FIGURES p.303
LISTE DES TABLEAUX p.309
TABLE DES MATIÈRES p.311
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES p.317

PLANCHES

DÉFORMATIONS CASSANTES ET CHAMPS DE CONTRAINTE TERTIAIRES DANS LA PLATE-FORME EUROPÉENNE

PLANCHES I à XV

PLANCHE I

CRITÈRES DE SENS DE MOUVEMENT

Fig. 1.- Ecailles de calcite sur un miroir de faille

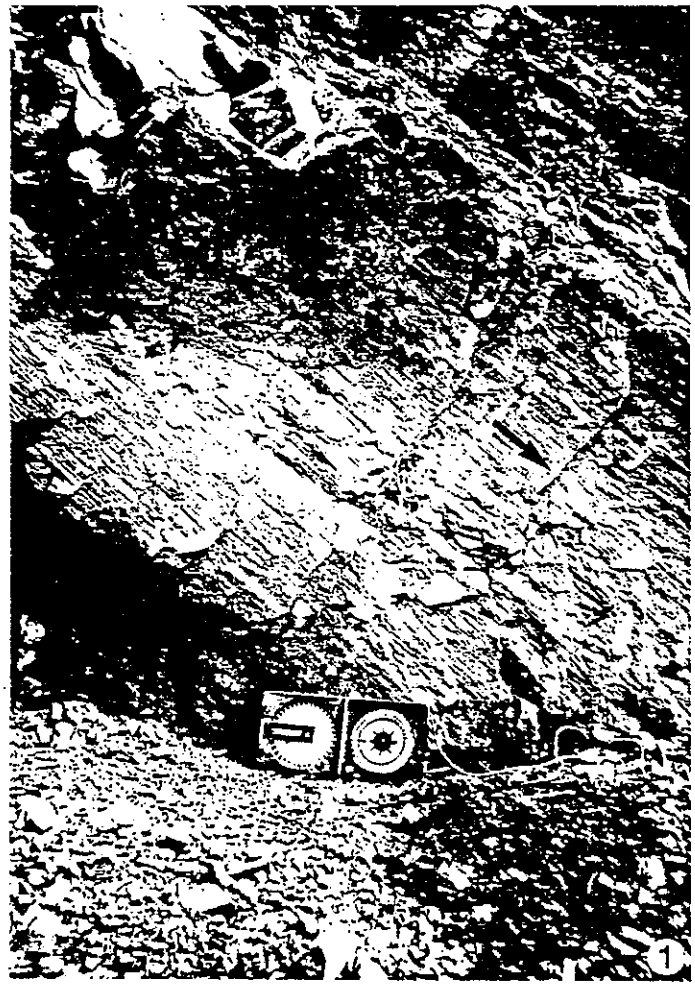
Décrochement sénestre dans les calcaires du Malm à Holder-Bank, Jura, Suisse, (plan 021-88S, strie 47S).

Le mouvement est purement décrochant. Le plan de faille a été basculé postérieurement. La flèche indique le sens du mouvement du compartiment manquant.

Fig. 2.- Stries stylolitiques sur un miroir de faille

Décrochement dextre dans les calcaires du dogger à Hohenmirsberg, près de Bayreuth, Franconie, R.F.A. Le plan de faille, subvertical, a une direction moyenne N 15, les stries sont sensiblement horizontales.

La flèche indique le sens de mouvement du compartiment manquant.


1

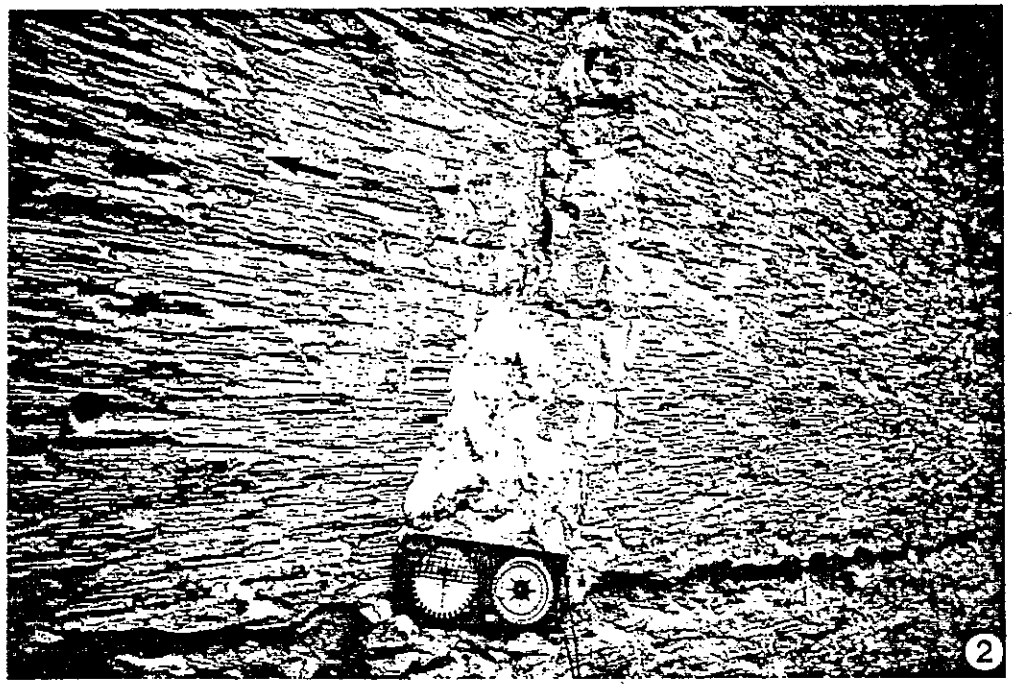

2

PLANCHE II

CRITÈRES DE SENS DE MOUVEMENT (SUITE)

Fig. 1.- **Niches de cristallisation sur un miroir de faille**

Faille normale dans les marno-calcaires "de Buda" du Priabonien supérieur à Lapos-bànya, Monts de Budapest, Hongrie , (plan 064-51N, strie 67W).

La flèche indique le sens de mouvement du compartiment manquant.

Fig. 2.- **Cannelures causées par des éléments striateurs**

Décrochement dextre dans les calcaires à silex du Bédoulien des Gorges de la Nesque, Vaucluse, France (plan 020-82E, strie 10N).

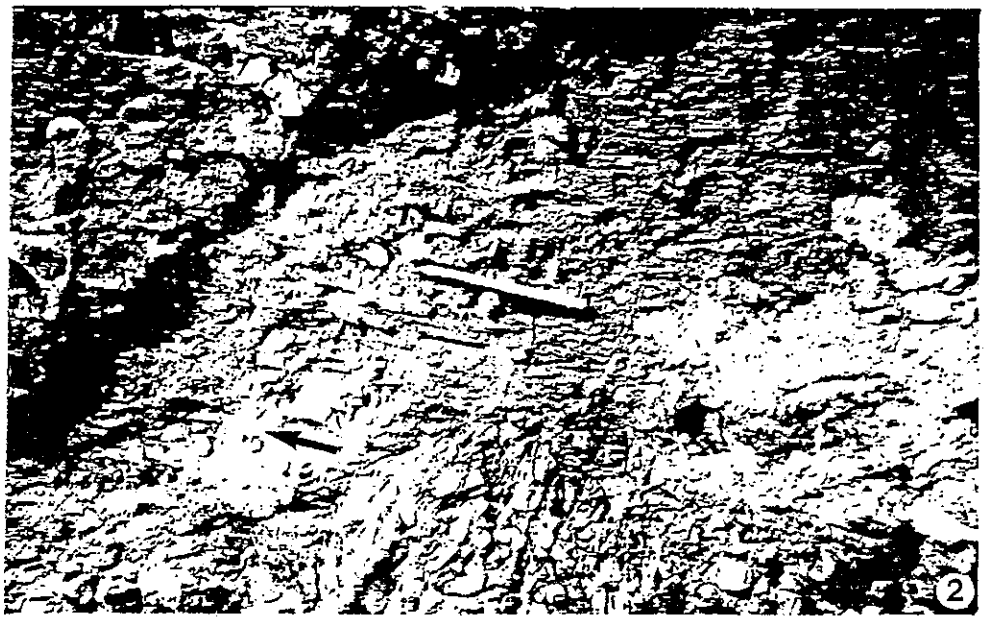
Les cannelures ont été creusées par des morceaux de silex arrachés à la roche lors du coulissement. Plusieurs de ces morceaux sont restés bloqués en bout de course. La flèche indique le sens de mouvement du compartiment manquant.

Fig. 3.- **Lunules (formes "en croissant")**

Décrochement dextre dans les calcaires du Bathonien au col de Ferrière, Jura ,France (plan 165-86E, strie 25N).

Les lunules représentent, dans le cas présent, les intersections de fentes ouvertes, avec le plan de faille. La flèche indique le sens de mouvement du compartiment manquant.

1


2

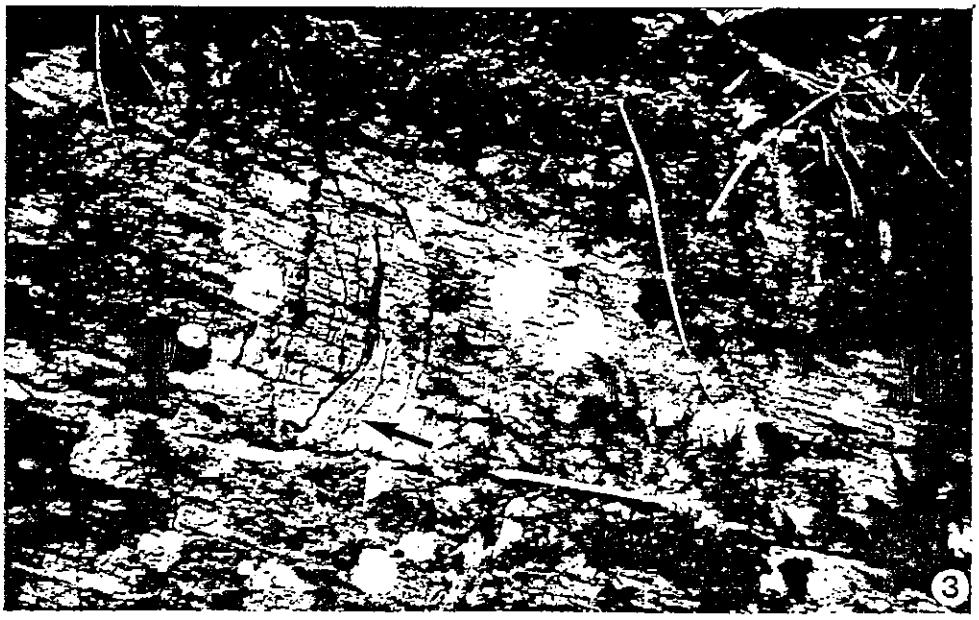

3

PLANCHE III

FRACTURES "DE RIEDEL"

Fig. 1.- **Décrochement principal et décrochement associé dans les** calcaires du Malm à Reinerod, Jura, Suisse.

L'angle entre le décrochement sénestre principal (050-85S, strie 42E) et le décrochement sénestre "R" de Riedel (025-81W, strie 40N) est ici de 25°.

Les flèches indiquent les sens de mouvement (synthétiques ou encore additifs) des compartiments manquants.

Fig. 2.- **Fractures "de Riedel" associées à un décrochement sénestre.**

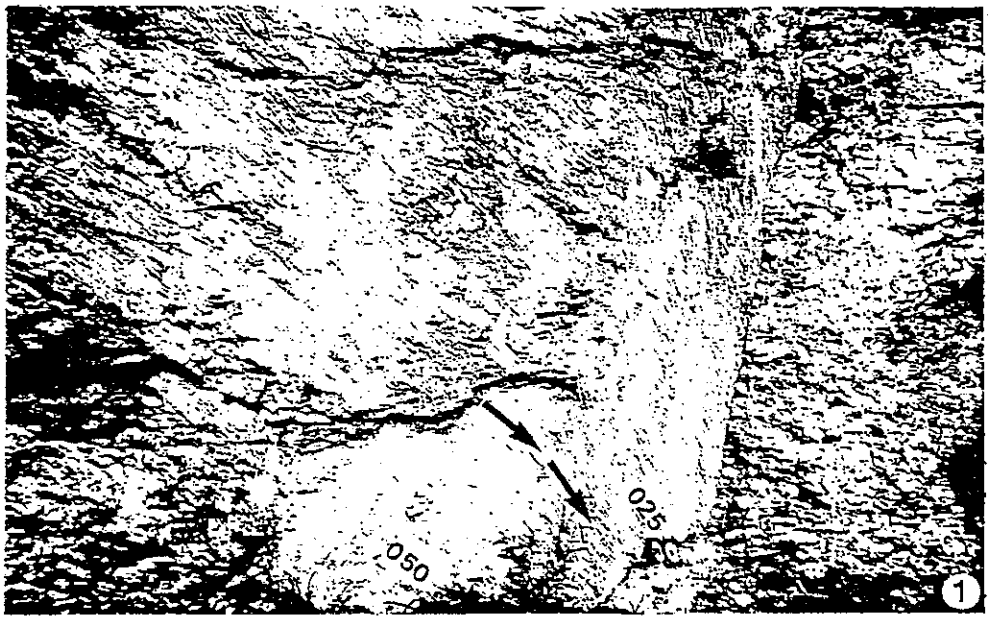
Décrochement sénestre dans les grès du Trias à Kuhbach, Forêt Noire, R.F.A. (060-86S, strie 09E).

La disposition des fractures de Riedel constitue un marqueur du sens de mouvement sur le miroir principal, ici sénestre. La flèche indique le sens de mouvement du compartiment manquant.

Fig. 3.- **Fractures "de Riedel" et stylolites associés à un décrochement dextre.**

Décrochement dextre dans les calcaires de Bathonien à L'Hôpital-Saint-Lieffroy, Jura, France (160-86E, strie 07S).

Deux sortes de structures donnent ici des indications sur le sens dextre du mouvement : la fracture "de Riedel" (le crayon s'enfonce dans l'une d'elles) et les stylolites tectoniques.


025
050
1

2

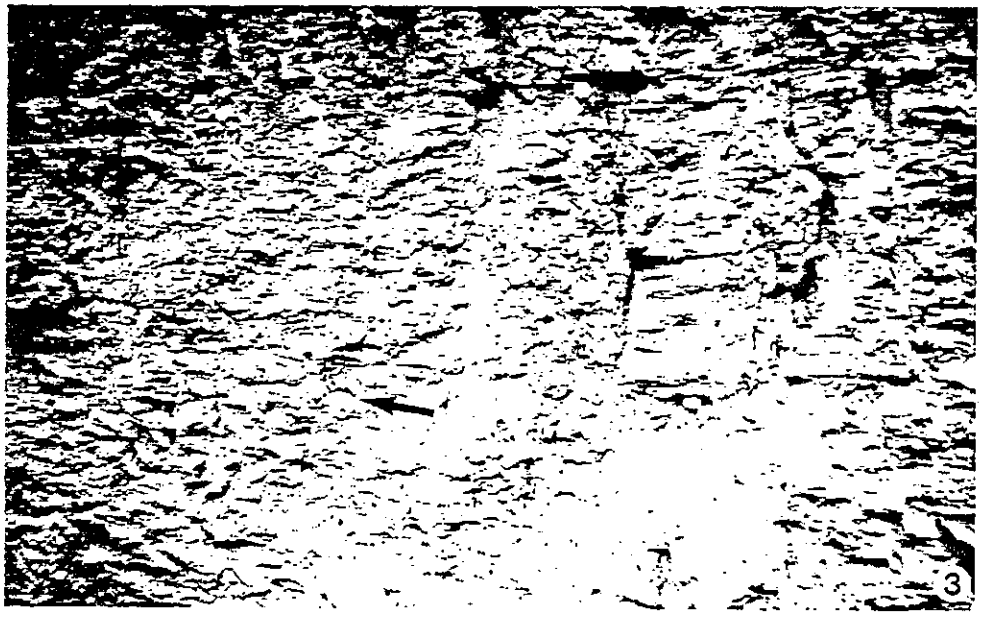

3

PLANCHE IV

STYLOLITES TECTONIQUES

Fig. 1.- Stylolites tectoniques perpendiculaires au plan porteur.

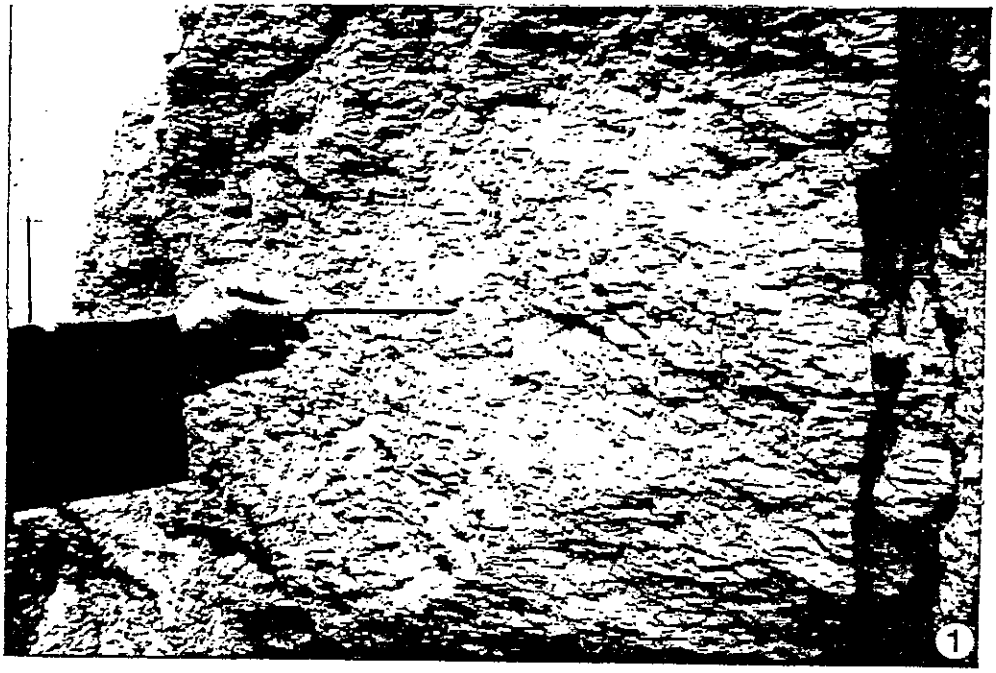
Pics stylolitiques dans les calcaires du Dogger à Kümmersreuth, Franconie, R.F.A.

Ces stylolites horizontaux d'azimut 050 donnent directement la direction de la contrainte maximale σ_1. Ils correspondent ici à la phase de compression NE-SW du début Miocène.

Fig. 2.- Stylolites tectoniques obliques sur le plan porteur.

Stylolites intermédiaires entre des pics et des stries stylolitiques dans les calcaires du Malm à Reinerod, Jura, Suisse.

L'azimut de ces pics stylolitiques subhorizontaux est 030, il correspond à la contrainte principale maximale locale (près de la faille). Le mouvement qu'ils impliquent sur le plan qui les porte est sénestre.


1

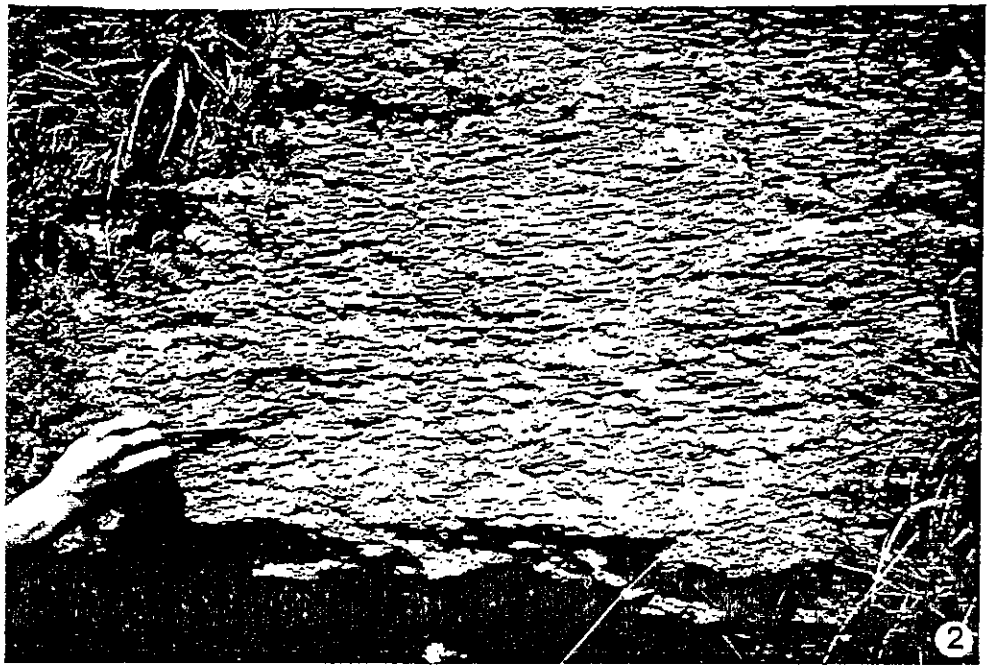

2

PLANCHE V

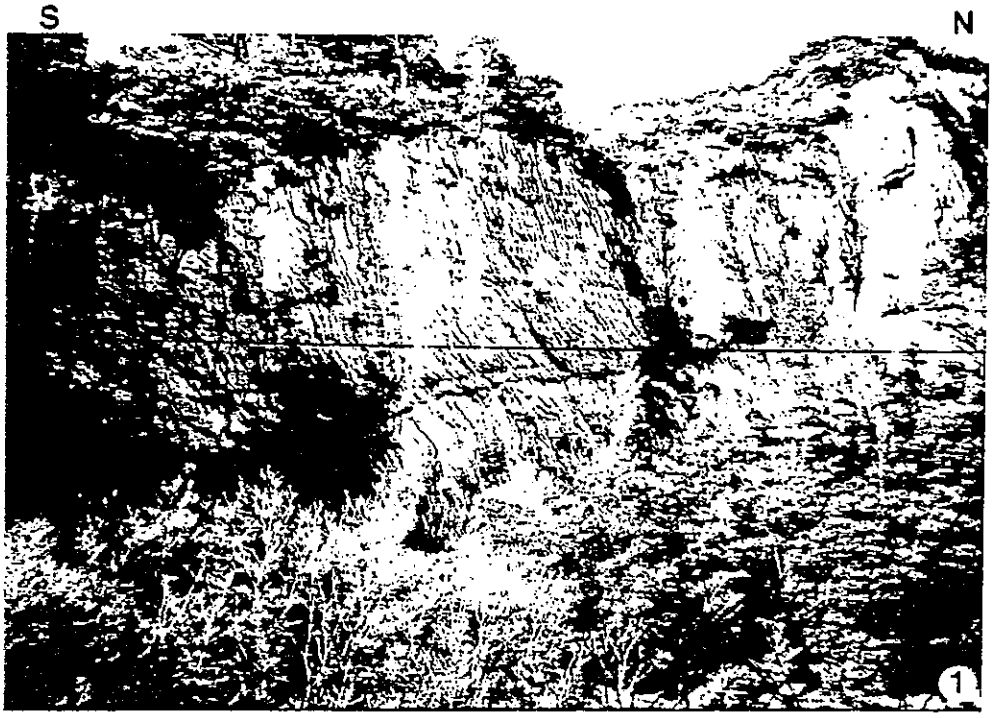
SCHISTOSITÉ DE FRACTURE

Fig. 1.- **Schistosité de fracture dans la molasse calcaire burdigalienne de la Combe de Lourmarin, Luberon, France.**

Les plans de schistosité d'azimut moyen 070 plongent d'environ 70° vers le Nord, sur le flanc sud de l'anticlinal du Luberon (cf. fig.192).

Fig. 2.- **Schistosité de fracture dans la molasse calcaire burdigalienne au Fort de Buoux, Luberon, France (détail).**

Ce cliché montre le débit grossier de la roche par cette schistosité fruste. L'écartement des plans de schistosité est de l'ordre de la dizaine de centimètres. On est ici sur le flanc nord de l'anticlinal et les plans de schistosité sont en moyenne 070-80S (cf.fig.192).


S
N
1

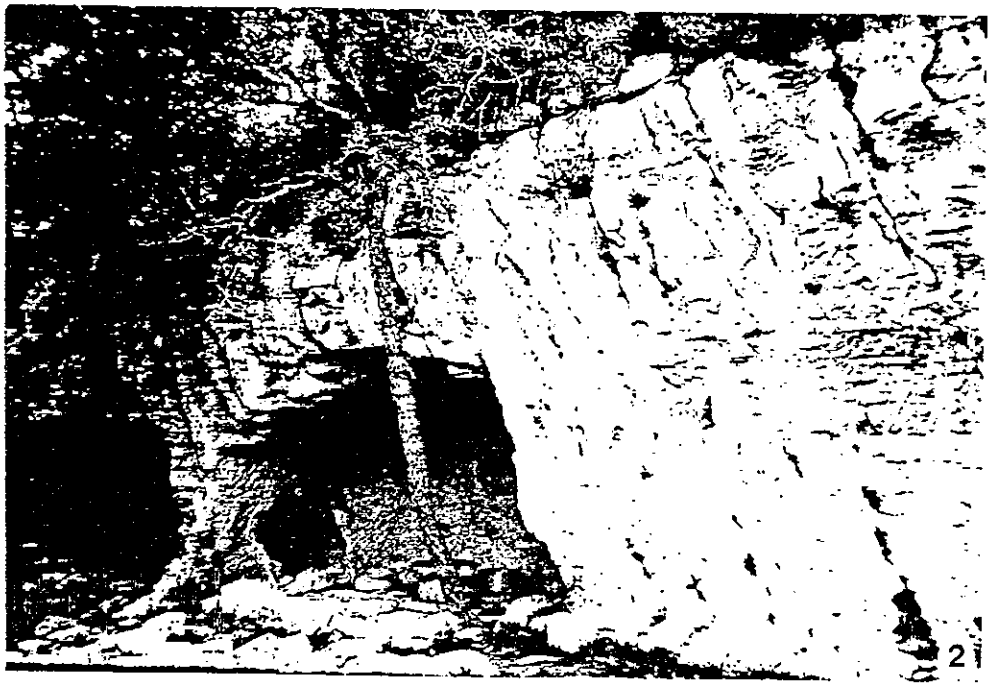

2

PLANCHE VI

DIACLASES

Fig. 1.- Diaclases assimilables à des fentes de tension.

Diaclases subverticales d'azimut moyen 010 dans les calcaires jurassiques de Zandt, Franconie, R.F.A. (cf.fig.18).

Les diaclases présentent un débit serré, hachant complètement le front de taille. Quelques unes de ces fractures sont ouvertes, il s'agit probablement d'une dissolution du calcaire le long de ces plans, postérieurement à leur création.

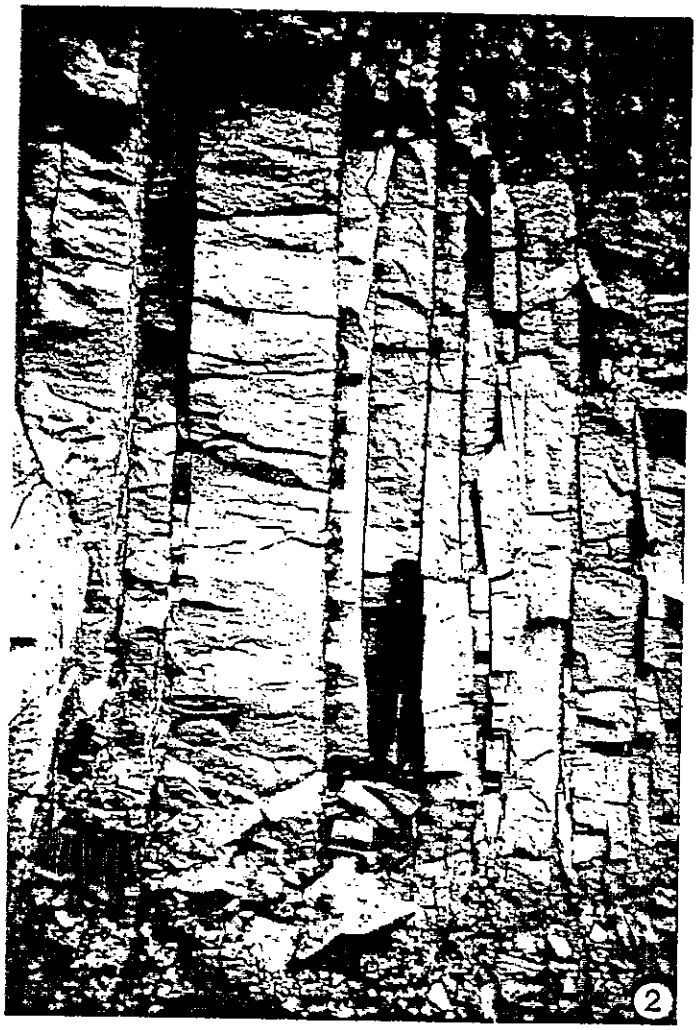
Fig. 2.- Diaclases assimilables à des fentes de tension (détail).

Diaclases subverticales d'azimut 170-010 dans les calcaires argovo-rauraciens à Maxey-sur-Vaize, Lorraine, France.

Dans ces deux sites, les diaclases, subméridiennes, ont signification de fentes de tension et leur direction est celle de la contrainte principale maximale σ_1 : il s'agit de la phase de compression N-S d'âge éocène supérieur.

W E

1



2

PLANCHE VII

DIACLASES (SUITE)

Fig. 1.- **Diaclases assimilables à des cisaillements conjugués**

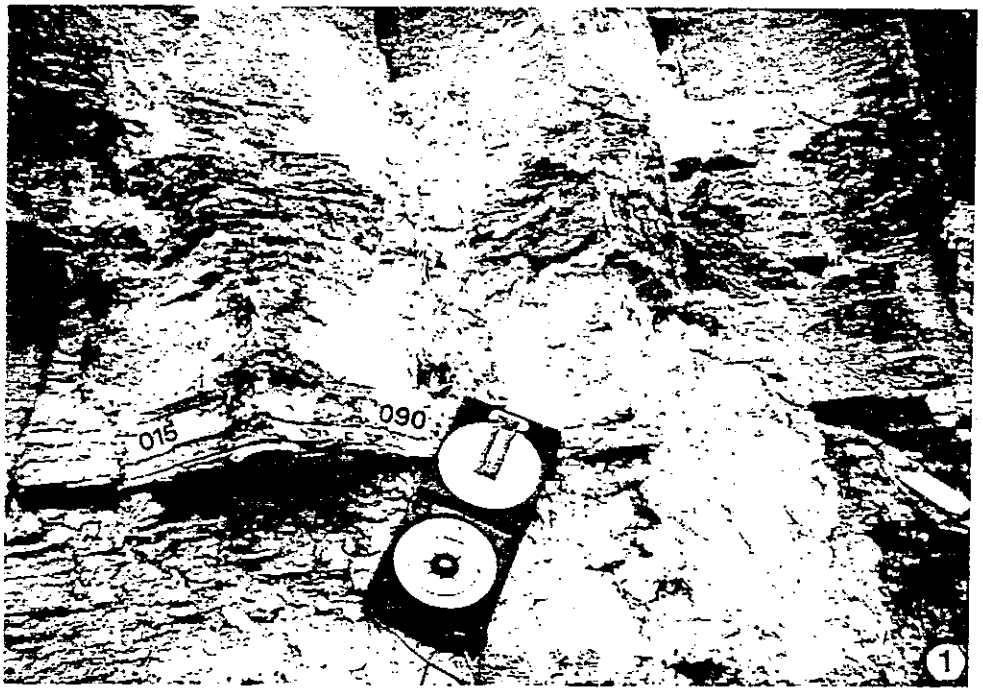
Diaclases provoquant un débit en dièdres des calcaires marneux oligocènes à Fontaine-de-Vaucluse, Vaucluse, France (cf.fig.19).

Le découpage de la roche se fait suivant des plans d'azimuts 010-020 et 080-090. L'angle aigu des dièdres ainsi créé est de l'ordre de 60-70°. Ces diaclases sont assimilées à des cisaillements conjugués potentiels et la direction de la contrainte principale maximale σ_1 est celle de la bissectrice de cet angle, c'est à dire ici NE-SW. Il s'agit de la phase de compression NE-SW du début Miocène.

Fig. 2.- **Diaclases en régime extensif**

Diaclases se coupant à angle droit dans la molasse burdigalienne à Saint-Michel-l'Observatoire, bassin de Forcalquier, France (cf.fig.22).

Ces diaclases sont assimilées aux systèmes de failles normales orthogonales créés en régime d'extension multidirectionelle, la contrainte maximale σ_1 étant probablement verticale.


015
090
1

070
170
2

PLANCHE VIII

ETABLISSEMENT D'UNE CHRONOLOGIE

Fig. 1.- **Formation cachetant des filons**

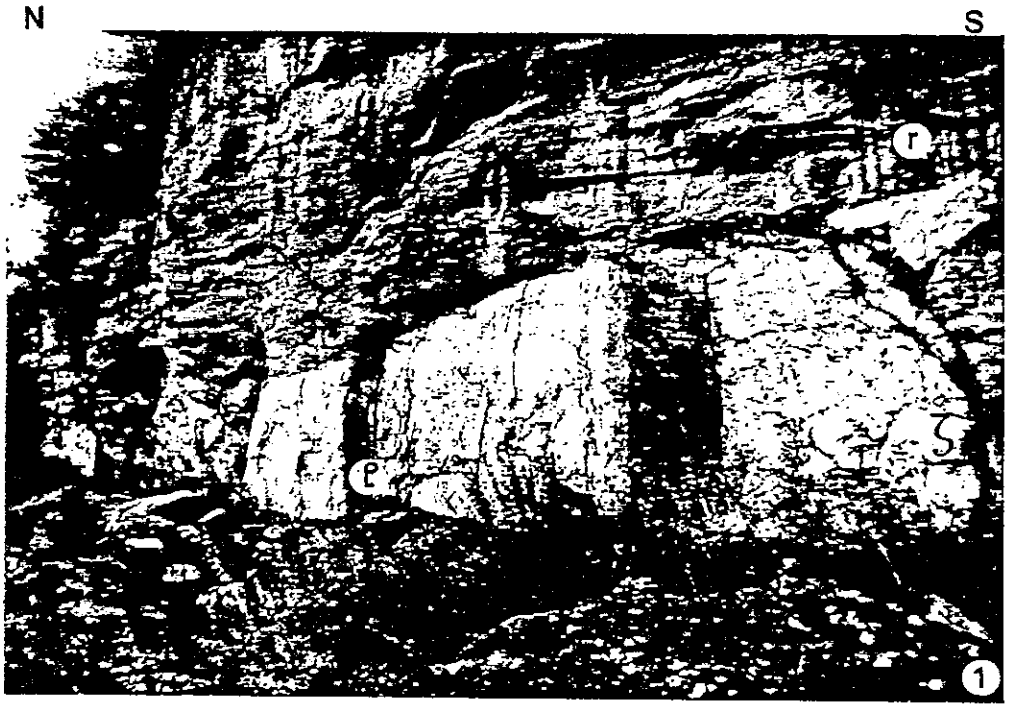
Albersweiler, Sarre-Nahe, R.F.A. On distingue dans la masse claire des orthogneiss (ς) des filons de lamprophyre (l) d'une largeur de 2 à 3 m.

Ces filons de direction E-W caractérisent une extension N-S. Ils sont cachetés par les grès (r) du Permien inférieur (O. Rotliegendes), subhorizontaux et discordants

Fig. 2.- **Recoupement de failles**

Réseau de décrochements conjugués, dans les calcaires du Malm, visibles sur le plancher de la carrière de Lengenfeld, Franconie, R.F.A.

Un premier réseau est constitué de décrochements sénestres d'azimut 045-055 (peu visibles sur le cliché) et dextres 140-150 créés lors de la phase de compression subméridienne d'âge éocène supérieur. Le second réseau, qui comprend des décrochements d'azimut 025-035 dextres et 080-090 sénestres recoupe clairement le premier. On voit parfaitement sur le cliché le décalage de plusieurs failles d'azimut 140-145 par le système conjugué 025-035 / 080-090. Ce dernier correspond à la compression NE-SW du début Miocène.


N
S
r
P
1

025-035
080-090
140-150
2

PLANCHE IX

JURA SOUABE, FRANCONIE (R.F.A.)

Fig. 1.- **Décrochement dextre à Hohenmirsberg** (Franconie)

Ce miroir d'azimut moyen 015, affecte les calcaires du Dogger sur toute la longueur du front de taille de la carrière de Geierslete à Hohenmirsberg. Il appartient à une famille de failles dextres NNE-SSW très développée lors de la compression NE-SW du début Miocène.

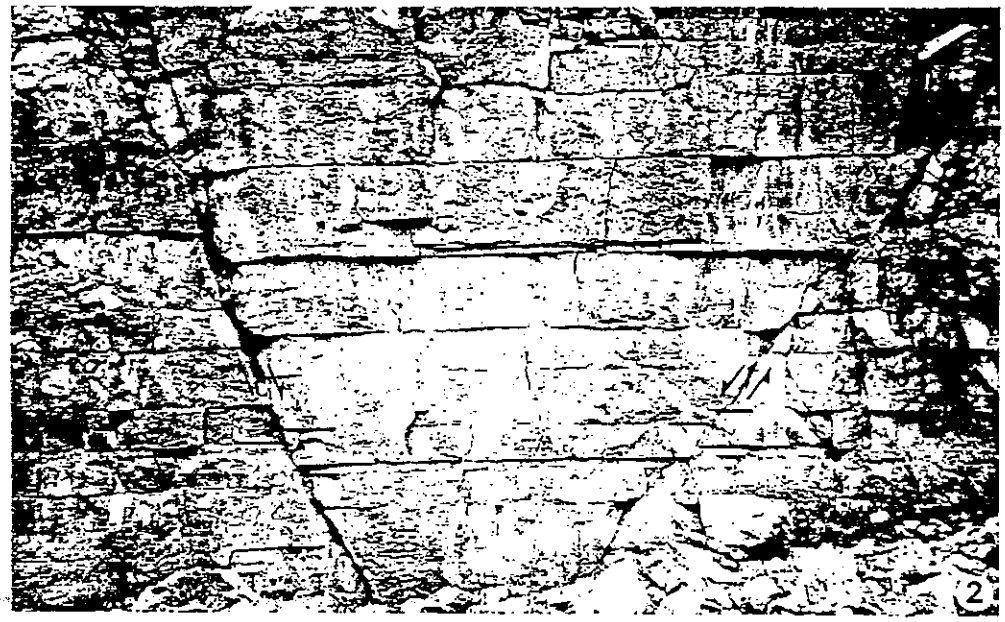
Fig. 2.- **Failles normales conjuguées à Hohenmirsberg** (Franconie).

Dans les mêmes niveaux et à une centaine de mètres de la carrière de Geierslete, une carrière à la sortie nord de Hohenmirsberg montre des failles normales conjuguées d'azimut 100-110 portant des stries subverticales et caractérisant une extension N-S tardive (elles recoupent en particulier des décrochements de la famille dextre NNE-SSW). Le rejet est ici de l'ordre de quelques décimètres.

Fig. 3.- **Petit horst en bordure du Lauchertgraben** (Jura souabe).

Deux failles normales NE-SW délimitent ce horst, dans les calcaires du Malm, à la sortie nord de Sigmaringen. La faille de gauche sur le cliché, d'azimut 050, plonge de 52° vers le NW, la faille de droite, d'azimut 041, plonge de 77° vers le SE. La première est marquée par une mylonite de 10 à 20 cm d'épaisseur, la seconde se présente comme un miroir strié dont les stries obliques (pitch 66N) montrent une légère composante décrochante sénestre.

Le fonctionnement de ces failles est attribuable à la phase d'extension E-W oligocène qui a créé, en particulier, immédiatement à l'Ouest, le fossé de la Lauchert.



NW SE

PLANCHE X

JURA SUISSE

Fig. 1.- **Faille inverse à Holder-Bank** (Argovie).

Les calcaires argoviens de la carrière d'Holder-Bank sont affectés par une série de failles inverses à vergence nord. De nombreux décrochements conjugués les accompagnent (voir ci-dessous).

Fig. 2.- **Réseau de décrochements conjugués à Holder-Bank** (Argovie).

Une grande dalle de calcaires argoviens de direction E-W et plongeant de 52° vers le Sud montre deux réseaux d'accidents décrochants conjugués. Le plus ancien est formé par les failles 030 sénestres et 170 dextres, et correspond à la compression subméridienne d'âge éocène supérieur. Le second comprend des failles subméridiennes sénestres (peu visibles sur le cliché) et 120 dextres. On observe clairement sur la dalle un de ces accidents d'azimut 120 décalant les fractures du premier système. Cette seconde famille a joué lors de la compression majeure NW-SE du Jura, à la limite Miocène-Pliocène. L'ensemble de ces accidents est basculé par le plissement (cf. aussi fig.81).

Fig. 3.- **Petites failles normales à Lausen** (Baselland).

Le cliché montre de petites failles normales (quoique fortement inclinées) de direction NNE-SSW affectant les calcaires du Dogger. Ces failles s'amortissent très rapidement dans le niveau marneux sous-jacent. Ces failles appartiennent à la série de failles oligocènes qui hachent le Baselland en Suisse et, au Nord, le Dinkelberg en Allemagne, entre la flexure rhénane et la zone faillée de Wehratal (cf.fig.76).

N
S
1

120
030
170
2

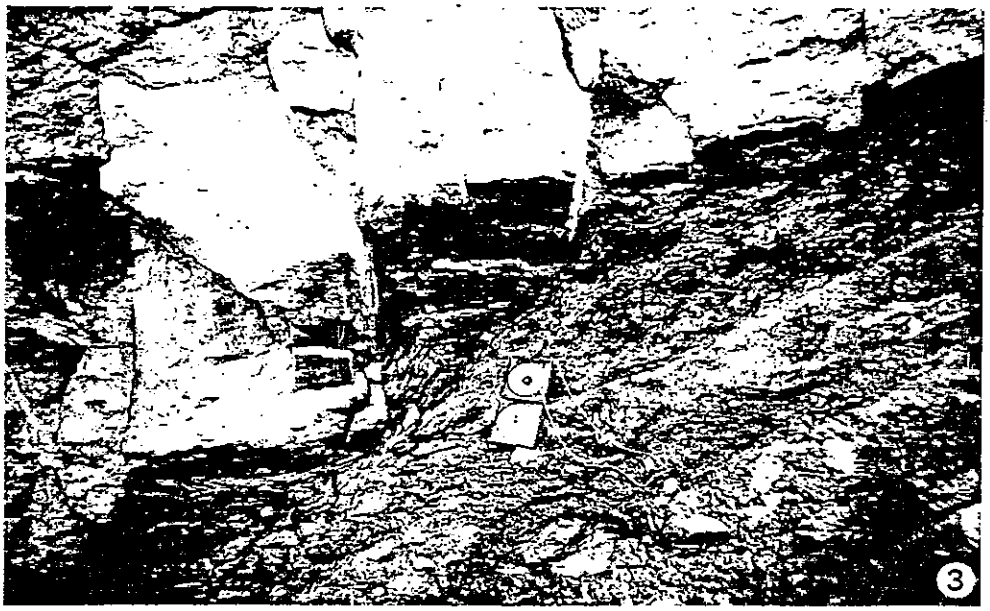

3

PLANCHE XI

FOSSÉ RHÉNAN

Fig. 1.- **Vue générale des Vosges et de la plaine d'Alsace à la hauteur de Riquewihr.**

La vue est prise du sommet du Schoenenbourg, vers le Sud. On distingue de droite à gauche : les premières pentes des Vosges constituées de granite et recouvertes de forêt, le champ de fractures de Ribeauvillé dont les calcaires jurassiques portent le vignoble alsacien, enfin la plaine d'Alsace, c'est à dire le Fossé rhénan. La petite butte à l'arrière-plan de l'église de Riquewihr est constituée de conglomérats lattorfiens.

La faille vosgienne passe approximativement à la limite entre la forêt et les vignes, la faille rhénane au pied des vignes.

Fig. 2.- **Réseau de décrochements conjugués à Voegtlinshofen** (champ de fracture de Guebwiller, France).

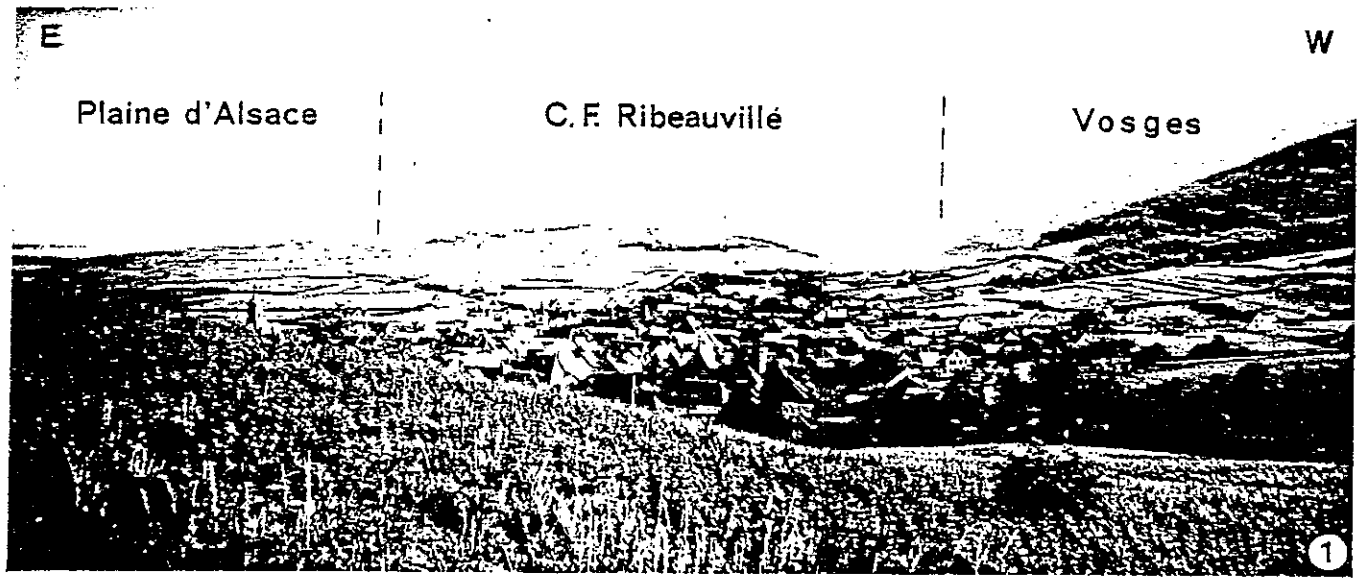
Le plancher de la carrière de grès vosgien exploité à l'Ouest de Voegtlinshofen est découpé par un réseau de décrochements dextres d'azimut 135 et sénestre d'azimut 045, accompagnés de nombreuses fentes subméridiennes. L'ensemble de ces fractures se rapporte à la compression N-S d'âge éocène supérieur.

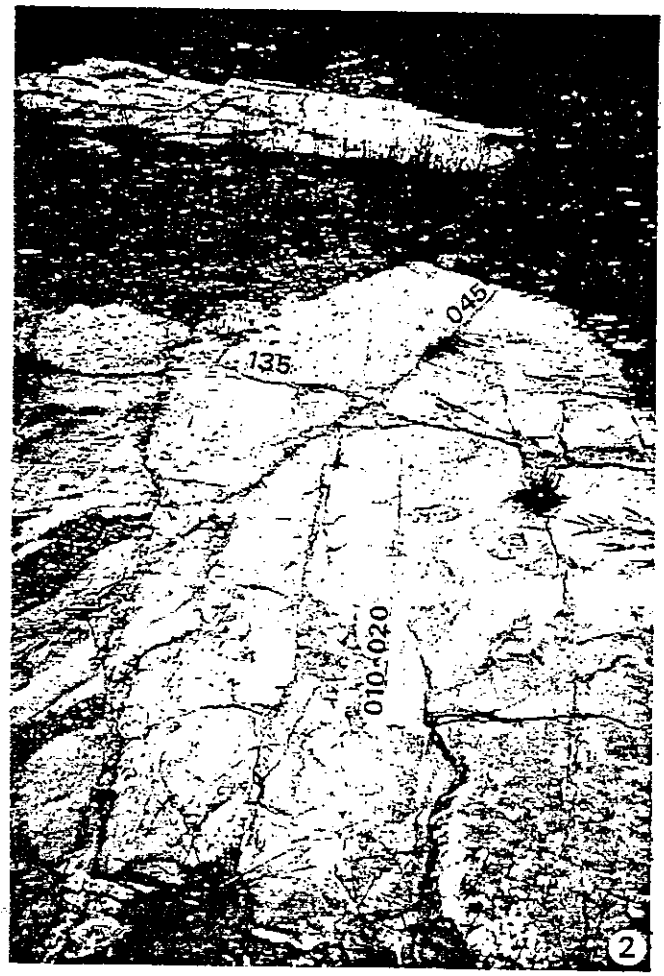
Fig. 3.- **Fentes de tension dans le Sannoisien du bassin potassique de Mulhouse.**

Le cliché a été pris sur un bloc de roche non en place et n'est donc pas orienté.

Dans la fente A on peut observer que l'ouverture s'est d'abord faite perpendiculairement (1) aux lèvres de la fente puis obliquement (2). On retrouve cette direction dans le remplissage fibreux de la fente B. Ces deux fentes, quoique presque orthogonales, se sont donc ouvertes de façon synchrone.

J.M. Larroque et M. Ansart (1984) ont montré qu'à l'échelle du bassin, il existait deux directions dominantes de fentes (NW-SE et NE-SW) mais que dans ces fentes la direction des fibres restait constante, indiquant toujours une extension pratiquement E-W.


E
W
Plaine d'Alsace
C.F. Ribeauvillé
Vosges
1


045
135
010-020
2

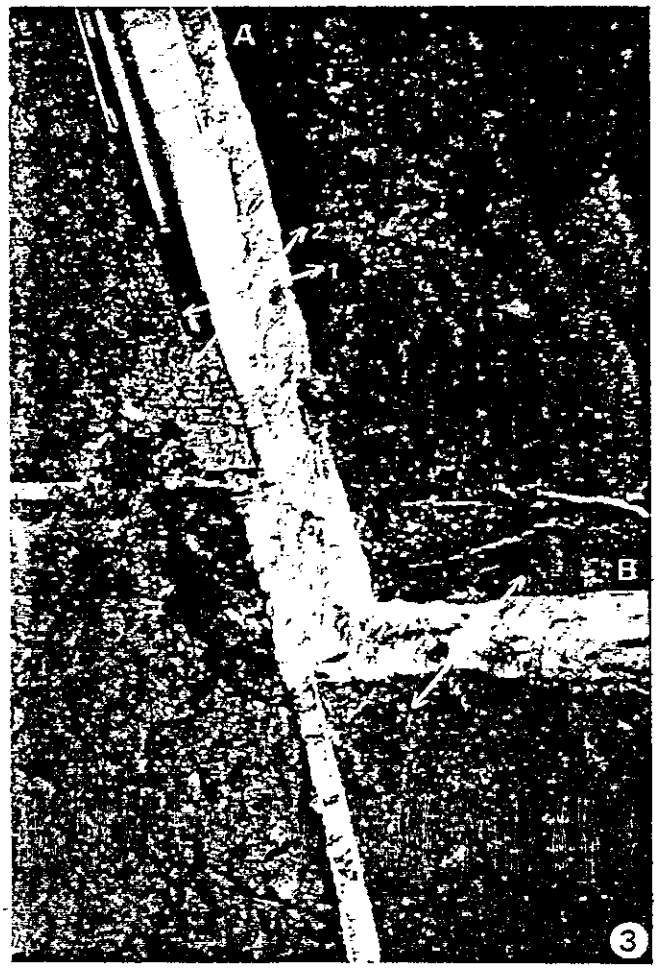

A
B
3

PLANCHE XII

FOSSÉ RHÉNAN, BRESSE

Fig. 1.- **Décrochements conjugués à Gueberschwir** (champ de fractures de Guebwiller, France).

Le front de taille de cette carrière de grès vosgien (ancienne exploitation de "grès à pavés") montre de magnifiques décrochements conjugués (de plusieurs centaines de m^2) dextres NW-SE et sénestres NE-SW. Ces décrochements correspondent à la phase de compression N-S d'âge éocène supérieur.

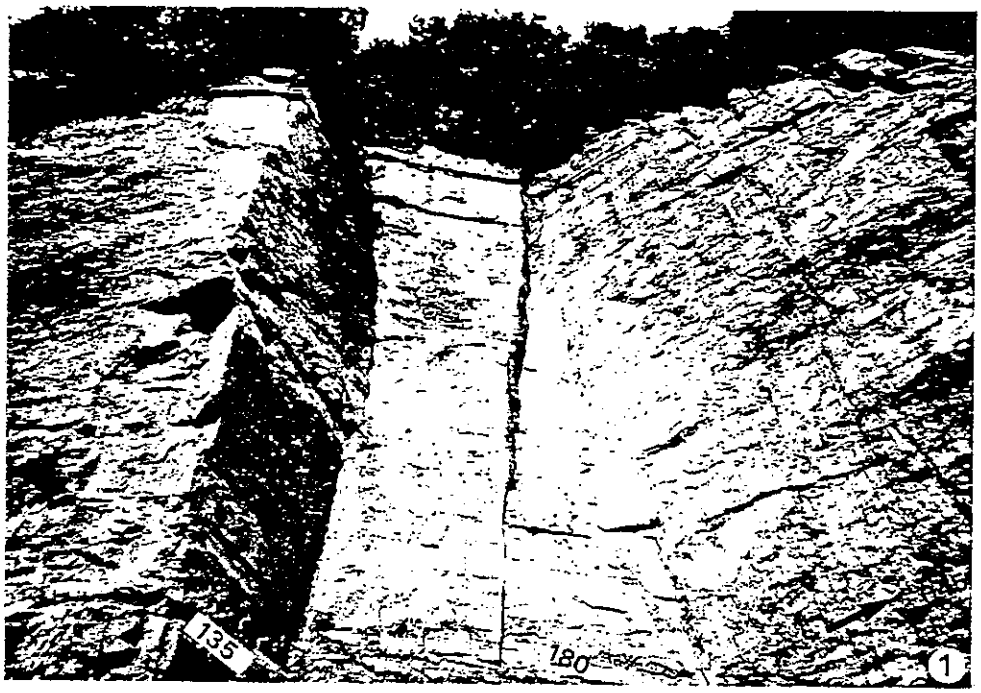
Fig. 2.- **Faille normale à Merdingen** (champ de fractures de Freiburg, R.F.A.).

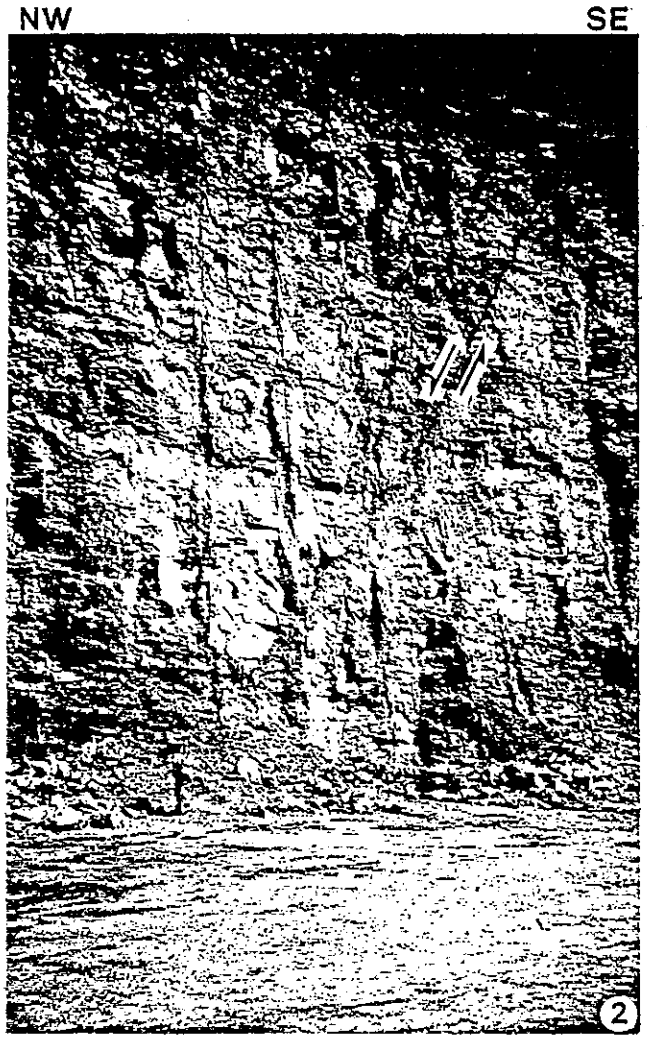
De nombreuses failles normales N-S, NW-SE et NE-SW affectent les calcaires bajociens de la carrière de Merdingen. La grande faille visible sur ce cliché a une direction SW-NE ; il s'agit très probablement ici, comme dans beaucoup d'autres cas, de décrochements créés lors de la compression N-S d'âge éocène supérieur et remobilisés lors de la distension E-W à l'Oligocène.

Fig. 3.- **Faille normale à Remigny** (Côte de Beaune, Bourgogne).

Les calcaires du Bathonien de la carrière de Remigny, en bordure occidentale de la Bresse, sont affectés par de nombreuses failles normales d'azimut 000 à 060.

Le miroir photographié ici a un azimut 060 et plonge de 55 à 60° vers le NE, les stries sont subverticales.


135
180
1


NW
SE
2

3

PLANCHE XIII

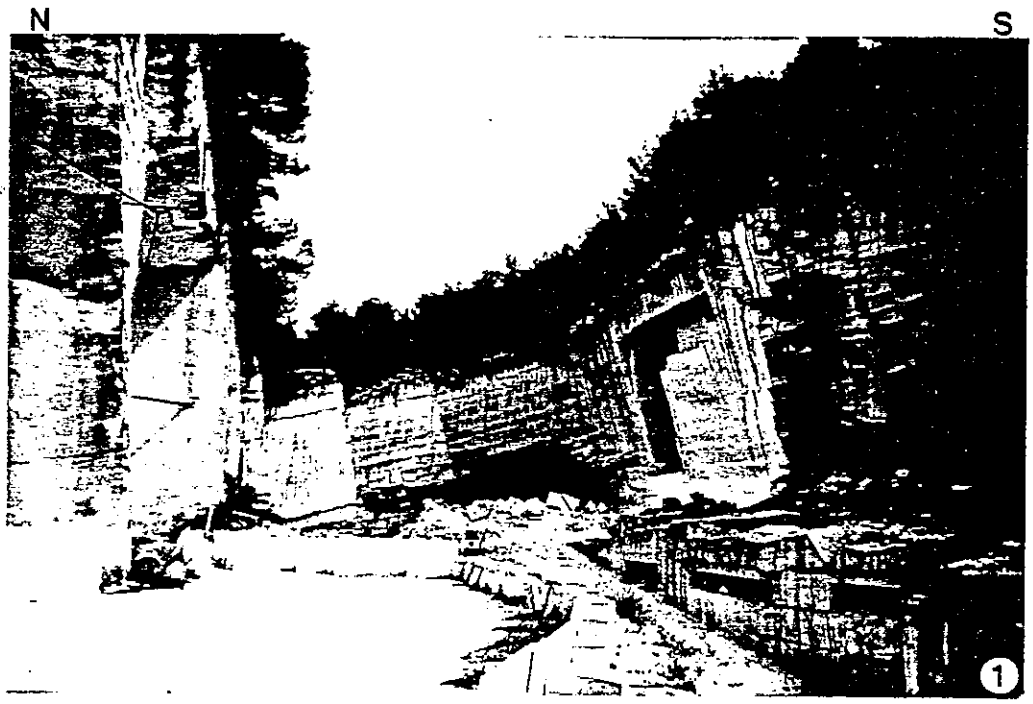
HAUTE-PROVENCE

Fig. 1.- **Exploitation de la molasse burdigalienne dans le Luberon**

Carrière des Estaillades, au SW de Ménerbes, sur le flanc nord du Luberon. La barre molassique plonge d'une vingtaine de degrés vers le Nord. Le mode d'exploitation de la roche n'est évidemment pas favorable à la conservation de plans de failles (ce qui explique en grande partie l'absence de détermination de tenseur des contraintes dans cette formation).

Fig. 2.- **Poche karstique dans l'Urgonien d'Orgon (Les Alpilles).**

Cette poche karstique dans les calcaires urgoniens a été remplie par des argilites brunes et rouges, des sables et des calcaires argileux blanchâtres, attribués au Valdo-Fuvélien. Les bancs calcaires y sont vigoureusement plissés en un synclinal à plan axial subvertical de direction 076. Ce plissement est probablement dû à la compression subméridienne "pyrénéo-provençale".


N
S
1

2

PLANCHE XIV

IMAGES LANDSAT

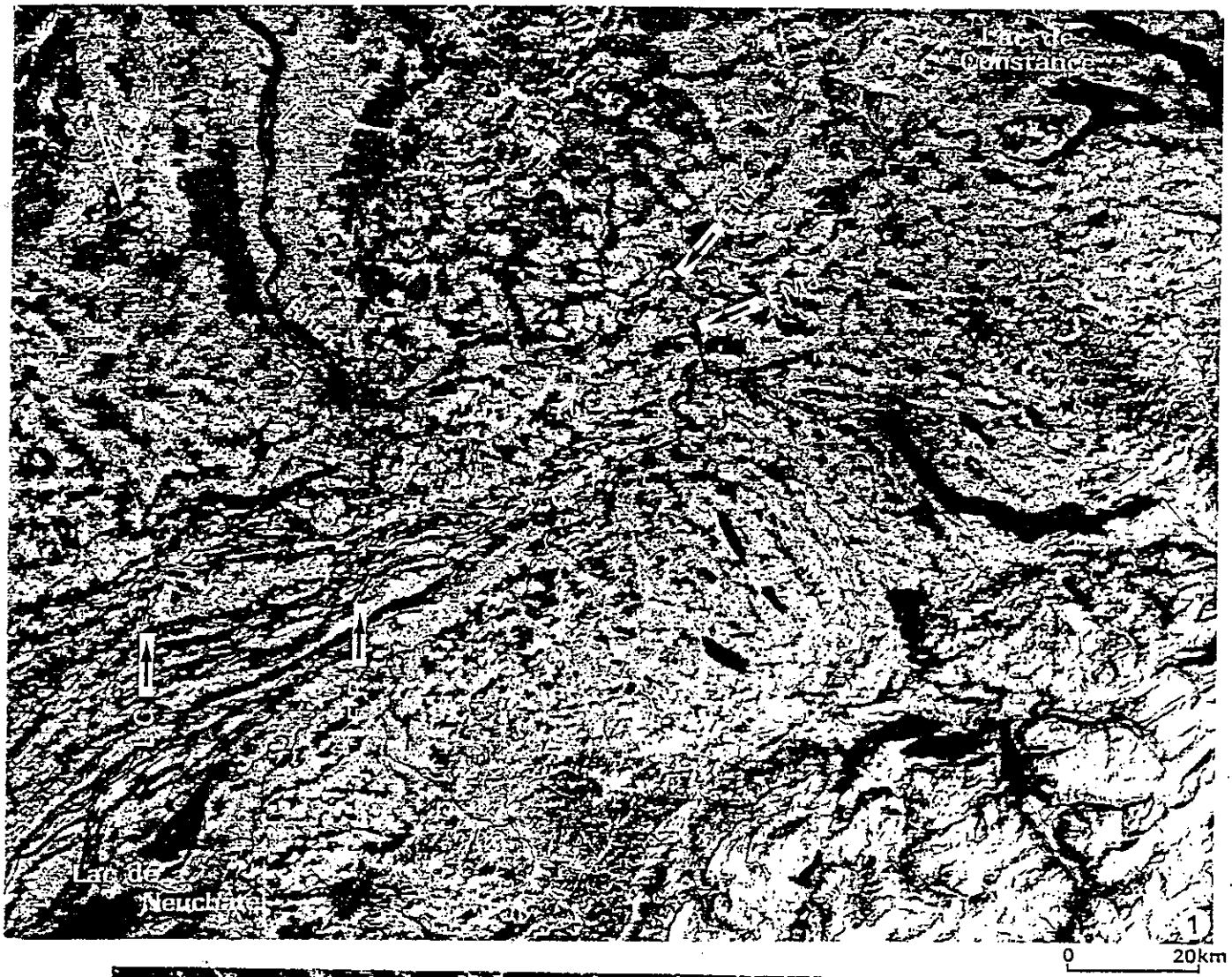
Fig. 1.- **Images MSS-Landsat du Jura suisse septentrional** (du 23 avril 1975, canal 7).

On reconnaît dans l'angle NW : l'extrémité sud du Fossé rhénan ; en diagonale du SW au NE : le Jura suisse septentrional bordé au SE par la plaine molassique suisse ; enfin, dans l'angle SE une petite partie des Alpes suisses.

La flexure rhénane (F.R.) à la terminaison méridionale du fossé est bien visible, de même que les grandes failles du Jura tabulaire : failles de Mettau (F.Me.) et de Mandach (Ma.), ou du Jura plissé : ligne de la Caquerelle (L.C.).

Fig. 2.- Image filtrée.

La scène est la même que celle de la figure 1. Elle a été filtrée en lumière cohérente. Sur ce cliché deux directions apparaissent nettement : 010-020 (direction rhénane) et 060 (direction transformante).


Lac de Constance
Lac de Neuchâtel
1
0 20km

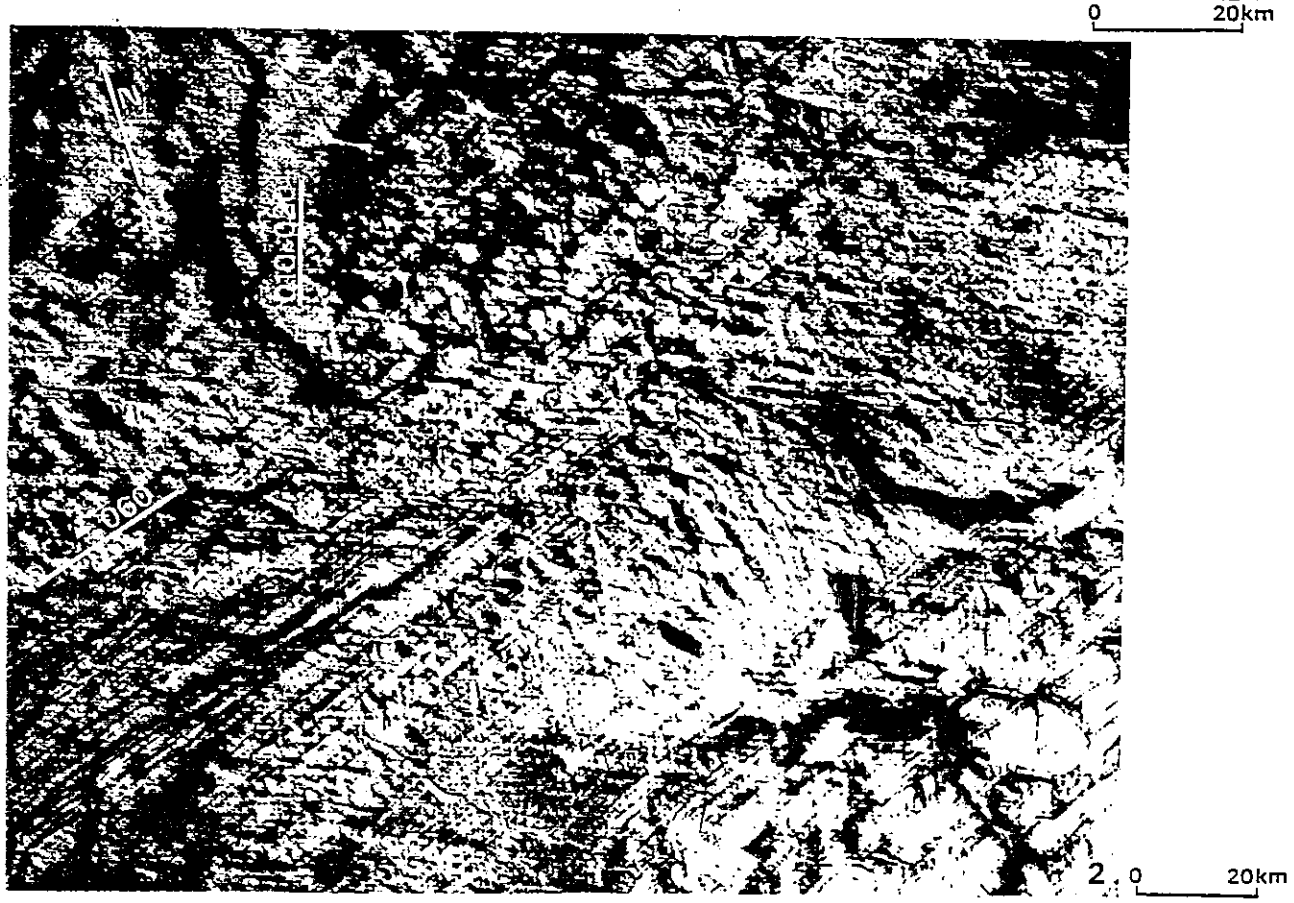

N
060
2
0 20km

PLANCHE XV

IMAGES LANDSAT (SUITE)

Fig. 1.- **Composition colorée d'une image MSS-Landsat de la plaine du Forez** (du 22 septembre 1972).

La composition a été faite à partir des canaux 5 et 7 de la même scène colorés chacun de façon monochromatique (5 : rouge, 7 : bleu) par adjonction de filtres de couleur.

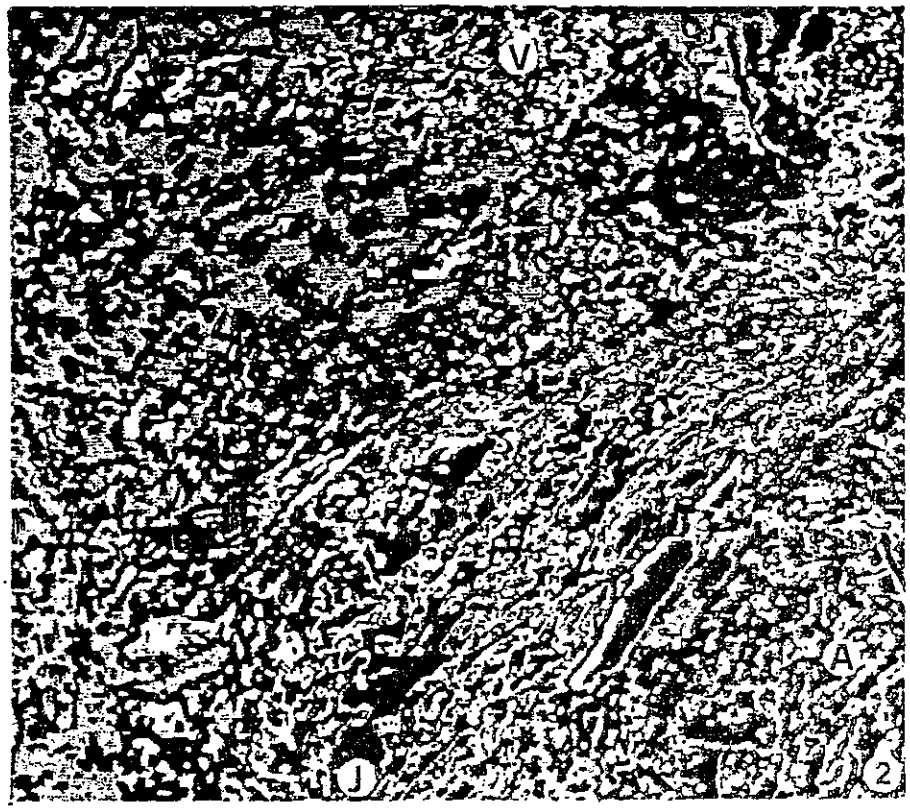
On reconnaît avec des teintes bleues : la vallée du Rhône à l'Est, la plaine du Forez (ou Limagne de Montbrison) au centre, et au NW la partie méridionale de la plaine de Roanne, séparée de la précédente par le seuil de Neulise, marqué par des teintes plus brunes. Le bassin houiller de Saint-Etienne, de direction 060, apparaît également en bleu. Les teintes rouges sombres et brunes, correspondent aux granites, les roches cristallophyliennes des Monts du Lyonnais, entre la plaine du Forez et la vallée du Rhône, sont plus claires. Dans les Monts du Lyonnais, la série de la Brévenne est nettement marquée par une bande plus sombre de direction NE-SW.

Fig. 2.- **Image traitée en équidensités colorées, du Jura septentrional et de la Bresse** (du 20 Mars 1973).

Le négatif du canal 7 de cette scène a été codé en 32 couleurs, certaines structures apparaissent plus nettement.

On distingue, avec une dominante jaune : du NE au SW le Sud du Fossé rhénan et la Bresse, dans le quart SE la plaine molassique suisse (avec en violet-noir, le lac de Neuchâtel). Les teintes bleues correspondent à une petite partie des Alpes (A) dans l'angle SE, à l'arc jurassien (J) au centre du cliché, et à la partie sud des Vosges (V). Des lignes de couleur violette apparaissent au Nord du Jura dans la direction de la zone transformante (ENE-WSW).

ROANNE
LYON
Rhône
1
0 10 km


V
A
1
2
0 20 km